

МИНИСТЕРСТВО ТОПЛИВА И ЭНЕРГЕТИКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ
ИСКОПАЕМЫХ

ОБУХОВ Александр Николаевич

УДК 553.98.12 (551.24.1:553.98)

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ ПОДВИЖНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Специальность 04.00.17 – геология, поиски и разведка
нефтяных и газовых месторождений

Д и с с е р т а ц и я
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва 1997

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава 1. Основы гравитационной геодинамики	13
Глава 2. Гравитационная геодинамика нефтегазоносных бассейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса	34
Ферганская область срыва	42
Центрально-Тяньшанская область срыва	53
Памирская дугообразная область срыва	60
Джунгарская область срыва	94
Глава 3. Гравитационная геодинамика Южно-Каспийской впадины	135
Глава 4. Гравитационная геодинамика кайнозойских бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса	152
Охотоморский регион	165
Северо-Сахалинский бассейн	189
Чукотско-Беринговоморский регион	219
Анадырский бассейн	233
Хатырский бассейн	246
Наваринский бассейн	265
Бассейны Чукотского моря	281
Глава 5. Гравитационно-геодинамические критерии нефтегазоносности осадочных бассейнов подвижных зон земной коры	303
Заключение	344
Литература	350

ВВЕДЕНИЕ

Новая сейсмогеологическая информация по осадочным нефтегазоносным бассейнам позволила установить и обосновать значительную роль субгоризонтальных срывов в геодинамической эволюции верхних зон земной коры. Известно, что в образовании структуры бассейнов едва ли не ведущую роль играют листрические разломы с их уходящей в глубины коры субгоризонтальной плоскостью срыва. В бортовых зонах бассейнов и в орогенных областях обычны пологие срывы аллохтонных пластин и бескорневые структуры. Определяющее значение для подобных субгоризонтальных срывов имеют реологическая расслоенность литосферы и осадочного чехла, а также флюидодинамические эффекты, способствующие горизонтальным деформациям при весьма незначительных нагрузках. Действительно, земная кора расслоена зонами резкого изменения физико-механических свойств пород – это хрупко-вязкий раздел (чаще всего совпадающий с верхней границей Конрада), переходная гидродинамическая зона, реологически неустойчивые поверхности вблизи Мохо. Следует отметить, что эти физические границы не образуют единых общепланетарных поверхностей. Они всегда слабо наклонны из-за поверхностной неоднородности земной коры. То есть верхняя кора с преимущественно хрупкими свойствами породных масс расположена на наклонных флюидодинамически активных ("скользких") поверхностях, что неизбежно заканчивается горизонтальными перемещениями верхней коры по региональным уклонам и формированием изостатически всплывающих тыловых зон срыва. Эти многоуровневые горизонтальные перемещения пластин расслоенной коры мы относим к классу гравитационно-геодинамических процессов, поскольку происходят они не под влиянием конвективных течений в

мантии, а за счет гравитационного перераспределения расслоенных породных масс в коре. Особенно крупных масштабов достигают горизонтальные срезы в мезозойско-кайнозойских бассейнах подвижных зон земной коры, к каким относятся межгорные впадины Центрально-Азиатского орогенического пояса (внутриконтинентальная область) и окраинно-континентальные бассейны Западно-Тихоокеанской подвижного пояса. Эти одновозрастные рифтогенные осадочные бассейны характеризуют два типа региональных геоструктур и являются нефтегазоносными, поэтому их совместное рассмотрение позволит выявить основные закономерности, определяющие эволюцию и особенности генерации, аккумуляции и консервации углеводородов в осадочных бассейнах различного геодинамического происхождения. Учет субгоризонтальных срезов и гравитационно-геодинамических явлений в этих бассейнах является в настоящее время наиболее важной проблемой, без решения которой трудно расчитывать на эффективные поиски скоплений углеводородов в поднадвиговых поясах и односторонних узких грабенах континентальных окраин. Исследование геодинамических преобразований нефтематеринских толщ, природных резервуаров и ловушек с учетом значительных масштабов горизонтальных движений в осадочных бассейнах мобильных зон земной коры а также разработка геодинамических критериев их нефтегазоносности и определяет актуальность работы.

Появление в середине XX века концепции тектоники литосферных плит или новой глобальной тектоники произвело переворот в геологии и создало впечатление, что все текущие проблемы могут быть легко и эффективно разрешены в рамках этой новой научной парадигмы. Сейчас предпринимаются многочисленные попытки привлечь методологический аппарат тектоники плит для поисков месторождений полезных ископаемых и прежде всего нефти и газа. В этой связи сле-

дует выделить разработки К.А.Клещева, В.С.Шеина, Л.П.Зоненшайна, Л.М.Натапова, В.Е.Хaina, В.П.Гаврилова а также многих ученых, развивающих геодинамические исследования применительно к отдельным нефтегазоносным провинциям (А.А.Абидов, В.Г.Варнавский, Р.Г.Гарецкий, Г.Ж.Жолтаев, М.А.Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т.Казанцева, Л.Э.Левин, В.И.Попков, Б.В.Сенин, Э.В.Шипилов, К.О.Соборнов, О.И.Супруненко, В.В.Харахинов и др.). Региональные геодинамические построения обладают достаточно высокими прогнозистическими возможностями. Сложнее обстоит дело с зональным а тем более локальным прогнозом нефтегазоносности. Для этих задач тектоника плит является еще слишком общей теорией, не учитывающей некоторые важные геологические моменты.

Центральным постулатом тектоники плит является предположение о конвективных течениях в мантии, обеспечивающих энергетику тектонических процессов в земной коре. Действительно, надежно установленным фактом можно считать спрединг или расширение ложа океанов в глобальной системе срединно-океанических рифтов. Однако, второй необходимый элемент конвективной ячейки – погружающийся или субдуцирующий поток до сих пор остается лишь теоретическим предположением. С различной степенью уверенности разные авторы на роль зон субдукции выдвигают глубоководные желoba, но до сих пор эти предположения остаются дискуссионными. Поэтому гносеологики равноценной выглядит гипотеза расширяющейся Земли (Е.Е.Милановский, А.И.Летавин, У.Кэри и др.), согласно которой поверхность Земли испытывает только растяжение. Тогда как образовались орогенные зоны с их характерной покровно-надвиговой тектоникой? Механизм коллизии или столкновения литосферных плит кажется однозначно объясняет их формирование. Однако и здесь не все так просто. Огромные массивы докембрийских кристаллических пород или, как

их еще называют "гранитные ядра гор", могут оказаться тектонически денудированными зонами, с которых осадочный чехол переместился в периферийные складчато-надвиговые части орогенов (рис.1). Наиболее полно тектонические деформации фиксируются в расположении и структуре осадочных бассейнов. Внутри складчато-надвиговых поясов мезозойско-кайнозойские бассейны представляют собой сложную разобщенную мозаику тектонически ограниченных фрагментов, разделенных изостатически вздымающимися поясами метаморфических палеозойских и/или выступами докембрийских пород. Причем даже метаморфические складчато-надвиговые пояса порождены скольжением чешуйчатых пластин с возвышенных участков в пониженные по серпентинитовым и сланцевым реологическим разделам. Таким образом и орогены являются прежде всего зонами растяжения а затем уже изостатического воздымания и локального сжатия. Возможно только этим объясняется изостатическая аномалия под горными хребтами, выявленная еще Дж.Эверестом. При такой модели развития складчато-надвиговых поясов палинспастические реконструкции должны полностью опираться на сейсмогеологический и структурно-формационный анализ мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов, включенных в орогенные области и обрамляющих их.

Целью работы является исследование гравитационно-геодинамические моделей эволюции осадочных бассейнов, разработка на этой основе новых тектонических критериев нефтегазоносности осадочных бассейнов подвижных зон земной коры и выявление наиболее перспективных зон нефтегазонакопления в рассматриваемых регионах.

При этом предполагается решить следующие задачи:

-обобщение современного материала и развитие представлений о геодинамической эволюции осадочных бассейнов Центрально-Азиатского орогенного и Западно-Тихоокеанского подвижного поясов;

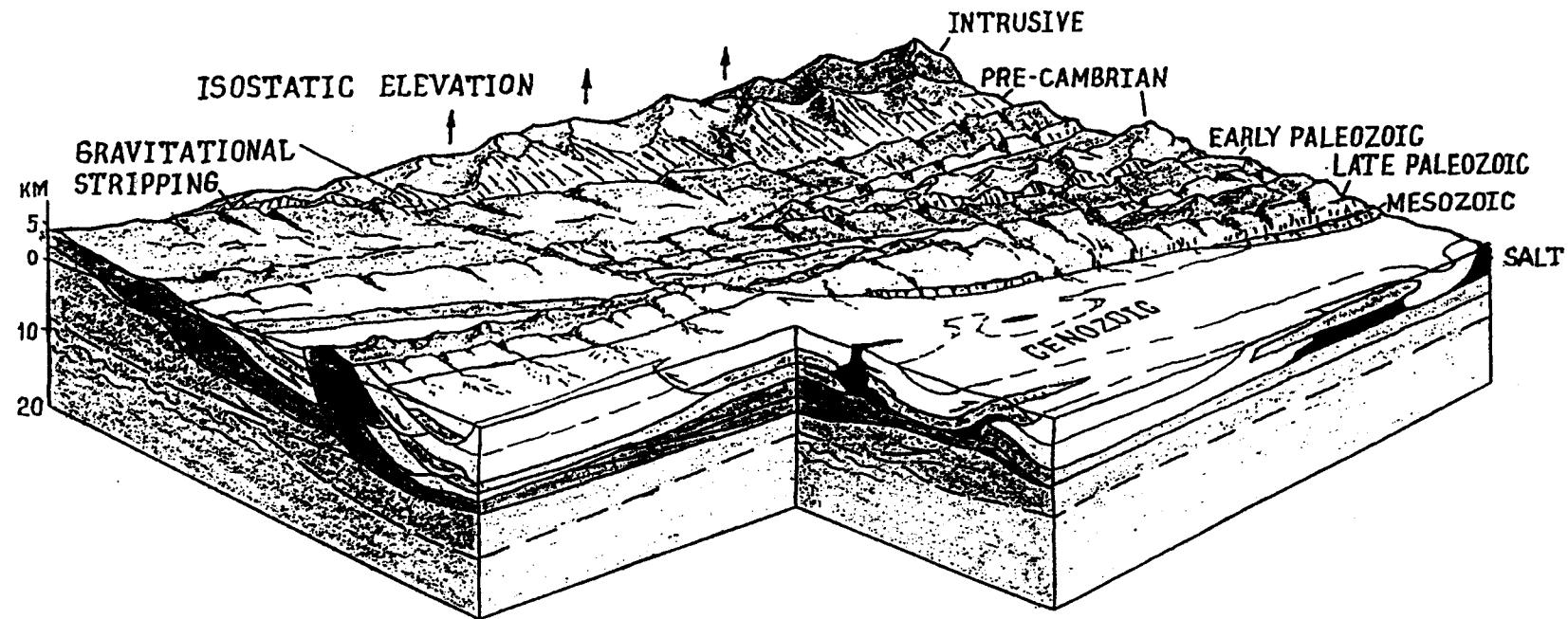


Рис. I Гравитационно-геодинамическая модель эволюции внутриконтинентальных осадочных бассейнов

Верхний 10–15 километровый слой земной коры в геологическом масштабе времени ведет себя как вязкая селевидная масса, легко пересекающаяся в горизонтальном направлении при наличии минимального уклона. Существенно способствует перемещению наличие хрупко-вязкого перехода в земной коре на уровне 10±3 км, а также флюидодинамические явления в этой же зоне. Гравитационный срыв осадочных пластин происходит по границам структурно-формационных комплексов. Обнажившиеся площади древнего фундамента изостатически всплывают вслед за фронтом гравитационного срыва. Существенное увеличение мощности осадочного клина в этом фронте определяют их повышенный нефтегазогенерационный потенциал.

- сейсмогеологический анализ зон растяжения и сжатия в осадочном чехле нефтегазоносных бассейнов указанных регионов;
- выявление зон реологической и флюидодинамической расслоенности земной коры и осадочного чехла;
- построение гравитационно-геодинамических моделей эволюции осадочных бассейнов различных типов;
- анализ влияния гравитационно-геодинамических явлений на особенности нефтегазоносности и размещения зон нефтегазонакопления в осадочных бассейнах подвижных поясов;
- сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов подвижных поясов с выделением основных зон нефтегазонакопления в различных структурно-формационных комплексах.

Научная новизна работы заключается в следующих положениях:

1. Обосновано определяющее значение субгоризонтальных срывов для строения осадочных бассейнов подвижных зон земной коры.
2. Выделен новый тип тектонических движений, названных гравитационно-геодинамическими вследствие больших масштабов проявления и преобладания гравитационных сил в качестве первопричины тектонических деформаций крупных блоков земной коры.
3. Установлена связь взбросо-надвиговых зон орогенных областей с растяжением земной коры, которое сопровождалось гравитационно-геодинамическими явлениями – субгоризонтальными срывами и изостатическими поднятиями в тылу сорванных пластин.
4. Предложена гравитационно-геодинамическая модель эволюции осадочных бассейнов, объясняющая инверсию как результат срывов бортовых зон, возникающих после достижения бассейном определенной критической глубины (10+5 км.).
5. Показано, что системы межгорных впадин в Центрально-Азиатском орогенном поясе и зоны изолированных полуграбенов на активных

континентальных окраинах Западно-Тихоокеанского подвижного пояса образованы в результате горизонтального растяжения и разрыва не-когда единой осадочной депрессии в ходе гравитационно-геодинамического срыва пластин верхней коры в направлении к океанам.

6. Установлено, что максимальные перспективы нефтегазоносности связаны с передовыми по отношению к направлению гравитационно-геодинамического срыва зонами осадочных бассейнов. В тыловых зонах из-за сильного растяжения преобладает рассеяние УВ потока.

7. Разработаны гравитационно-геодинамические критерии прогноза нефтегазоносности недр.

8. Произведено ранжирование осадочных бассейнов изучаемых регионов и выделены наиболее перспективные зоны нефтегазонакопления внутри них.

Теоретические разработки автора использовались при планировании геологоразведочных работ в межгорных впадинах Средней Азии и Казахстана в рамках Комплексных проектов и учитывались при составлении документов по прогнозной оценке крупных регионов. Материалы использованы также при создании Карт нефтегазоносности СССР(1988, 1991 гг.), Обзорной карты нефтяных и газовых месторождений. Средняя Азия(1984, 1988 гг.), Petroleum Potential Map of Northeast Asia(1996).

Практическая значимость проведенных исследований определяется разработкой новых гравитационно-геодинамических критериев оценки нефтегазоносности малоизученных территорий и акваторий подвижных поясов и выделением на этой основе наиболее крупных возможных зон нефтегазонакопления. Это особенно важно для малоизученных акваторий, для которых определение участков с экономически оптимальной ресурсной базой является первоочередной задачей, в связи с большой стоимости морского бурения. Внедрение гравитационно-геодина-

мических исследований в практику нефтегазопоисковых работ позволяет на региональном уровне выделить участки бассейна с максимальной концентрацией ресурсов в том числе и в поднадвиговых зонах, а на локальном уровне определить закономерности формирования отдельных месторождений, а значит и характер их нефтегазоносности.

По рассматриваемой проблеме опубликовано 43 работы, в том числе две монографии и один обзор. Основные положения докладывались на Всесоюзных семинарах и конференциях "Эволюция процессов нефтегазообразования" (Москва, 1984 г.), "Формации осадочных бассейнов" (Москва, 1985 г.), "Системный подход в геологии" (Москва, 1985, 1989 гг.), "Нефтегазообразование на больших глубинах" (Москва, 1986 г.), "Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон" (Фрунзе, 1988 г.), Международной конференции "Рифтогенез и нефтегазоносность" (Чернигов, 1990 г.), III Международном совещании по тектонике плит (Звенигород, 1991 г.), Всесоюзном совещании "Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых" (Уфа, 1991 г.), Конференции "Состояние и перспективы развития геологоразведочных работ в Туркменистане" (Ашхабад, 1991 г.), Международном симпозиуме "Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов" (Москва, 1992 г.), Международном семинаре в Китае (Пекин, 1993 г.), XIY-ом Мировом нефтяном конгрессе (Ставангер, 1994), 28-ом "Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии" (Москва, 1995 г.) и 29-ом "Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов" (Москва, 1996) Тектонических совещаниях, XIY Губкинских чтениях (Москва, 1996).

Материалы работы апробировались также на ежегодных совещаниях Миннефтегазпрома СССР и Минтопэнерго РФ по рассмотрению планов геологоразведочных работ предприятий отрасли.

В диссертации использованы результаты личных исследований ав-

тора (1976–1997 гг.) по изучению тектоники и нефтегазоносности межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса, осадочных бассейнов Сахалина, Охотского и Берингова морей. Фактологической основой работы являются материалы региональной и поисковой сейсморазведки МОГТ. По всем рассматриваемым в диссертации бассейнам проведен подробный сейсмогеологический анализ с выделением структурно-формационных комплексов, определением типов тектонических деформаций и геодинамического режима.

Были использованы материалы глубокого бурения и результаты геохимических, палеогеотермических и литологических исследований для выявления нефтегеологических характеристик малоизученных регионов и/или отдельных литолого-формационных комплексов.

Значительным источником информации служили опубликованные и фондовые геолого-геофизические материалы по нефтегазоносным бассейнам подвижных поясов южной и восточной окраин Евразии. Широко привлекались данные зарубежных исследователей, в том числе и по осадочным бассейнам Китая, которые служат связующей цепью кайно-зойских депрессий Средней-Центральной Азии и Западно-Тихоокеанской активной окраины. Настоящая работа была бы невозможна без использования построений и обобщений, проведенных исследователями из региональных НИПИ системы бывшего Миннефтегазпрома, ИГиРГИ, ВНИГНИ, МГУ, ВНИГРИ, ВНИИгаз, ИТИГ и многих других научно-исследовательских организаций а также производственных объединений.

Диссертация состоит из введения, 5-ти глав и заключения объемом 378 страниц, включая 3 таблицы, 106 рисунков и список литературы из 284 наименований.

Главными методами настоящего исследования выбраны структурно-формационный и сейсмоинформационный анализы (Шлезингер, 1988, Кунин, 1989), которые в совокупности с изучением нефтегеологии

ческих аспектов составляют основу бассейнового моделирования. Осадочный бассейн – это геологическое тело, отличающееся от подстилающих образований неметаморфическим типом слагающих пород. Обычно осадочный бассейн состоит из нескольких структурно-формационных комплексов, различающихся степенью катагенеза и деформированностью(структурными особенностями) осадочных толщ. Поэтому первая задача бассейнового моделирования заключается в выделении структурно-формационных комплексов, представляющих собой овеществленный в осадках тектонический режим эволюции.

Для демонстрации глобального характера гравитационно-геодинамических процессов были привлечены материалы по одновозрастным бассейнам внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных зон земной коры.

Степень подробности описания различных бассейнов неодинакова в связи с разной степенью их изученности. В бассейнах с давней историей освоения и материалы по которым представлены в многочисленных опубликованных работах акцент делался на новые материалы и новую их интерпретацию. Таковы Ферганский и Афгано-Таджикский бассейны. Несколько подробнее описаны бассейны Западно-Тихоокеанского возраста вследствие их тектонической уникальности и важности их изучения в современных экономических условиях. Автор ставил перед собой основной задачей показать грандиозные горизонтальные перемещения верхней коры и выявить их влияние на нефтегазонность осадочных бассейнов подвижных зон земной коры.

Автор искренне признателен за помощь и постоянную поддержку академику РАЕН Н.А.Крылову, члену-корреспонденту РАЕН Э.М.Халимову, докторам Г.-м.н., профессорам А.И.Летавину, Д.С.Оруджевой, Т.Т.Клубовой, К.Н.Кравченко, И.М.Михайлову, Г.Т.Юдину а также коллегам по лаборатории Л.Б.Абрамовой, Д.Д.Агапитову, О.Ю.Белянино-

ву, А.В.Скоробогатько, М.Э.Мехтибекову. Большую помощь оказали научные контакты с А.А.Абидовым, М.А.Аширмамедовым, Ю.К.Бурлиным, Ю.Г.Леоновым, С.И.Мусаевым, Ю.С.Мавринским, Э.А.Мамаджановым, Е.И.Паталахой, В.И.Попковым, Е.П.Свистуновым, К.О.Соборновым, В.П.Шебалдиным, В.С.Шеиным, А.Е.Шлезингером.

Глава 1

ОСНОВЫ ГРАВИТАЦИОННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Представления о значительной роли гравитационных сил в тектонических процессах имеют давнюю историю, – ведь альпийская классическая тектоника – это гравитационная тектоника. Однако из-за трудностей объяснения механизма гравитационных срывов при очень пологих склонах роль гравитационной тектоники оставалась весьма скромной. С появлением работ Р.ван Беммелена, Л. де Ситтера, Е.Рейера, С.Токуды, Х.Рамберга а в нашей стране П.Оффмана положение стало меняться. Теперь гравитационная тектоника – это хорошо разработанный раздел геологической науки, изучающий два класса связанных явлений: гравитационное скольжение крупных блоков земной коры(gravitational sliding), ограниченных снизу поверхностями срыва и гравитационное течение, при котором некий массив пород ведет себя как вязкая жидкость(Сейферт, 1990). Однако и сейчас, признавая существование этих процессов, большинство геологов считают их просто дополнением к основным тектоническим процессам, вызванным внутренней энергией Земли. Между тем роль гравитационной тектоники в верхних частях земной коры в свете новых геолого-геофизических данных может быть едва ли не решающей. Реологическая и флюидодинамическая расслоенность земной коры позволяют

придать ей более высокий статус, что заставляет во избежание путаницы назвать это научное направление новым термином – гравитационная геодинамика(Обухов,1993,1994).

Гравитационная геодинамика имеет своим предметом перемещения пластин верхней части земной коры площадью до тысяч кв. км. по реологическим и флюидным экранам под воздействием силы тяжести. Её появление определено двумя важнейшими открытиями последних лет: обоснованием и наблюдением субгоризонтальных границ реологической расслоенности литосферы и аномальных флюидодинамических эффектов (переходная гидродинамическая зона). Накопленные новые факты о поведении горных пород и флюидов в глубокопогруженных горизонтах однозначно свидетельствуют о течении породного материала в глубинах земной коры. Действительно, флюидальные текстуры являются одними из самых распространенных. Трудно представить, что глубинные тектонические потоки представляют собой своеобразные каналы в толще статичной коры. Наиболее естественной причиной течения являются реологические свойства пород, возникающие при большом литостатическом давлении и с участием флюидов, т.е. некий слой начинает течь под воздействием тяжести расположенной на нем пластины пород. Разумеется, при этом начинает перемещаться и эта пластина. Таким образом, основным типом движений в верхней части земной коры должны быть горизонтальные перемещения, которые и фиксируются спутниковыми наблюдениями (Стейн,Йетс, 1989). Современные исследования характера разрушений при землетрясениях также указывают на то, что основная энергия при всех случаях направлена субгоризонтально а вертикальная составляющая является производной по отношению к первичному мощному горизонтальному срыву согласно ударно-волновой концепции сейсмических разрушений (Смирнов,1991).

Гравитационная геодинамика тем не менее является продолжением

и развитием идей тектоники плит и особенно её наиболее прогрессивной ветви – концепции тектонической расслоенности литосферы (А.Л.Книппер, Ю.С.Перфильев, Ю.М.Пущаровский, С.В.Руженцев, С.Д.Соколов, В.Г.Трифонов, В.И.Макаров, А.В.Пейве). Этими фундаментальными исследованиями была детально обоснована реологическая и флюидодинамическая расслоенность литосферы, а разработки Л.И.Лобковского (1988 г.) продемонстрировали расслоенность коры и связанную с этим автономность движения пластин литосферы и коры. Гравитационная геодинамика изменила только причину деформаций и глобальных перемещений геологических масс – не конвективные течения мантийного материала а многоуровневое латеральное выравнивание гравитационных потенциалов, начиная с поверхности планеты.

При изучении гравитационно-геодинамических процессов весьма важен масштаб рассмотрения геологических объектов. Традиционное деление земной коры на тектонические элементы с различной динамической активностью неизбежно приводит к раздельному изучению осадочных бассейнов и их складчатых обрамлений, которые в действительности образуют связанную динамопару, так как метаморфические складчатые толщи обрамлений некогда являлись основанием, фундаментом осадочного бассейна, впоследствии сорванного и перемещенного гравитационно-геодинамическими процессами. Иными словами следует изучать не только краевые взбросо-надвиговые зоны, но и их удаленные тыловые и передовые части. А это значит что длина профиля исследования самых поверхностных срывов не может быть меньше 30–50 км., а для глубинных внутрикоровых срывов эта длина может превышать 1000 км. Практически, наиболее встречающимися являются срывы с шириной вкрест простирания 50–200 км.. Весьма важно также при изучении использовать когнитивные методы представления информации – это объемные блок-схемы, компьютерное моделирование

(мультипликация) и т.п. при обязательном естественном отношении вертикального и горизонтального масштабов.

Региональные геологические исследования, удовлетворяющие требованию масштабности дают великолепные примеры проявления гравитационно-геодинамических процессов в Северной Америке (рис.2), в Африке и Европе (рис.3). Многочисленные и убедительные примеры гравитационных срывов рассмотрены в монографии, посвященной юбилею Р.ван Беммелена "Сила тяжести и тектоника" (1976), а также в других источниках (Сейферт, 1991, Рамберг, 1985)

По поводу масштабности следует также, что традиционные геодинамические реконструкции основаны преимущественно на геолого-геофизических материалах по складчатым областям, в то время как такой мощный источник геологической информации как сейсмические данные МОВ ОГТ связан прежде всего с изучением осадочных бассейнов. Крупные успехи сейсмостратиграфических методов в прогнозировании геологического разреза указывают на то, что и в тектонической интерпретации сейсмических данных могут быть достигнуты столь же значительные результаты. Действительно, в структуре осадочного бассейна буквально записана вся сложная и многообразная история развития этого участка земной коры на этапе, соответствующем времени формирования осадочной толщи. Поэтому геодинамические исследования в настоящее время должны опираться на детальное, прежде всего сейсмогеологическое изучение структуры осадочных бассейнов, окружающих или включенных в подвижные зоны земной коры.

Важнейшим результатом глубинных геофизических исследований земной коры является открытие волноводов – зон инверсии скоростей. Один из них, расположенный на глубинах 10–20 км, благодаря повсеместному развитию получил название регионального волновода (Павленкова, 1991). На его кровле происходит смена общего струк-

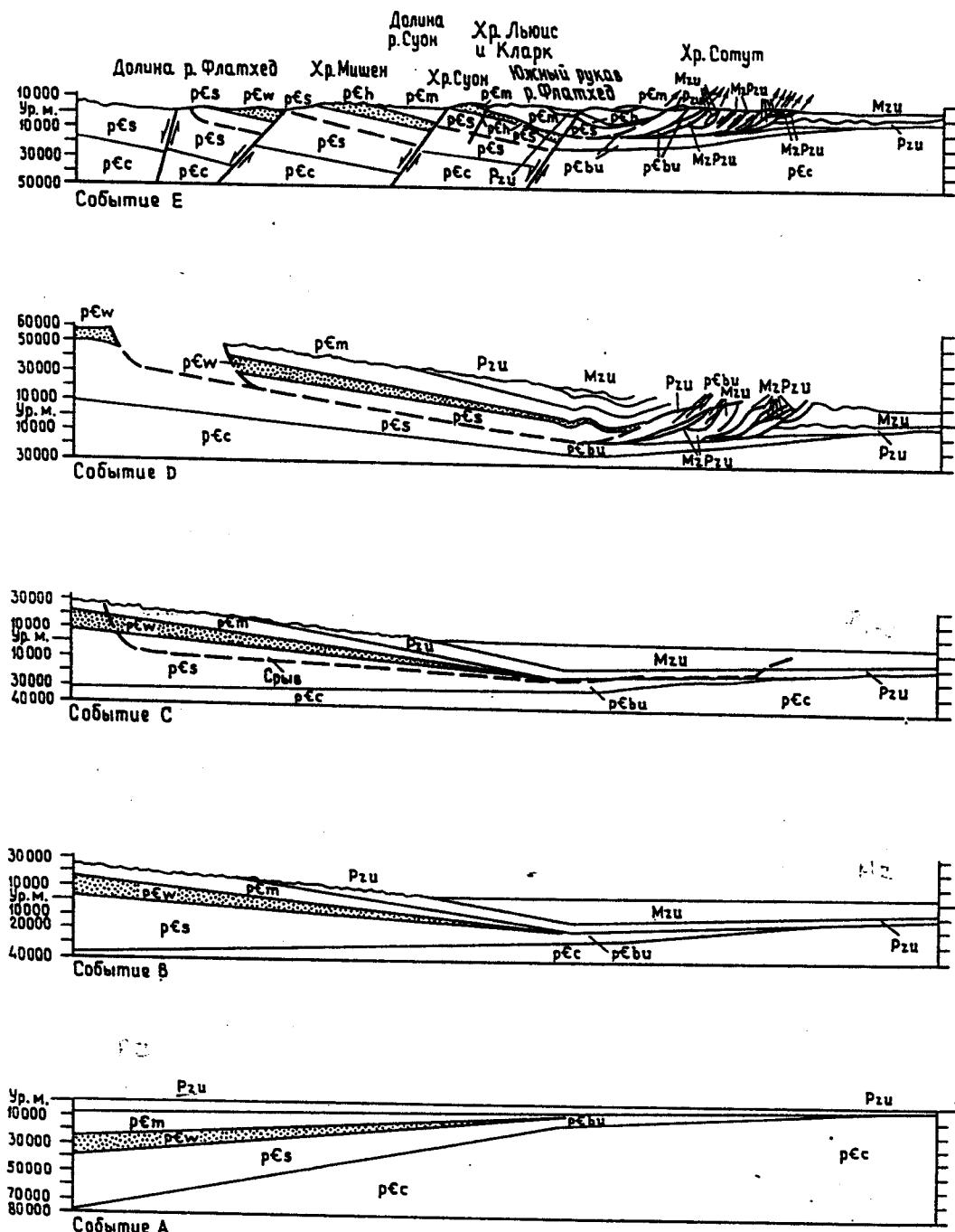
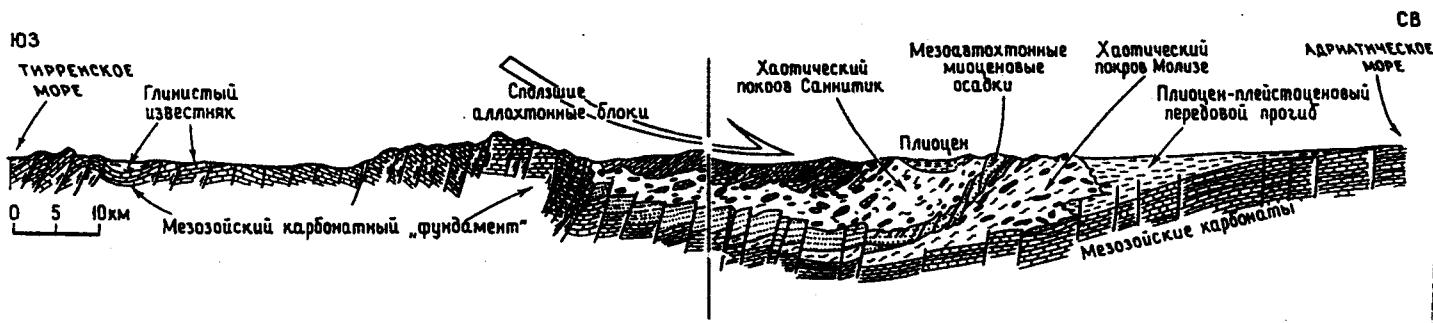


Рис. 2 Гравитационные надвиги на западе Монтаны (по К. Сейферту, 1987). Событие А - конец миссисипской седиментации; событие В - конец мезогойской седиментации; событие С - поднятие и формирование срыва; событие Д - гравитационное скольжение и образование складок; событие Е - образование современного рельефа и структуры.



Структуры гравитационной тектоники Науклут на юго-западе Африки



Смешанные гравитационные структуры течения и скольжения в Италии

Рис. 3 Примеры гравитационно-геодинамических явлений на юго-западе Африки (по Н. Korn, Н. Martin) и в Италии (R. Selli) / /

турного плана: выполнивание крутопадающих границ и уменьшение гравитационной неоднородности земной коры. К сейсмическим волноводам часто приурочены слои с повышенной электропроводностью. Здесь располагается максимум очагов коровых землетрясений. Разумеется, столь аномальный раздел в земной коре отмечался и ранее как отражающий горизонт K_1 (поверхность Конрада). Зарубежные исследователи, располагающие большим объемом сейсмических материалов глубинных исследований МОВ, охватывающих не только осадочный слой, но и всю кору называют его "зоной рефлективити" (Klemperer, 1990). Известен он также как серия горизонтов А и Г, в которых происходят не только инверсии и скачки скоростей, но и резкое падение электросопротивления, что объясняется их флюидонасыщением(С.Иванов, 1990.1994). В целом региональный волновод связан с важнейшей реологической границей в земной коре – хрупко-вязким переходом, выше которого господствуют хрупкие деформации, а ниже начинается эндогенная зона пластических деформаций. Столь же важные реологические и физические разделы располагаются в коре вблизи поверхности Мохоровичича. Вместе с тем эти поверхности не образуют единых зон срыва даже для региональных структур земной коры, так как они практически всегда слабо наклонны а значит имеют конечные размеры: для реологических разделов ширина плоскости срыва в осадочном чехле составляет 15 – 400 км. (в среднем – 30-40 км.), для хрупко-вязкого раздела – 50 – 800 км.(в среднем – около 150 км.), для нижнекорового реологического раздела достигает 150 –2000 км. (около 800 км.). Собственно, этими масштабами характеризуются размеры(ширина) основных структурных элементов земной коры. В целом, земная кора не просто расслоена, она обязательно косорасслоена (Айзенберг,Гарецкий,1996, Коган и др., 1994), что подтверждается уже многочисленными примерами (рис.4) и по

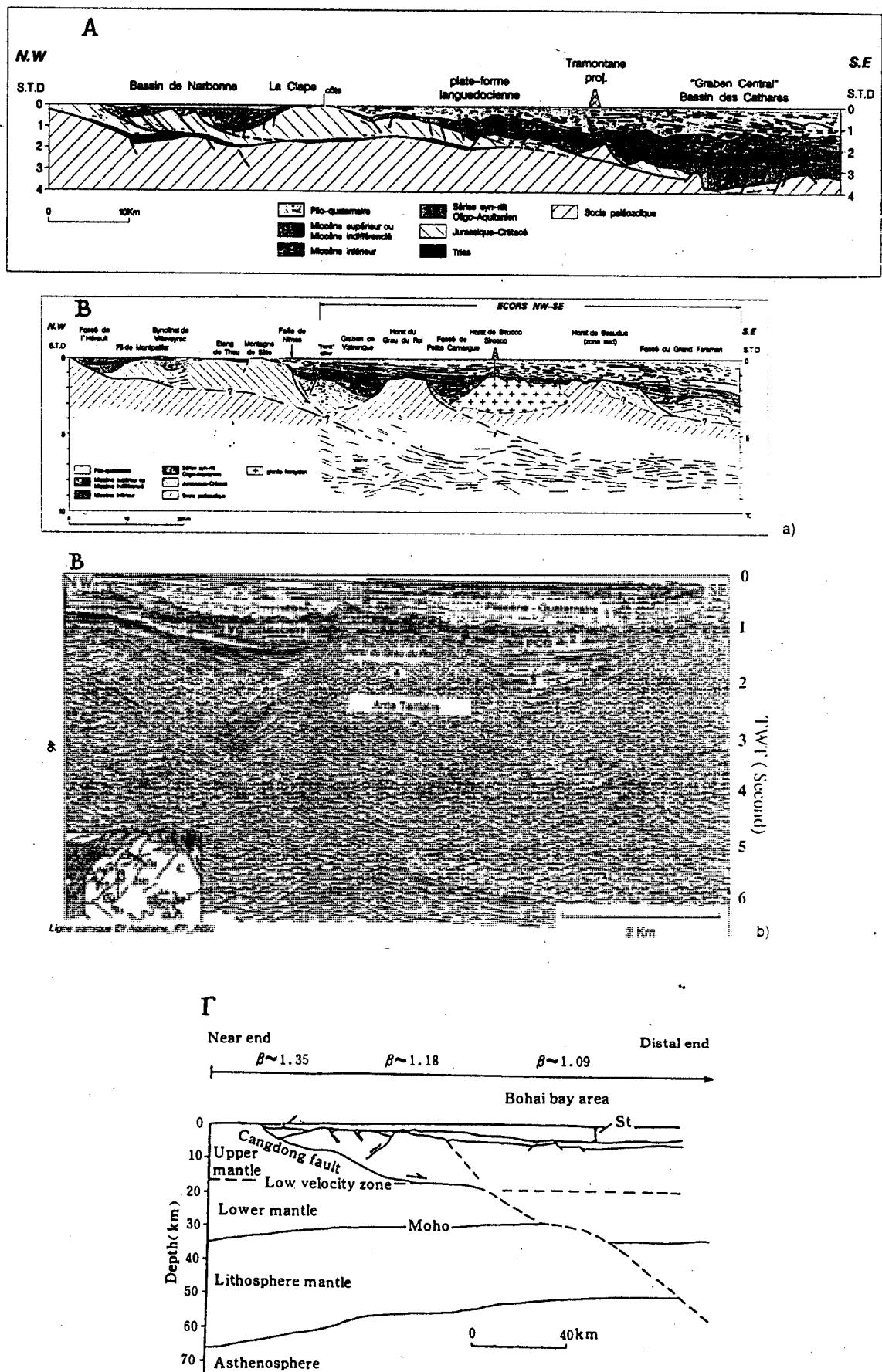


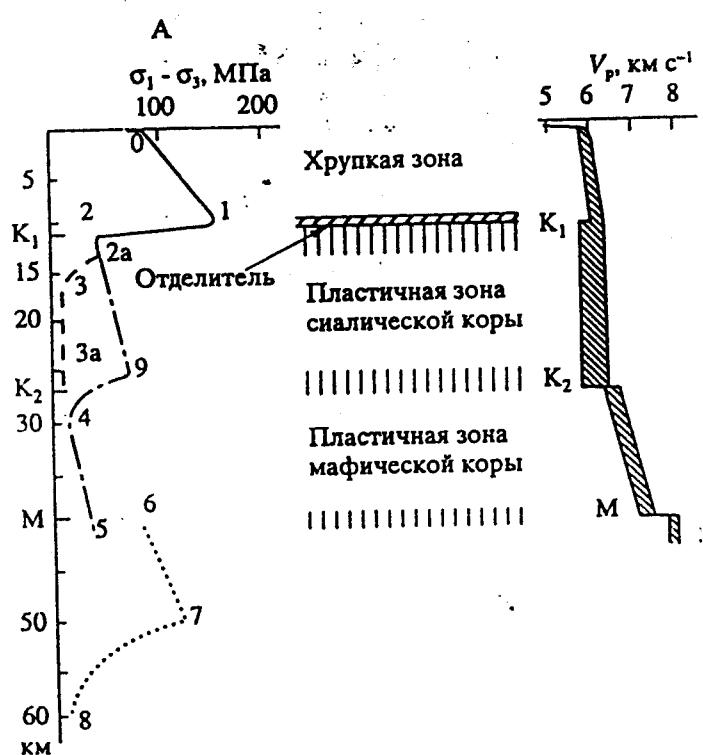
Fig. 4 Profile showing the extensional framework of Huanghua downwarping area.

Рис. 4 Расслоенность земной коры по геофизическим материалам.
А,Б,В- шельф Южной Франции/ /; Г- Боях-бейский залив Китая/ /

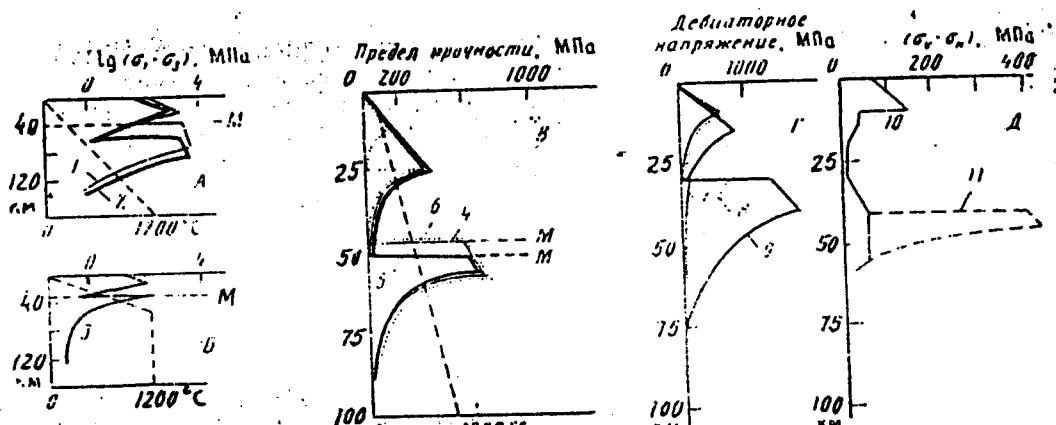
континентальным окраинам и по внутриконтинентальным зонам.

Результатом интенсивного исследования реологической расслоенности (С.Н.Иванов, 1990, 1994, Ю.Г.Леонов, 1991, G.Ranalli, 1987, S.Kirby, A.Kronenberg, 1984) земной коры стала обобщенная реологическая модель, которая включает в себя два наиболее значительных раздела: на глубине 10+4 км по уровню хрупко-вязкого перехода, на глубине 30+10 км в зоне пластичной нижней коры и по границе Мохоровичича (Белоусов и др., 1991, С.Иванов, 1994, Леонов, 1991) (рис.5). Кроме того, весьма существенное влияние оказывают на поверхностные тектонические процессы реологические разделы внутри осадочного чехла (Ranalli, 1987, Теркот, Шуберт, 1985, Сила тяжести..., 1976). Такими разделами являются плоскости между структурно-формационными комплексами, отдельными формациями и литотипами, т.е. такие разделы, на которых происходит резкое изменение физико-механических свойств деформируемой среды. Наиболее ярко реологические процессы проявляются в слоистой толще, содержащей эвапориты и/или глины. Глубинные разделы проявляют себя в виде частично расплавленных метаморфических зон (катазона по Е.И.Паталахе), расслоенность которых усиливается серпентинитовым меланжем и различными типами сланцев (Паталаха и др., 1988, 1990). Особое место занимают офиолитовые комплексы, которые также фиксируют в своей структуре последствия тектонических срывов (Колман, 1979).

Существенно влияет на физико-механические свойства горных пород флюидодинамика. Избыточные давления флюидов, характерные для слоев с низкой проницаемостью (глины, эвапориты), как бы приподнимают вышележащие толщи, создают между слоями своеобразную "жидко-кипящую" смазку, что обеспечивает гравитационный срыв даже при уклоне менее одного градуса (Сейферт, 1990, Рамберг, 1985). Зона максимального проявления флюидодинамических эффектов – переходная



А Изменение с глубиной реологических свойств консолидированных осадочных и глубинных континентальных пород и скорости прохождения в них сейсмических волн.



Б Реологические модели верхней части континентальной литосферы

Рис. 5 Реологические модели земной коры (А- по С.Н.Иванову, 1991, 1994, Б- Ю.Г.Леонову, 1991)

гидродинамическая зона (С.Иванов, 1990) – совмещена в разрезе земной коры с границами изменения механических (реологических) свойств горных пород. В таких условиях раздел по уровню хрупко-вязкого перехода становится главной зоной субгоризонтальных срывов в земной коре.

Флюидодинамика (зоны аномального давления флюидов, развивающиеся в слабопроницаемых толщах) способствует перемещению обширных пластин осадочных и метаморфических пород по флюидной смазке. Если давление флюидов приближается к литостатическому, то вышележащая толща оказывается как бы "взвешенной" и при небольшом уклоне (градусы, даже доли градуса) может быть сорвана и перемещена по флюидному и реологическому экрану на десятки километров. Этот процесс имеет самоподдерживающийся режим – горизонтальное перемещение пластин создает перед своим фронтом волну повышенного давления флюидов, проявляющую себя, например, грязевым вулканизмом. Мощные субгоризонтальные срывы наиболее характерны для бассейнов, в которых присутствуют эвапоритовые формации. Наличие прибрежных антиклинальных зон, а тем более солянокупольных гряд во внутренних частях впадин практически всегда свидетельствует о развитии в ближайшей бортовой зоне взбросо-надвига. Флюидно-реологические экраны могут быть весьма разнообразны. Так, в бассейнах активных окраин Юго-Восточной Азии отмечается широкое развитие глинистого вулканизма (Barber, Tjokrosapoetro, 1986) вблизи островных дуг, более того, при изучении с помощью подводных аппаратов глубоко-водной дуги перед Марианским желобом было открыто, что сама дуга представляет собой грязевой вулкан, извергающий весьма экзотический продукт – серпентинитовый ил (Фрайер, 1992), который вероятно связан с глобальной плоскостью срыва под тонкой аллохтонной пластиной сорванной верхней коры Филиппинского моря.

Еще раз отметим, что реологические границы а следовательно и границы срывов практически всегда слабо наклонны, т.е. земная кора представляет собой чешуйчато расслоенные геологические тела. Подобное строение коры вполне объясняется и главным режимом развития Земли – неуклонным(но скорее всего импульсным, Милановский, 1995) расширением, фиксируемым инструментально (Блинов, 1992).

С учетом реологической расслоенности и флюидодинамической активности земной коры намечается следующая гравитационно-геодинамическая модель образования осадочных бассейнов.

1. Растворение верхних зон литосферы формирует обширные зоны прогибания, в которых происходит накопление осадочного материала. Эти зоны обособлены крупными листрическими разломами, создающими первичную расслоенность земной коры (Казьмин, Коган, 1992, Коган и др., 1994, Ляховский и др. 1990).

2. По мере углубления осадочного бассейна его ложе входит в зону хрупко-вязкого раздела или регионального волновода. Здесь же проходит переходная гидродинамическая зона, к которой приурочены аномальные флюидные эффекты. Под осадочным бассейном, особенно с большой скоростью прогибания, физические разделы углубляются из-за охлаждающего воздействия массы относительно рыхлых осадочных пород. Таким образом, более массивные и плотные толщи прибрежных зон и обрамлений осадочного бассейна располагаются на слабо наклонной реологической поверхности, сдерживаемые только относительно легкой и рыхлой осадочной призмой. Реологическая расслоенность этой осадочной толщи (присутствие солей, глин) еще более усугубляет неустойчивость бортовых зон.

3. В таких условиях и под влиянием активного микросейсмического фона субгоризонтальный гравитационный срыв бортовых зон становится неизбежным. Обособленные листрическими разломами паке-

ты осадочных толщ с бортов по солям или глинам срываются внутрь впадины. Пластины толщ складчатого обрамления вдвигаются в осадочный чехол впадин, образуя зоны прибортовой складчатости и надвиговые пояса. При значительных масштабах перемещения пластин складчатого обрамления внутри депрессии происходит инверсия осадочных бассейнов.

4. Шарьирование мощных протяженных пластин вызывает изостатические поднятия на тектонически денудированных площадях, освободившихся от горизонтально перемещенных масс. Таким образом, бортовые части впадин испытывают весьма контрастные движения: здесь происходят тектоно-гравитационные субгоризонтальные срезы, в результате которых в горных обрамлениях усиливаются изостатические воздымания, а внутри впадины усугубляется нагрузка на земную кору из-за дополнительного веса аллохтонных пластин. Вследствие этого региональный уклон поверхности фундамента на борту впадин Средней Азии изменяется от 5 до 12 град. Близкие значения имеет уклон на континентальном склоне и глубоководных желобах. При таком уклоне легко реализуется тектоно-гравитационный срыв пластин складчатого обрамления внутрь впадин, вызывающий усиление горных поднятий и предгорных опусканий. Здесь также наблюдается автоколебательный, самоподдерживающийся режим развития тектонических процессов. Постоянный микросейсмический фон также способствует тектоно-гравитационному расположению приподнятых участков земной коры. Более того, начавшийся в одном месте срыв инициирует возникновение рядом других покровов. Важно отметить, что иногда большое значение имеет прочность сорванной пластины на разрыв, т.е. фронтальная часть пластины, расположенная на наиболее крутонаклонном прибортовом секторе поверхности среза, тянет за собой тыловую часть, лежащую на пологой плоскости скольжения. И если сила трения на поверхнос-

ти срыва меньше чем сила, необходимая для разрыва пластины, то аллохтон будет перемещаться под воздействием тянувших усилий фронтальной зоны надвига. Масштабы изостатических поднятий трудно поддаются расчетам, потому что обобщенные модели Эри и Пратта существенно упрощены и не учитывают силы трения между отдельными блоками земной коры, их вязкость и латеральную неоднородность.

По гравитационно-геодинамическим представлениям горные сооружения формируются, главным образом, вследствие изостатического поднятия тектонически денудированных зон. То есть снятие нагрузки, веса сорванной пластины включает механизм изостатической компенсации, описываемый моделью Эри, по которой ороген представляет собой как бы плавающий айсберг с глубокими корнями. Соотношение высоты гор(h) и мощности корней(w) определяется уравнением:

$$w = \frac{p_k h}{p_m - p_k} \quad (\text{формула 1})$$

где p_k – плотность коры, p_m – плотность мантии (Структурн. геол. т.1, с. 219). Но это уравнение справедливо уже после процесса компенсации. Рассмотрим что происходит непосредственно после тектонической денудации. Прежде всего, заметно падает нагрузка на мантию и вообще на весь столб обнажившихся толщ. При этом денудированный участок начинает подниматься, вызывая разуплотнение нижележащих слоев, и вполне правдоподобно выглядит предположение о формировании корней гор вследствие разуплотнения тектонически денудированного столба пород (рис. 6).

Условие изостатического равновесия сопредельных равных по площади участков земной коры выражается формулой:

рис 6

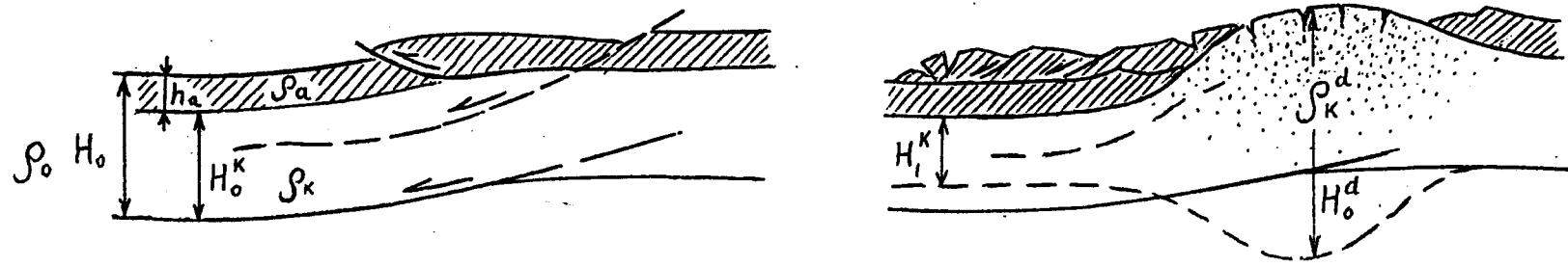


Рис.6 Оценка возможной величины подъема горных хребтов Юго-Западного Гиссара за счет изостатической компенсации.

По гравитационно-геодинамическим представлениям горные сооружения формируются, главным образом, вследствие изостатического поднятия тектонически денудированных зон. То есть снятие нагрузки, веса сорванной пластины включает механизм изостатической компенсации, описываемый моделью Эри, по которой ороген представляет собой как бы плавающий айсберг с глубокими корнями. Соотношение высоты гор(h) и мощности корней(w) определяется уравнением:

$$w = \rho_k h / (\rho_m - \rho_k) \quad (\text{формула 1})$$

где ρ_k - плотность коры, ρ_m - плотность мантии (Структури. геол. т.1, с. 219).

Попробуем оценить возможную величину подъема горных хребтов Юго-Западного Гиссара за счет изостатической компенсации. Используя формулу 1 и зная среднюю плотность мантии(ρ_m) в регионе - 3,30 г/см.куб., коры(ρ_o) - около 2,8 г/см.куб. (Бабаджанов и др., 1986), а также рассчитав среднюю плотность коры после срыва с нее пластины надсолевых отложений: ($\rho_k^d = (\rho_o H_o - \rho_a h_a) / H_o^k$) можно определить высоту изостатических поднятий, т.к. мощность корней(w) под Юго-Западным Гиссаром практически не успела измениться (около 40 км.):

$$h_1 = w(\rho_m - \rho_o) / \rho_o, \quad h_2 = w(\rho_m - \rho_k^d) / \rho_k^d, \quad \text{тогда } h_1 - h_2 - \text{превышение}$$

подставив соответствующие значения получаем:

$$h_1 = 40(3,3-2,8) / 2,8 = 7,01 \quad h_2 = 40(3,3-2,6) / 2,6 = 10,77 \quad \text{или} \quad h_1 - h_2 = 10,77 - 7,01 = 3,76 \text{ км}$$

Таким образом, удаление аллохтонной надсолевой пластины в исследуемом регионе должно было привести к его подъему над уровнем геоида на 3,76 км. Фактическая высота около 3 км)

$r_i H_i$

$$r_i H_i = r_j H_j \text{ из которой следует, что } H_j = \frac{r_i H_i}{r_j}$$

где r – плотность некоторого участка земной коры, а H – мощность коры данного участка (Артюшков, 1993).

Это соотношение при гравитационно-геодинамических процессах нарушается, поскольку в зонах, с которых сорваны верхние пластины общий вес коровой призмы уменьшается, а в прилегающих зонах, куда были перемещены покровы вес увеличивается. Такое нарушение изостатического равновесия немедленно начинает выравниваться и наиболее вероятный процесс – прогрессирующее вниз разуплотнение тектонически денудированных зон.

Попробуем оценить возможную величину подъема горных хребтов Юго-Западного Гиссара за счет изостатической компенсации. Используя известное соотношение высоты гор и мощности корней (форм.1) и зная среднюю плотность мантии в регионе – 3,30 (от 3,23 до 3,35) г/см.куб, коры (около 2,8 г/см.куб) (Бабаджанов и др., 1986), а также рассчитав среднюю плотность коры после срыва с нее пластины надсолевых отложений 3 (при мощности около 3 км. и плотности аллохтона 2,5 г/см.куб она составит 2,61 г/см.куб) можно определить высоту изостатических поднятий, т.к. мощность корней под Юго-Западным Гиссаром практически не успела измениться (около 40 км.):

$$\frac{w(r_m - r_{k1})}{r_{k1}} = \frac{w(r_m - r_{k2})}{r_{k2}}, \text{ тогда } h_1 - h_2 = \text{превышение}$$

подставив соответствующие значения получаем:

40(3,3-2,8)

40(3,3-2,6)

$$h_1 = \frac{-----}{2,8} = 7,01 \quad h_2 = \frac{-----}{2,6} = 10,77$$

$$\text{или } h_1 - h_2 = 10,77 - 7,01 = 3,76 \text{ км}$$

Таким образом, удаление аллохтонной надсолевой пластины в исследуемом регионе должно было привести к его подъему над уровнем геоида на 3,76 км. Разумеется эта цифра не столь точна из-за принципиальной нелинейности геологической среды, но она дает порядок величины расчетного современного рельефа, который хорошо совпадает с ныне наблюдаемым (отдельные горы имеют высоту до 3 км).

Следовательно, при гравитационно-геодинамических процессах центральным механизмом, обеспечивающим изостатические вздыmania тектонически денудированных зон является прогрессирующее вниз разуплотнение коры в этих зонах и последующая изостатическая компенсация плотностных изменений коры по Эри (Структурная геол., 1991).

Гравитационно-геодинамические процессы имеют автоколебательный самоподдерживающийся характер, т.к. они усиливают факторы, их вызвавшие: флюидодинамику, региональный уклон фундамента, микросейсмический фон (Обухов, 1991).

Поскольку масштабы гравитационно-геодинамических явлений в верхних частях земной коры весьма значительны, столь же существенно распространены и геологические последствия массированного субгоризонтального срыва литосферных пластин. Это толщи метаморфических образований с их характерной структурой течения. Благодаря исследованиям Е.И.Паталахи региональные складчатые системы стали рассматриваться как совокупность локальных зон сдвигового течения или приразломных зон смятия, как единые тектонические потоки (Паталаха и др., 1990). Эти данные вместе с представлениями о реологической расслоенности земной коры и о ведущей роли грави-

тационно-геодинамических процессов позволяют представить верхнюю часть коры ($12+/-5$ км.) в масштабах геологического времени как каменный ледник (Каплянская, Тарновский, 1993), как полужидкую селевидную массу, легко устремляющуюся вниз по малейшему региональному уклону, перемещающую на себе, разрывающую и сминающую осадочные бассейны, вслед за которой формируются расчешенные осадочно-метаморфические складчато-надвиговые системы, обнажаются изостатически всплывающие докембрийские массивы и часто развивается гранитоидный молодой магматизм, возраст которого соответствует началу срывов (рис.7).

Характерно, что последствия гравитационно-геодинамических явлений отмечались многими геологами при проведении детальных полевых работ еще в первой половине века. Так М.М.Тетяевым, В.В.Белоусовым, А.А.Малавкиным, Б.А.Максимовым в 1930 г. описывались субгоризонтальные срывы в Верхнеудинском районе Забайкалья. Более того М.М.Тетяев (1938) высказывал предположение о широкомасштабных срывах (покровах) с кристаллического массива Забайкалья в Иркутский амфитеатр, что подтверждается современными исследованиями. (Саркисов и др., 1992). К близким выводам приходили Е.О.Погребицкий(1932) и С.С.Шульц (1948) при изучении юрских отложений Тянь-Шаня, явно сорванных с основания.

Широкое развитие выходов кристаллических, метаморфических, катагенно сильно преобразованных пород может быть объяснено не только размывом вышележащих толщ (т.к. массированные температурные преобразования пород могут происходить только на больших глубинах), но и срывом, сползанием осадочного чехла с метаморфического основания. Причем флюидальная текстура метаморфитов или сильная тектоническая нарушенность катагенно преобразованных пород появились именно в результате гравитационной геодинамики.

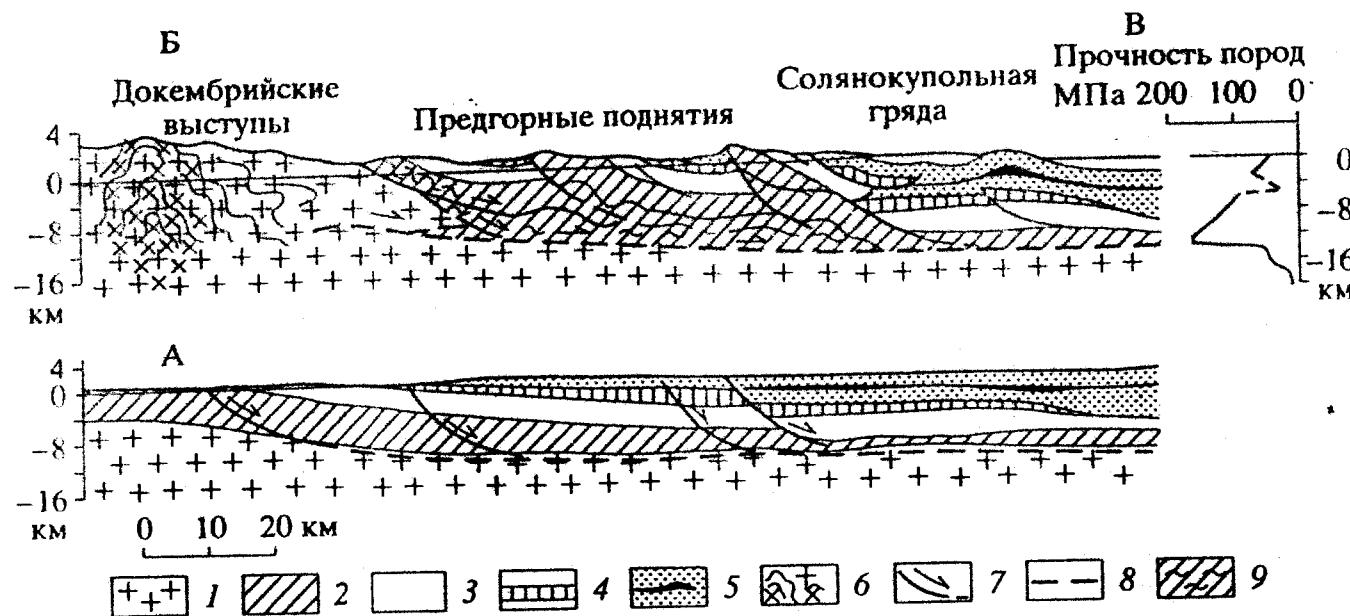


Рис. 7 Модель поверхностных тектонических процессов с учетом реологической расслоенности земной коры.
 А – начало тектоно-гравитационного срыва; Б – зрелая стадия срыва (с тектонически денудированными изостатически всплывающими зонами – горными поднятиями); В – график вероятного изменения прочности пород с глубиной по Иванову С.Н., Раналли Г. и Мугфи Д. 1 – фундамент, 2 - 4 – древние осадочные комплексы: 2 – нижне-среднепалеозойский, 3 – верхнепалеозойский, 4 – мезозойский; 5 – кайнозойский чехол с реологически неустойчивыми толщами (солями, глинами); 6 – метаморфические комплексы с интрузиями; 7 – листрические разломы; 8 – зоны тектоно-гравитационных срываем; 9 – метаморфизм в зонах срываем.

Вообще реологические свойства осадочных пород традиционно недооцениваются. А между тем они весьма сильно проявляются в горных выработках, где породы не выветрены и сохраняют свои "глубинные" термодинамические свойства. В шахтах Донбасса, где автору довелось заниматься изучением трещиноватости и газонасыщения угленосных толщ, хорошо наблюдается уже на глубинах около 500 м. течение аргиллитов. На глубине более 1000 м. оно становится чрезвычайно опасным для горных работ и есть случаи закрытия глубоких горизонтов, если угленосные отложения представлены существенно аргиллитовой толщей. Контакты между литотипами пород в Центральном Донбассе практически повсюду проходят по зеркалам скольжения, породы разбиты частой трещиноватостью (до 100 трещин на пог. м.), которая существенно усиливается аномальным газонасыщением, часто приводящем к катастрофическим внезапным выбросам при проходке штреков (Шульга и др., 1978, 1979, 1980). Несомненно, что на глубинах "нефтяного окна" трещиноватость, флюидонасыщенность и реология пород значительно усиливаются и усиливают друг друга и динамический режим месторождений УВ во многом определяется этими названными факторами.

Гравитационно-геодинамическая модель развития осадочных бассейнов объясняет причины глубокой унаследованности геологических структур земной коры. Действительно, в её рамках становятся понятными причины инверсии осадочных бассейнов, направленной миграции структурно-формационных комплексов внутри них, то есть всего того что составляет правило постоянства масштаба прогибания бассейна или постоянства суммарной мощности неметаморфизованного осадочного чехла (Обухов, 1990). Это правило предопределяет взаимоотношение структурно-формационных комплексов – внутри бассейна в зонах увеличенной мощности одного из этих комплексов толщина

других комплексов будет неизбежно уменьшена. Иными словами, интенсивное проявление какого-либо тектоно-седиментационного цикла на некотором участке земной коры всегда указывает на спокойное, заторможенное развитие данного участка как в предшествующие так и в последующие этапы развития. Создается впечатление, что есть определенный предел активности для каждого участка земной коры, который может быть использован в течение одного тектоно-седиментационного цикла или пропорционально распределен между несколькими. По-видимому, если прогибание бассейна закончится вхождением его ложа в зону хрупко-вязкого раздела (на глубине 12+/-5 км.) начнутся гравитационно-геодинамические явления, которые в конце концов приведут к инверсированию бассейна, его разрыву, складчатости и обязательно к смещению депоцентров осадконакопления. Поэтому в целом осадочные бассейны направленно перемещаются по поверхности планеты. Особенно наглядно мегаклиноформное (вследствие миграции депоцентров) строение осадочных бассейнов наблюдается на континентальных окраинах и здесь столь же отчетливо проявляется инверсия осадочных бассейнов и их разрыв на склоновых поднятиях (Обухов, 1996).

В настоящей работе использованы материалы по внутриконтинентальным межгорным впадинам Центральной Азии и окраинно-континентальным бассейнам Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. Это оправдано единством тектонического стиля их развития в последний альпийский (особенно олигоцен-четвертичный) период их развития. Действительно, все бассейны этих регионов формировались в условиях активного прогибания на фоне растяжения и в конце плиоцена претерпели единую фазу крупной перестройки.

Глава 2
ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.

Формирование, эволюция и особенности нефтегазоносности межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса неразрывно связаны с мощными горизонтальными подвижками земной коры. На палеозойском и раннемезозойском этапах развития южной окраины Евразийской плиты происходили интенсивные геодинамические процессы коллажа микроплит и террейнов, фрагментов островных дуг и разнообразных осадочных бассейнов на активной окраине Тетиса. Эти процессы послужили основой для заложения многочисленных окраинно-континентальных бассейнов, которые после прилепления Индостанской плиты стали внутриконтинентальными а в квартете межгорными бассейнами. Современное их положение и характер деформаций осадочного чехла на первый взгляд однозначно свидетельствуют о сжатии Центральной Азии в связи с продолжающимся дрейфом Индостанской плиты на север(Aubouin, 1981, Li Chunyu ets, 1984, Molnar, (Tapponier, 1978, Tapponier ets, 1986, Хайн, 1990, Шеин, 1986). Однако, возможна и несколько иная интерпретация сложившейся геодинамической ситуации.

С позиций гравитационной геодинамики верхняя часть литосферы представляет собой расчешуенную подвижную селевидную массу, легко перемещающуюся по региональным уклонам, ведущую себя как гигантский тектонический поток, как континентальный каменный ледник, сползающий в океанические и рифтовые депрессии. Тектонические срыва происходят по хрупко-вязкому разделу, залегающему обычно на глубинах 12+/-5 км. Эта сложная, насыщенная активными флюидами

тектоническая зона характеризуется пластическим течением породного материала, развитием субгоризонтальных срывов, серпентинизацией, что обуславливает широкомасштабные горизонтальные перемещения пластин и блоков верхней коры при самом незначительном наклоне поверхности хрупко-вязкого раздела.

Осадочные бассейны в орогенных поясах весьма надежно свидетельствуют об основных тектонических процессах, фиксируя их в структуре осадочного чехла. Миграция депоцентров осадочных тел, стратиграфические несогласия, перерывы, выклинивания, развитие дизъюнктивных и пликативных нарушений – все это четко выражается на сейсмических профилях МОВ ОГТ. Нефтегазопоисковые работы в межгорных впадинах Средней Азии и Казахстана позволили получить значительный объем нового сейсмического материала(Акишев и др., 1984, Аксенов и др.,1986,1990)(рис.8). Причем в Алайской, Нарынской, Зайсанской, Восточно-Илийской впадинах региональное сейсмическое профилирование вообще было проведено впервые(Обухов,1992) .Современные технологии проведения геофизических работ и высококачественная обработка полевых сейсмических данных позволила и в районах с давней историей изучения получить принципиально новые результаты, к числу которых, например, относится картирование протяженных вэбросов-надвиговых зон(рис.9) вдоль южного и северного бортов Ферганской впадины (Шеин,1980, Шеин,Клещев, 1984, Обухов,Шебалдин.Горшенин и др., 1991. Весь этот ценный и надежный материал позволяет по-новому произвести интерпретацию геодинамической истории формирования мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Центрально-Азиатского региона, который по выражению Э.Аргана является ключом к мировой геотектонике.

Осадочный чехол впадин Средней и Центральной Азии содержит следующие структурно-формационные комплексы:

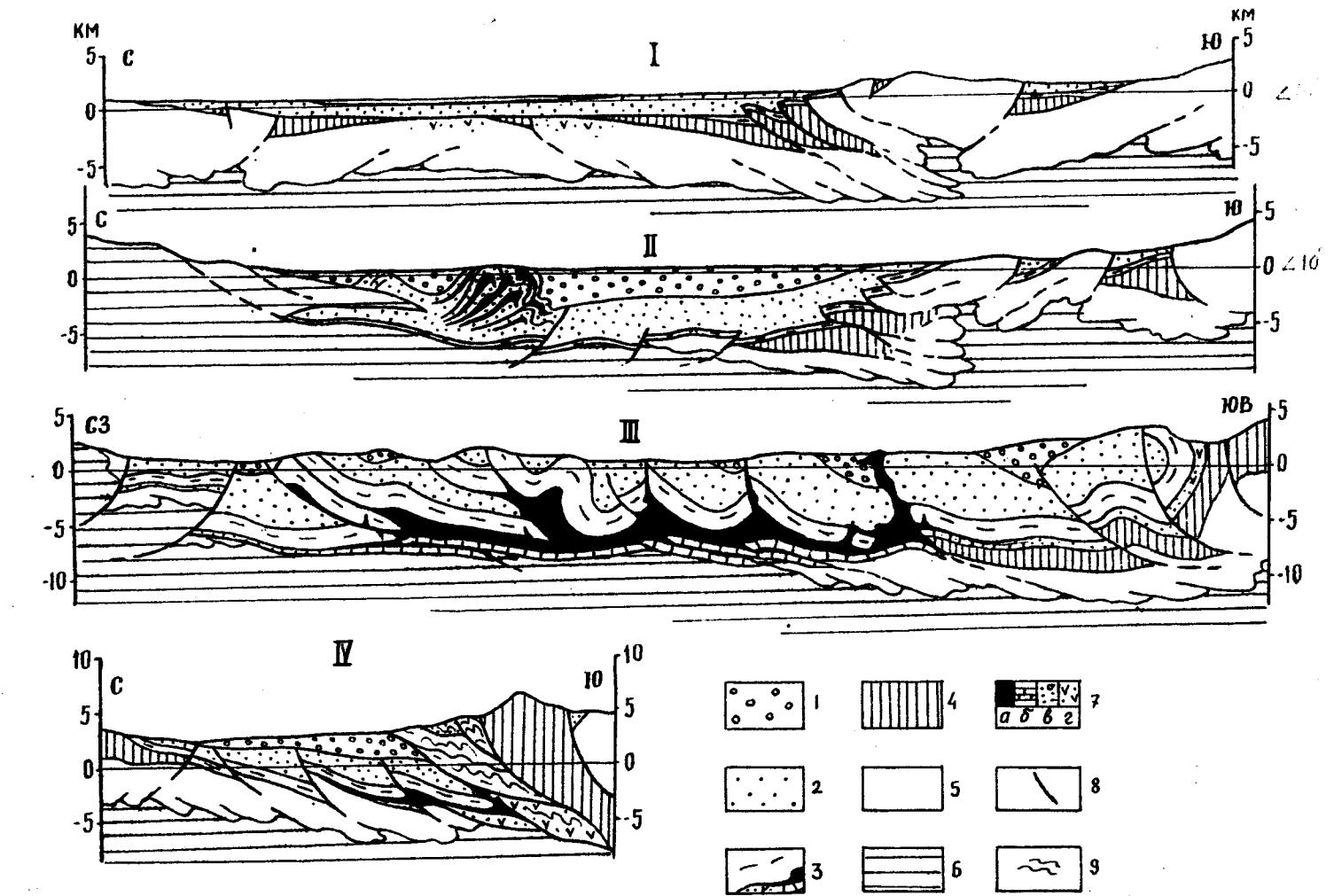
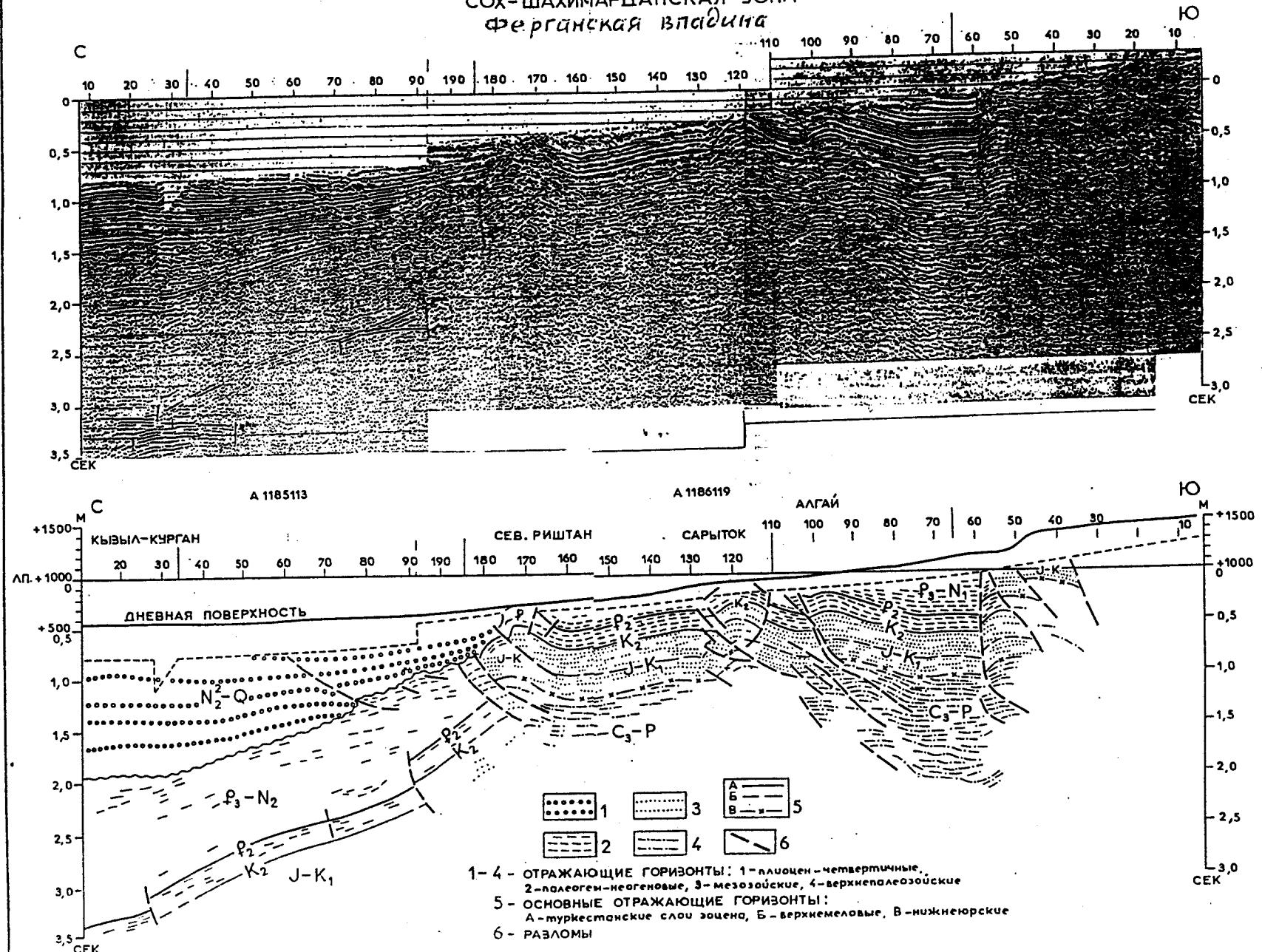


Рис. 8 Геологические разрезы межгорных владин Центрально-Азиатского орогенного пояса. Владины: I- Зайсанская, II- Ферганская, III- Афгано-Таджикская, IV- Алайская. Условные обозначения: структурно-формационные комплексы: 1-орогенический позднеплиоцен-четвертичный, 2-орогенический рифтовый эоцен-плиоценовый, 3- платформенной стабилизации, 4- переходный рифтовый позднепалеогенский, 5- переходный окраинно-континентальный девон-каменноугольный, 6- метаморфический фундамент, 7- основные литотипы: а-эвапориты, б-карбонаты, в-терригенные комплексы, г-вулканиты; 8- разломы, 9- складчатость и метаморфизм.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ ПРОФИЛЮ А 1186119
СОХ-ШАХИМАРДАНСКАЯ ЗОНА
ФЕРГАНСКАЯ ВЛАДИНА



Рифтовый верхнепалеозойский окраинно-континентальный (переходный) представлен сероцветными иногда пестроцветными образованиями (терригенными с прослойями битуминозных известняков и гипсов с горизонтами вулканитов). Этот структурный комплекс образовался в окраинно-рифтовых (Зоненшайн и др., 1990) условиях и в течение последующей истории горизонтальными движениями был разорван на мелкие фрагменты и сохранился преимущественно в прибортовых частях впадин региона.

Рифтовый внутриконтинентальный триас-юрский образовался в условиях слабого внутриконтинентального рифтинга имещен обычно к южной бортовой зоне впадин, где представлен относительно мощными терригенными угленосными толщами (Бебешев, 1994). Этот комплекс имеет большое значение как нефтегазоматеринский, нефтегазовмещающий и как промышленно угленосный. Флишоидное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов обеспечивает формирование хороших природных резервуаров. Следует отметить что все юрские грабены в Среднеазиатском регионе представляют собой тектонические останцы, чаще всего сорванные с основания и вероятно перемещенные на десятки километров, о чем свидетельствует несовпадение петрофонда конгломератов и прилегающих палеозойских обрамлений (Шульц, 1948). Раннемезозойский этап эволюции был этапом древних гравитационно-геодинамических процессов.

Платформенный (платформенной стабилизации) верхнеюрскопалеоценовый представлен рядом формаций, образованных при пассивном тектоническом режиме и характеризующим весь спектр спокойных фауниальных обстановок (карбонатная платформа – лагуна-озера-коры выветривания) (Попов и др., 1985, Обухов, 1986).

Рифтовый эоцен-среднеолигоценовый комплекс образовался в условиях рассеянного внутриконтинентального рифтинга (Попов и

др., 1978, Юдахин, 1981) и представлен лагунными и озерными пестроцветными формациями, иногда с вулканитами. Главным тектоническим режимом в это время было субмеридиональное растяжение обширного, периодически затопляемого ингрессиями с юга пенеплена, занимающего всю Центральную Азию.

Орогенический комплекс составляет основную часть чехла межгорных впадин и образовался при режиме внутриконтинентального рифтогенеза в условиях внутриконтинентальных озер, сухих дельт, саванн, иногда соленых озер (Параев, 1985). Осадконакопление происходило на фоне растяжения с севера на юг. Комплекс относится к молассоидным образованиям, в которых развиты пестроцветные, часто грубообломочные терригенные породы, но главной породой этих моласс являются глины, которые в южных частях впадин почти нацело составляют осадочный разрез. В целом эта толща представляет собой толщу надрифтовой депрессии. Она накапливалась при постоянном горизонтальном смещении фундамента и подстилающих формаций по пологим листрическим разломам в южном направлении. Эти горизонтальные движения вызвали разрывы осадочного чехла и разделение седиментационного пространства на отдельные впадины. Поэтому фациальный состав неогеновых отложений незначительно изменяется к бортовым зонам, которых в то время еще не существовало. Этот факт следует учитывать при прогнозе нефтегазоносности всех впадин региона.

Комплекс пострифового сжатия (плиоцен-квартер) или позднеорогенический образовался в условиях резкого подъема территории, горообразования (Захаров, 1969, Калвода, 1990, Садыбакасов, 1990) и гравитационного разваливания горных обрамлений на прилегающие осадочные депрессии. В целом, в этот период мезозойско-кайнозойские бассейны Средней и Центральной Азии были окончательно оторваны друг от друга и между ними поднялись горные хребты.

Итак, в конце мезозойской стадии платформенной стабилизации (стадия Мезотетиса) на территории Средней и Центральной Азии начались процессы рассеянного спрединга, которые сопровождались не только крупнейшей трансгрессией но и образованием системы субширотных листрических разломов, создавших первичную расслоенность земной коры региона. Основные движения начались в конце олигоцена, когда в результате общепланетарного импульса тектогенеза, вероятнее всего связанного с пульсационным расширением Земли, произошло расчленение ранее единых седиментационных бассейнов на серию изолированных вытянутых грабенов и полуграбенов, ограниченных листрическими разломами. Деформации, связанные с движением сорванных литосферных пластин, привели к резко дифференцированной картине перемежающихся поднятий и опусканий (из-за подворота блоков по листрическим разломам). Более того, площади, с которых были сорваны пластины верхней коры (обычно это осадочный слой) начинают изостатически вздыматься. Поэтому в тылу гравитационно-геодинамических срывов всегда располагаются выступы древних, часто кристаллических докембрийских пород. Освободившиеся от веса сорванных пластин территории в конце плиоцена сформировали в регионе крупнейшую горную систему планеты. Таким образом, многочисленные межгорные впадины Центральной и Средней Азии представляют собой тектонические блоки, грабены и полуграбены, образованные в результате горизонтального разрыва и растяжения некогда единого окраинно-континентального бассейна, простирающегося вдоль всей южной, юго-восточной и восточной окраин Евразии. Их рифтовая природа в горных областях затушевана гравитационным разваливанием хребтов на осадочный чехол впадин, причем такое надвигание горных обрамлений всегда направлено в сторону впадин(рис.10) и при наличии в разрезе солей может иметь большие масштабы.

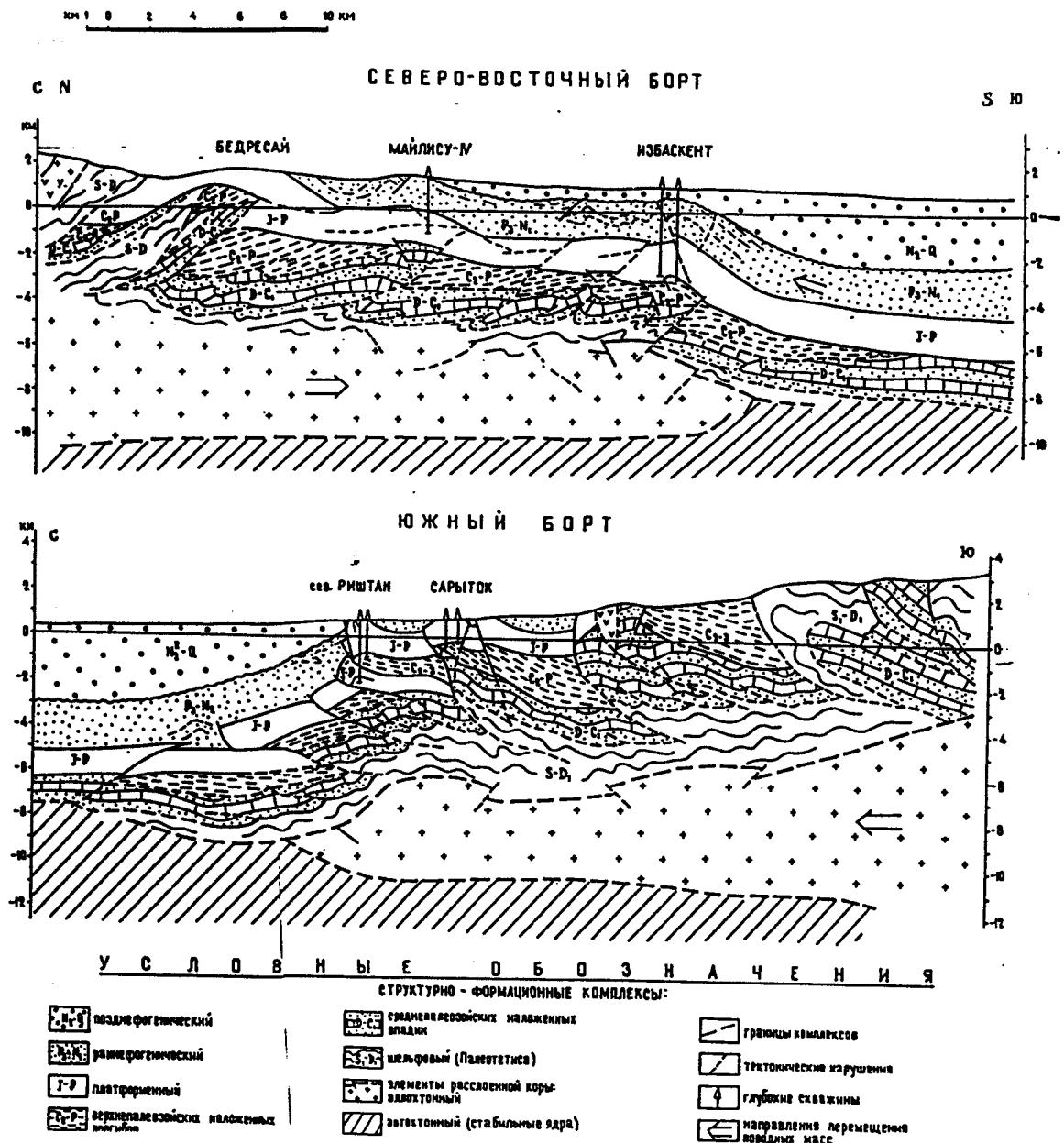


Рис.10 МОДЕЛИ БОРТОВЫХ ЗОН ФЕРГАНСКОЙ ВЛАДИНЫ

Составил А.Н.Обухов(по материалам ПО Киргизнефть и Саратовнефтегеофизика)

В Центрально-Азиатском регионе при общем течении верхней коры к югу выделяются следующие основные области срыва: ферганская: на бортовые зоны впадины; Центрально-Тяньшанская: с север-северо-запада на юг-юго-восток на 150-200 км.; Памирская дугообразная: с юга на север, северо-запад и северо-восток на 200-300 км.; Джунгарская: на юг.

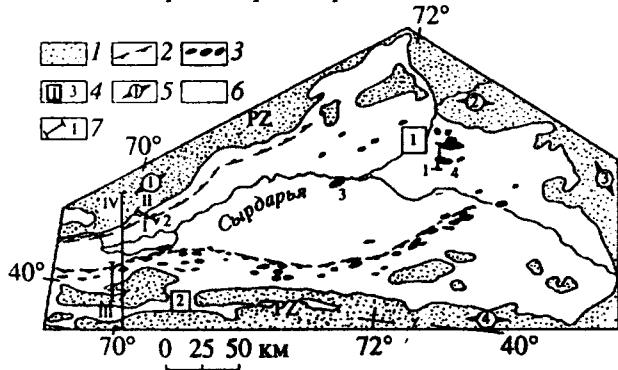
ФЕРГАНСКАЯ ОБЛАСТЬ СРЫВА

Ферганский бассейн представляет собой крупную (площадь около 40 тыс. кв.км.) осадочную депрессию сложенную следующими структурно-формационными комплексами: локальным терригенным переходным пермо-триасовым, плащеобразным терригенно-карбонатным платформенным юрско-среднеолигоценовым и молассоидным орогеническим верхнеолигоцен-четвертичным (Варенцов и др. 1967, Браташ, 1974, Крылов, 1968, 1971, Попов и др., 1978). Последний кайнозойский комплекс занимает до 80% объема бассейна и имеет мощность до 6-7 км (Тектоника, формации..., 1986). Преобладающим геодинамическим режимом на протяжении всей истории формирования бассейна было рифтовое окраинно-континентальное растяжение. Сначала в пермо-триасе листрическими разломами оформились контуры будущей впадины, которые в юрское время подчеркнулись континентальными грабенами. В ходе верхнеюрско-палеогеновой трансгресии образовался регионально развитый чехол, в то время соединявший Афгано-Таджикскую, Таримскую, Ферганскую, Джунгарскую и др. осадочные депрессии Центральной Азии. Конец этапа стабильного платформенного развития территории был началом мощнейшего внутриконтинентального рифтинга (Милановский, 1984), связанного с глобальным импульсом растяжения на всей

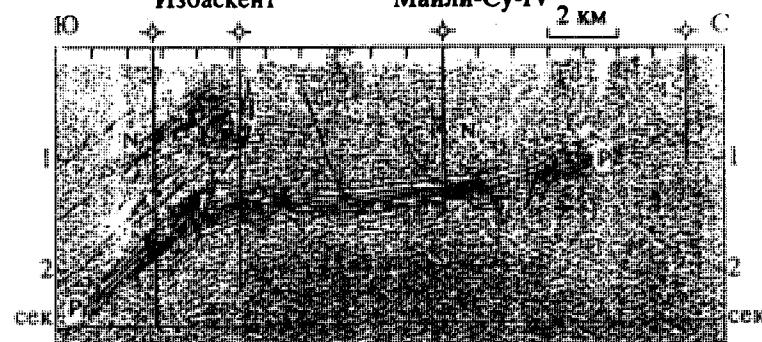
Земле. Олигоцен – это время образования глубоких рифтовых впадин. Практически одновременно с образованием региональных уклонов начались гравитационно-геодинамические процессы, главнейший из которых срыв осадочно-метаморфического чехла с кристаллического основания в южном направлении(Обухов,1994). Из-за этого произошел разрыв осадочных чехлов и обособление крупных впадин, между которыми появились тектонически денудированные пространства. Наиболее значительных масштабов субгоризонтальный срыв достиг в конце плиоцена. когда произошел новый общепланетарный всплеск растяжения. В океанических и морских зонах он закончился образованием глубоководных котловин, а на континенте вызвал не только углубление кайнозойских впадин, но самое главное – резкое усиление срывов и существенные изостатические поднятия бортов впадин, освободившихся от веса сорванных пластин.

В Ферганской впадине проявляются все основные механизмы тектоно-гравитационного расползания складчатых обрамлений(рис.11). В северо-западной ее части, где в миоценовых отложениях развиты соленосные толщи, происходит срыв по пластичным эвaporитам. Здесь в результате тангенциального стресса со стороны Чаткало-Кураминского хребта мощная (3-5 км) пластина верхнепалеозойских пород по поверхности солей сползла во впадину на расстояние не менее 5 км, сформировав бескорневую гряду Супетау. Эта грязь протяженностью около 50 км и шириной не более 5 км расположена в 10 – 20 км от выходов палеозойского обрамления и представляет собой вытянутую соляно-диапирную складку, формирующуюся перед фронтом тектоно-гравитационного надвига. Последний был подтвержден четырьмя скважинами на площади Беномоз, где под гранитами палеозоя были вскрыты неоген-палеогеновые толщи(Шеин и др.1986). Столь же надежно подтверждено существование Северо-Ферганского надвига сейс-

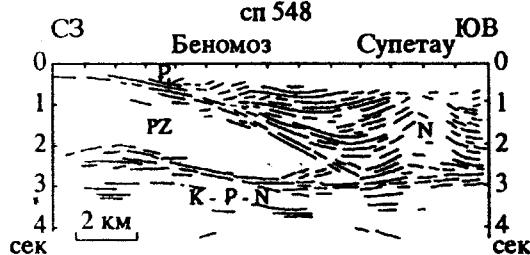
I Обзорная карта Ферганской впадины



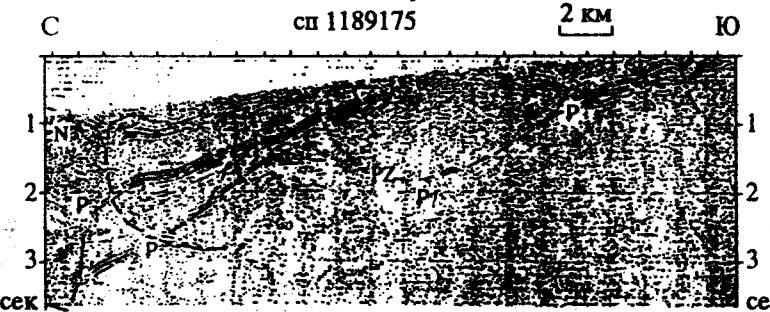
II Северо-Восточная Фергана
Избаскент Майли-Су-IV



III Северная Фергана



IV Южная Фергана



V Западная часть Ферганской впадины



Рис. I. Взбросо-надвиговые зоны Ферганской впадины.

I - обзорная карта Ферганской впадины. 1 - палеозойское обрамление; 2 - региональные взбросо-надвиговые зоны; 3 - месторождения углеводородов; 4 - тектонические элементы, отмеченные в квадрате: 1 - Нарынская моноклиналь, 2 - впадины Сороковой параллели, показанные цифрами: 1 - Беномоз, 2 - Супетау, 3 - Мингбулак, 4 - Избаскент; 5 - горные хребты: 1 - Чаткало-Кураминский, 2 - Баудаштинский, 3 - Ферганский, 4 - Алайский; 6 - мезозойско-кайнозойский чехол; 7 - положение профилей. II - Северо-Восточная Фергана (сейсмопрофиль 108201); III - Северная Фергана (сейсмопрофиль 548); IV - Южная Фергана (сейсмопрофиль 1189175); V - геологический профиль через западную часть Ферганской впадины. 1 - 6 - отложения: 1 - нижне-среднепалеозойские, 2 - верхнепалеозойские, 3 - юрско-палеогеновые, 4 - олигоцен-четвертичные, 5 - плюоцен-четвертичные, 6 - соленосные миоценовые; 7 - разломы; 8 - пробуренные скважины.

моразведкой МОГТ (сейсмопрофиль 548). Аналогичные объекты известны в Иссыкульской (Большеоргочорская и Чульадырская гряды) и Восточно-Чуйской (Серафимовская грязь) впадинах. Таким образом, присутствие в прибортовых зонах впадин антиклинальных зон и тем более солянокупольных гряд свидетельствует о развитии на бортах вбросо-надвиговых дислокаций (Обухов и др., 1991).

Передача горизонтальных напряжений может осуществляться на десятки километров внутрь впадины. Так, зоны аномальных пластовых давлений флюидов активны и в 15 км от бортов (площадь Супетау) и в 55 км (площадь Мингбулак). Более того, обычная в погруженных частях Ферганской впадины зона аномального давления флюидов, приуроченная к низам неогена, связана с региональным срывом орогенической молассоидной толщи по глинисто-эвапоритовым слоям миоцена. Интенсивные и даже аварийные нефтегазофлюидопроявления в этой субгоризонтальной тектонической зоне несомненно связаны с ее повышенными фильтрационно-емкостными свойствами (из-за трещиноватости и активной флюидодинамики). Таким образом, известный аварийный нефтяной фонтан в скв. 5 на месторождении Мингбулак в центральной части Ферганской впадины также связан с тектоно-гравитационным срывом кайнозойских отложений.

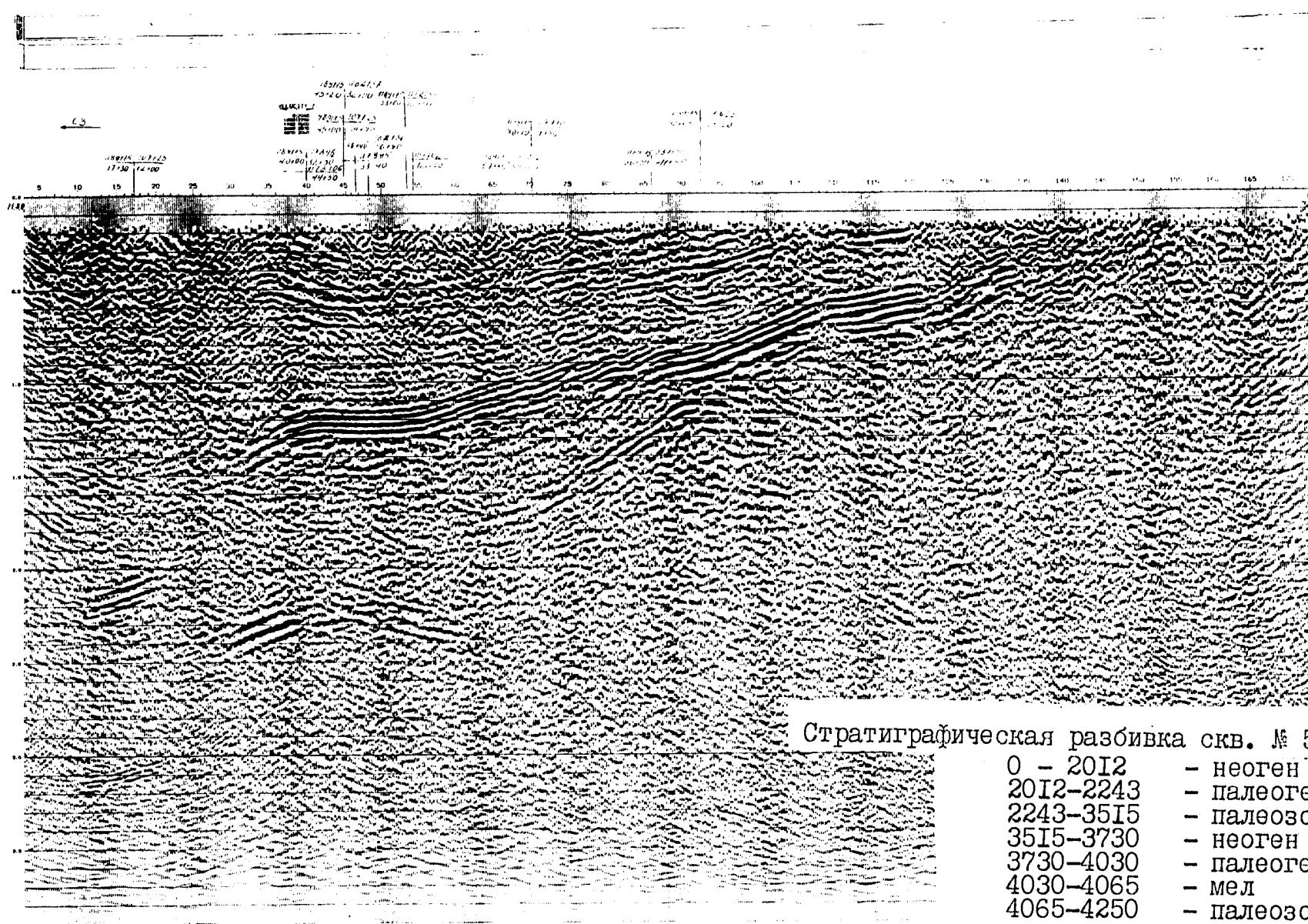
Существенно иной характер имеют вбросо-надвиговые дислокации в южной бортовой зоне Ферганской впадины (Тектоника, формации.., 1986) (рис. 10). Здесь в осадочном выполнении отсутствуют ярко выраженные реологические разделы и, главное, в миоценовой толще выклиниваются соли. Вместе с тем в южной бортовой зоне проходит полоса наиболее полного стратиграфического разреза (согласно проградационной модели межгорных впадин), в которой мощный кайнозойский орогенический комплекс в южном направлении замещается юрско-меловым платформенным комплексом. Последний в свою очередь сме-

няется и подстилается сложной и мощной (до 10 км) системой формационных тел палео-Тетиса. Эти шельфовые палеозойские толщи были еще в пермотриасе значительно переработаны тектоно-гравитационными процессами и их древняя покровно-надвиговая структура была возрождена и усиlena в плиоцен-четвертичное время. Таким образом, в южной бортовой зоне основные горизонтальные движения происходили по древним разломам внутри сильноизмененного, но неметаморфического палеозойского комплекса и по границе хрупко-вязкого разделя. Совокупность этих движения образовала погребенную Южно-Ферганскую взбросо-надвиговую зону, субширотные адирные гряды и цепочку тыловых впадин Сороковой параллели. Сейсмическими работами МОГТ взбросо-надвиговые зоны(рис.12) были надежно подтверждены на всем протяжении Южно-Ферганского разлома (Бабаджанов и др., 1986, Обухов и др., 1991). Причем по сейсмическим данным удалось восстановить масштабы деформаций(профиль 1185175, рис.13), которые вполне объясняются гравитационным срывом пластин верхней части палеозоя внутрь Ферганской впадины и площади зон сдвоенного разреза соответствуют площадям тектонически денудированных выступов фундамента в адирной зоне Южной Ферганы (рис.13).

Надвиговое строение осадочного чехла выявлено также в пределах Нарынской моноклинали (Северо-Восточная Фергана), где горизонтальное давление Баубаштинского хребта простирается вглубь впадины до месторождения Избаскент (25–30 км) и формирует систему адирных поднятий. Здесь основные движения происходили по хрупко-вязкому разделя на глубине 6–8 км. Характерны также вдвиговые(Соборнов, 1996) структуры(рис.14,15).

Итак, в Ферганской впадине реализованы два основных механизма тектоно-гравитационного расползания: по реологическим разделам внутри осадочного выполнения (по миоценовым эвапоритам) на север-

01189175

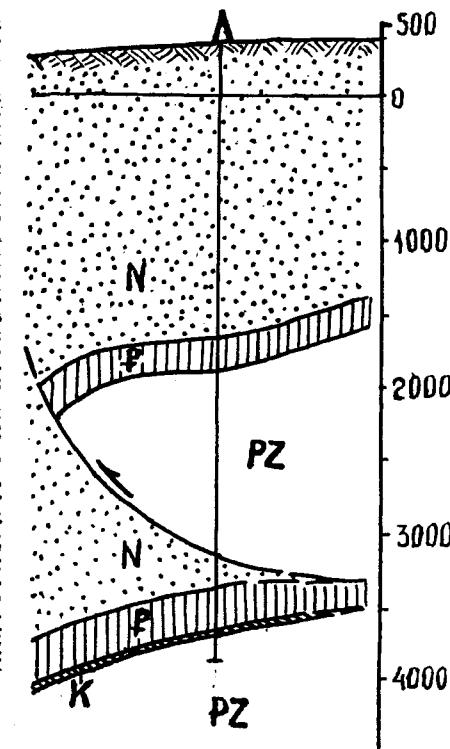


Стратиграфическая разбивка скв. № 5

- 0 - 2012 - неоген
2012-2243 - палеоген
2243-3515 - палеозой
3515-3730 - неоген
3730-4030 - палеоген
4030-4065 - мел
4065-4250 - палеозой

Рис. I2 Строение вбросо-надвиговой зоны Юго-Западной Ферганы по результатам сейсморазведки (с/п 1189175) и бурения.

REVISIONS
STATICS
LINE DIRECTION
Центральный
Тузлук
скв. № 5



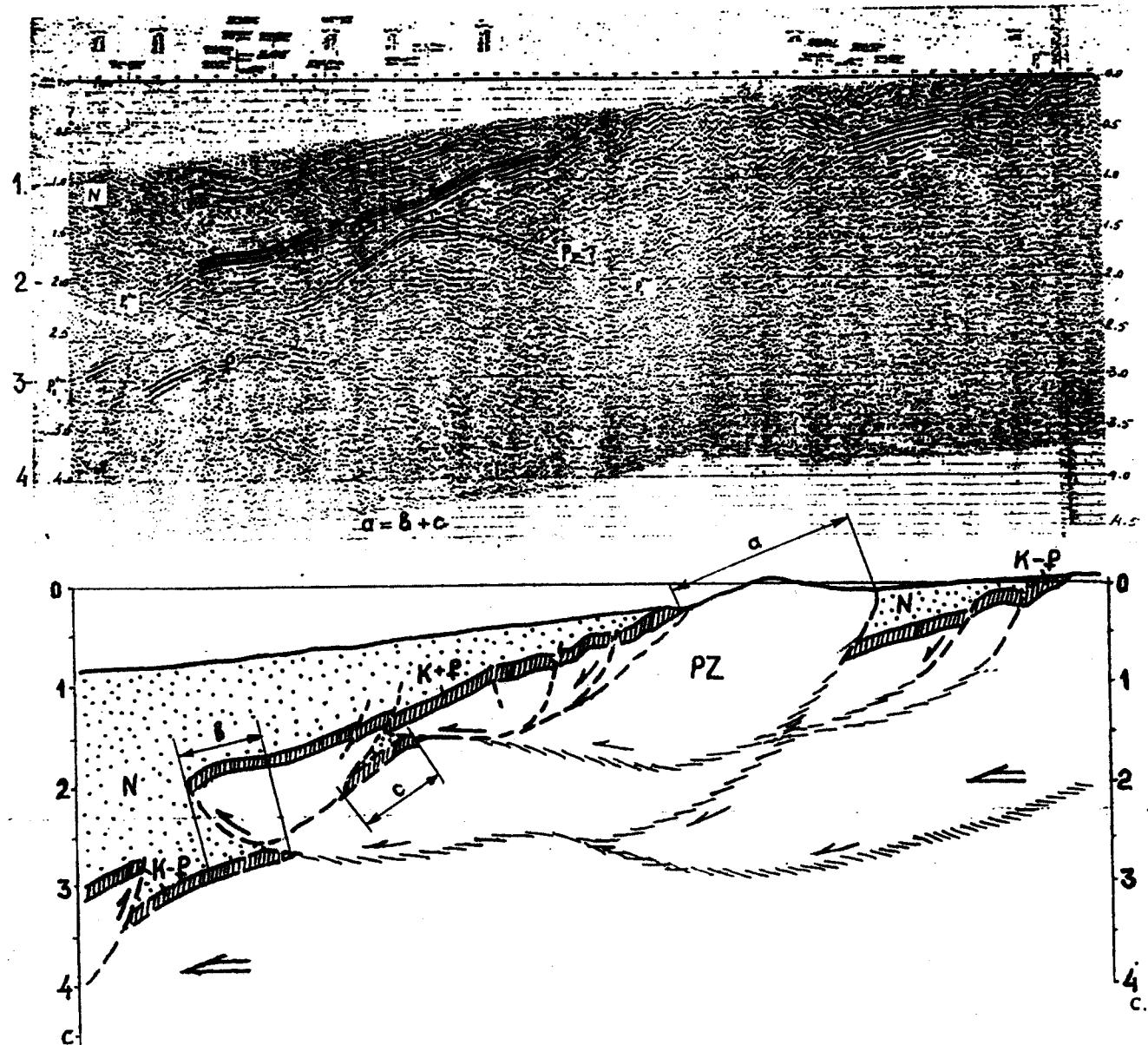


Рис. I3 Структурно-тектоническая интерпретация сейсмопрофиля 1189175 (Юго-Западная Фергана)

ном борту и по хрупко-вязкому разделу в южной и северо-восточной прибортовой зоне. В последних региональный срыв по хрупко-вязкому разделу был существенно осложнен многочисленными малоамплитудными (до 5 км)/ срывами внутри палеозойских толщ по реологическим разделам между структурно-формационными комплексами и отдельными литологическими обособленными телами. Вообще, зоны Алайского и Восточно-Ферганского хребта представляют собой геодинамически активные, сорванные с основания, расчешенные, надвинутые друг на друга осадочные бассейны палеозойского возраста общей мощностью около 8-10 км, т.е. по сути, лежащие своим основанием на хрупко-вязком разделе. Видимо, поэтому Южный Тянь-Шань и особенно, инверсированный Восточно-Ферганский верхнепалеозойско-mezозойский бассейн являются столь подвижными геоструктурами. Иными словами, участки земной коры, в которых мощность осадочного чехла (в том числе и переработанного) достигает 12+/-5 км становятся ареной активнейших тектоно-гравитационных процессов. Они ведут себя как подвижная солевидная масса, как гигантский тектонический поток. Следовательно, горные сооружения Туркестано-Алая являются по сути новообразованиями, появившимися на поверхности в результате растяжения и разрыва осадочного чехла единой Западно-Тянь-Шанской палеодепрессии, до плиоцена объединявшей Ферганский, Афгано-Таджикский, Алайский и Таримский мезо-кайнозойские бассейны. Поэтому между горными хребтами встречаются тектонические фрагменты (чаще всего полуграбены), выполненные в том числе и морскими мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Это Пенджикентский, Кшут-Завронский, Фан-Ягнобский, Зиддинский, Гульчинский и другие грабены (Щерба, 1990).

Существует четкая пространственная связь зон нефтегазонакопления в Ферганской впадине с зонами срывов по хрупко-вязкому раз-

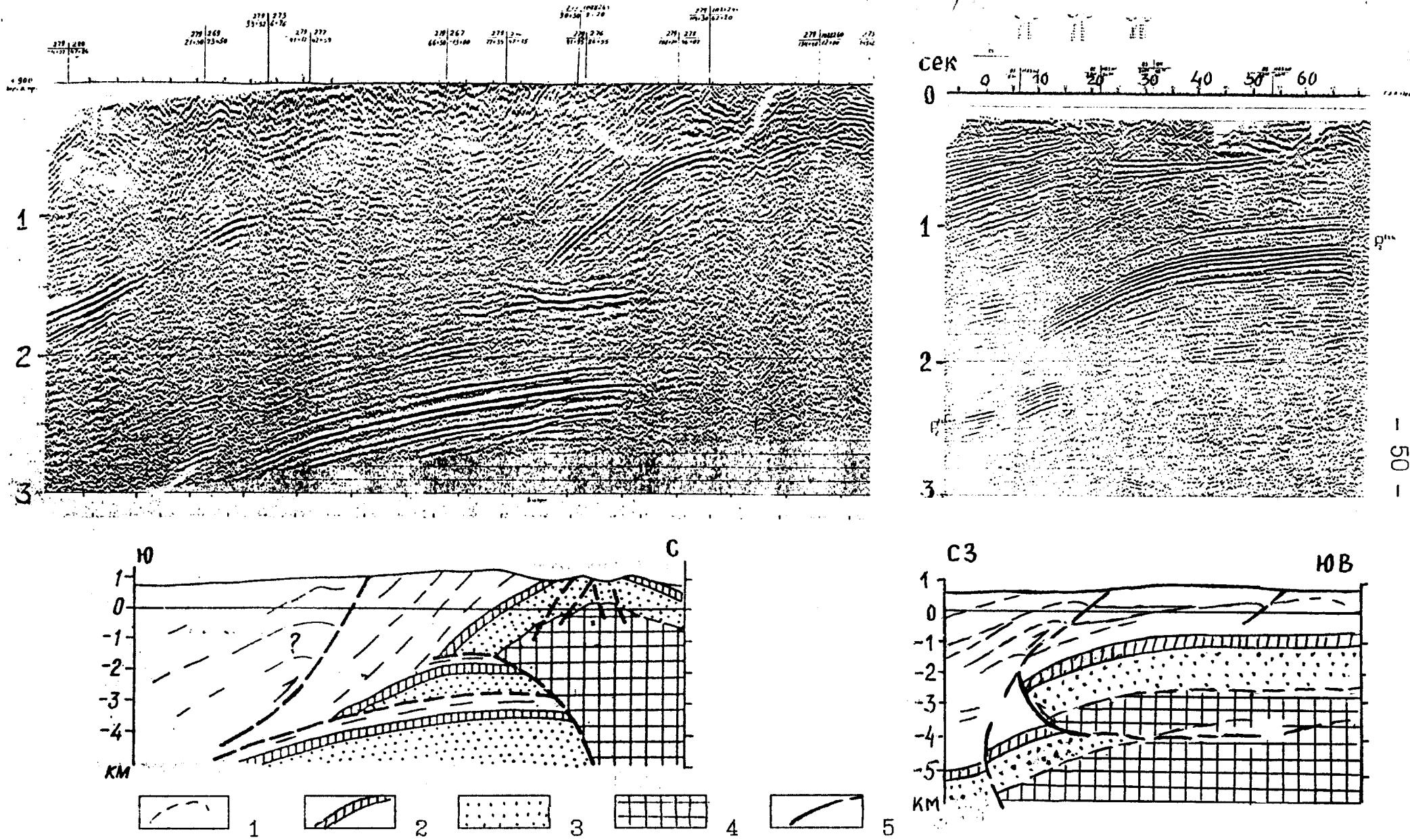


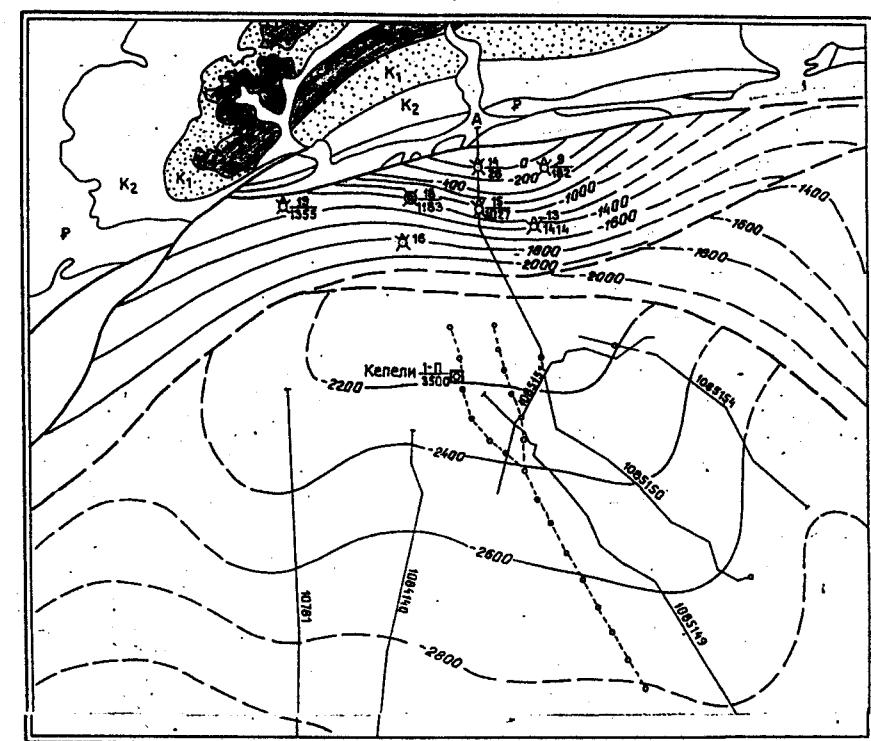
Рис. I4 Сейсмогеологические профили через взбросо-надвиговые зоны Ферганской впадины. А-Северо-Восточную(Алабука), Б-Южную(Бурдалык)

Условные обозначения: 1-4 -отложения; 1-неогеновые, 2-палеогеновые, 3-мезозойские, 4-палеозойские, 5- разломы

ПЛОЩАДЬ КЕПЕЛИ
СТРУКТУРНАЯ КАРТА ПО КРОВЛЕ В ГОРИЗОНТА ПАЛЕОГЕНА

КМ 0,5 0 1 2 КМ

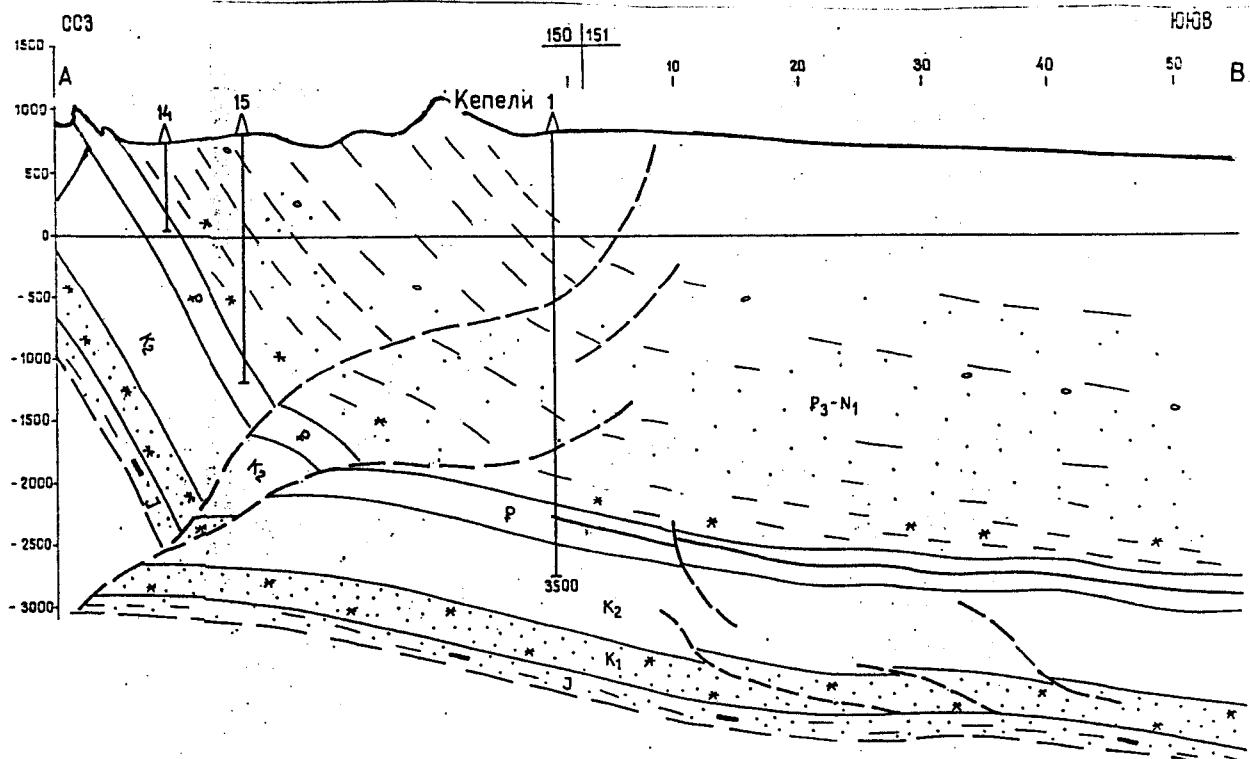
1990г.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | |
|-----------------------------------|----------------|
| Изогипсы по кровле Угр. Р | Разломы: |
| а)-достоверные, б)-предполагаемые | достоверные |
| Отработанные сейсмопрофили | предполагаемые |
| Трассы повторной гравиразведки | |

ПРОФИЛЬ А 1085150 КЕПЕЛИ



делу, проходящему по палеозойскому шельфовому комплексу. Таковы Южно-и Северо-Восточно-Ферганские зоны нефтегазонакопления(рис.11). Отметим, эти зоны неоднородны – их прибрежная аллохтонная часть, связанная с сорванной вдвигающейся пластиной палеозойского терригенно-карбонатного комплекса характеризуется преимущественно мелкими скоплениями УВ, в которых коэффициент заполнения ловушек составляет 0,2-0,3 (Акрамходжаев и др., 1984, Крылов и др., 1981). Скопления, в автохтонной части впадины только включаются в описание, поскольку они расположены в глубокопогруженных зонах (Махрам, Гумхана, Мингбулак), но уже сейчас ясно, что с этими передовыми по отношению к срывам месторождениями связаны основные запасы УВ впадины. Флюидодинамическая расслоенность нижних секций осадочного чехла Ферганской впадины обуславливает не только благоприятные условия для миграции, но и создает дополнительное прово-трещинное пространство, что обеспечивает высокодебитность глубоких и сверхглубоких скважин. Закономерность увеличения дебитности нефтяных скважин с глубиной отмечалась и китайскими исследователями для Таримского бассейна(Li Ziqiang ets, 1985, Graham ets, 1990). Таким образом, в погруженных зонах Ферганской впадины перед краевыми взбросо-надвиговыми зонами, развивающимися по морским и прибрежно-морским палеозойским формациям, по гравитационно-геодинамическим признакам ожидается открытие крупной Ферганской Глубокой зоны нефтегазонакопления, в которой по мере удаления от краевых взбросо-надвиговых зон стратиграфическая приуроченность продуктивности разреза будет смещаться от полного ряда (палеозой. мезозой. кайнозой) к сокращенному (палеоген и низы неогена). Причем, в целом при удалении от передовой зоны дислокаций масштаб продуктивности будет увеличиваться. Поэтому наиболее перспективными в Ферганской Глубокой зоне нефтегазонакопления бу-

дут южные и юго-восточные внутренние части бассейна.

ЦЕНТРАЛЬНО-ТЯНЬШАНСКАЯ ОБЛАСТЬ СРЫВА

Высокогорное плато Центрального Тянь-Шаня осложнено системой глубоких кайнозойских впадин, приуроченных к зонам региональных разломов субширотного простирания. К ним относится Восточно-Чуйская, Западно-Илийская, Иссыккульская, Нарынская, Атбашинская, Аксайская и другие более мелкие впадины Центрального и Северного Тянь-Шаня (Макаров, 1977, Тектоника, формации.., 1986) (рис. 16). В их разрезе выделяются переходный девонско-каменноугольно-пермский и орогенический эоцен-олигоцен-четвертичный комплексы, из которых последний молассоидный занимает до 90% объема. Мезозойско-палеогеновый платформенный этап ознаменовался в этом регионе длительным размывом и только юрская рифтовая активизация завершилась формированием узких локальных приразломных грабенов. В целом для этих многочисленных кайнозойских депрессий характерно ограничение их разломами при обязательном асимметричном строении: один из бортов, чаще всего южный наиболее погружен и осложнен взбросо-надвигом. Если учесть что наклон поверхности сместителя взбросо-надвигов определяется современным поднятием горных хребтов и их гравитационным разваливанием на осадочный чехол прилегающих впадин (Чедия, 1983, 1986), то первичный тип этих разломов определяется как сбросовый. Тогда все многочисленные кайнозойские впадины, прогибы и депрессии предстают как полугребены (рис. 17), развивавшиеся на Центрально-Тяньшанском пенеплене в условиях регионального растяжения. Причем первоначально они составляли единую крупную палеодепрессию, составлявшую борт Фергано-Таримско-Афгано-Таджикского окраинно-континентального бассейна.

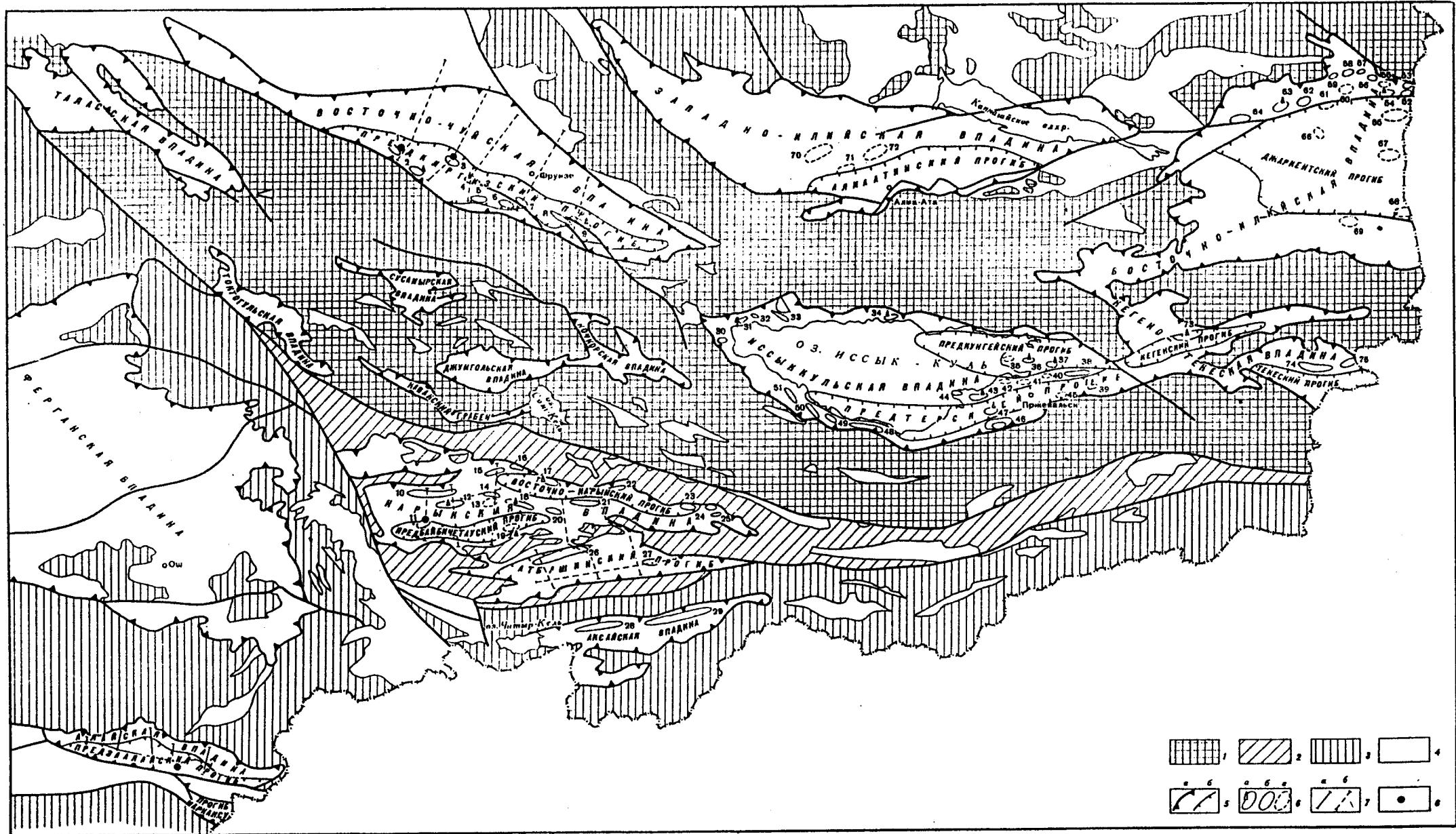


Рис. I6

Рис. 16 Обзорная схема межгорных впадин востока Средней Азии и Казахстана.

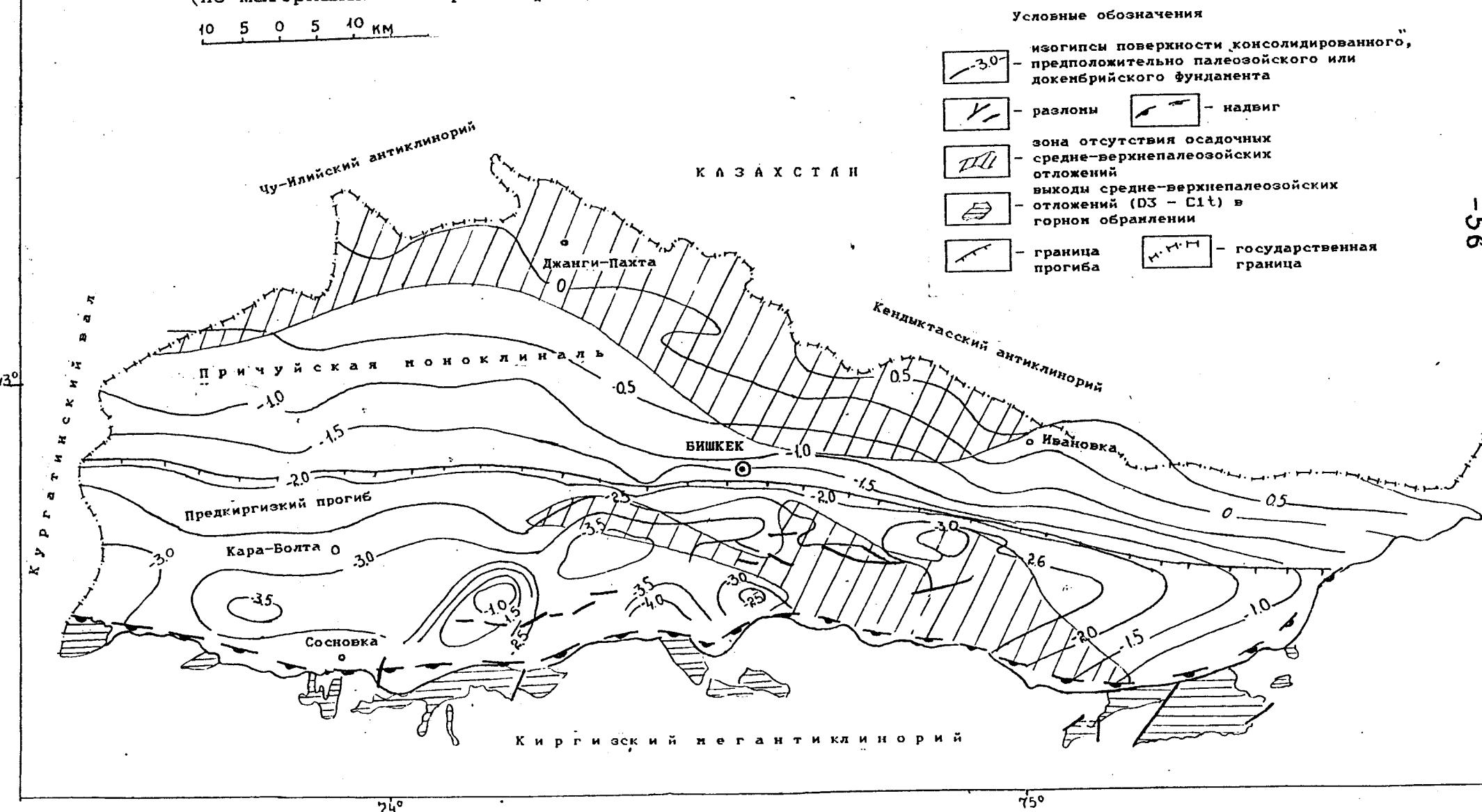
1-3 - складчатые области Тянь-Шаня: 1 - Северного (каледонская), 2 - Срединного (каледонско-герцинская), 3 - Южного (герцинская); 4 - мезозойско-кайнозойский чехол; 5 - границы: а - впадин, б - прогибов; 6 - локальные структуры: а - находившиеся в бурении, б - подготовленные, в - выявленные; 7 - линии региональных сейсмопрофилей: а - отработанные, б - проектные; 8 - параметрические скважины.

Локальные структуры: 1 - 51 - Центрально-Тянь-Шанская система впадин: 1-9-Восточно-Чуйская впадина; 1-Западно-Чалдоварская, 2- Панфиловская, 3- Карабалтинская, 4- Беловодская, 5- Сосновская, 6- Сокулукская, 7- Копакская, 8- Бектауская, 9- Серафимовская; 10-29- Нарынская впадина: 10- Алабугирская, 11- Акташская, 12- Чоллокоинская, 13-Мукачинская, 14-Дюрбельдинская, 15-Кызылкырская, 16- Джумбатайская, 17- Куртская, 18- Нарынская, 19- Карабукская, 20- Карабулунская, 21- Джергетальская, 22- Джанталыкская, 23- Ортонуринская, 24- Ирисуйская, 25- Акбулунская, 26- Кумбельская, 27- Акмусская, 28- Кокайгырская, 29- Балыкташская; 30-51- Иссык-Кульская впадина: 30- Бозбармакская, 31 - Рыбачинская, 32- Сарыкамышская, 33- Торуйгырская, 34- Чолпонатинская, 35- Приозерная, 36- Сухохребтинская, 37- Тасминская, 38- Чимтасминская, 39- Нововознесенская, 40- Джергаланская, 41- Бирбашская, 42- Богатыровская, 43- Большеоргочорская, 44- Малооргочорская, 45- Теплоключинская, 46- Джетыогузская, 47- Шалбинская, 48- Согутинская, 49- Бозбешикская, 50 -Кызылэсминская, 51- Кызылтауская; 52-75- Илийская группа впадин: 52-69- Восточно-Илийская впадина: 52 - Хоргосская, 53-Баскунчинская, 54- Бестюбинская, 55- Чижинская, 56- Тышканская, 57- Сарыбельская, 58- Бурханская, 59- Талдынская, 60- Лесковская, 61- Коктальская, 62- Джамбылбастауская, 63- Койбынская, 64- Актауская, 65- Пенджинская, 66- Тереньтуминская, 67- Каракуская, 68 - Кайралганская, 69- Дубунская; 70-72 - Западно-Илийская впадина; 70- Узунагачская, 71 - Чемолганская, 72- Бурундайская; 73-75 - Кегено-Текесская впадина: 73- Чульадырская, 74- Айгырджальская, 75- Сумбинская

Причины гравитационно-геодинамической неустойчивости Центрального Тянь-Шаня кроются в строении северного борта Таримской впадины. Здесь частично расположен крупный Восточно-Ферганский верхнепалеозойско-юрский осадочный бассейн, наложенный на мощные осадочно-метаморфические формации палео-Тетиса (герциниды Срединного Тянь-Шаня), из-за чего мощность неконсолидированного чехла превысила 10 км. Образование в конце олигоцена Таримского депоцентра прогибания обусловило региональный уклон внутрилитосферных реологических границ и способствовало развитию срыва внутри палеозойских карбонатно-терригенных формаций. Перемещение сорванных пластин осадочно-метаморфического слоя в южном направлении подтверждается формированием мощного Кучарского пояса надвигов и формированием в тылу пояса тектонически денудированных пространств, представленных консолидированными докембрийскими выступами и гранитоидными массивами Северного Тянь-Шаня. При такой интерпретации геодинамической эволюции региона Восточно-Чуйская, Западно-Чуйская, Нарынская и Иссыккульская впадины в своей доплиоценовой истории составят единую палеодепрессию. Начало структурной дифференциации Центрального Тянь-Шаня относится еще к пермо-триасу, но наиболее четко она проявилась в юрское время, когда формировались приразломные грабенообразные прогибы. В последующей истории горизонтальное растяжение к югу только усиливалось. Вероятнее всего, в палеогене на территории будущего Центрального Тянь-Шаня началось рифтовое дробление основания (Юдахин, 1981, Попов и др., 1978), которое в эоцене сопровождалось вулканическими проявлениями (коктурпакская свита). В это время возродились раннемезозойские региональные листрические разломные зоны, вдоль которых началось формирование полуграбенов, заполняемых континентальными красноцветными формациями (Параев, 1985). И одновременно развива-

Рис.17 Структурно-тектоническая схема Восточно-Чуйского бассейна
(по материалам ПО "Киргизнефть")

10 5 0 5 10 KM



лось интенсивное растяжение ложа палеогеновых депрессий вследствие срыва палеозойских пластин в южном направлении по субгоризонтальным частям листрических разломов. Это подтверждается в частности приуроченностью очагов сейсмичности исключительно к земной коре и преимущественно к разделу К1 (Макаров, 1977). Южная асимметрия структур и преобладающее северное падение взбросо-надвигов свидетельствуют о перемещении верхних пластин коры в южном направлении. В течение миоцена происходило дальнейшее растаскивание осадочных депрессий за счет изостатического поднятия тектонически денудированных выступов фундамента. Но максимум горизонтальных движений пришелся на плиоцен-квартер (Абдрахматов, 1983), когда резко усилилась контрастность вертикальных поднятий и опусканий (почти обрушений). В это время от Восточно-Чуйской, Западно-Илийской и Иссыккульской впадин на 50–70 км. к югу была отодвинута крупная Центрально-Тяньшанская депрессия, которая в свою очередь оказалась разорванной поднятиями хребтов Байбичетау и Атбashi на Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую впадины. Общее растяжение территории региона в южном направлении достигает 120–150 км., что соизмеримо с правосдвиговыми перемещениями по Таласо-Ферганскому разлому (Буртман, 1964). При палинспастических реконструкциях древние докембрийские массивы Северного Тянь-Шаня оказываются полностью закрытыми сползшими пластинами палеозойских толщ, ныне сгруженными в складчатой области Южного Тянь-Шаня.

Таким образом, наиболее мощным в Центрально-Тяньшанском регионе был гравитационно-геодинамический срыв по поверхности хрупко-вязкого раздела, проходящей в основании палеозойского разреза и определялся он Южно-Тяньшаньской (или Северо-Таримской) зоной увеличенных мощностей осадочно-метаморфического слоя. Вместе с тем наличие в миоценовом разрезе соленосных отложений предопреде-

лило развитие локальных надвиговых зон внутри кайнозойских впадин. Перед фронтом надвига, продвигающегося по поверхности солей формируется солянокупольная, осложненная взбросом антиклинальная зона. Таковы Серафимовская грязь в Восточно-Чуйской (рис. 18) и Большеоргочорская и Чульадырская грязи в Иссыккульской впадинах. Они являются полным аналогом грязи Супетау в Ферганской впадине и характеризуются сходными особенностями нефтегазоносности.

В целом в отношении нефтегазоносности межгорные впадины Тянь-Шаня традиционно считаются малоперспективными, что связывается с отсутствием в их разрезе хороших нефтематеринских толщ и прежде всего морских отложений палеогенового и мелового возраста. К этому добавляется и неблагоприятная геодинамическая обстановка. Все впадины оказываются приуроченными к тыловой части мощного гравитационно-геодинамического срыва, передовая наиболее перспективная часть которого расположена на северном борту Таримской впадины, где уже открыты значительные скопления углеводородов. В тыловых полуграбенах, каковыми являются Илийские, Иссыккульская и Нарынска впадины в течение основного этапа их развития господствовали условия сильного растяжения (вплоть до разрыва осадочного чехла) и поэтому происходило рассеяние миграционного потока УВ. Однако, последние пять миллионов лет в бортовых частях впадин развернулись процессы разваливания складчатых обрамлений на осадочный чехол с образованием надвиговых зон и локальных поднятий, в которых могли формироваться мелкие скопления УВ. Особенно интересны впадины, в которых большую мощность имеет палеозойский чехол (Обухов, 1985. Абидов, Мамаджанов, 1988). Это прежде всего Нарынская, Атбашинская и Аксайская впадины, наиболее приближенные к передовой зоне срыва в Таримском бассейне. В южных частях Чуйских и Иссыккульской впадин сохранен наиболее полный стратиграфический диапа-

Геологические профили через Восточно-Чуйский бассейн

А) Поперечный (Серафимовка - Бишкек - Кендыктас)

Б) Продольный (Чалдовар - Сосновка - Серафимовка - Ивановка)

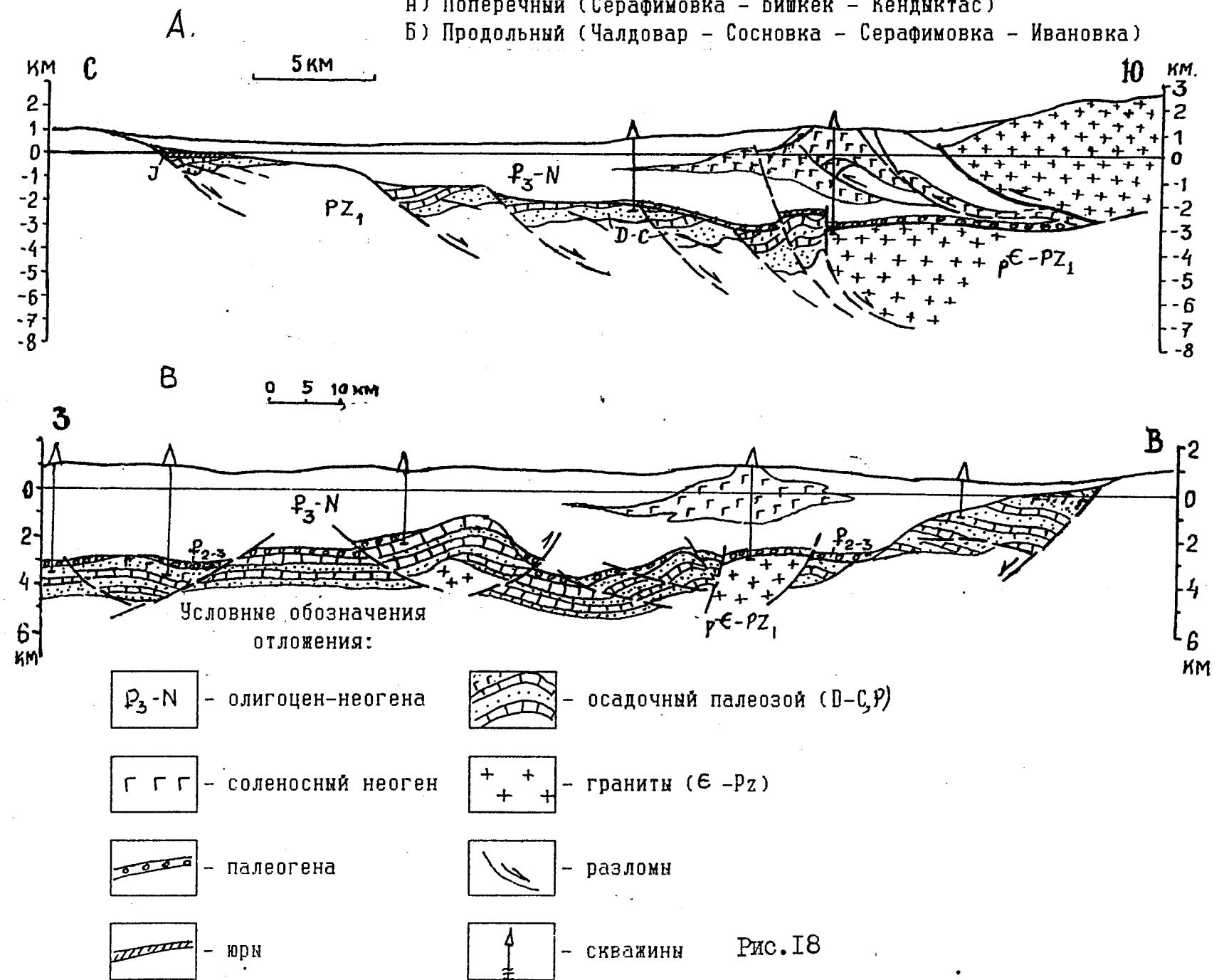


Рис. I8

зон осадочного чехла, так как это была самая погруженная часть полуграбена. В последний тектонический этап именно южная часть названных впадин оказалась осложненной взбросо-надвигами, создавшими здесь зоны антиклинальных складок и как следствие – условия для формирования скоплений углеводородов.

ПАМИРСКАЯ ДУГООБРАЗНАЯ ОБЛАСТЬ СРЫВА

В ряду Центрально-Тяньшанские, Ферганская, Афгано-Таджикская впадины, последняя занимает наиболее приближенное к морю положение. Ее разрез включает в себя мощный (до 5 км.) и развитый платформенный мезозойско-палеогеновый комплекс. Столъ же большую (а иногда и до 7 км.) имеет орогенический олигоцен-четвертичный молассоидный комплекс, но развит он только в синклинальных зонах. Переходный рифтовый комплекс известен преимущественно в бортовых частях впадины (Дарваз и Гиндукуш) (Варенцов и др. 1967, Браташ, 1974, Крылов, 1968, 1971, Попов и др., 1978).

Афгано-Таджикский бассейн (рис.19) отличается от остальной территории Туранской плиты наличием в разрезе мощной молассоидной толщи олигоцен-неоген-четвертичного возраста. Осадочный чехол бассейна существенно нарушен пологими взбросо-надвигами и имеет дисгармоничное строение (Шеин и др. 1980, Кравченко и др. 1990). Основной поверхностью срыва является соленосная толща кимеридж-титонского возраста, по которой чехол в ходе альпийских движений был расслоен на подсолевую слабо деформированную и надсолевую чешуйчато-надвиговую толщи (рис.20). Пластины надсолевой мел-кайно-зойской толщи были сорваны с соленосного основания и перемещены на десятки километров преимущественно в западном направлении (от Памира). Дисгармоничное чешуйчато-надвиговое строение осадочной

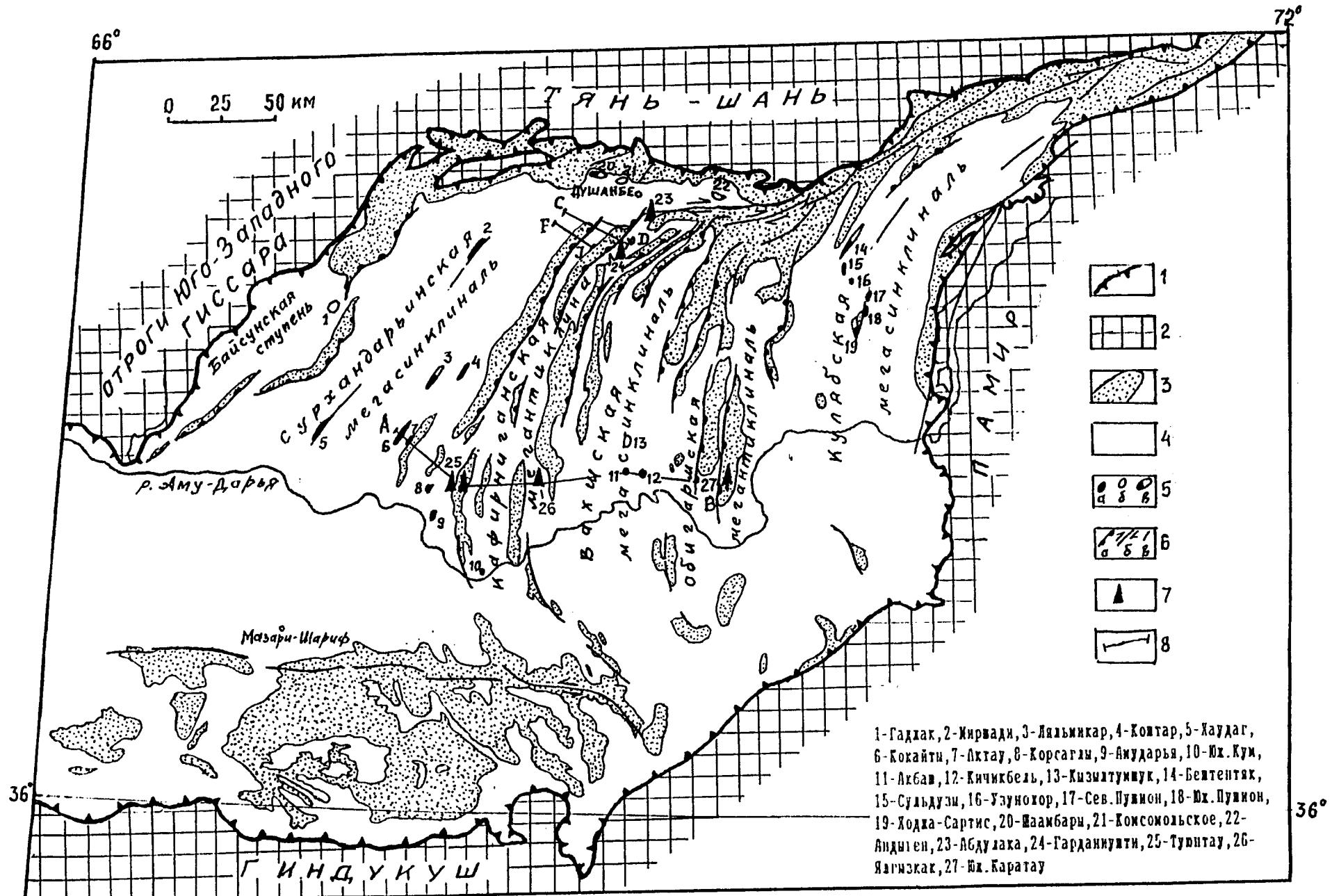
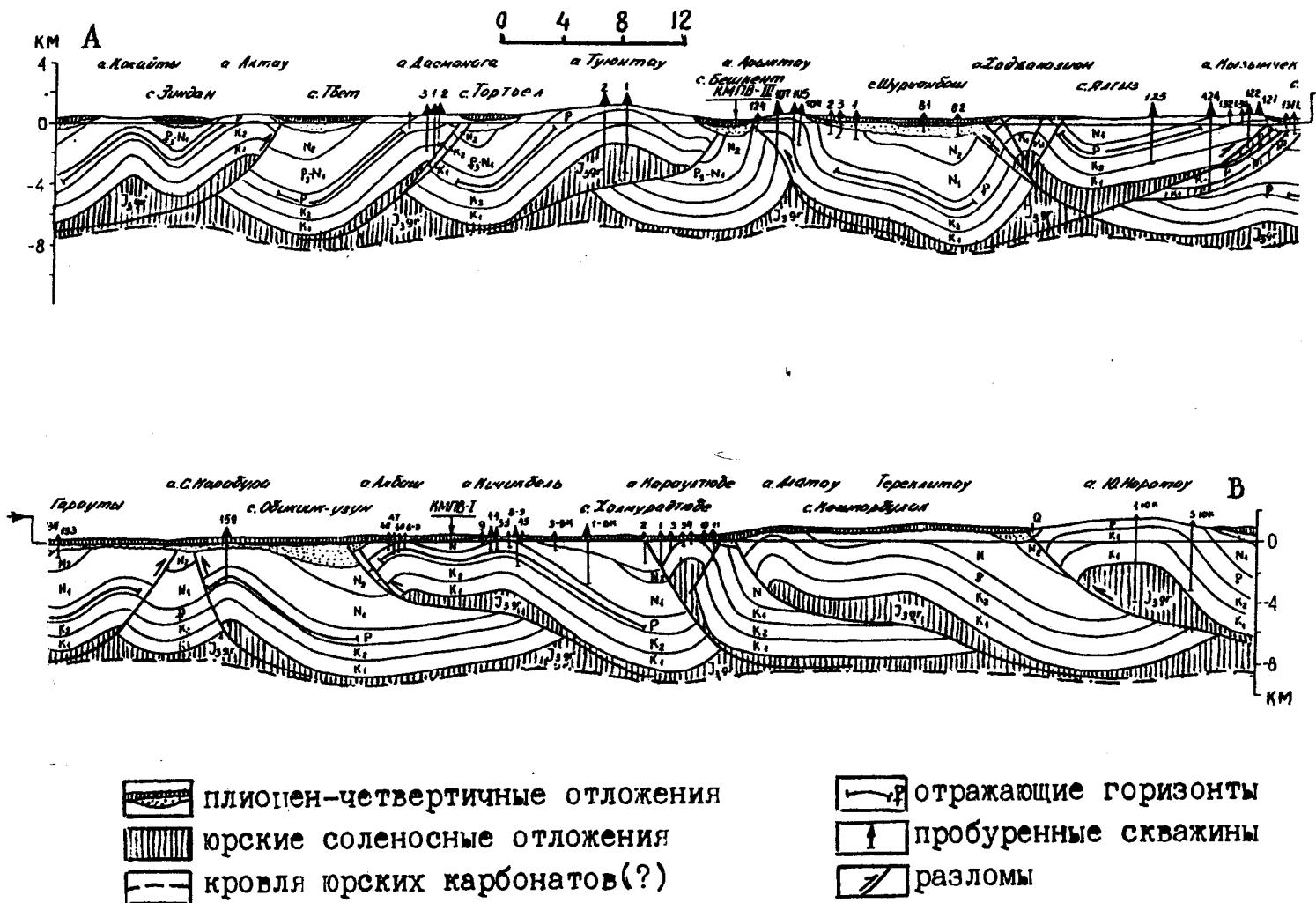


Рис. I90Б ЗОРНАЯ СХЕМА АФГАНО-ТАДЖИКСКОГО БАССЕЙНА
 Условные обозначения: 1-границы бассейна, 2-складчатое обрамление, 3-выходы мезозойско-палеогеновых толщ, 4-кайноэйский чехол, 5-месторождения углеводородов: а-нефтяные, б-газовые, в-нефтегазовые, 6-разрывные нарушения: а-надвиги, б-сдвиги, в-прочие, 7-наиболее глубокие скважины, 8-линии геологических профилей.

Рис. 20. Геологический разрез через центральную часть Афгано-Таджикского бассейна



толщи обуславливает углубление поверхности докембрийского и частично герцинского фундамента до 12- 15 км., а по данным электроразведки и магниторазведки до 18 км. В целом Афгано-Таджикская впадина имеет среднюю степень геофизической изученности, резко увеличивающуюся в синклиниориях (до 1 км/км²) и падающую почти до нуля в антиклиниориях. В восточной половине бассейна практически отсутствуют сведения о строении подсолевых юрских отложений.

Фундамент Афгано-Таджикского бассейна нигде не вскрыт бурением (за исключением узких бортовых зон) и информация о глубинах его залегания и составе получена исключительно геофизическими методами. По данным КМПВ поверхность фундамента характеризуется $Vg=5.9-6.8$ км/с. Волны от этой поверхности имеют частоту 8-10 Гц. Глубины залегания фундамента в среднем превышают 10 км., достигая на востоке бассейна 18 км (по материалам МТЗ). Магнитные аномалии фундамента имеют субширотное простиранье, ортодоксальное простирание мезозойско-кайнозойских структур. По большой глубине магнитовозмущающих масс при значительной интенсивности аномалий прогнозируется что в фундаменте велика доля основных и ультраосновных пород. Некоторые исследователи указывают в связи с этим на возможный безгранитный тип земной коры под Афгано-Таджикским бассейном (Захаров, 1969, Бабаджанов, 1986). Поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 36-50 км. и характеризуется граничными скоростями 7.0-8.6 км/с. Под горными обрамлениями поверхность М залегает на глубинах на 5-15 км. больше. Следует отметить, что под центральными зонами бассейна поверхность М относительно приподнята и здесь отмечается крупный Каирниганский максимум силы тяжести (Глубинное строение..., 1991).

На юге и востоке бассейна развиты пермо-триасовые глубокие (от 1500-2500 м. на востоке в Дарвазе и до 4000 м. на юге в Гера-

те) палеопрогибы(Геология и полезные .., 1980). Континентально-прибрежноморской тип отложений, наличие вулканитов и узкий линейно-вытянутый характер распространения свидетельствуют о рифтовом режиме заложения Афгано-Таджикского бассейна(рис.21).

На триасовых грабенах располагались надрифтовые депрессии нижнесреднеюрских угленосных паралических толщ, также в плане имеющих вид субширотных вытянутых прогибов, мощность осадков в которых в среднем составляет около 1000 м. (на севере бассейна от 200 м., на юго-востоке – 2000 м.)

Верхнеюрские карбонаты и эвaporиты занимают уже всю территорию бассейна и включают келловей-оксфордскую карбонатную (до 800 м.) , эвапоритовую или соленосную кимеридж-титонскую формации (иногда более 3000 м.). Изучены только в афганской и узбекской частях бассейна, где их мощности в среднем составляют от 500 до 1200 м. Сохраняется субширотное Тетисное протирание структур.

Суммарная мощность меловых образований достигает 2500 м. Эти толщи представлены в основании красноцветной терригенной формацией (до 500 м.), сменяющейся морской карбонатно-терригенной формацией (700-800 м.) баррем-аптского возраста. Выше залегают глинисто-карбонатные поздне-меловые толщи мощностью до 1500 м.

Генетически и по составу сходна с мезозойской глинисто-карбонатно-сульфатная толща морского палеогена, имеющая суммарную мощность до 1000 м. Выше залегает молассоидная кайнозойская толща, мощность которой может превышать 6-7 км(Тектоника, формации..., 1986).

Общее простижение нижнемелового бассейна остается субширотным, однако намечаются субмеридиональные зоны изменчивости мощностей. Верхнемеловые толщи повторяют структурный план нижнемеловых, но в более спокойном варианте шельфовой платформы. Этот же

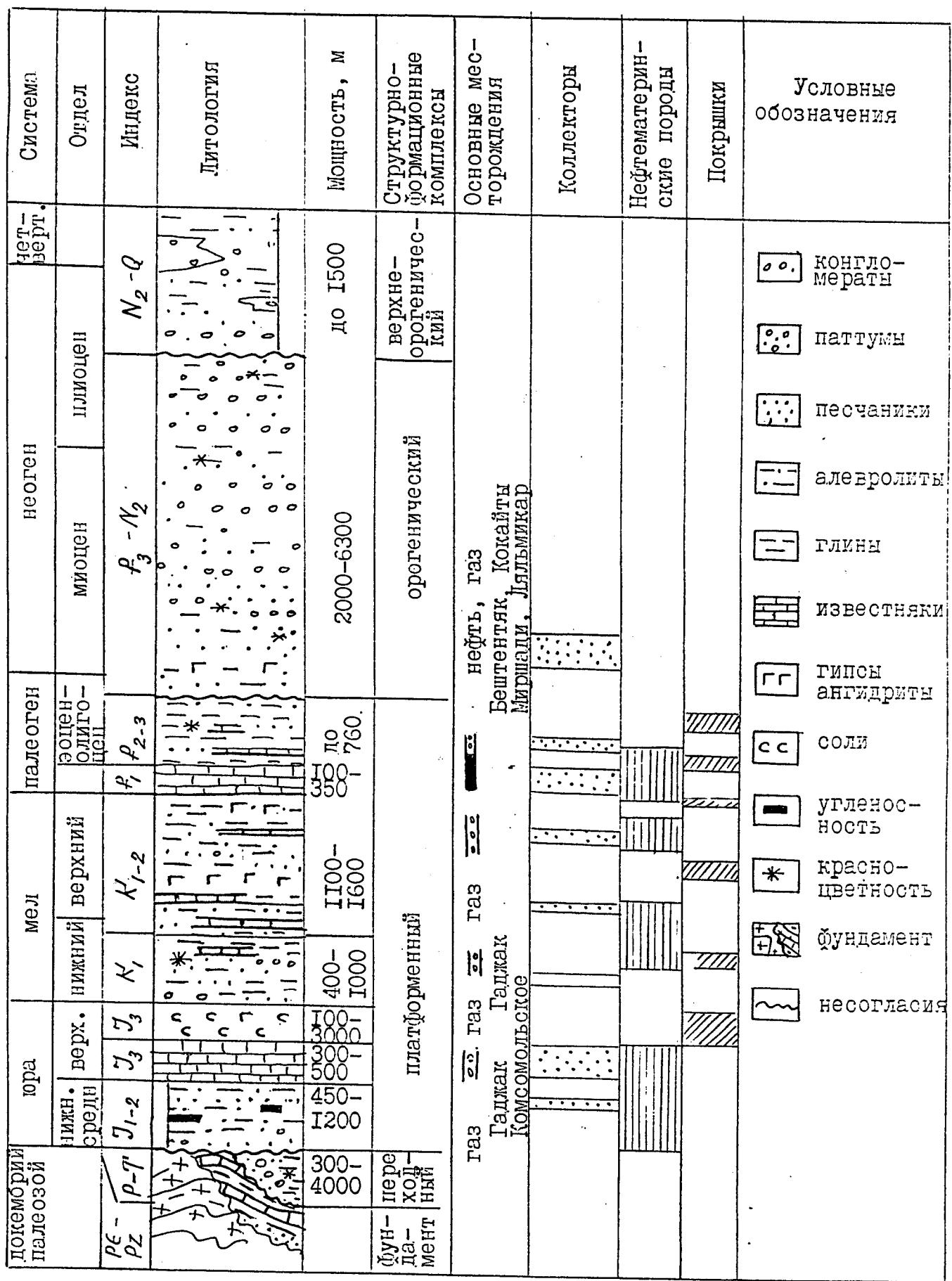


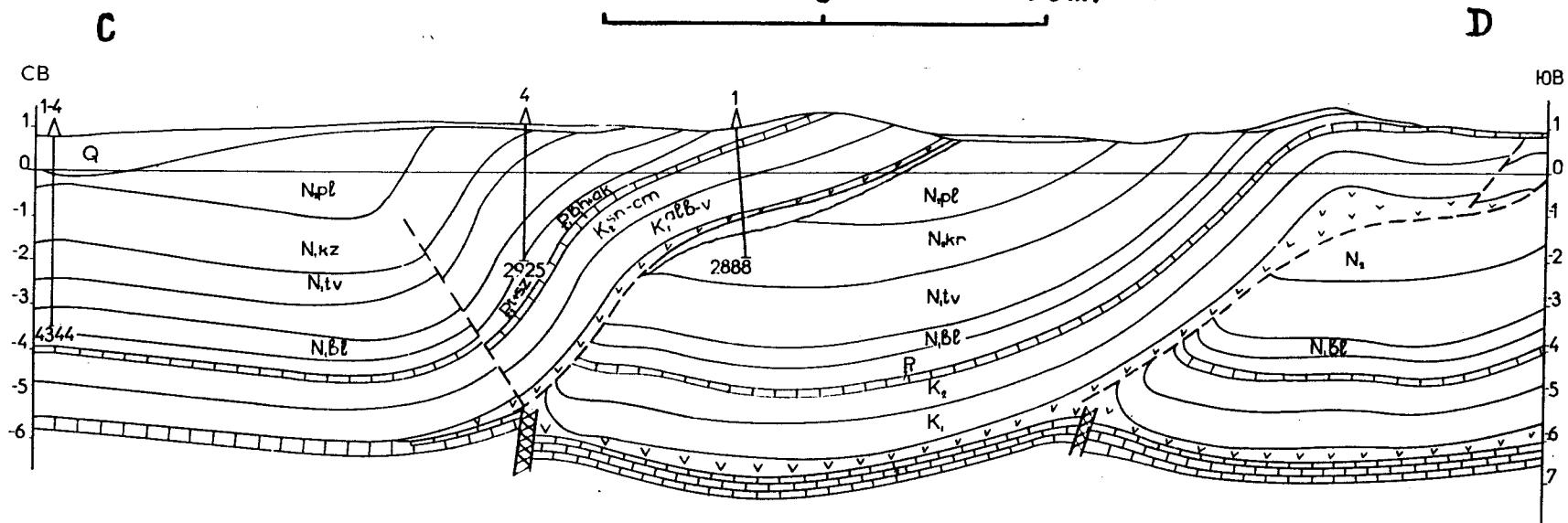
Рис. 21 Сводный нефтегеологический разрез Афгано-Таджикского бассейна

режим остался неизменным и в палеогеновое время, и только в конце олигоцена начался окраинно-континентальный рифтогенез, начало которого в прилегающих территориях предвосхитил эоценовый наземный вулканизм(Сборщиков, 1988). Практически повсеместно южная окраина Евразии была охвачена рассеянным растяжением, выразившимся в образовании обширных удлиненных депрессий. Наиболее вероятно что их формирование было связано с растяжением по листрическим разломам. Такая геодинамическая ситуация сохранилась на востоке Китая (Li Chunyu ets, 1984). В Центральной Азии первоначальная рифтовая структура сильно затушевана позднейшим плиоцен-четвертичным орогенезом, поэтому рассмотрим кайнозойскую историю развития более подробно.

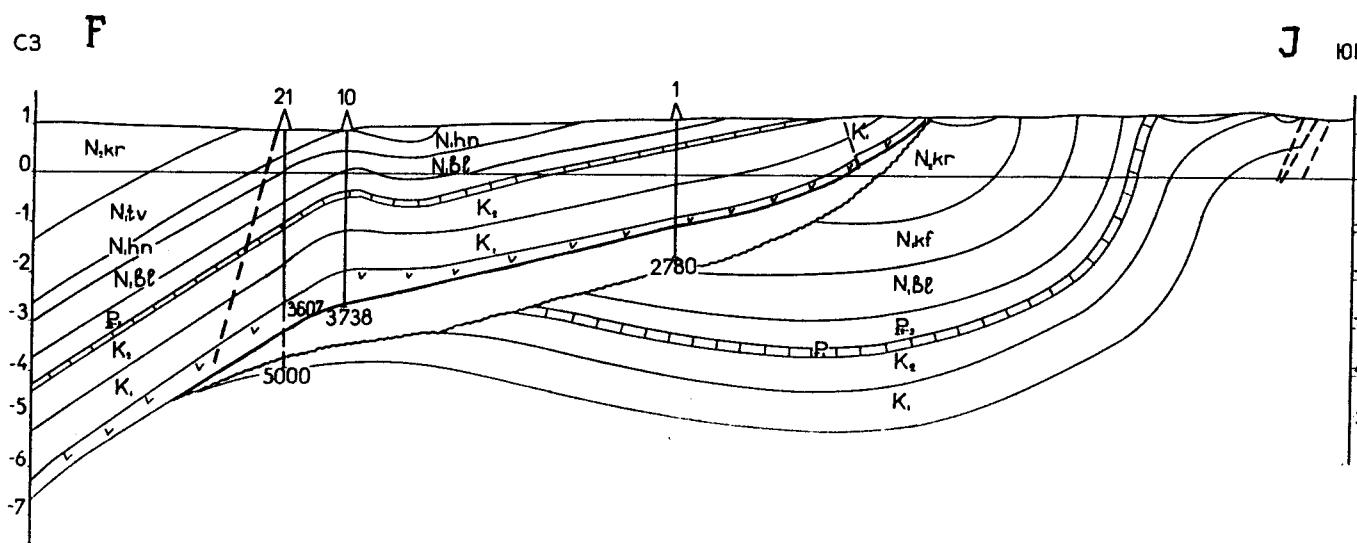
Для понимания тектонической эволюции Центрально-Азиатского региона важнейшим является узел сочленения Афгано-Таджикской, Алайской и Таримской впадин и складчатых дуг Памира. Общая геодинамическая ситуация может интерпретироваться как внедрение Памирской глыбы на север, раздвигание, раздавливание осадочных бассейнов. Особенно при этом деформирован мезозойско-кайнозойский чехол Афгано-Таджикской впадины. Плитотектоническое объяснение этих огромных деформаций выглядит весьма убедительным и логичным, однако существуют некоторые нетривиальные моменты, требующие дополнительных объяснений. Первый из них заключается в том, что расчешуиванию и шарьированию подвержен только надсолевой (мел-кайнозойский) комплекс(рис.22). Подсолевые юрские отложения по построению большинства исследователей (Беккер, 1996, Кравченко и др., 1990) и фрагментарным данным сейсморазведки характеризуются существенно более пологим залеганием. В пользу этого свидетельствуют и данные глубокого параметрического бурения. Так, на площадях Туюнтау, Южный Карагатау, Ялгызкак под антиклиналями выявлены мощ-

Рис. 22 СХЕМАТИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ пл. БАБАТАГ

0 5 10 км



- 67 -



ные (до 3 км) штоки солей, что исключает возможность образования гряд за счет подвижек фундамента (Геология и геодинамика..., 1986).

Таким образом создается впечатление, что по крайней мере в Афгано-Таджикской впадине деформируется только верхняя (5-8 км.) часть земной коры, а нижняя остается относительно стабильной. Время формирования складчато-покровной структуры Афгано-Таджикской впадины надежно определяется по анализу сейсмопрофилей МОГТ. Хорошо видно, что однотипной деформации подвержены согласно залегающие мел-неогеновые толщи, которые с резким размывом перекрываются плащеобразным чехлом верхнеплиоцен-четвертичных моласс (рис. 22). Следовательно, главный импульс горизонтальных движений имеет весьма молодой возраст – не ранее миоцена (основного времени прогибания впадин) и не позднее конца плиоцена. Причем наиболее вероятно, что главные движения происходили именно в последние 5-2 млн. лет (Калвода, 1990). И вслед за ними начался основной этап вертикального воздымания горных сооружений Памира и Тянь-Шаня (Садыбакасов, 1990).

Итак, в конце неогена площадь Афгано-Таджикской впадины была уменьшена, по оценкам разных исследователей, на треть и даже в половину (Беккер, 1996). Столь же очевидно, что уменьшение впадины происходило за счет горизонтального давления с востока, причем территория, подверженная надвиго-и покровообразованию контролируется зоной распространения юрских соленосных отложений. Так, мощный правосторонний Илякский сдвиг проходит по фациальному переходу юрских преимущественно терригенных толщ Душанбинского прогиба в толщи карбонатно-эвапоритовые. Видимо, по такой же фациальной зоне проходит срыв и в Кулябском прогибе, где также выклиниваются юрские соленосные отложения.

Таким образом, ясно, что формирование дисгармоничного покров-

но-складчатого надсолевого комплекса Афгано-Таджикской впадины связано со значительным реологическим разделом – верхнеюрскими соленосными толщами, разделяющими компетентные терригенные и терригенно-карбонатные комплексы подсолевых юрских и надсолевых мел-неогеновых отложений.

По строению и мощностям мезозойских отложений территория Афгано-Таджикской впадины неотделима от сопредельной Амударьинской депрессии и до конца палеогена они составляли единый седиментационный бассейн (Бабаджанов и др., 1986). Раннеорогенические рифтовые движения способствовали обособлению впадины, в которой стала развиваться область интенсивного неогенового прогибания, по периферии ограниченная разломами листрического типа. Особенno мощное растяжение отмечалось на юго-востоке впадины (на территории современного Памира), где рифтовые движения начались в меловом периоде, проявившись активным вулканизмом на Юго-Восточном и Юго-Западном Памире (Геологическая карта Таджикской ССР., 1991). Растяжение и прогибание земной коры обусловили формирование регионального уклона в юго-восточном направлении. В результате проявил себя реологический верхнеюрский раздел, вызвавший не только тектоно-гравитационный срыв надсолевой толщи восточного и западного бортов, но и активный соляной диапиризм. Конечно, решающая роль в образовании структуры впадины принадлежит надвигообразованию, однако соляной диапиризм также вносит свой вклад в образование антиклинальных гряд, что доказано бурением на площадях Түюнтау и Южный Карагатай. В Кулябском прогибе известен поверхностный соляной купол Ходжа-Мумын (высота – 1334 м), возвышающийся более чем на тысячу метров над поверхностью долины, что позволяет оценить давления, господствующие в ее недрах.

Тектоно-гравитационное надвигообразование по реологическому

разделу внутри осадочной толщи особенно ярко проявилось в западной части впадины(рис.23). Восточный склон отрогов юго-западного Гиссара представляет собой гигантский цирк отрыва. В конце миоцена на плато Кугитантау и Байсунтау сначала серией листрических разломов обособился огромный удлиненный блок (площадь более 1500 кв.км) мел-палеогеновых пород, который по юрским солям был сорван внутрь депрессии и образовал надвиговую Келиф-Сарыкамышскую гряду. В тылу сорванной пластины открылось зияние, сложенное на поверхности юрскими карбонатами. Толщина аллохтонной пластины 3,5 км, а ее ширина изменяется от 5 до 40 км. при средней плотности 2,5 г/см³. При таких условиях, учитывая обычный коэффициент внутреннего трения (0,6-1,0) и незначительный в целом региональный уклон (не более 3 град.), пластина вообще не должна была перемещаться(Сейферт, 1991). Однако наличие солей и флюидодинамический фактор (а зоны аномального давления флюидов активны во впадине до сих пор) обеспечили этот грандиозный срыв. Важно еще одно обстоятельство,- тектонически денудированные районы (зияния), освободившиеся от веса в среднем трехкилометровой мезо-кайнозойской толщи должны были компенсировать изостатическую флюктуацию всплыvанием, поднятием. Видимо, это один из механизмов, которые могут объяснить поднятие отрогов Юго-Западного Гиссара. Само же поднятие древних метаморфических и плутонических образований отрогов на высоту до 3 км происходило за счет выравнивания изостатического равновесия всей толщи коры, которое было нарушено под впадиной из-за подъема мантийного диапира и оттока материала к бортам депрессии. В осадочной толще Афгано-Таджикской впадины известны реологические разделы в сantonе, палеоцене, эоцене, миоцене(Тектоника, формации...,1986), а это значит, что тектоно-гравитационный срыв может происходить и по этим уровням, т.е. мел-палеогеновые

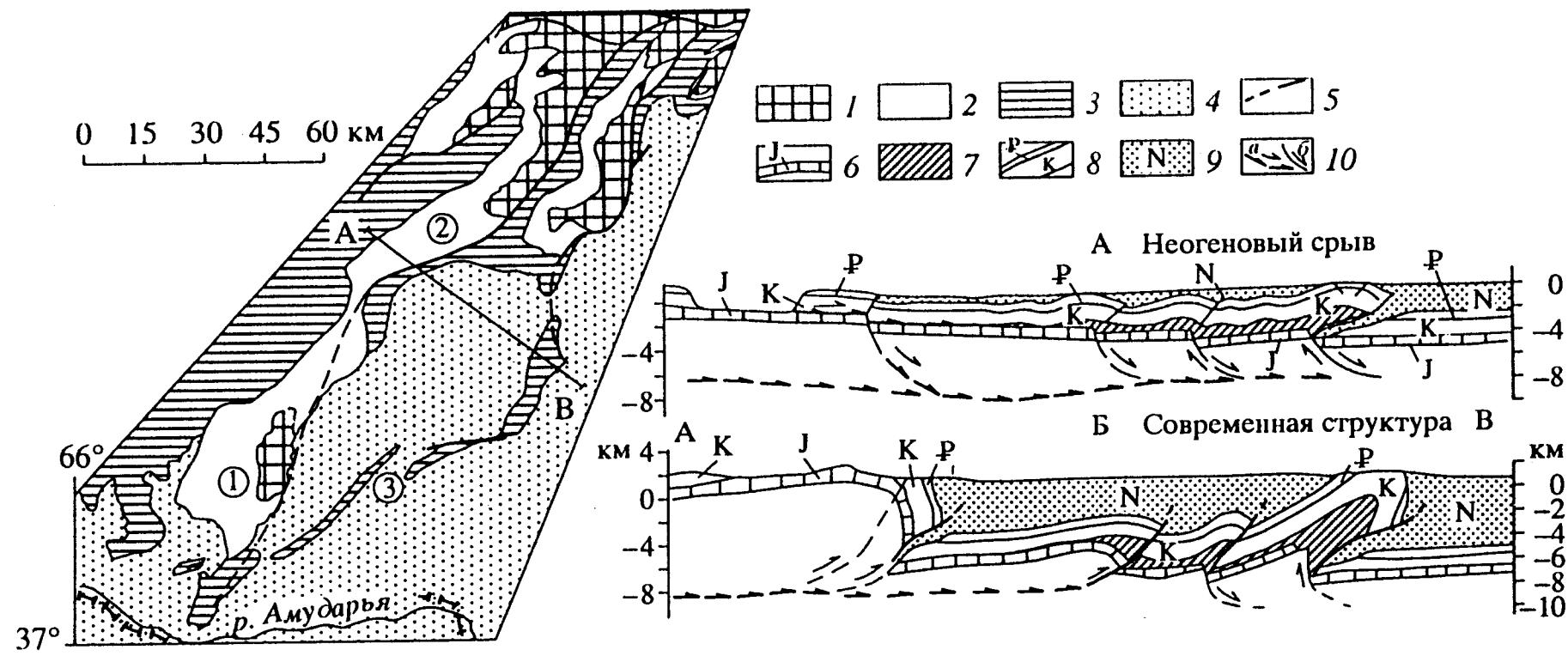


Рис. 23 Строение и модель формирования структуры западного борта Афгано-Таджикской впадины (отроги Юго-Западного Гиссара). А – неогеновый срыв мел-палеогеновых толщ по юрским солям с образованием тылового зияния. Б – современная структура.

На карте: 1 - 4 выходы разновозрастных отложений: 1 – палеозойских, 2 – юрских, 3 – меловых, 4 – кайнозойских; 5 – разломы. На профилях: 6 - 9 отложения: 6 – юрские карбонатные, 7 – юрские соленосные, 8 – мел-палеогеновые, 9 – неогеновые; 10 – разломы: а – листрические, б – прочие. Цифрами обозначены: 1 - 2 – поднятия: 1 – Кугитангтау, 2 – Байсунтау; 3 – Келиф-Сарыкамышская гряда.

поля на мегантиклинариях и поднятиях частично являются зонами тектонической денудации и поднялись также за счет изостатической компенсации.

Оценка возможной величины подъема горных хребтов Юго-Западных отрогов Гиссара приведена в главе 1. Удалось рассчитать, что изостатическая компенсация срывов могла обеспечить поднятие этой горной цепи на высоту до 3,76 км, что несколько выше реальной высоты, которая постоянно уменьшается размывом. Разумеется эта цифра не столь точна из-за принципиальной нелинейности геологической среды, но она дает порядок величины расчетного современного рельефа, который хорошо совпадает с ныне наблюдаемым(отдельные горы имеют высоту до 3 км)

Если на западе впадины главной причиной тектоногравитационной переработки осадочного чехла было наличие в нем реологических разделов и в первую очередь юрских солей, то в восточной главенствовали перемещения по хрупко-вязкому разделу. Сейчас признается многими исследователями, что в результате надвигообразования надсолевой осадочный чехол Кафирниганской, Вахшской, Обигармской и Кулябской тектонических зон был практически сдвоен. Предполагается, что обширная зона развития подсолевых юрских отложений и фундамент впадины были перекрыты надвигающейся пластиной палеозойских пород Дарваза и Северного Памира. Следы этого грандиозного надвигания хорошо выражены на восточном борту Афгано-Таджикской впадины, где на смятые и даже опрокинутые меловые и кайнозойские толщи под воздействием гравитации шарированы крупные пластины осадочных образований, датируемых в их основании пермо-триасом и формирующих в современном рельефе хребет Васмикух(Бемский, 1974).

В целом под складчатые структуры Памира была затянута толща осадочных пород мощностью до 1 км и площадью около 22 тыс.км².

Возможна и иная интерпретация этой геологической ситуации, основанная на предположении о том, что в границы Афгано-Таджикской впадины по крайней мере до начала плиоцена включалась и территория современного Памира. Интенсивный позднеолигоценовый импульс рифтового прогибания образовал региональный уклон, который обеспечил тектоно-гравитационный срыв пластины мел-палеогеновых и большей части неогеновых пород по реологическим и флюидодинамическим разделам (прежде всего по юрским эвапоритам) с Памира внутрь впадины. Перемещение аллохтонной пластины площадью не менее 20 тыс.км² и мощностью до 3-4 км вызвало изостатическое всплытие обнажившихся (тектонически денудированных) породных масс, которое в свою очередь усилило тектоно-гравитационные явления, включив еще и расползание горных сооружений по группово-вязкому разделу. Это расползание вызвало появление на поверхности древних массивов и, в первую очередь, кристаллического Бадахшанско-Юго-Западно-Памирского массива площадью около 19 тыс.км². Видимо с гравитационным течением верхней части литосферы связано и появление на дневной поверхности палеозойских толщ Северо-Памирской, Гиндукушской и возможно Кунь-Луньской тектонических зон, а это дает прирост полосы породного материала шириной 100-150 км. Всплывшие палеозойские толщи и докембрийские массивы, а также гранитоидные интрузии разорвали некогда единое поле юрских образований. Самые крупные из этих полей – Бартангская структурная зона и зона Юго-Восточного Памира(рис.24). Действительно, удаленные ныне друг от друга области развития юрских морских отложений обнаруживают явные черты сходства. Возможно, они и относятся к различным фациальным зонам, но единого осадочного бассейна. В первую очередь это относится к верхнеюрским карбонатным толщам, развитым и на Юго-Восточном Памире, и в пределах Центрального Па-

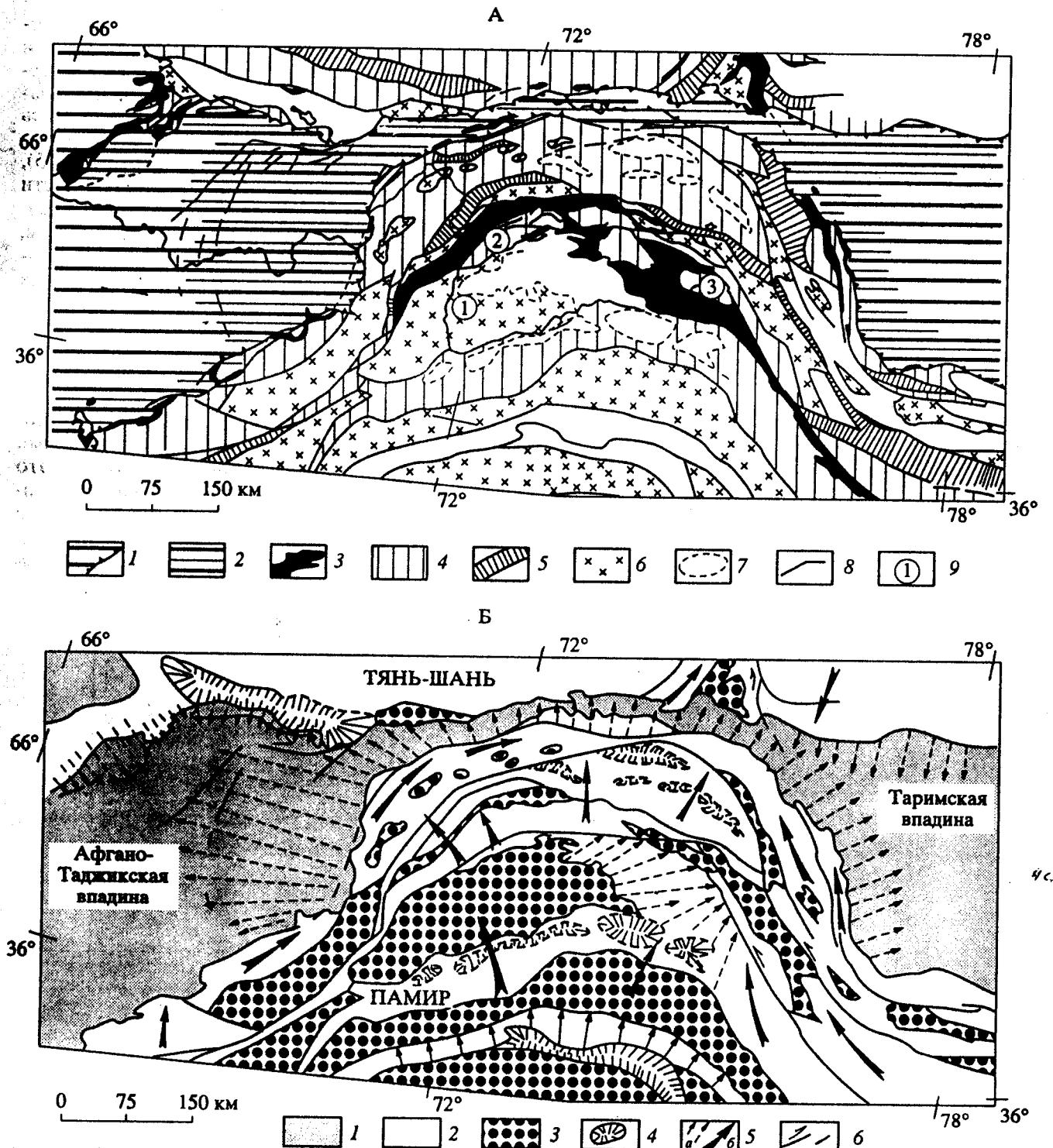


Рис. 24 Строение и развитие Таджикско-Памиро-Таримского региона.

А. Схема основных структурно-формационных комплексов. 1 - 5 - зоны распространения комплексов: 1 - автохтонного мезозойско-кайнозойского чехла межгорных впадин, 2 - аллохтонного и автохтонного чехла, 3 - триас-юрского (подсолевого), 4 - средне-верхнепалеозойского, 5 - нижне-палеозойского метаморфического; 6 - докембрийских массивов; 7 - кислых интрузий; 8 - крупные разломы; 9 - некоторые структурные элементы: 1 - Бадахшанско-Юго-Западно-Памирский кристаллический массив, 2 - Бартангская структурная зона, 3 - зона Юго-Восточного Памира.

Б. Схема основных направлений тектоно-гравитационного срыва. 1 - мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны; 2 - аллохтонный комплекс; 3 - изостатически вспывшие докембрийские массивы (тектонически денудированные), 4 - интрузивы; 5 - тектоно-гравитационные срыва: а - по реологическим разделам внутри осадочных толщ, б - по хрупко-вязкому разрезу на глубине 10 ± 4 км; 6 - разломы сдвигового типа.

мира. Чужеродной выглядит Бартангская структурная зона с ее характерными карбонатными юрскими толщами в окружении древних докембрийских гранито-гнейсовых кристаллических массивов.

Весьма значительные гравитационные срывы наблюдаются на сопредельных территориях Афганистана. Так, в горной системе Банди-Туркестана И.М.Сборщиковым описаны срывы маастрихт-палеоценовых известняков с протерозойских выступов(геология и полезные ископаемые, 1980). В Среднем Афганистане В.И.Дроновым(1980) выделяются многочисленные гравитационные шарьяжи, иногда полностью маскирующие узкие кайнозойские межгорные впадины. То есть весь Афгано-Памирский регион преобразован значительными субгоризонтальными гравитационно-геодинамическими структурами(рис.25)

В Афгано-Таджикской впадине при палинспастических реконструкциях геологических структур, смещенных на север по системе сдвигов и срывов на расстояние не менее 200 км. (Обухов, 1994), мезозойско-кайнозойскими отложениями закрываются все домезозойские структуры, ныне занимающие основную часть Памира. Эти реконструкции дают удивительную картину строения доплиоценовой Афгано-Таджикской впадины. По сути, вся территория Северного и Центрального Памира оказывается включенной в эту огромную осадочную депрессию. Только в результате новейших орогенических движений верхняя (мел-неогеновая) часть осадочного чехла был сорвана и как гравитационный покров перемещена на территорию современной Афгано-Таджикской впадины, и нижняя триас-юрская часть оказалась разорванной и разобщенной изостатическими всплывающими докембрийскими массивами(рис.26,27). О молодом возрасте их появления на поверхности говорит, в частности, тот факт, что продукты размыва таких петrogenетически ярких источников, как гранитные массивы, отсутствуют в окружающих его верхнепалеозойских и мезозайских

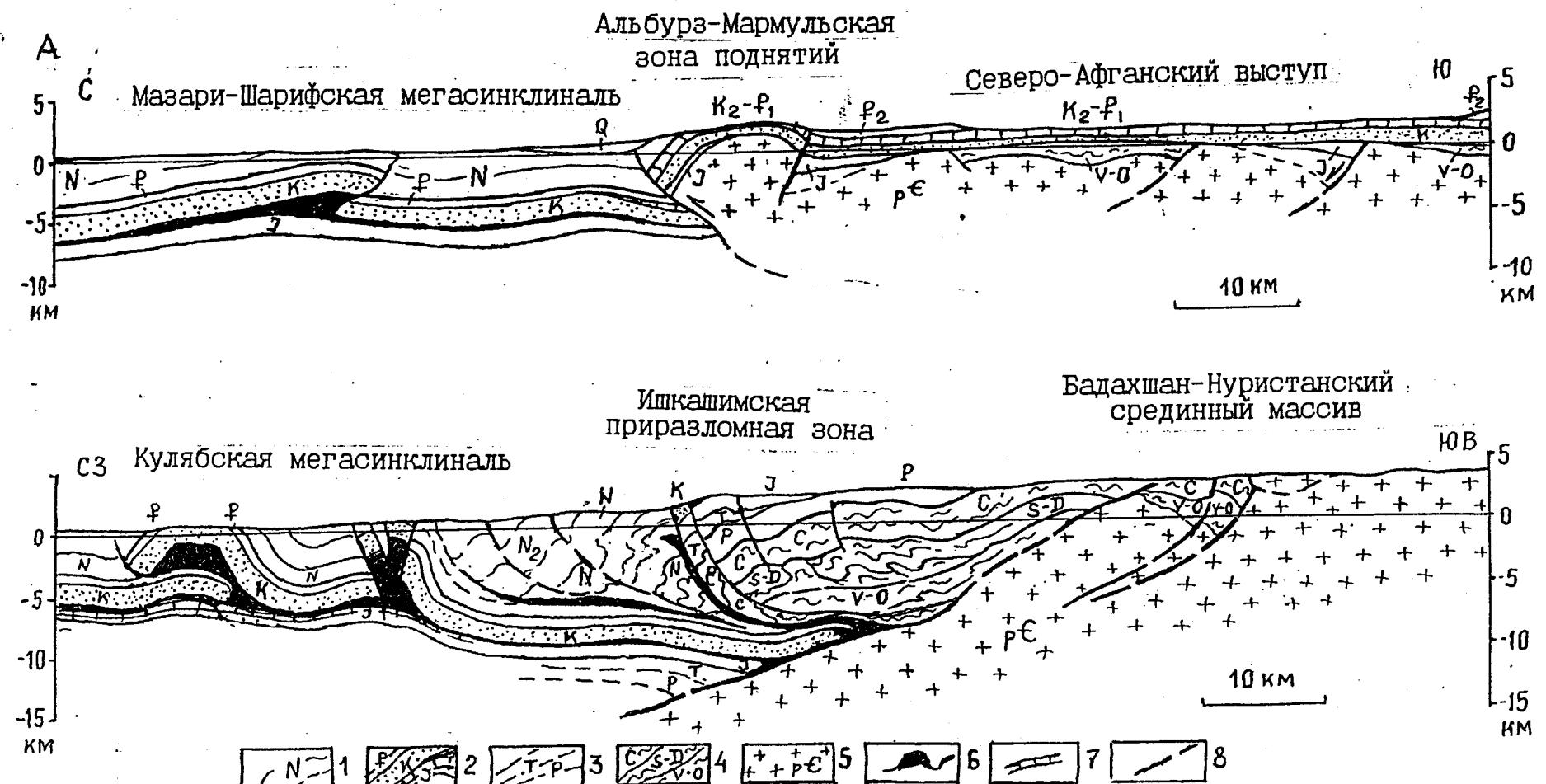


Рис. 25 Взбросо-надвиговые зоны юго-востока Афгано-Таджикской впадины (Афганистан). Геологические профили: А - через Мазари-Шарифскую (Сурхандарьинскую) мегасинклиналь и Альбурз-Мармульскую зону поднятий. Б - через юг Кулябской мегасинклинали. (А.Н.Обухов, 1996)

Условные обозначения: 1-5 - комплексы отложений: 1-неоген-четвертичных (орогенных), 2-мезозойско-палеогеновых (платформенных), 3-пермо-триасовых (переходных), 4-палеозойских, 5-докембрийских; 6-юрские и неогеновые эвалориты; 7-карбонаты; 8-разломы.

толщах. Действительно, еще А.Гансер(1967) отмечал как Гималайскую загадку состав меловых конгломератов. Меловые толщи выполняют узкие межгорные грабены, окруженные со всех сторон гранито-gneйсющими массивами, но конгломераты в них представлены галькой терригенно-карбонатных палеозойских пород. Важным обстоятельством является повсеместное развитие тектонических контактов между отдельными структурно-формационными комплексами. Некоторые толщи палеозойских пород подвержены весьма значительному метаморфизму и рассланцеванию. Площади их развития вытянуты узкими полосами вдоль зон глубинных разломов. Все это свидетельствует о мощных гравитационно-геодинамических субгоризонтальных движениях в Памирском регионе, происходящих по реологическим разделам между структурно-формационными комплексами и отдельными литологически обособленными толщами(рис. 26,27).

Тектоно-гравитационный срыв пластин осадочных пород (тектоническая денудация) вызвал изостатические движения масс, а при значительных масштабах гравитационных срывов могло происходить внедрение легкой кислой магмы. Причем возраст гранитных интрузий может отмечать начало горизонтальных подвижек (на Памире и Каракоруме этот возраст изменяется от раннего мела до плиоцена). По данным Д.Крумменахера абсолютный возраст метаморфизма в различных покровах кристаллических пород в восточном Непале, так же как и гранитов зоны Гималаев Тетиса, колеблется от 9,8 до 17,6 млн. лет, что отвечает концу миоцена. Всплытие гранитных plutонов и древних блоков верхней литосферы неизбежно приводило к горизонтальному перемещению нижних масс литосферы от периферии поднятий к их центрам (своеобразный эффект подсасывания), что вызывало погружения приорогенных зон и формирование краевых прогибов.

Материалы по Алайской впадине также показывают, что она яв-

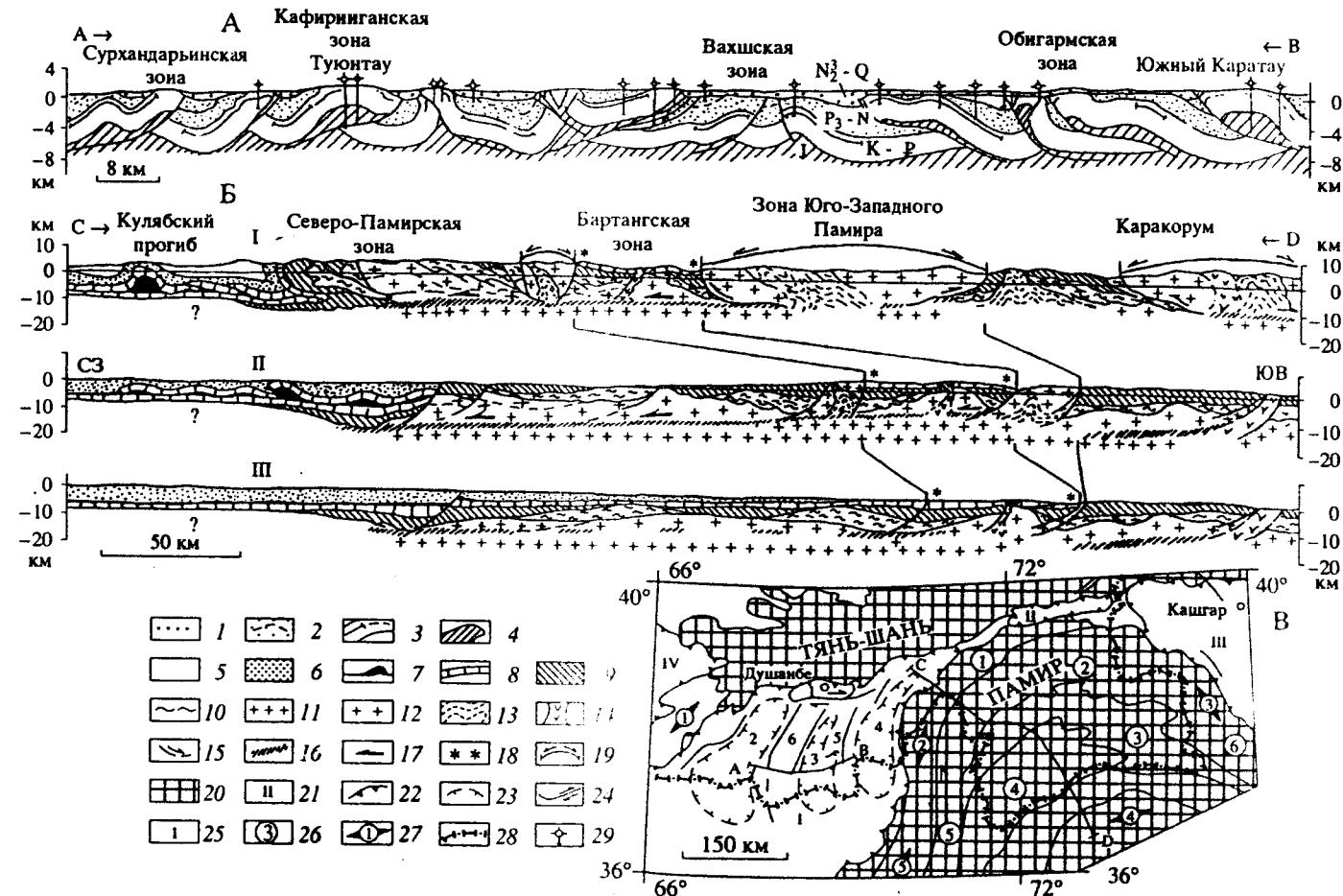


Рис. 26 Строение Афгано-Таджикской впадины.

А – геологический профиль через центральную часть по линии А–В. Б – модель образования поднятий Памира и покровной структуры Афгано-Таджикской впадины: I – современный геологический профиль по линии С–Д; II – плиоценовая модель; III – миоценовая модель (геологические профили выполнены по материалам Н.Г. Власова и др., 1991 г., К.Н. Кравченко и др., 1990 г.). В – обзорная карта Таджикско-Памиро-Таримского региона. 1 - 2 – молассидные отложения: 1 – верхнеплиоцен-четвертичные; 2 – олигоцен-неогеновые; 3 – мел-палеогеновые (линии с ограничениями показан наблюденный сейсмический горизонт в палеогене); 4 – верхнеюрские соленосные (знаки 1 - 4 относятся к рис. 2А); 5 – верхнеплиоцен-четвертичные молассы; 6 – надсолевые мел-неогеновый комплекс; 7 – верхнеюрские соли; 8 – подсолевой юрский комплекс; 9 – верхнепалеозойские отложения; 10 – нижне-среднепалеозойские отложения; 11 – автохтонный докембрийский фундамент; 12 – аллохтонный фундамент; 13 – гранитоидные интрузии; 14 – эфузивы; 15 – разломы; 16 – зоны хрупко-вязкого раздела; 17 – направления тектоно-гравитационного срыва; 18 – Бартангский мезозойский останец; 19 – изостатически всплывшие (тектонически денудированные) докембрийские массивы (знаки 5 - 19 относятся к рис. 2Б); 20 – складчатое обрамление; 21 – поля развития мезозойско-кайнозойских отложений (I - IV впадины: I – Афгано-Таджикская, II – Алайская, III – Таримская, IV – Амударянская); 22 – границы впадин; 23 – границы прогибов; 24 – разломы и крупные сдвиги; 25 – тектонические зоны внутри впадины, обозначенные цифрами: 1 – Душанбинская, 2 – Сурхандарьинская, 3 – Вахшская, 4 – Кульбаская, 5 – Обигармская, 6 – Кафирниганская; 26 – тектонические зоны в обрамлении, обозначенные цифрами: 1 – Северо-Памирская, 2 – Центрально-Памирская, 3 – Юго-Восточного Памира; 4 – Юго-Западного Памира; 5 – Гиндукушская, 6 – Кунь-Луньская; 27 – горные системы, обозначенные цифрами: 1 – Юго-Западный Гиссар, 2 – Дарваз, 3 – Кунь-Лунь, 4 – Каракорум, 5 – Гиндукуш; 28 – граница бывшего СССР; 29 – пробуренные скважины (знаки 20 - 29 относятся к рис. 2В).

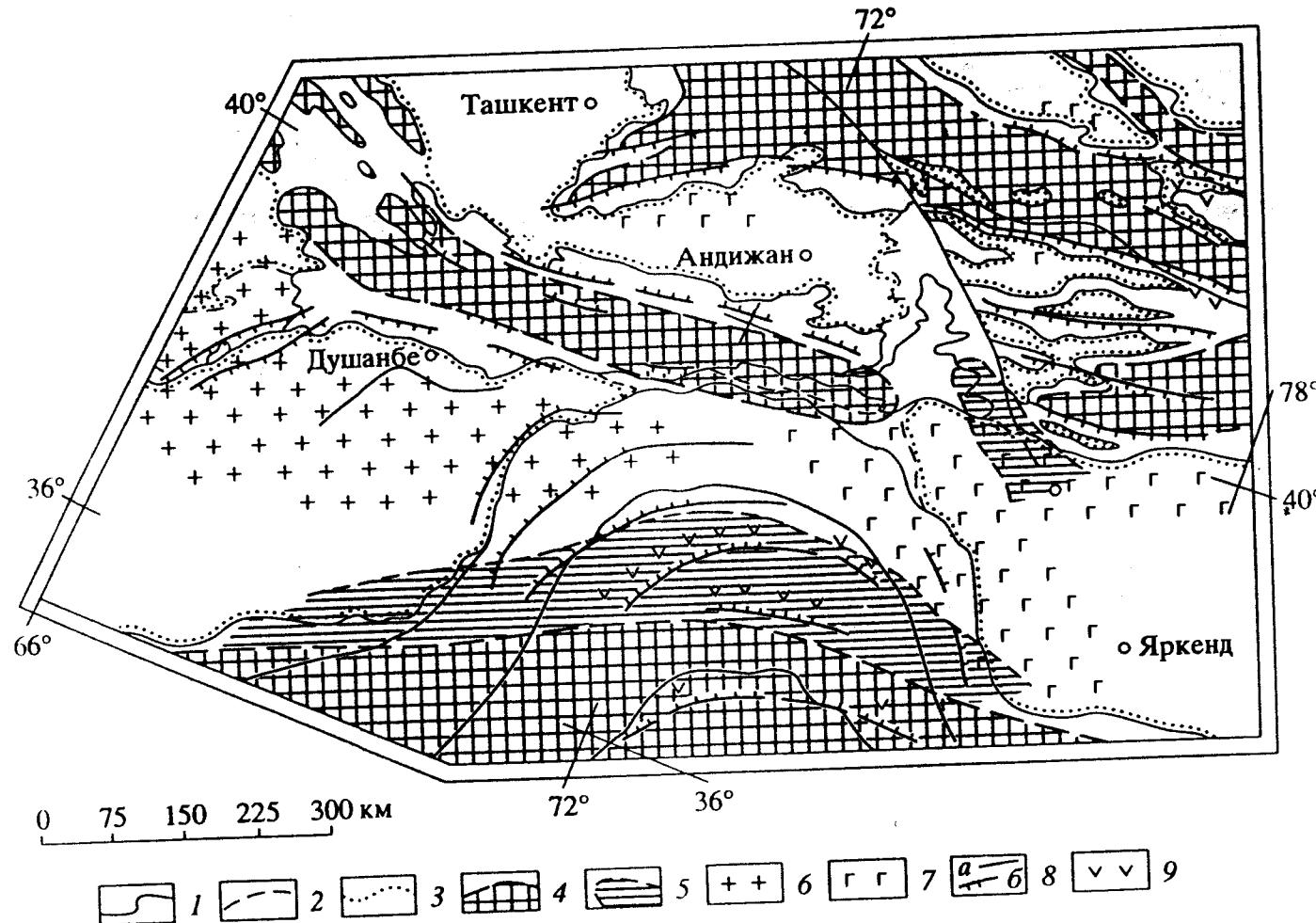


Рис. 27. Палеотектоническая схема Центральной Азии в конце палеогена.
 1 - 3 – современные границы: 1 – выходов палеозоя, 2 – выходов мезозоя, 3 – межгорных впадин; 4 – палеогеновые об-
 ласти сноса (клетка) и осадконакопления (не заштриховано); 5 – глубокие (более 8 км) верхнепалеозойско-мезозойские
 осадочные бассейны; 6 - 7 – зоны распространения солей: 6 – юрского возраста, 7 – неогенового возраста; 8 – разломы:
 а – современные, б – палеогеновые (листрические); 9 – проявления рифтового вулканизма.

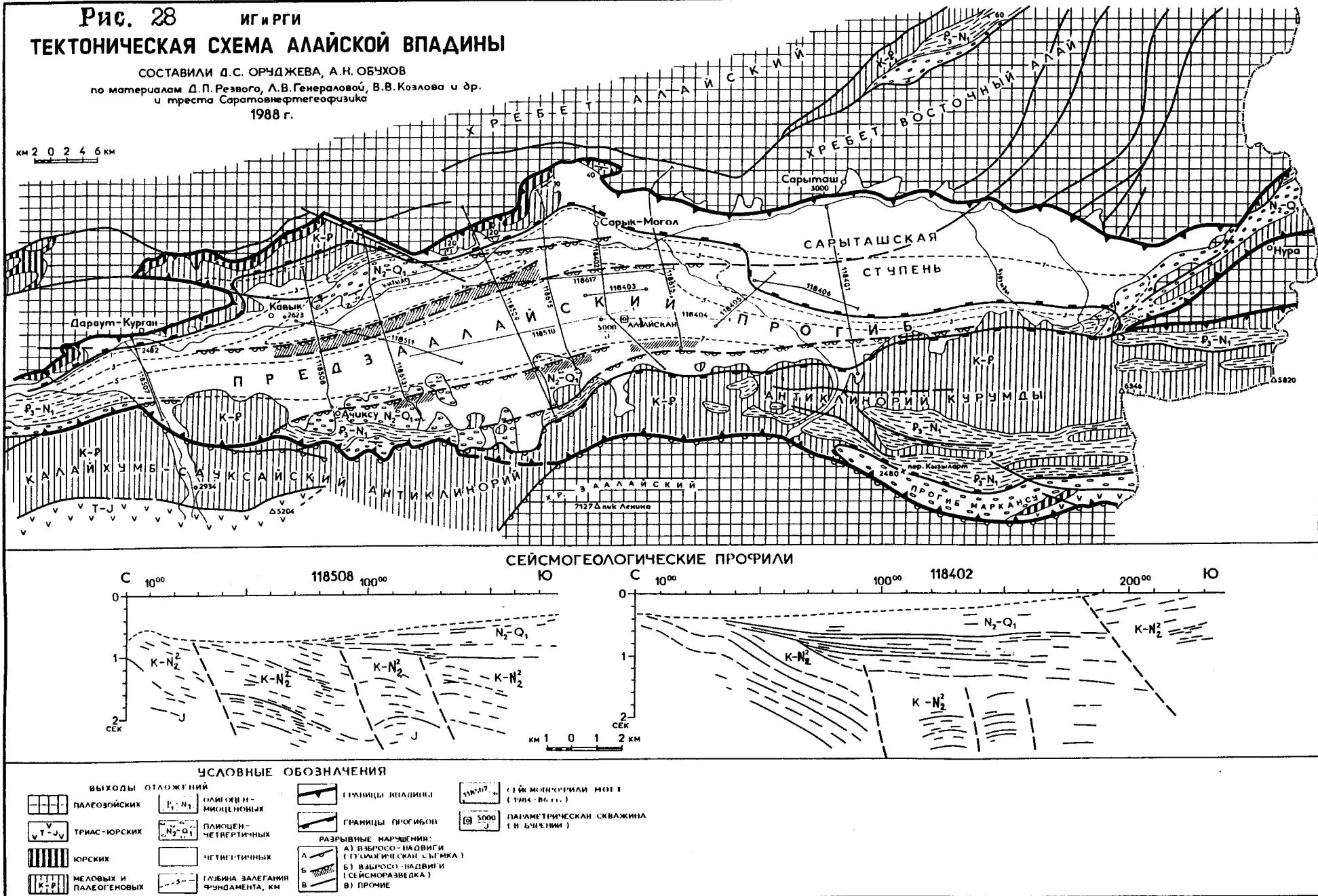
ляется тектоническим фрагментом Афгано-Таджикско-Таримской палеодепрессии, бывшим полуграбеном, ныне инверсированным и осложненным надвигами. Современная ее структура образована в результате разрыва и перемещения южной половины на запад в Кулябский прогиб. А затем оставшийся блок(современная Алайская впадина) был сжат фронтальной частью Памирского срыва.

Тектоника Алайской впадины отличается значительной сложностью, и поэтому ее рассмотрение возможно только с учетом эволюции прилегающих областей Памира, Западного Кунь-Луя и складчатой области Южного Тянь-Шаня. Впадина расположена в Киргизии на стыке двух существенно различающихся геотектонических регионов – мегантиклиниория Северного Памира и герцинид Южного Тянь-Шаня. В палеозойской и мезозойской истории она была частью крупнейшего окраинно-континентального бассейна, а ее обособление началось в позднепалеозойский этап рифтогенеза(Швольман, 1977). Сложность ее строения усугубляется развитием крупных новейших взбросо-надвиговых дислокаций(рис.28). Структурно-тектоническому районированию рассматриваемой территории посвящены работы многих исследователей, среди которых следует выделить А.В.Пейве, Б.П.Бархатова, Д.В.Наливкина, В.А.Николаева, В.И.Попова, Б.А.Петрушевского, В.И.Буданова, В.И.Дронова, И.В.Архипова, В.А.Швольмана, Д.П.Резвого.

Алайская впадина относится к области Памиро-Куньлуньского передового прогиба внешней зоны Северного Памира (Никонов, 1990). Кратко характеризуя довольно сложные ранне и среднепалеозойский этапы, необходимо подчеркнуть, что в целом это был период окраинно-континентального развития, сопровождавшийся накоплением глинисто-карbonатной (кембрий – девон) и терригенно-вулканогенной нижнекаменноугольной спилит-кератофировой формаций. На позднепалеозойском рифтовом этапе в изолированных депрессиях накаплива-

Рис. 28
ИГиРГИ
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АЛАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

СОСТАВILI Д.С. ОРУДЖЕВА, А.Н. ОБУХОВ
 по материалам Д.П. Резвого, Л.В. Генераловой, В.В. Козлова и др.
 и треста Саратовнефтегеофизика
 1988 г.



лись терригенно-вулканогенно-карбонатные и флишоидные толщи среднего карбона – перми. С начала ранней перми интенсивность текtonических движений резко усиливается и начинается формирование мощных (до 3500 м) песчано-карбонатно-глинистых отложений, включающих иногда крупные массивы рифогенных известняков. Завершился палеозойский цикл осадконакопления формированием пестроцветных континентально-лагунных молассоидных толщ пермо-триаса, по которым на Памире впоследствии развивались обширные срыва (Руженцев, 1971, 1974). Еще раз следует отметить, что верхнепалеозойские отложения накапливались в окраинно-континентальных прогибах (часто полуграбенах), разорванных и растянутых в ходе гравитационно-геодинамических процессов (Оруджева и др., 1986, Обухов, 1993).

В раннем мезозое срыва привели к изостатическому подъему окраины Евразийского континента и в это время накапливались вулканогенно-терригенные слабоугленосные толщи мынтекинской свиты (триас-юра). Юрский период был наиболее интересным в истории формирования Алайской впадины. Во всей Средне- и Центрально-Азиатской области продолжалось горизонтальное расположение верхней коры, что выразилось в заложении узких, линейно-вытянутых, приразломных грабенообразных прогибов, в которых в условиях гумидного климата накапливались отложения терригенной угленосной формации ранней-средней юры. Это была эпоха преимущественного растяжения, что проявилось в активизации вулканической деятельности. Так, в нижней юре Северного Памира отмечаются мощные толщи диабазов, порфиритов и андезитов, позволяющие выделить вулканогенно-терригенную формацию нижней-средней юры (угольное месторождение Мианаду). Основные седиментационные бассейны в юре располагались на территории Восточно-Ферганского хребта, переходящего в Предкундульнский краевой прогиб, и по периферии Афгано-Таджикской впадины. Мощнос-

ти нижне-среднеюрких отложений здесь превышают 2500 м.

Структурный план и условия седиментогенеза значительно изменились в позднеюрское время. Климат стал аридным и семиаридным, что проявилось в накоплении толщи лагунных (гипсоносных и соленосных) образований и в пестроцветности и красноцветности терригенных осадков. Рассматриваемые толщи распространены несколько шире, чем толщи нижне-среднеюрской угленосной формации, выполняющие локальные грабены. Позднеюрский этап седиментогенеза знаменует существенную нивелировку рельефа, обусловившую "выплескивание", переполнение изолированных седиментационных бассейнов. Однако в целом темп осадконакопления снизился и мощность верхнеюрской прибрежно-лагунной эвaporитовой формации в Алайской впадине не превышает 100-200 м, а далее к Ферганскому и Восточно-Ферганскому бассейнам уменьшается, вплоть до выпадения из разреза. Неизвестно поведение этой формации в погруженных частях Алайской впадины. Весьма возможно (если учесть почти трехкратное увеличение мощностей меловых и палеогеновых отложений от Алайского хребта к Заалайскому (Резвой, 1985) увеличение мощностей и прибрежно-лагунной эвaporитовой формации, о чем также свидетельствует и сложный характер соотношения структурных планов на сейсмопрофилях МОГТ (рис.29), что может интерпретироваться как слабый соляной тектогенез.

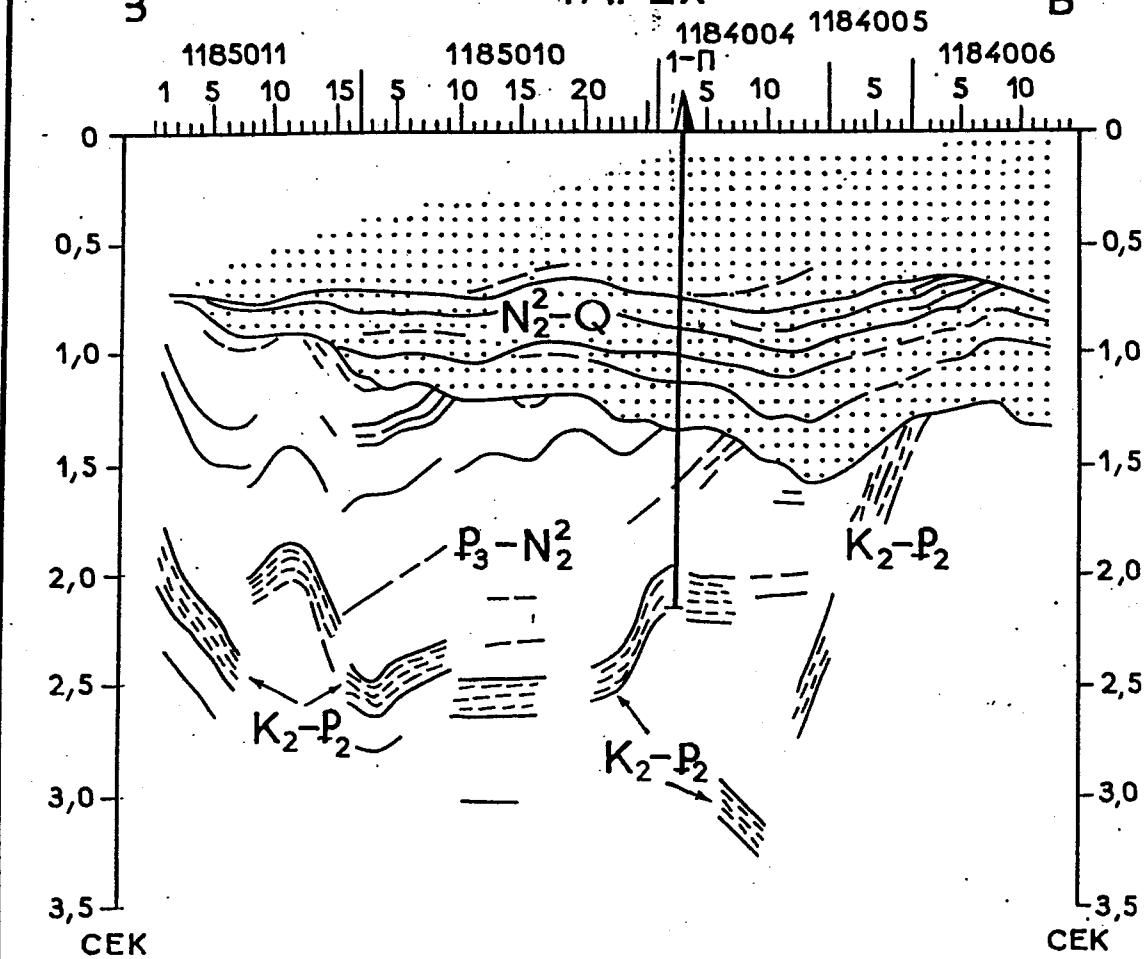
В нижнемеловое время вновь начались изостатические поднятия. Размеры бассейнов седиментации уменьшились, а ось максимального погружения сместились к зоне водораздела современного Заалайского хребта. Произошло накопление отложений красноцветной песчано-конгломератовой формации нижнего мела. С позднего мела площадь бассейнов седиментации вновь увеличилась и снова в условиях аридного климата, не изменяющегося уже с позднего мела, началось об-

АЛАЙСКАЯ ВПАДИНА

ТАРЕХ

З

В



²⁹ Рис. Субширотный сейсмогеологический профиль через Алайскую впадину (с/п 1185011 - 1185010-1184004-1184005-1184006, по материалам АО "Саратовнефтегеофизика")

разование терригенно-карбонатной эвапоритовой лагунно-морской формации верхнего мела – палеоцене. В эоцене – олигоцене преимущественно морской тип седиментогенеза сменился прибрежно-морским, большую роль стали играть терригенные осадки, что позволяет выделить терригенную прибрежно-морскую формацию с присутствием эвапоритовой фации. В пользу такого выделения свидетельствует и региональный размыт, сопровождающийся выпадением аруктауского и каратауского горизонтов (Резвой, Генералова, 1985). Мел-палеогеновые формации заполняли крупный прогиб, тяготеющий к Заалайскому хребту и продолжающийся на территорию Китая по зоне современной горной системы Куньлуня.

В конце олигоцена территория Алайской впадины постепенно была вовлечена в новый цикл окраинно-континентального рифтового погружения. В это время накопилась мощная терригенно-красноцветная формация (P_3-N_1). Ось бассейна седиментации сместилась к северу от мезозойско-палеогенового, расположенного в зоне современного Заалайского хребта. Резко начал меняться структурный план региона в конце миоцена – плиоцене, когда произошел срыв надсолевой толщи с Памира в Афгано-Таджикскую впадину. Следует помнить, что триас-юрские отложения Памира являются южной частью Алайской палеодепрессии. Гравитационно-геодинамический срыв с них надсолевой толщи обусловил дальнейшие активные изостатические поднятия тектонически денудированного палеозойского и докембрийского основания, которые разорвали всю южную половину Алайской впадины. Северо-восточное направление срывов обусловило также образование типично инверсионной структуры антиклиниориев Курумды, пика Свердлова, сопровождавшееся разделением Алайскую межгорную впадину и относительно небольшой прогиб долины р.Маркансу, расположенный южнее восточной части Заалайского хребта (рис.28). Образованная в

то время молассоидная формация характеризует орогенный а по сути также рифтовый режим развития рассматриваемого региона.

Важной особенностью тектонического развития плиоцен-антропогенного времени является резкое усиление горизонтальных движений взбросо-надвигового порядка, в результате чего инверсия мезозойско-палеогенового прогиба проявилась на востоке Алайской впадины . В западных и центральных частях отмечается передовая складчатость перед фронтом надвигающихся пластин палеозойских образований Северного Памира. На сейсмопрофилях МОГТ (1984–1985 гг.) отчетливо наблюдается погружение этих толщ на юг и крупный если не надвиг, то по крайней мере взброс(рис.30). Амплитуда вертикальных перемещений, с учетом погружения палеозойского ложа на 3–4 км (3–3,5 с на временных разрезах) и расположения их на самых высоких отметках Заалайского хребта (больше 7000 м), должна достигать 8000 м.

Взбросо-надвиговый характер сочленения южного борта Алайской впадины и Заалайского хребта известен давно. Это надвигание хорошо объясняется известным правилом Леукса, согласно которому хребты гравитационно "разваливаются" на прилегающие впадины. Подтверждение этому правилу есть и в работах по оползневым процессам в пределах хребта Петра Первого (Благоволин, Пшенин, 1985). Данные глубокого сейсмического зондирования (Белоусов и др.,1991) указывают на резкое увеличение мощности земной коры, от 50–55 км на Южном Тянь-Шане до 75–78 км на Северном Памире, и на значительную расслоенность литосферы под последним. Таким образом, Северный Памир, Заалайский хребет и Алайская впадина являются зоной тектонического скучивания и срыва литосферных пластин по плоскостям внутрикоровых разломов.

Новый интересный материал по строению чехла Алайской впадины получен в результате проведения сейсморазведочных работ МОГТ. На

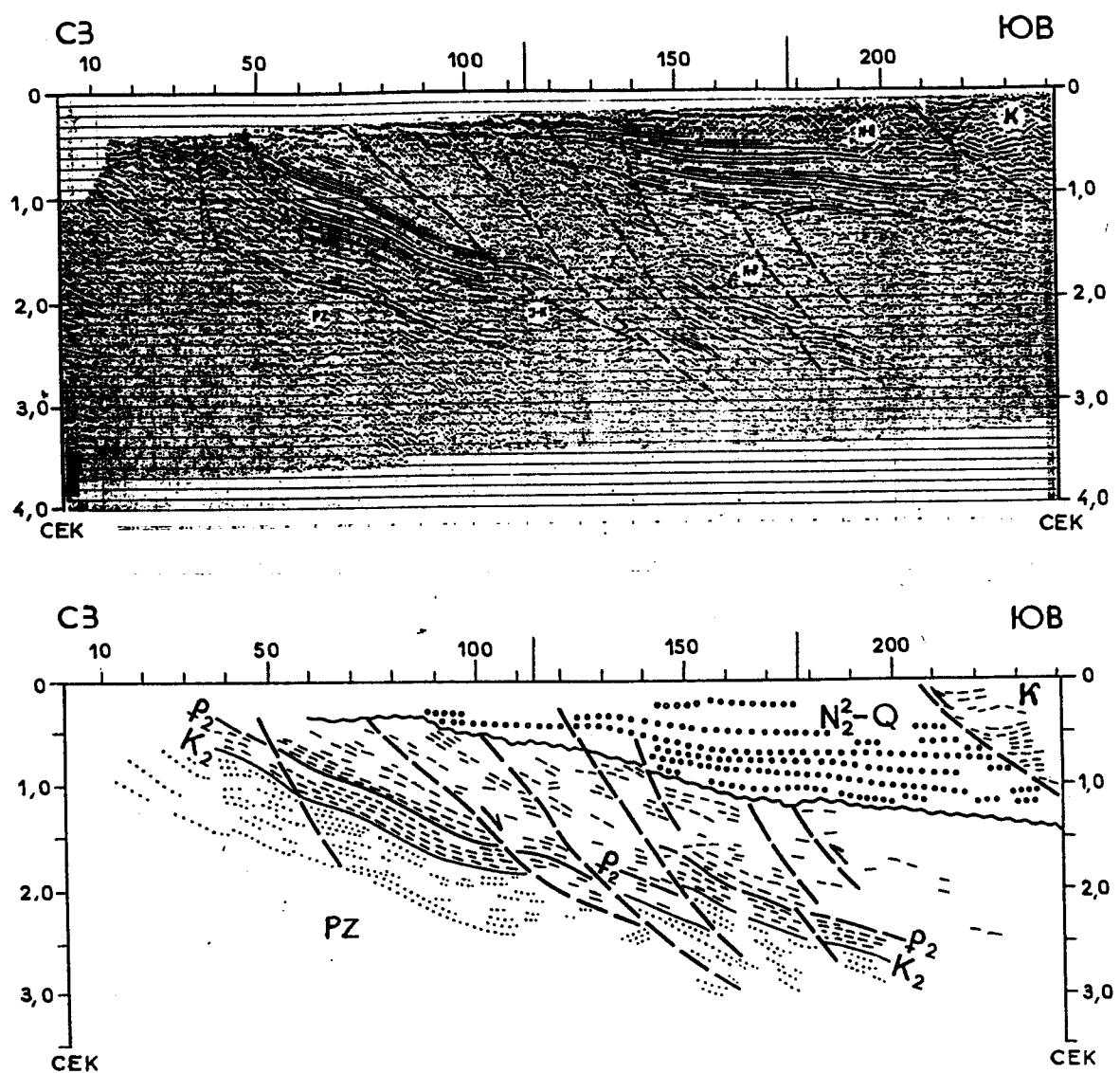


Рис. 30 СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ
ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ ПРОФИЛЮ А 1186015
АЛАЙСКАЯ ВПАДИНА

сейсмопрофилях выделяется палеозойский фундамент и мезозойско-кайнозойский чехол, в котором четко фиксируются отражения по крайней мере от трех структурных ярусов.

Верхний ярус, характеризующийся плохо выраженной волновой картиной, отвечает миоцен-плиоцен-древнеантропогенным отложениям, что следует из анализа формационных рядов и истории геологического развития впадины. Мощность его достигает 1,5 км (1-1,3 с на временном профиле) и слабо увеличивается на восток, где наблюдается срезание и несогласное залегание на подстилающих толщах.

Второй структурный ярус отмечается четко выраженными волновыми пакетами с хорошей прослеживаемостью, отвечающими несомненно морской и/или лагунной толще с резкой литологической выраженностью слоев. Мощность толщи увеличивается с севера на юг (от 0,2 до 0,7 с), причем четко отмечается выклинивание слоев. По-видимому, этот пакет отражений соответствует палеоген-неогеновым отложениям. Ярус неоднороден: внутри его наблюдаются отдельные несогласия и выклинивания, объясняемые тем, что он состоит из двух формаций – терригенной эвапоритовой прибрежно-морской (P_2 - z) и терригенной красноцветной (P_3 - N_1).

Третий структурный ярус характеризуется существенным развитием взбросо-надвиговых дислокаций. Сейсмические отражения в нем образуют несвязанные блоки с хорошей стратифицируемостью внутри блоков и с резкими изменениями условий залегания между ними. Мощность яруса может увеличиваться до двух раз на расстоянии 5-6 км. Это может быть связано с размывом верхней терригенно-карбонатной лагунно-морской формации (K - P), с изменчивостью мощности средней красноцветной песчано-конгломератовой формации нижнего мела и с возможными явлениями галокинеза в верхнеюрской прибрежно-лагунной эвапоритовой формации.

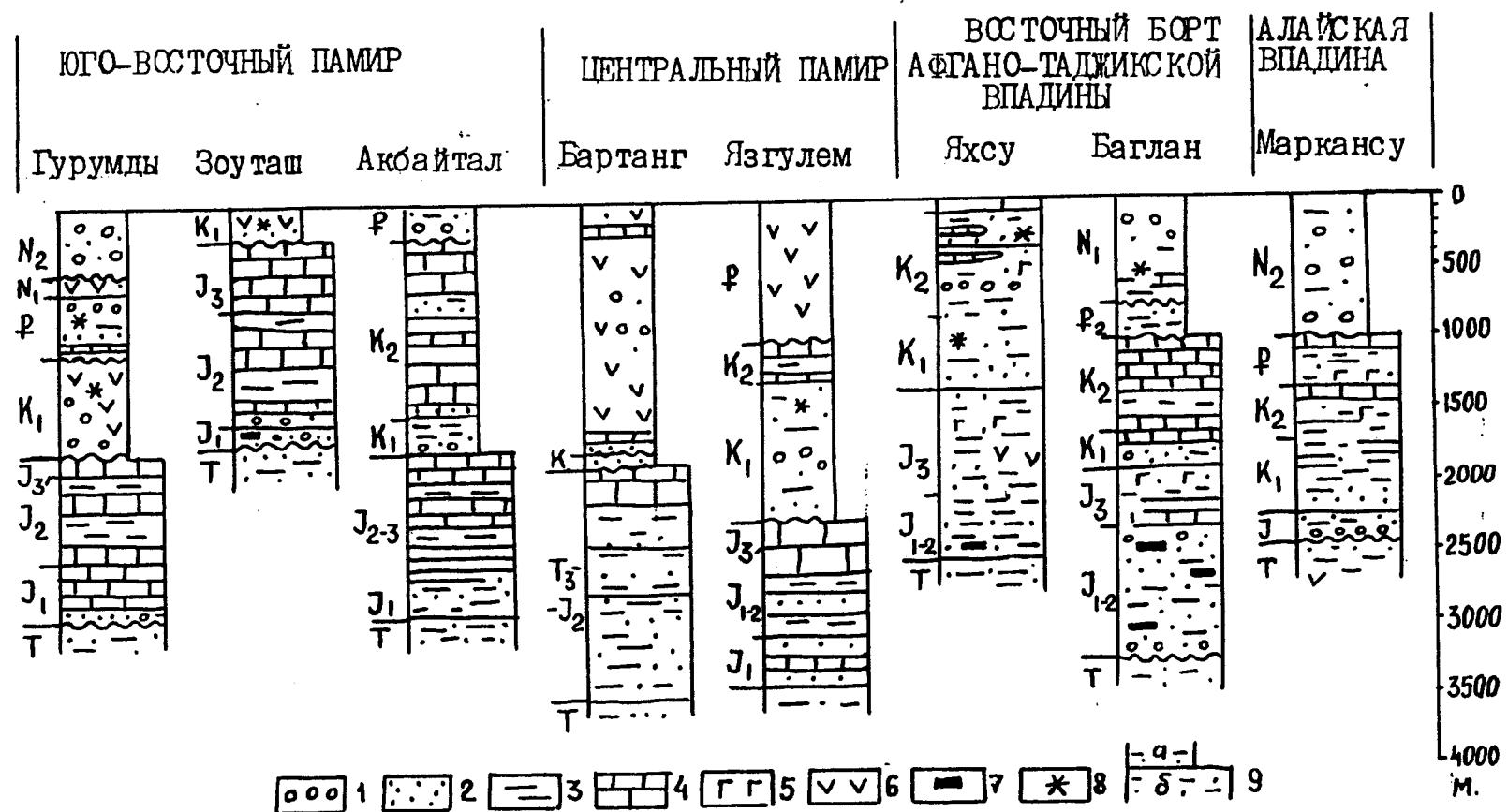


Рис. 31 Схема сопоставления мезозойско-кайнозойских отложений
Памира, Афгано-Таджикской и юго-восток Алайской впадин.

Условные обозначения: 1-конгломераты, 2-песчаники и алевролиты,
3-аргиллиты, 4-карбонаты, 5-эвалориты, 6-вулканиты, 7-угли, 8-красноц-
ветность, 9-распространенность толщ: а-локальная, б-региональная.

Завершают сейсмический разрез третьего структурного яруса выдержаные пакеты волн, отраженные, по-видимому, от преломляющих границ в юрской угленосной толще. Эти образования выполняют прогиб, тяготеющий к подножиям Заалайского хребта.

Таким образом, на основании имеющегося геологического (Д.П.Резвой, Л.В.Генералова, 1984 г.) и геофизического материала авторы предлагают следующую тектоническую модель Алайской впадины и прилегающих территорий: на юге выделяются (с запада на восток) Калайхумб-Сауксайский и Курумдинский антиклиниории, отделяющие прогиб Маркансу от собственно Алайской впадины; на северо-востоке – Сарыташская ступень, характеризующаяся отсутствием мезозойских отложений; в центре – Предзаалайский прогиб, имеющий наибольшее значение с точки зрения нефтегазоносности впадины. Прогиб выполнен наиболее полным разрезом мезозойско-кайнозойских отложений.

В отношении нефтегазоносности интерес представляют палеогеновые отложения Предзаалайского прогиба как регионально нефтеносные в прилегающих Ферганской и Афгано-Таджикской впадинах. Возможны залежи преимущественно газа в меловых и юрских отложениях. Хотя толщи, слагающие мезозойский (III) структурный ярус, осложнены взбросо-надвигами, они перекрыты моноклинально залегающими глинистыми образованиями массагетской свиты, которую можно считать региональной покрышкой.

В целом нефтегазоносность Афгано-Таджикской и Алайской впадин с гравитационно-геодинамических позиций представляется весьма существенной. Напомним, что южный борт этих депрессий имеет тектоническое ограничение по зоне максимальных мощностей мезозойских отложений(рис.31), которые смяты и частично перекрыты прибрежно-морскими и морскими палеозойскими толщами. То есть здесь происходит гравитационно-геодинамический срыв с Памира и Каракорума

в северном направлении по хрупко-вязкому разделу (на глубине 12–15 км.), вовлекающий в перемещение всю осадочную толщу региона. Таким образом мобилизуется весь нефтематеринский потенциал морских палеозойских и мезозойских отложений, который может обеспечить формирование крупной поднадвиговой зоны нефтегазонакопления у северного склона Заалайского хребта а также в долине Маркансу. Это наиболее северная ветвь крупнейшей дугобразной поднадвиговой зоны нефтегазонакопления, обрамляющей с севера Памирскую область срыва и протягивающейся от Северного Афганистана через Кулябскую мегасинклиналь, Алайскую впадину и Яркендский (Предкуньлуньский) прогиб Таримского бассейна (см. главу 5). Вся эта зона представляет большой интерес для поисков месторождений нефти и/или газа, расположенных преимущественно на больших (около 5 км.) глубинах, вблизи выходов плоскостей срыва к основанию мезозойско-кайнозойских бассейнов.

Тектоно-гравитационная интерпретация развития Памира позволяет сделать еще более важные выводы. Хорошо известно покровно-надвиговое строение плато Потвар и Кохат в Пакистане (Pennock *ets*, 1989, McDougall, 1991) (рис. 32, 33), на которых срыв осадочной толщи обусловлен присутствием докембрийских солей. Таким образом, с Памиро-Гималайского региона сорван осадочный чехол и на северо-запад в Афгано-Таджикскую впадину и на юг в Предгималайский прогиб. Гигантское поднятие этой горной системы обусловлено изостатическим всплытием обнажившихся докембрийских массивов и гранитных батолитов. Разумеется, все верхнекоровые движения происходят на фоне мощных перераспределений мантийных масс, связанных с первичным процессом рифтогенеза и расширения Земли. Крупные мантийные диапиры под зонами прогибаний и рифтами вызывают нарушение

Fold and Thrust Propagation

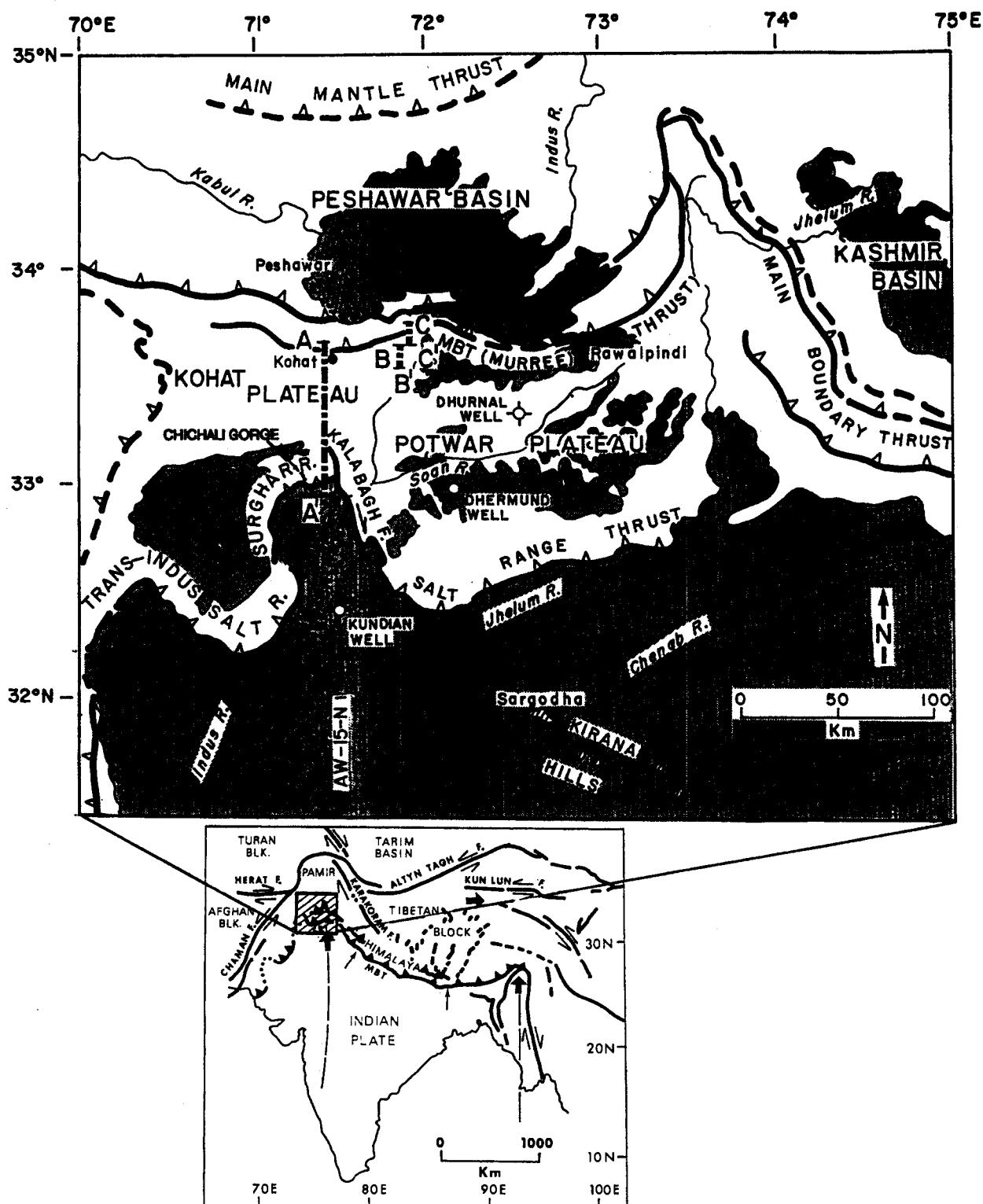


Рис. 32 Обзорная схема плато Потвар и Кохат (Пешаварский бассейн, Пакистан) и Соляного кряжа (по J.W.McDougall and Ahmad Hussain, 1991)

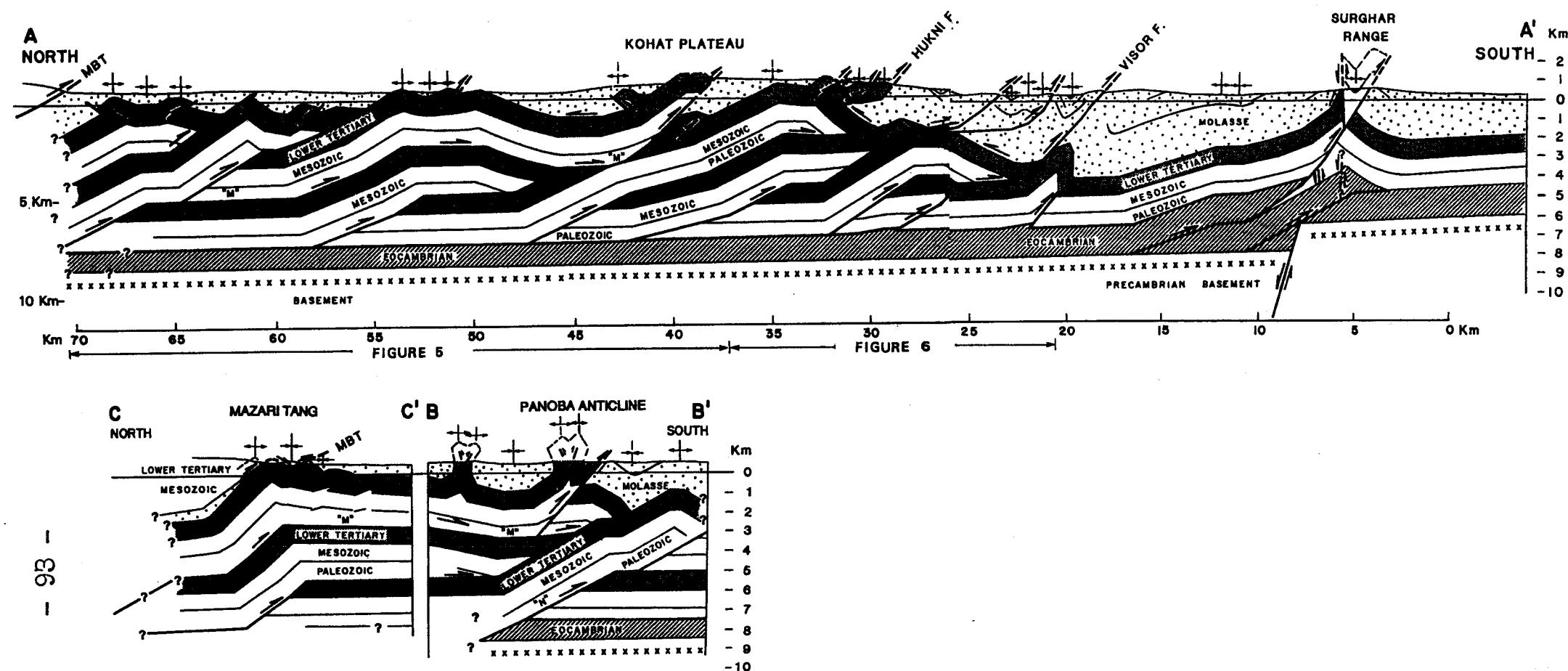


Рис. 33 Сейсмогеологические профили через соляное плато Кохат
(по J.W. McDougall and Ahmad Hussain, 1991)

изостатического равновесия коры и мантии, которые, в свою очередь, усиливают гравитационно-геодинамические явления на поверхности планеты. Таким образом, возникновение и развитие орогенов вполне может быть объяснено в рамках концепции расширяющейся Земли, и даже такой классический пример коллизионного взаимодействия плит как Гималаи, может иметь иную – гравитационно-геодинамическую интерпретацию. Более того, весь Альпийско-Гималайский пояс в кайнозое начал свое развитие как рифтовая система, реликтами которой являются котловины Средиземного, Черного, Южно-Каспийского морей и многочисленных межгорных впадины Центральной Азии (а восточнее и впадин Китая и Дальневосточных морей). Активное рифтовое прогибание вызвало в дальнейшем массовые тектоно-гравитационные процессы и лишь последующие изостатические поднятия сформировали горные системы.

ДЖУНГАРСКАЯ ОБЛАСТЬ СРЫВА

Джунгарский регион представляет собой систему межгорных впадин, генетически связанных с крупнейшей осадочной депрессией Центральной Азии – Джунгарской мезозойско-кайнозойской впадиной. Эта система включает в себя крупные Восточно- и Западно-Илийские и Зайсанскую впадины а также относительно маломощные (1–3 км.) Прибалхашский (Южно-Балхашский), Лепсинский (Северо-Джунгарский) и Алакольский бассейны. Последние из-за малой мощности чехла практически не изучались на нефть и газ. Тектоническое ограничение всех этих бассейнов, увеличение мощностей чехла к бортам и их фрагментарный структурный каркас (Ли, 1975, Ерофеев, 1989, Куний и др., 1988, Синицын, 1985, Скринник, Краснобородкин, 1983), а также

общие геодинамические тенденции этой части Азии позволяют предположить, что все впадины до олигоцена составляли единую крупную осадочную депрессию, сочленявшуюся на юге с Таримским бассейном. Рифтовый олигоцен-четвертичный этап разорвал эти бассейны, а в плиоцен-четвертичное время обособил их горными хребтами. Поэтому даже мелкие межгорные бассейны могут оказаться промышленно продуктивными.

Наиболее изучены Зайсанская и Восточно-Илийская впадины, рассмотрение которых и составит основу настоящей главы.

Восточно-Илийская впадина

Восточно-Илийская впадина(бассейн) расположена на востоке Южного Казахстана (рис. 34) и входит в систему межгорных кайнозойских впадин Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенного пояса, рожденного как считается гималайской компрессией(Molnag, 1986), но первичным процессом, обусловившим накопление осадочных толщ был рифтогенез. Только в конце плиоцена интенсивные поднятия создали современный межгорный рельеф этих впадин. Возникновение и эволюция Восточно-Илийской впадины тесно связано с нефтегазоносным Джунгарским мегабассейном, от которого она отделена палеозойскими складчатыми зонами хребтов Джунгарского Алатау и Борохоро. Складчато-надвиговые сооружения Южного Тянь-Шаня отделяют впадину от крупнейшей Таримской нефтегазоносной провинции. Непосредственно Восточно-Илийская впадина с юга ограничена кайнозойским поднятием хребта Кетмень, с севера – антиклиниорием Джунгарского Алатау и с запада – погребенным выступом фундамента (Калкан-Богутинская перемычка), отделяющим ее от Западно-Илийской впадины. На востоке впадина простирается на территорию Китая, где она называется Кульджинской мульдой (Ли, 1975, Куний и др., 1988).

В Восточно-Илийской впадине за всю историю поисково-развед-

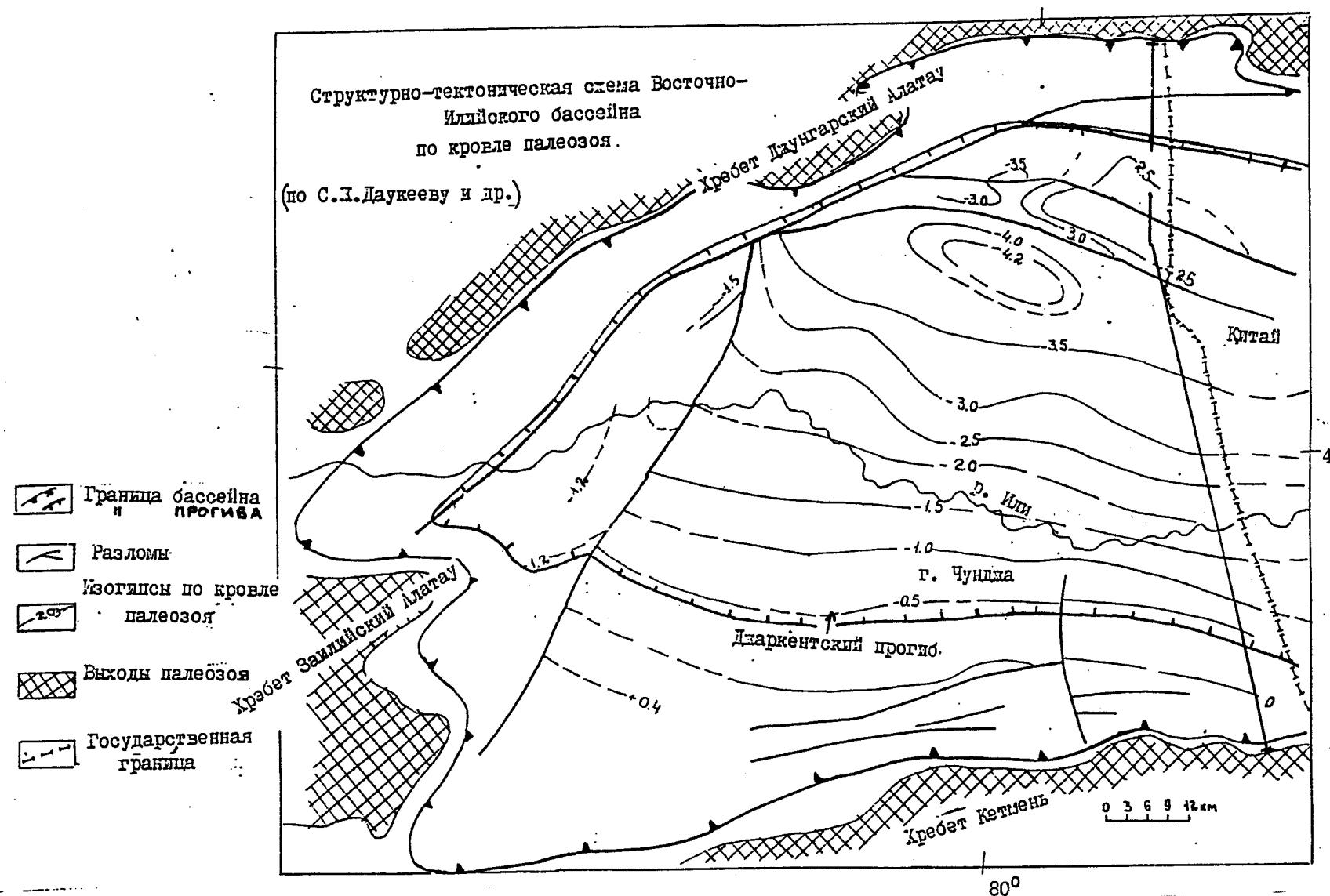


Рис 34 Структурно-тектоническая схема Восточно-Ильского бассейна
(по материалам ПО "Казнефтегеофизика")

дочных работ пробурены одна опорная, семь параметрических и пять термальных скважин(Даукеев, 1988). Обнаружение юрских отложений только в Джаркенском прогибе обусловило бурение этих скважин лишь в его восточной части по профилям, которые соответствовали выходам юрских отложений на дневную поверхность и развитию их под плащом неоген-четвертичных образований в ее центральной части.

В настоящее время месторождений нефти и/или газа в Восточно-Илийской впадине не обнаружено. Ни в одной скважине не получено притоков нефти или промышленных притоков газа. Следует отметить, что в наиболее перспективной погруженной части Джаркенского прогиба все скважины пробурены в неструктурных условиях на моноклинали(Ли, 1975).

Наиболее представительные данные исследований ОГТ были получены в 1980–1984 гг. в Джаркентском прогибе. В этот период было отработано 1222,2 пог.км сейсмопрофилей МОГТ. Они были проведены по сравнительно густой взаимосвязанной сети профилей и относительно равномерно освещают большую часть территории прогиба, за исключением северной бортовой зоны, где имеются только единичные разрезы. Система субмеридиональных профилей с удалением друг от друга на 6–8 км пересекает вкрест простирания южный борт впадины. В центральной части прогиба сеть профилей ориентирована в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием осевой зоны. Ряд профилей привязан к глубоким скважинам. Сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет расчленить осадочный чехол на отдельные комплексы, а в ряде случаев на отдельные сейсмические фации. Неметаморфический чехол впадины подразделяется на три крупных структурно-литологических этажа: нижний – палеозойский(переходный), средний – мезозойско-палеогеновый(платформенный) и верхний – неоген-четвертичный(орогенический). Внутри каждого

этажа выделены несколько сейсмических комплексов(Кунин, 1988). Сейсмостратиграфический анализ временных разрезов ОГТ позволил проследить взаимосвязь между переходным структурным этажом и осадочным выполнением, выявить зоны выклинивания различных стратиграфических единиц, латеральные изменения комплексов от бортов к центральной части впадины. В пределах горных обрамлений известны выходы каледонского(нижнепалеозойского) фундамента, представленного высокометаморфизованными и сильно дислоцированными толщами(Ли и др., 1982), которые могут быть встречены под чехлом мезо-зайско-кайнозойских отложений на северном борту бассейна.

Возможно нефтегазоносный (неметаморфический) чехол бассейна представлен семью структурно-формационными комплексами(рис. 35):

Активно-окраинный нижнекаменноугольный структурный комплекс (360–330 млн. лет), образовался в условиях активной островодужной окраины палео-Тетиса. Обстановки осадконакопления – мелководный шельф, прибрежно-морские, редко глубоководные. Представлен осадочно-вулканогенным, часто угленосным комплексом.

Этот комплекс практически на всей территории бассейна принадлежит к верхней части фундамента. Представлен терригенно-карбонатными угленосными морскими и прибрежно-морскими отложениями(Геология месторождений..., 1973). Хотя толщи не метаморфизованы и имеют некоторый газогенерационный потенциал (из-за угленосности), они очень сильно заражены вулканогенным материалом и имеют резко выраженную складчатость.

Рифтовый окраинно-континентальный средне-верхнекаменноугольнопермский (330–220 млн. лет), образовался в условиях континентальной окраины, подвергнутой рифтогенезу. Был в значительной степени уничтожен последующей денудацией.

Данный структурный комплекс формировался в пределах окраин-

ВОСТОЧНО-ИЛИЙСКАЯ ВПАДИНА

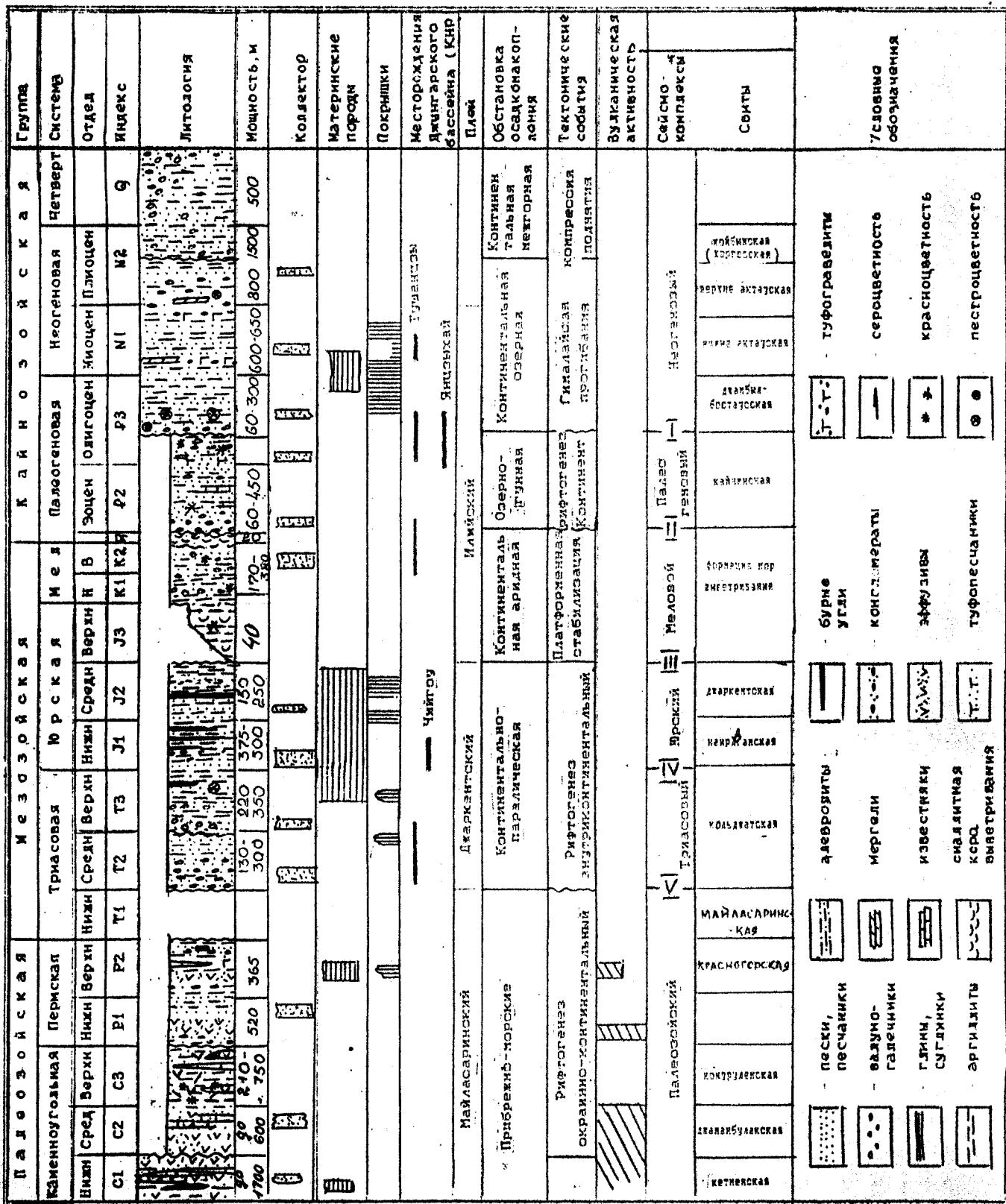


Рис. 35. Нефтегеологическая колонка Восточно-Ильинского бассейна

но-континентального Джунгаро-Балхашского вулканогенного пояса(Зоненшайн и др.,1990) в прибрежно-морских, лагунных и возможно континентальных условиях. Представлен сероцветными иногда красноцветными и пестроцветными образованиями (терригенными грубозернистыми с прослойями битуминозных известняков и гипсов с горизонтами туфов, андезитов, андезит-дацитов и андезитовых порфиров).

Этот структурный комплекс образовался в окраинно-рифтовых (по Л.П.Зоненшайну и др.,1990) условиях и первоначально выполнял относительно узкие прогибы(Ли и др.,1982), а в течение последующей истории горизонтальными движениями был разорван на мелкие фрагменты и сохранился преимущественно в южной и центральной частях Восточно-Илийского бассейна(Обухов, 1990).

Рифтовый внутреннеоконтинентальный триас-юрский структурный комплекс (220-160 млн. лет), образовался в условиях слабого внутреннеоконтинентального рифтинга и представлен в южной и центральной зонах относительно мощными терригенными угленосными толщами.

Этот структурный комплекс имеет определяющее значение и как нефтегазоматеринский, и как нефтегазовмещающий, и как промышленно угленосный. имеющий доказанные запасы коксующегося угля(геология месторождений..,1973). Триас-юрская угленосная толща представлена озерными, иногда прибрежно морскими терригенными сероцветными породами с довольно выдержаным по латерали составом. Флишоидное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов обеспечивает формирование хороших природных резервуаров(Ли и др., 1982).

В толще разведаны 2 рабочих по мощности пласта, из которых верхний имеет толщину 14-22 м.(Бувалкин,1978). Следует отметить что все юрские грабены в Среднеазиатском регионе представляют собой тектонические останцы, чаще всего сорванные с основания и вероятно перемещенные на десятки километров (о чем свидетельствует

несовпадение петрофонда конгломератов и гравелитов и прилегающих палеозойских обрамлений). Так, юрские угленосные толщи известны и в высокогорной части хр. Кетмень (угольное месторождение Ойкарагай) (Геология месторождений..., 1973). Таким образом раннемезозойский этап эволюции – это этап значительных региональных поднятий из-за горизонтального растяжения. В это время были разорваны палеозойские бассейны и сформировались тектонически денудированные зоны, выраженные на поверхности древними докембрийскими выступами, широко развитыми на Северном Тянь-Шане и в Джунгарском Алатау.

Комплекс платформенной стабилизации (160–55 млн. лет). Платформенный комплекс в осадках выражен слабо. В его основании залегает красноцветная глинисто-песчаная, часто конгломератовая континентальная верхнеюрско-меловая локально развитая толща с фауной динозавров, а замыкает разрез характерная латеритная кора выветривания (так называемая формация кор выветривания (Обухов, 1990)). В последующие стадии развития эта кора была значительно нарушена плоскостным смывом, но именно благодаря ей основание всех кайнозойских бассейнов Азии имеет интенсивный красноцветный облик.

Внутриконтинентальный рифтовый эоцен-среднеолигоценовый структурный комплекс (55–33 млн. лет), образовался в условиях слабого внутриконтинентального рифтинга при общем высоком стоянии региона (выше базиса эрозии – 100–500 м. над уровнем моря), внутриконтинентальные озера, сухие дельты (Обухов, 1990).

Этот структурно-формационный комплекс представлен озерной пестроцветной формацией кайчинской свиты. Она образовалась в озерных бассейнах в пологих депрессиях, заполняемых продуктами плоскостного смыва латеритных кор выветривания в условиях субаридного климата. Кайчинская свита сложена кирпично-красными, бу-

рыми а вверху зеленоцветными глинами, комковатыми известняками и мергелями а также конгломератово-брекчевыми образованиями с глинисто-песчано-карбонатным матриксом. В глинах преобладает каолинит. Главным тектоническим режимом в это время было слабое субмеридиональное растяжение обширного пенеплена, занимающего всю Центральную Азию. Вероятно, иногда в бассейн с Таримского региона проникали ингрессии моря(Чакабаев, 1970), что вполне объяснимо, т.к. Тянь-Шанский ороген в то время отсутствовал. В Восточно-Илийской впадине эоцен-олигоценовый комплекс начинает разрез орогенического кайнозойского комплекса и трудно от него отделим, но он важен для понимания тектонической эволюции региона.

Орогенический комплекс (эпиплатформенного орогенеза) (33-5 млн. лет), в западной литературе это комплекс гималайской компрессии(образовался в условиях внутриконтинентального рифтогенеза, вызванного взаимодействием Евразийской и Индостанской плит. Основные палеогеографические обстановки – внутриконтинентальные озера, сухие дельты, саванны, иногда соленые озера.

Орогенический комплекс составляет основную (приблизительно 80% объема) часть осадочного чехла и отражает режим довольно интенсивного прогибания с темпом от 50 до 200 м./млн. лет (в среднем около 150 м./млн. лет). Растяжение происходило с севера на юг со стороны Центрально-Казахстанского массива к обширному Таримскому внутриконтинентальному бассейну. По литологическому составу комплекс относится к молассоидным образованиям, в которых преобладают грубообломочные терригенные породы. Однако, главной породой этих моласс являются глинистые отложения, которые в южных частях Восточно-Илийской впадины почти нацело составляют осадочный разрез. что вообще характерно для межгорных впадин Тянь-Шаня – южные части впадин являются наиболее погруженными и разрез здесь становит-

ся наиболее глинистым(Обухов, 1988).

В разрезе орогенического комплекса в основании выделяется пестроцветная терригенная формация джамбылбастаусской свиты (олигоцен), представленная буро-красными, зеленоватыми, коричневобурыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами. В центральной и южной части впадины в разрезе преобладают глинистые породы(Ли, 1975). Выше залегают толщи озерной пестроцветной формации нижне- и верхнеактаусской свит (аральский и павлодарский горизонты), представленной серо-, буро-, зеленоцветными существенно глинистыми образованиями с прослойями загипсованных глин, мергелей и алевролито-песчаников. Главная особенность миоцена - его глинистый состав.. Площадь развития этой формации по сравнению с нижележащими значительно расширилась. В целом эта толща представляет собой толщу надрифтовой депрессии. Она накапливалась при постоянном горизонтальном смещении фундамента и подстилающих формаций в южном направлении по пологим листрическим разломам в южном направлении. Эти горизонтальные движения вызвали разрывы осадочного палеозойского чехла и разделение некогда единой Джунгарской системы озерных бассейнов на отдельные впадины. Поэтому фацевальный состав неогеновых отложений незначительно изменяется к бортовым зонам, которых в то время еще не существовало. Этот факт следует учитывать при прогнозе нефтегазоносности Восточно-Илийского бассейна, который по-сути является южным фрагментом крупного Джунгарского нефтегазоносного бассейна.

Комплекс пострифового сжатия (стадия новейшего орогенеза) – поздне-орогенический комплекс (5 млн. лет-современность), образовался в условиях резкого подъема территории, горообразования и надвигообразования. Пролювиальные, аллювиальные, моренные обстановки седimentогенеза.

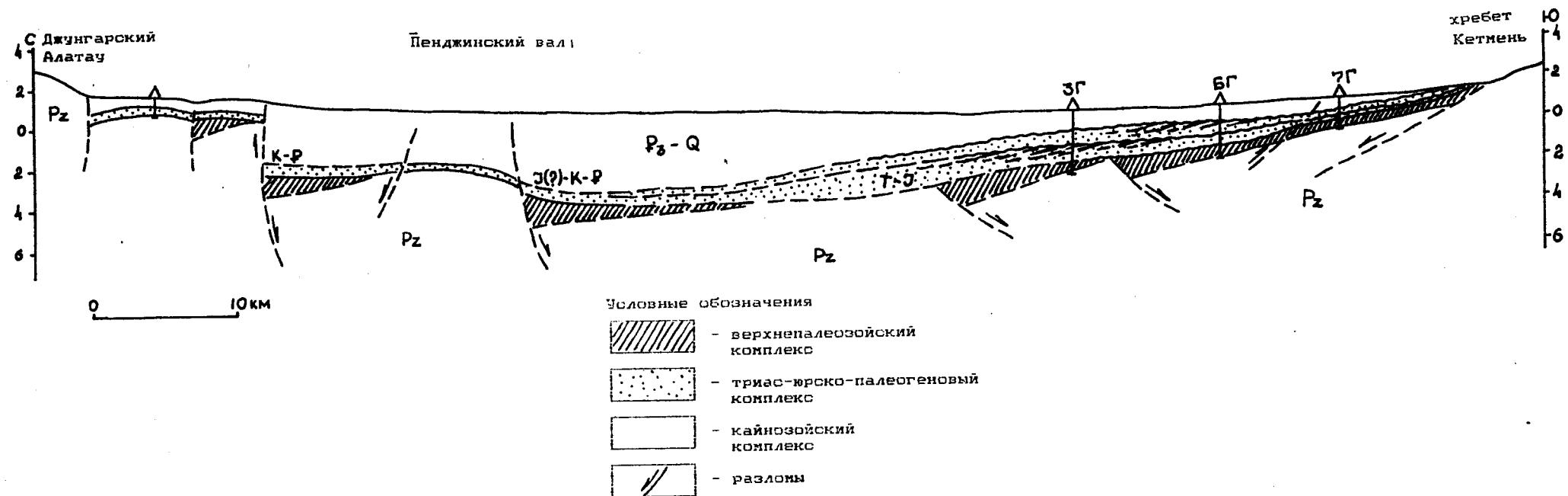
Темп тектонических движений в этот этап был максимальным – территория прилегающих горных хребтов поднималась со скоростью до 600 м/млн. лет. Осадки накапливались вдоль склонов горных хребтов и представлены в северной части грубообломочными, пролювиальными толщами, которые к центру бассейна в долине р.Или сменяются песчаниками, алевролитами и коричневыми глинами аллювиального происхождения. В это время происходило поднятие горных обрамлений, а на севере впадины – их гравитационное разваливание на прилегающие осадочные депрессии(Чедия, 1983). Краевые сбросы были трансформированы во взбросы и надвиги. На юге впадины сводообразное поднятие хр.Кетмень обусловило моноклинальное строение бортовых зон. Отметим при этом, что мезозойские толщи, выходящие на юге на поверхность характеризуются высокими стадиями катагенеза, т.е. залегали до орогенеза на глубинах не менее 3-4 км.. По-видимому, хребет Кетмень является тектонически денудированной зоной, с которой осадочный чехол сорван в результате горизонтального растяжения в южном направлении. В пользу этого свидетельствуют фрагменты угленосных юрских отложений в высокогорьях хребта Кетмень (месторождение Ойкарагай).

В целом, в этот период мезозойско-кайнозойские бассейны Средней и Центральной Азии были окончательно оторваны друг от друга и между ними поднялись горные хребты.

Срыв по глинистым олигоцен-миоценовым толщам на севере впадины обусловил вдвигание пластин палеозойских отложений в осадочный чехол(рис. 36). Перед горным хребтом Джунгарского Алатау была сформирована субширотная система антиклинальных складок и поднятий (так называемая адирная зона). Таким образом, главное значение этого этапа развития заключается в структурообразовании.

Отметим, что эволюция Зайсанской впадины и впадин Прибал-

Рис. 36 Сейсмогеологический профиль по с/п 6-82, 32-82
 (по С.И. Даукееву, Ф.Е. Синицину)



хашской группы полностью совпадает с описанными этапами развития Восточно-Илийского бассейна. Таков же режим развития Джунгарского бассейна. Общая их особенность – устойчивый мезозойский внутриконтинентальный рифтинг, на фоне которого происходило существенно континентальное осадконакопление, перемежаемое редкими ингрессиями моря. Постоянное (начиная с позднего карбона и до квартара) растяжение основания привело к образованию многочисленных односторонних грабенов, в которых краевые сбросы в ходе орогенеза трансформированы во вэбросы и надвиги. В целом в регионе поля развития отложений древнее среднего карбона являются тектонически денудированными зонами, обнажившимися не столько в результате размыва вышележащих толщ, сколько из-за их срыва, сползания в результате гравитационно-геодинамических процессов.

В пределах Восточно-Илийской впадины промышленных скоплений углеводородов не обнаружено и признаком их присутствия является наличие растворенных углеводородных газов в пластовых водах, обнаруженное при опробовании глубоких горизонтов. Известно также повышенное содержание битумов в палеозойских отложениях. На китайской территории в районе Кульджи известны поверхностные нефтепроявления из юрских отложений (по сообщению И.В.Мушкетова). При бурении мелких скважин на севере бассейна отмечались проявления горючего газа. При бурении глубоких скважин по газокаротажу и разгазированию бурового раствора выделялись перспективные горизонты в палеогеновых, юрских и даже пермских отложениях (Ли, 1975, Синицын, 1959, Кунин, 1988, Орел и др., 1983).

Возможно нефтегазогенерирующими толщами в межгорных впадинах Джунгарской системы впадин являются верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения (Ли, 1975) (рис.35).

В Восточно-Илийской впадине в качестве возможно нефтегазома-

теринских толщ можно выделить прибрежно-морскую осадочно-вулканогенную формацию нижнекаменноугольного возраста, которая газоносна например в соседней Чу-Сарысуйской депрессии(Дитмар,1966,Ли и др. 1982). Присутствие в ней пластов каменного угля заставляет учитывать ее возможный газогенерационный потенциал (стадии катагенеза углей К,ОС,А). Но продуктивность толщи незначительна из-за сильной тектонической нарушенности и зараженности ее вулканическим материалом.

Большой интерес представляют верхнепермские нефтематеринские толщи, которые в Джунгарской впадине китайские геологи относят к основным генераторам УВ(Fun Pu ets,1980, Tien Zaiyi,1983). По аналогии с тектонически родственной Зайсанской впадиной сапропелево-гумусовое ОВ прогрето до стадий Г,Ж,К и может производить жидкие и газообразные УВ.

Палеогеографические исследования показывают, что в течение раннего триаса палеозойская толща подвергалась денудационным процессам, т.е. углеводороды оказались рассеянными. В конце юры в пермских толщах могло возобновиться нефтегазообразование, но в сокращенных масштабах из-за исчерпанности непреобразованного ОВ. Скорее всего в палеозое с юры по настоящее время генерируются преимущественно газ и возможно конденсат.

Триас-юрские угленосные образования содержат большое количество гумусового ОВ (пласты угля суммарной мощностью до 30 м.). Стадия их прогрева достаточно высока (стадии Б3-Д-Г) чтобы обеспечить массовую генерацию жидких УВ. Отметим, что угленосные триас-юрские толщи генерируют преимущественно жидкие УВ, как это реализуется в Джунгарской(КНР) и Южно-Тургайской впадинах(Graham, 1990, Филиппьев и др.,1986, Клещев и др.1986).

В кайнозойских отложениях нефтематеринскими толщами могут

быть глинистые прослои в озерной пестроцветной формации джамбылбастауской(P_3) и актауской озерной(N_1) свит. Незначительный генерационный потенциал может быть связан с формацией кайчинской свиты(P_{2-3}). Наиболее глинистые формации характеризуются средним (обычно более 1%) содержанием ОВ. Определение степени катагенеза палинологическим методом в генетически сходной Восточно-Чуйской впадине показало невысокую степень прогрева (по определению Л.В. Ровниной отражательная способность витринита R_o меньше 0.5). Вместе с тем пластовые температуры на глубинах 2800–3600 м достигают 80–100 град.С(Джаркентская геотермальная зона), что указывает на "ураганное" вхождение осадочной толщи в зону высоких температур, когда степень прогрева не соответствует современным температурам. Следовательно, образование УВ нефтяного ряда в кайнозойских толщах еще не началось. Отмечается только начало образования газообразных УВ, которые и отмечаются в поверхностных газопроявлениях. Водорастворенные газы характеризуются преобладанием в их составе азота (до 95%), метан и его гомологи составляют в сумме до 64% (в среднем около 40%) (Ли, 1975). Началась генерация в конце миоцена-плиоцене, максимум не достигнут, т.к. новейший орогенез прервал газообразование в бортовых зонах.

Основные коллекторские горизонты развиты в триас-юрских, меловых, олигоцен-миоценовых терригенных толщах и в пермских и каменноугольных терригенно-вулканогенных образованиях. Мезозойско-кайнозойские озерно-лагунные коллекторы обычно порового типа, в пределах локальных поднятий выдержаны и имеют высокое качество; в палеозойских прибрежно-морских толщах качество порово-трещинных коллекторов ниже.

В Восточно-Илийской впадине в нижнекаменноугольных толщах отмечаются коллекторские горизонты с пористостью до 10%, однако

развитое окремнение не позволяет надеяться на хорошие емкостно-фильтрационные свойства.

В верхнепермских отложениях по результатам бурения на юге впадины (скв. З-Г) выявлены коллекторские горизонты в песчаниках суммарной мощностью до 100 м., из которых были получены притоки пластовых вод с дебитом до 40 куб.м/сут и газовым фактором до 18 куб.м/куб.м (Ли. 1975).

Главное практическое значение имеют триас-юрские чащи всего озерно-лагунные отложения, занимающие южную и центральную части бассейна, но мощность чистых пластов песчаника обычно не превышает 10 м. Пористость песчаников изменяется от 8 до 26%. проницаемость составляет десятки мд. Коллекторы в пределах локальных поднятий выдержаные(по сейсмическим данным). Коллекторы обнаружены и в меловых песчаниках(Ли, 1975, Кунин и др. 1988).

В кайнозойских отложениях пористость песчаных коллекторских горизонтов достигает 30%. Однако широкое развитие глинистого материала в поровом пространстве терригенных коллекторов ухудшает их фильтрационно-емкостные свойства. Проницаемость этих толщ в опорной Борохудзирской скважине не превышает 40 мд, однако детально фильтрационно-емкостные свойства не изучались. По результатам глубокого бурения коллекторские горизонты по каротажным данным (в том числе по газокаротажу) отмечались и в алевролитовых и даже аргиллитовых прослоях.

Коллекторы в плиоцен-четвертичных отложениях регионально водоносны и не имеют практического значения.

В целом кайнозойские коллекторы изменчивы по простиранию, но их корреляция в пределах локальных поднятий вполне возможна.

Основной региональной покрышкой является олигоцен-миоценовая преимущественно глинистая толща. В нижнекаменноугольных отложени-

ях региональные флюидоупоры отсутствуют. Локальными могут служить аргиллито-алевролитовые пласти с окремнением. В пермских отложениях возможны локальные флюидоупоры, представленные пластами загипсованных аргиллитов и мергелистых аргиллитов. Выдержаные флюидоупоры характерны для триас-юрских и особенно среднеюрских отложений, однако мощность покрышек невелика (обычно 5-15 м.) и они не образуют региональных экранов. В мел-палеоценовых толщах покрышек нет. В кайнозойской толще развита мощная надежная глинистая региональная покрышка олигоцен-миоценового возраста. Именно она обеспечивает развитие в Восточно-Илийской впадине термального артезианского бассейна. Мощность чистых глинистых пачек может превышать 150 м.

В целом нижняя домиоценовая толща бассейна является запечатанной, надежно изолированной, что способствует высокой сохранности скоплений УВ.

Начало нефтегазообразования в палеозойских отложениях относится к позднему карбону-перми. Из-за разрушенности и больших глубин залегания палеозойских отложений нет возможности оценить в них миграцию. В наиболее изученном майласаринском (permском) комплексе генерация началась только в конце перми, но максимум был достигнут только юрское время. В настоящее время в нем господствуют процессы переформирования залежей, палеоскоплений и ремобилизации рассеянных УВ древних эпох нефтегазообразования. Эти нетривиальные процессы более полно показаны на материале Зайсанской впадины.

В Восточно-Илийском бассейне отмечается постепенное упрощение условий генерации, аккумуляции и консервации УВ снизу вверх.

Генерация в триас-юрском (джаркентский) комплексе началась в конце олигоцена и достигла максимума в конце миоцена. По-видимому, преобладает латеральная миграция, но в локальных структурах

есть пути для вертикальной миграции (по разломам).

Генерация в олигоцен-миоценовом (илийском) комплексе началась в плиоцене и не достигла своего максимума (прервана новейшим гималайским орогенезом).

В палеозойских отложениях основными нефтематеринскими свитами являются глинисто-карбонатные и угленосные отложения в нижнекаменноугольных толщах (кетменская свита) и глинистые образования майласаринской свиты перми. В настоящее время они имеют высокую степень преобразованности (отражательная способность витринита более 0.8%), а в разломных зонах толщи становятся почти метаморфическими с окремнением и оруденением (Дитмар, 1966). Изучение палеотектонической эволюции региона показывает, что палеозойские нефтематеринские породы начали генерировать жидкие УВ в конце карбона, и максимума этот процесс достиг в пермское время (Ли и др., 1982). Очаг генерации располагался в центральной части бассейна. Латеральная миграция была затруднена из-за частого замещения осадочных толщ вулканическими. Последпермский размыв и перестройка структурного плана обусловили расформирование палеоскоплений и УВ были рассеяны в атмосферу и частично в осадочную толщу. Раннемезозойский и эоценовый рифтогенез усилил деструктивные процессы в палеозойских отложениях, однако по мере накопления мезозойского а затем и кайнозойского осадочного чехла начали развиваться качественно иные явления – палеозойские толщи, насыщенные рассеянными углеводородами стали входить в зоны повышенных температур (на глубины более 2 км.), что могло вызвать вторичную мобилизацию УВ, т.е. началась третичная миграция и концентрация ранее потерянных УВ в новые скопления. Особенности этого процесса плохо изучены, однако его масштабы в палеозойских комплексах могут быть заметными и они будут зависеть только от масштабов и глубины раз-

мыва палеозоя (Орел и др. 1983).

Путями миграции скорее всего являлись приразломные зоны трещиноватости и зоны субгоризонтальных срывов, вновь активированных в ходе плиоцен-четвертичных движений. Таким образом, время формирования современных возможных скоплений УВ в палеозойских толщах относится к плиоцен-квартеру.

Наиболее традиционно происходили генерация и миграция в триас-юрских толщах. Генерация в триас-юрском (джаркентском) комплексе началась в конце олигоцена и достигла максимума в конце миоцена. Некоторое отрицательное влияние на масштабы генерацииоказала мел-палеогеновая стабилизации, во время которой из открытого бассейна происходило рассеяние газов ранней генерации и окисление органического вещества. В мезозойских отложениях по-видимому, преобладает латеральная миграция, но в локальных структурах есть пути для вертикальной миграции (по разломам).

В кайнозойских отложениях основная нефтематеринская свита связана с глинистыми толщами олигоцен-миоценового возраста, погруженными в прогибах на глубины более 2 км. Здесь генерация и миграция УВ началась только в плиоцене при очень быстром вхождении озерных сапропелевых глин в зону нефтяного окна. Из-за этого современные температуры в скважинах (85–110°C) не соответствуют низкой степени катагенеза (желтый цвет микрофоссилий). В кайнозойских толщах несколько затруднена первичная миграция новообразованных УВ, что связано с общей глинизацией осадочных образований. Начало генерации газообразных УВ относится в основном к началу плиоцена, и только в принадвиговых глубокопогруженных зонах началась генерация жидких УВ. Вместе с тем плиоцен-квартер был временем основного структурообразования и основного импульса миграции УВ. Но даже этот весьма короткий этап миграции позволяет

образовать промышленные скопления УВ.

Таким образом, анализ условий генерации и миграции УВ позволяет предположить промышленную нефтегазоносность пермских, юрских и олигоцен-миоценовых отложений в центральной и восточной частях Восточно-Илийского бассейна.

Восточно-Илийский бассейн имеет перспективы открытия залежей нефти и газа в пермских, триас-юрских и в низах кайнозойских отложениях. Наиболее перспективной является центральная и южная часть бассейна, где осадочный чехол содержит стратиграфически непрерывный разрез терригенных отложений перми, триаса и юры. Именно эти толщи содержат главные нефтематеринские свиты бассейна. В других зонах недогретые пестроцветные толщи кайнозоя залегают непосредственно на складчатом фундаменте.

Перспективные районы расположены преимущественно в предгорной северной области с абсолютными высотами до 1000 м. и довольно пересеченным рельефом, что создает значительные трудности при подготовке локальных объектов. Развитие в этой зоне крупных взбросо-надвигов обусловливает необходимость проведения сейсморазведочных работ только по методике ЗД. В этом районе проходит крупный неописанный Пенджимско-Хоргосский вал(Даукеев, 1988)(правобережье р. Или), в пределах которого возможно открытие газового или газонефтяного месторождения. Южнее этого района на левобережье Или располагается зона повышенных мощностей пермо-триас-юрских отложений, в которой сейсморазведочными работами выявлена аномалия типа "яркое пятно" в юрских толщах, соответствующая по мнению местных геофизиков(С.Ж.даукеев,1988) газовой залежи.

Всего во впадине выявлено до двадцати локальных объектов с перспективной площадью в среднем около 15-20 кв.км. Следует отметить что южный борт из-за своего моноклинального строения почти

не содержит антиклинальных структур, что снижает его перспективы. По условиям сохранности самым перспективным следует считать район Джаркентского прогиба, занимающего центральную часть впадины. Наиболее перспективные районы Джаркентского прогиба расположены на территории Китайской народной республики, где существенно увеличивается мощность триас-юрских отложений. Здесь также благоприятны структурные условия. Горизонтальное давление хребта Борохоро формирует не только мощную взбросо-надвиговую зону на северном борту впадины в районе Кульджи, но и систему крупных запечатанных складок, которые могут содержать залежи преимущественно нефти с запасами до 10–30 млн.т.

В целом Восточно-Илийский бассейн относится к весьма перспективной Джунгарской системе межгорных впадин, характеризующейся доказанной значительной промышленной нефтегазоносностью и открытие здесь залежей углеводородов несомненно, в том числе и на территории Китая, где уже получены притоки нефти.

Зайсанская впадина

Зайсанская впадина расположена между горными сооружениями Южного Алтая на севере и Саур-Тарбагатская на юге. Площадь ее превышает 35 тыс.км². Основной объем осадочного чехла Зайсанской впадины сложен относительно маломощным (500–1800 м) преимущественно глинистым чехлом, сформированным в орогенический этап (Рз–0), геологического развития. В краевых (северной и, особенно, южной) частях впадины отмечены континентальные терригенные пестроцветные отложения платформенного комплекса, включающие в себя образования среднеюрско-эоценового возраста общей мощностью не более 500 м, причем к центральным зонам впадины эти толщи выклиниваются. В прибрежных зонах развиты также узкие протяженные верхнепалеозойско-триас-юрские мульды (Хисамутдинов и др., 1972),

выполненные углесланценосными отложениями переходного окраинно-континентального рифтового комплекса мощностью более 3000 м. Кроме выраженных в рельефе Кендерлыкской и Чиликтинской мульд(рис.37), в южной части впадины вдоль северного склона Саурско-Манракского орогена, простирается погребенная под чехлом кайнозойских отложений Карабулакская мульда. Именно в этой мульде на Сарыбулакской площади из пермских отложений получены притоки высоковязкой нефти. Эта привзбросовая складка расположена в пределах важнейшей тектонической структуры Зайсанской впадины – Манракской взбросо-надвиговой зоны, протягивающейся в субширотном направлении вдоль южного склона хр.Манрак и Саур и сочленяющейся на востоке с надвиговым поясом Карамай-Урхо (на территории Китая)(Wu Qingfu, 1985, Высоцкий и др.,1981).

История развития Зайсанской впадины является типичной для Джунгарского региона и основные этапы эволюции полностью совпадают с описанной ранее эволюцией Восточно-Илийского бассейна. Совпадают также и особенности нефтегазоносности, которые детально представлены также в опубликованной литературе(Аксенов и др., 1990, Воробьев и др., 1986, Ерофеев и др., 1967,1989).

Зайсанская впадина хорошо изучена региональным и детальным сейсмопрофилированием МОГТ. Геофизические материалы (ПО Сибнефте-геофизика) отличаются высоким качеством и надежной коррелируемостью основных отражающих горизонтов в кайнозойском чехле(Мехед и др.,1987). Уверенно прослеживаются отражающие границы в пермских и мезозойских отложениях и в пределах Карабулакской мульды (рис.38)возможно проведение вполне достоверных сейсмостратиграфических исследований, благодаря наличию замкнутой полигональной сети сейсмопрофилей. На сейсмопрофилях проложенных вдоль простирания этой отрицательной структуры,четко выделились три уровня

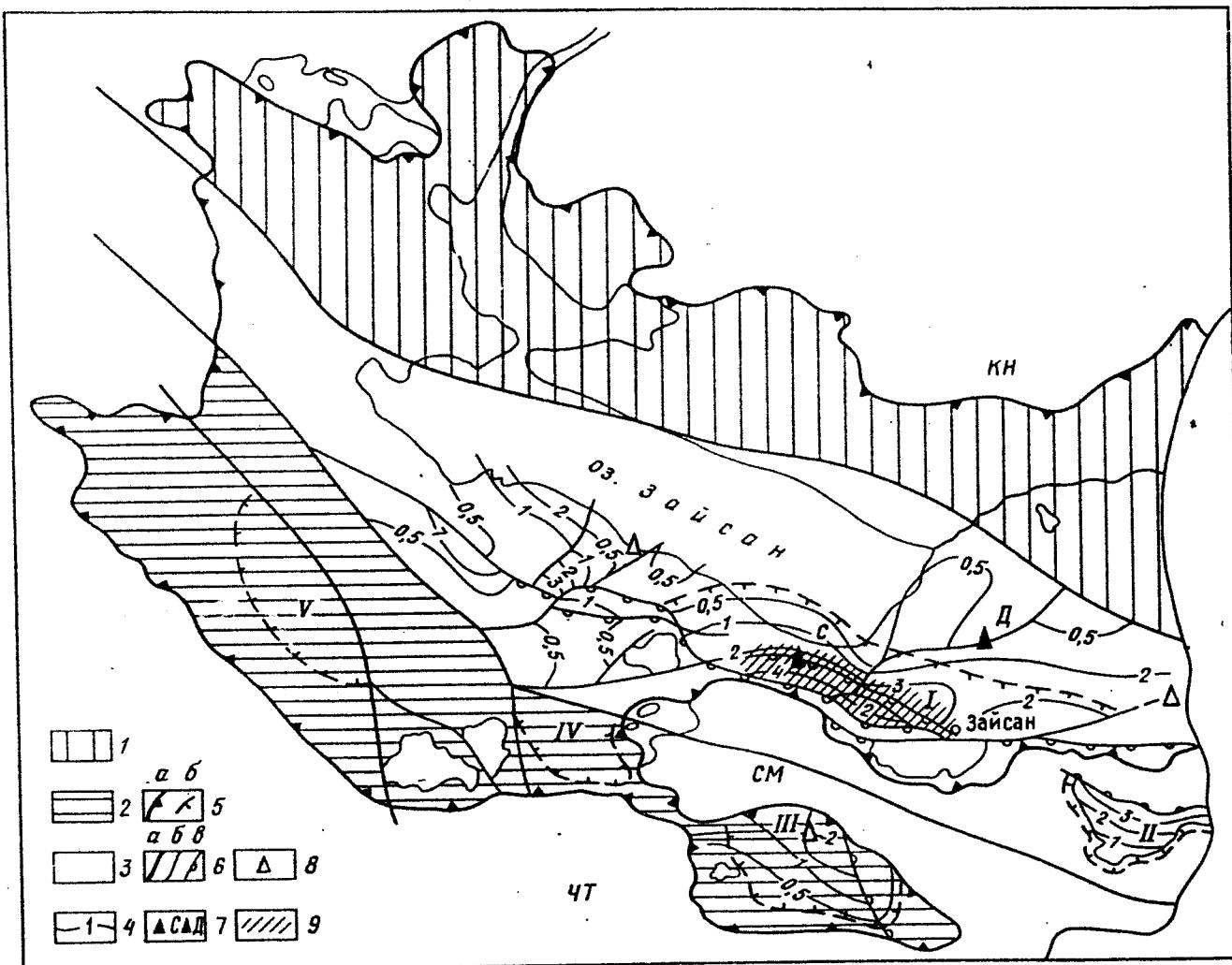


Рис. 37 Тектоническая схема Зайсанской впадины (по материалам ПО Сибнефтегеофизика).
 Складчатое обрамление: ЧТ — Чингиз-Тарбагатайское, СМ — Саурско-Майракское, КН — Калба-Нарымское; тектонические зоны: I — северо-восточная, 2 — юго-западная, 3 — центральная; 4 — изопахиты верхнепалеозойско-мезозойской толщи; 5 — границы; а — впадины, б — мульды; 6 — разрывные нарушения: а — региональные, б — прочие; в — взбросо-надвигового типа; 7 — пробуренные параметрические скважины: С — Сарыбулакская, Д — Даировская; 8 — рекомендованные параметрические скважины; 9 — Сарыбулакско-Даульский вал (зона рекомендуемого поискового бурения); верхнепалеозойско-нижнемезозойские мульды: I — Карабулакская, II — Кендерлыкская, III — Чиликтинская, IV — Акджаурская, V — Аксуатская

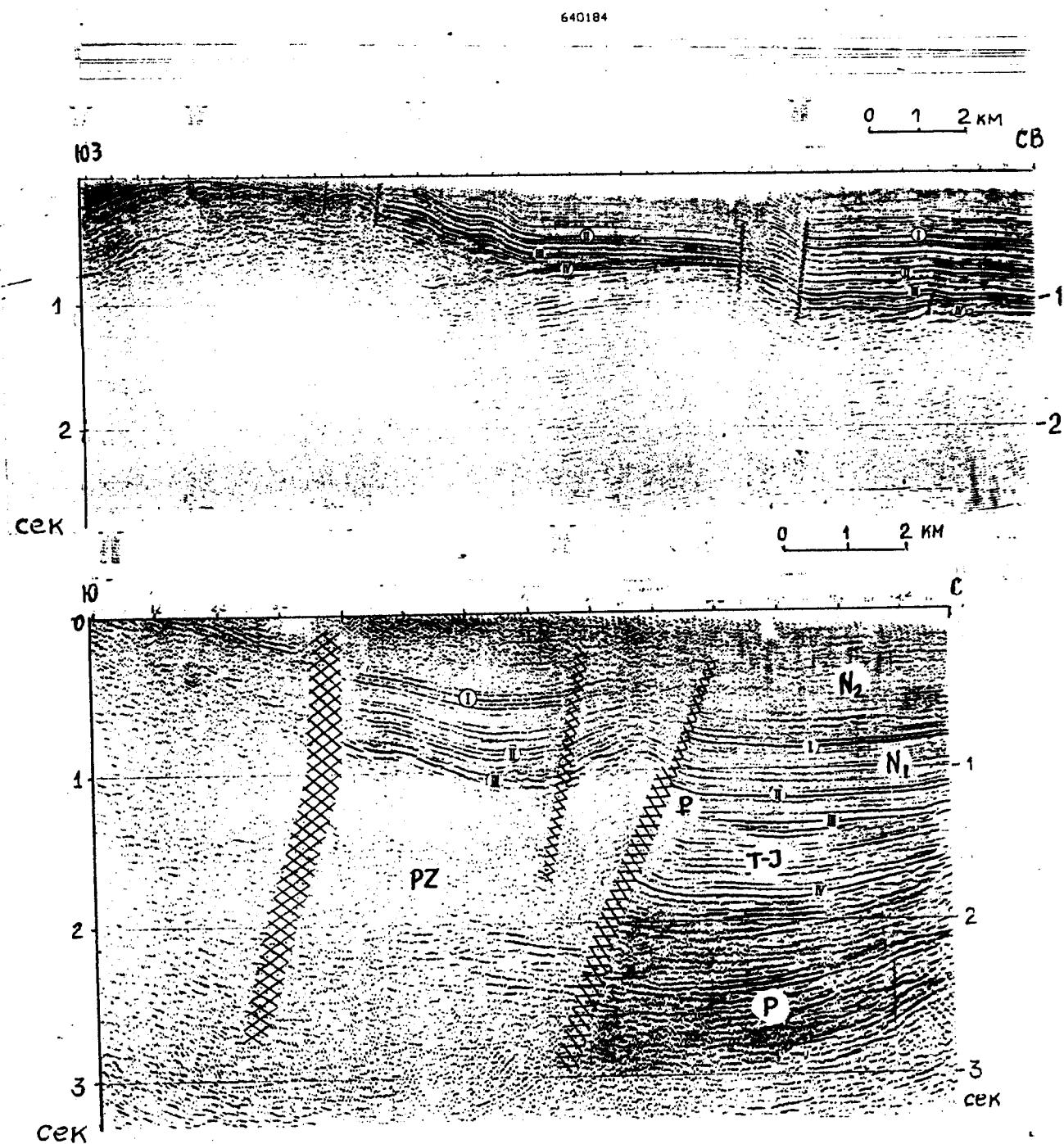
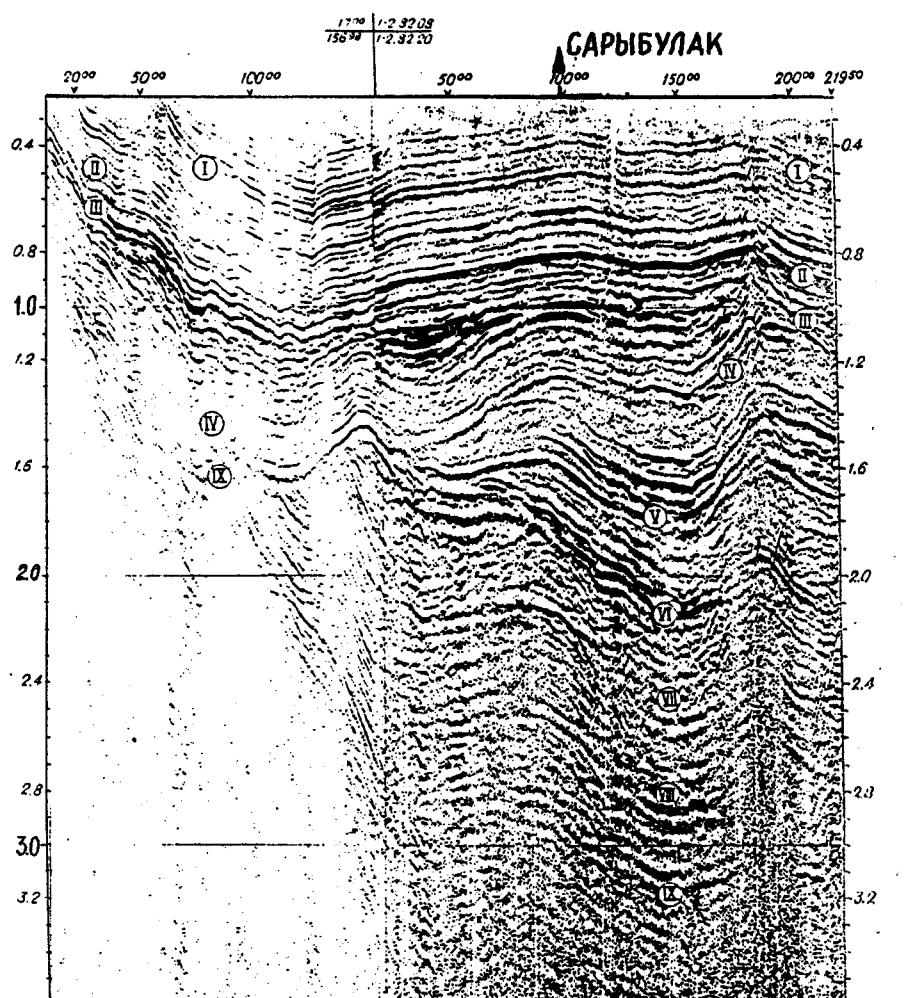


Рис. 38 Сейсмические профили через Манракскую вбросо-надвиговую зону. А - с/п 640184 (запад), В - с/п 018481 (центр). Материалы ПО "Сибнефтегеофизика"

размыва (Обухов, Гречишников, 1993). Верхний связан с основанием орогенического кайнозойского комплекса, средний разделяет нижне и средненеурские отложения, а нижний служит границей среднетриасовых и верхнепермских образований. Максимальной интенсивностью характеризуется предсредненеурский размыв, срезающий по краям мульды пермские и триасовые отложения. Он же ярко выражен на поперечных сейсмопрофилях, на которых послесредненеурские полого залегающие толщи с угловым несогласием (до 40 град.) перекрывают эрозионную поверхность верхнепалеозойских образований. Показательно, что кайнозойский и предсредненеурский размывы на поперечных сейсмопрофилях выражены существенно слабее и только изучение замкнутых полигонов позволяет их выделить (рис. 39). Сейсмические данные служат основанием для определения времени тектонических подвижек. Локальные структуры в кайнозойском чехле созданы практически современными тектоническими движениями. На примере взброса, ограничивающего с севера Сарыбулакское поднятие можно проследить особенности кинематики тектонических напряжений в Карабулакской мульде. Здесь на протяжении 35 км с запада на восток – наблюдается сначала зарождение разрывного нарушения, увеличение его амплитуды до 500–600 м, а затем затухание, причем на восточных сейсмопрофилях заметны типичные блоки выжимания, и в целом формирование данного разлома связано с сильным горизонтальным стрессом со стороны горного обрамления, в результате которого наклонно залегающие верхнепалеозойские пластины были сорваны с основания и взброшены. Эти же выдвигающиеся пластины обусловили формирование складок в кайнозойском чехле (рис. 37). Однако причиной горизонтального стресса были скорее всего интенсивные вертикальные поднятия хр. Манрак и Саур, гравитационное расположение которых породило субгоризонтальные тектонические напряжения. Эти процессы происходили в плио-



ПРОФИЛЬ 1-2.82.20

ПРОФИЛЬ 1-2.82.08

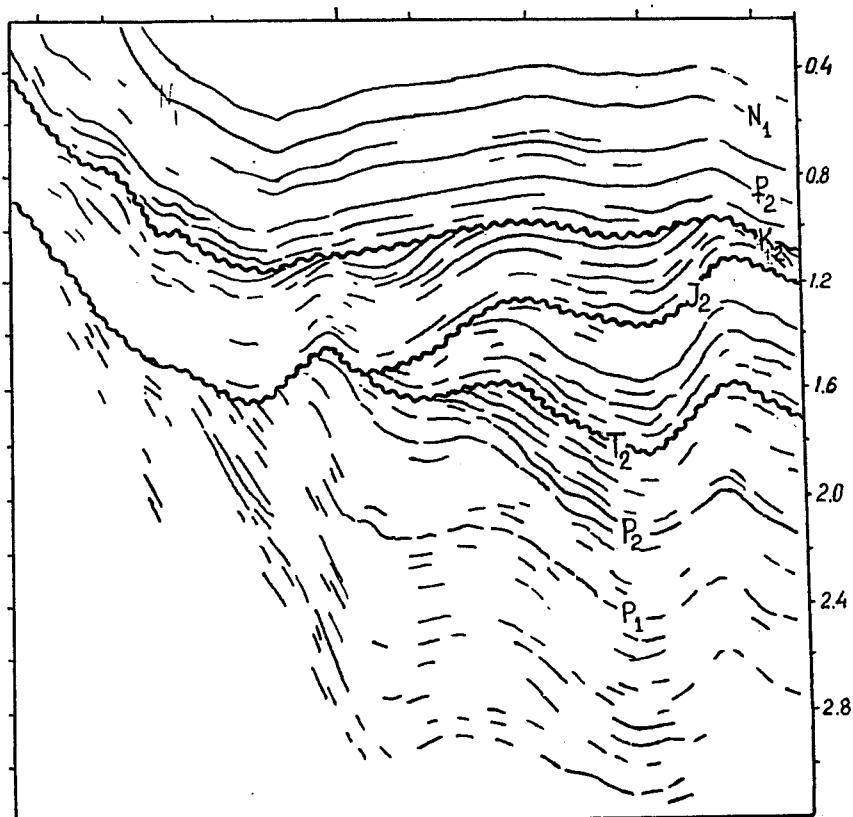


Рис. 39 Сейсмический разрез по профилям 1-2.82.20 и 1-2.82.08.
Уровни размывов в осадочной толще Карабулакской мульды (показаны
волнистой линией)

цен-четвертичное время, но порождены они более ранними явлениями. В результате рифтовых пермотриасовых движений на всей территории Джунгарии начались субгоризонтальные срыва в южном направлении, в ходе которых пермский бассейн седиментации был разорван на отдельные фрагменты (мульды). Таковы Карабулакская, Кендерлыкская и Чиликтинская мульды а также многочисленные тектонические останцы верхнепалеозойских углесланценосных отложений. Подобные остатки разорванного окраинно-континентального пермского бассейна обнаруживаются и в Джунгарской впадине в пределах надвиговой зоны Карамай-Уэрхэ (рис.40). Тектонически денудированные области в раннем мезозое образовали горные поднятия с сопровождающим их надвигообразованием. Т.е. но уже в начале мезозоя тектоническое положение верхнепалеозойских толщ было весьма сложным. На рис. представлена возможная модель строения осадочной толщи Карабулакской мульды с реконструкцией ее размытой части. Для наглядности на сейсмопрофиле, пересекающем Сарыбулакское поднятие с юга на север в его восточной половине, разделены толщи, между которыми были размыты. Различной штриховкой показаны возможные масштабы раннекайнозойского, предсреднеюрского и предсреднетриасового размывов. Эта модель доказывает значительную активность тектонических движений в раннем мезозое. Если пермские отложения представлены прибрежно-морскими и/или озерными континентальными фациями (см.ниже), то триасовые толщи почти нацело состоят из конгломератов, т.е. типично континентальных предгорных образований. Вероятно, пермский бассейн седиментации к среднетриасовому времени резко сократил свою площадь, краевые его части были выведены на поверхность и стали ареной активной денудации. Этот триасовый орогенез сопровождался традиционным надвигообразованием, причем его вертикальные масштабы превышали 4 км, т.к. мощный взброс (на рис.39,41),

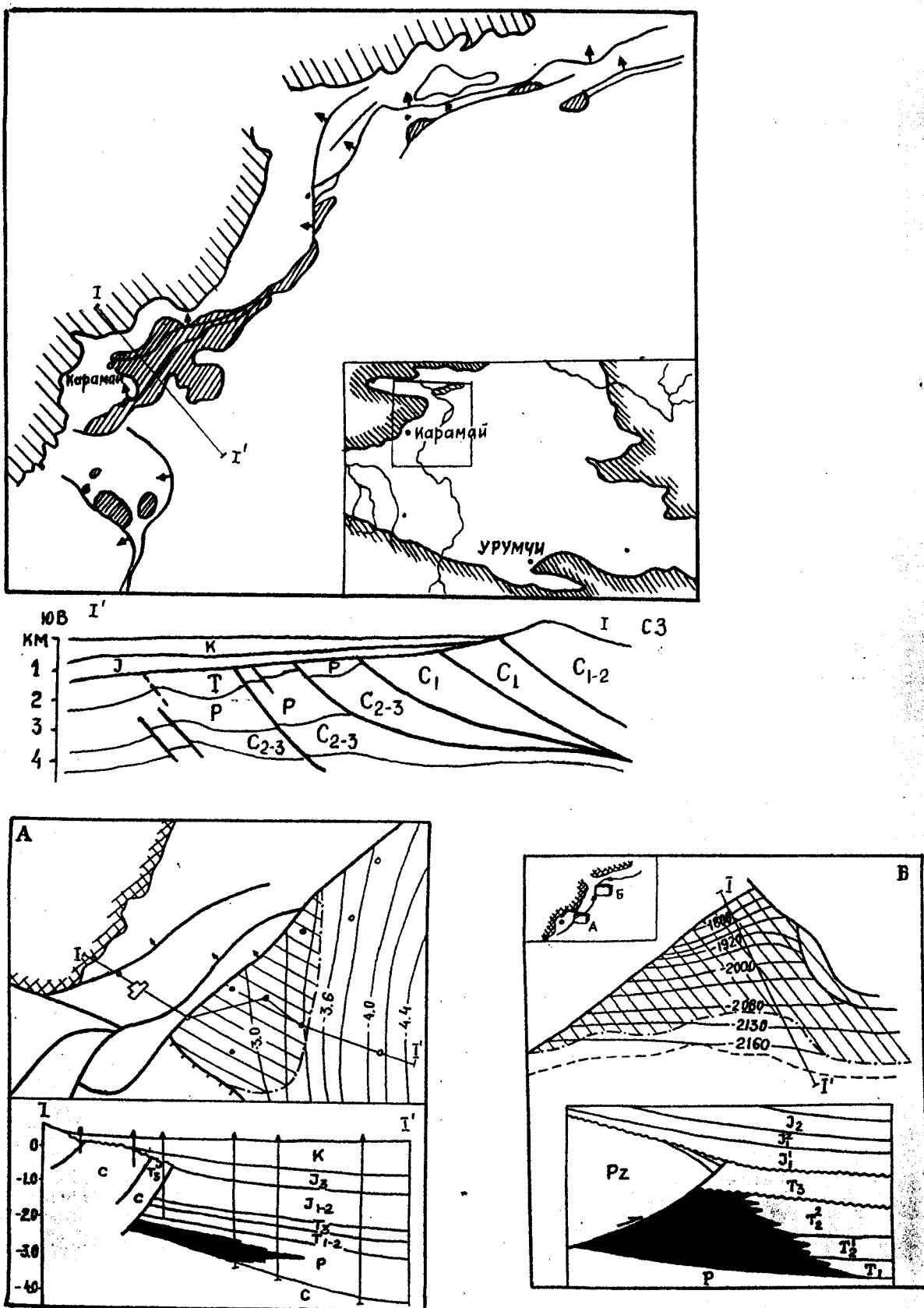


Рис. 40 Надвиговый пояс Карамай-Уэрхэ в Джунгарской впадине (КНР)
Обзорная карта с региональным профилем и схемами поднадвиговых залежей
(по материалам / /)

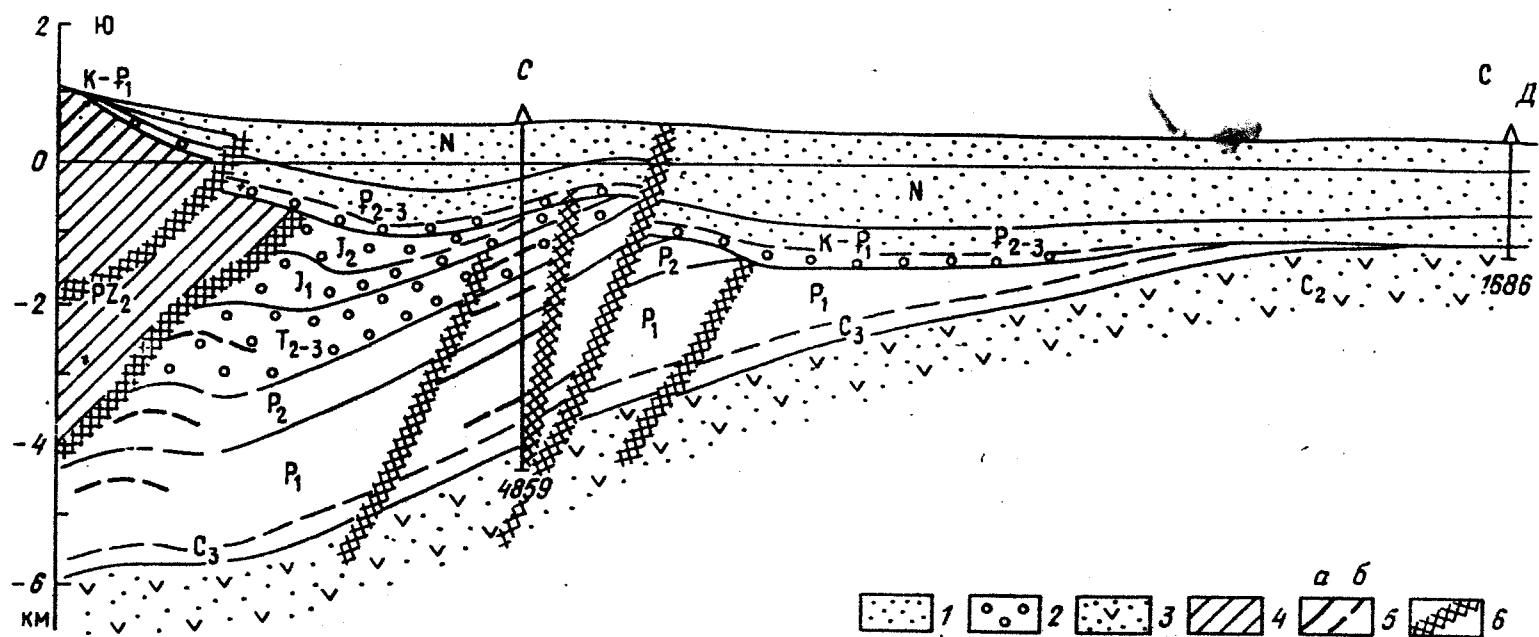


Рис. 41 Геологический профиль через южную часть Зайсанской впадины.

Отложения: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские, 3 — эффузивно-осадочные фундамента, 4 — среднепалеозойские складчатого обрамления; 5 — залежь нефти: а — доказанная, б — предполагаемая; 6 — разрывные нарушения

отделяющий среднепалеозойские толщи горного обрамления от верхнепалеозойского выполнения Карабулакской мульды был сформирован в основном именно в триасе. По-видимому, взброс был обновлен в юрское время, а затем и в плиоцен-древнечетвертичный период, однако амплитуды этих позднейших перемещений почти на порядок меньше триасового(рис.42).

К началу юрского периода окружающий горный рельеф был в значительной мере снивелирован и раннеюрские осадки представлены уже аллювиальными и озерно-болотными угленосными фациями. Раннеюрский седиментационный цикл был весьма мощным поскольку эти отложения, залегающие ныне на глубинах до 1,5 км прогреты до 120 град. (Ro - 0,62%), тогда как образец из среднеюрских толщ, расположенный всего лишь на 50 м выше не прогрет и до 60 град.С (Ro-0,20%). Такой палеогеотермический перерыв может быть объяснен только уничтожением значительной (до 1000 м) толщи нижнеюрских отложений. Этот факт является собой пример высокой информативности палеогеотермических (петрологических) методов изучения твердых органических веществ пород. Действительно, хотя предсреднеюрский размыв по сейсмическим данным и представлялся достаточно крупным, но трудно было предположить его региональный характер. Уже впоследствии, при анализе материала по Джунгарской впадине КНР, была подтверждена роль предсреднеюрского размыва как поверхности, разделяющей два различных структурно-формационных комплекса – переходный и платформенный(рис 39).

Палеогеотермические и петрологические исследования имеют также большое значение для выяснения особенностей онтогенеза УВ, (Петрология, 1987). Проведенные по методике ИГиРГИ Н.П.Гречишниковым, они позволили сделать следующие выводы.

Петрологические исследования образцов из Сарыбулакской па-

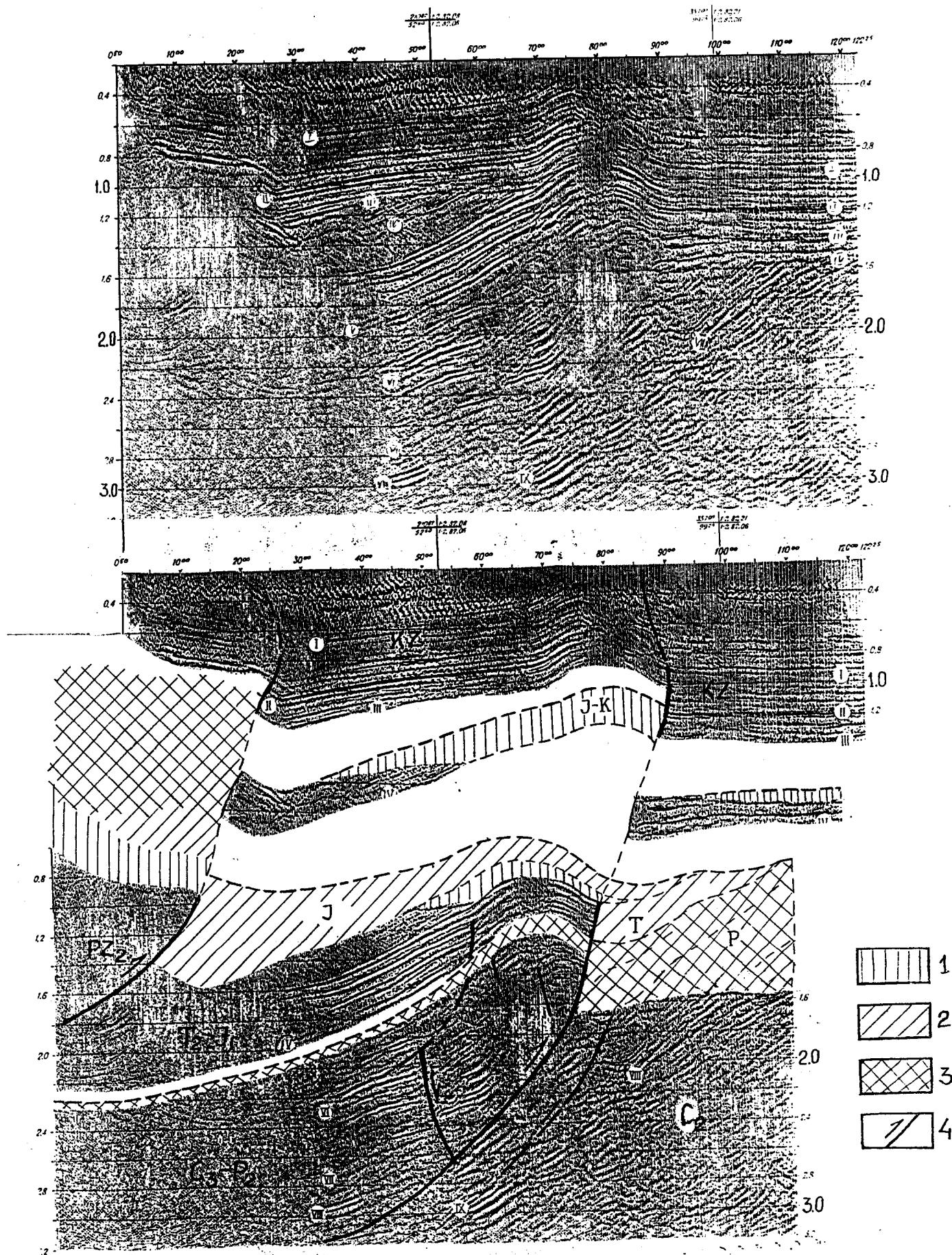


Рис. 42 Сейсмический разрез по профилю 1-2.82.06 и модель строения осадочной толщи Карабулакской мульды с учетом размывов. Условные обозначения: 1-3 - толщи, уничтоженные размывом: 1-предкайнозойским, 2-предсреднеюрским, 3-триасовым; 4-взбросо-надвиги

метрической скважины, переданных д.г.-м.н.В.С.Ерофеевым (Алтайский филиал ИГН им.К.И.Сатпаева) осуществлялись по методике, разработанной в секторе парагенетических связей каустобиолитов ИГиРГИ Н.П.Гречишниковым на фотоэлектронной установке на базе микроскопа ММР-2Р. Образцы для исследования отобраны в интервале глубин от 1243 до 4050 м, включающем отложения от раннепермского до среднеюрского возраста. Просмотренные образцы представлены континентальными, а в некоторых частях разреза возможно прибрежно-морскими образованиями (гравелиты, песчаники, аргиллиты, угли) с различным содержанием твердых органических веществ (ТОВ) гумусового и сапропелевого типов. Выделены также органофлюидолиты (твердые органические вещества образующиеся, при миграции углеводородных флюидов, в трещинах, порах и межзерновом пространстве пород). По показателю отражения (Ro) в зернах аутигенного витринита палеотемпературы прогрева верхней части разреза не превышают 60 град.С, в среднеюрских отложениях Ro составляет всего 0,20% (глубина 1243 м.). Далее отмечен уже упоминавшийся глубокий палеогеотермический перерыв и в нижнеюрских толщах палеотемпература составляет около 120 град.С (Ro - 0,62%, глубина 1390 м). Ниже границы регионального перерыва палеопрогрев распространяется более равномерно с постепенным увеличением палеотемпературы до 165 град.С (на глубине 4050 м). Кроме существенного размыва юрских образований выявлено также значительное несовпадение современных (в инт.2960-3036 м пластовая температура составляет 63-64 град.С) и палеотемператур прогрева в упомянутом интервале - около 130 град.С, (Ro -0,67%), что указывает на инверсионное положение продуктивной толщи. Амплитуда вертикальных инверсионных перемещений при среднем геотермическом градиенте (3 град.С на 100 м.) составляет не менее 3 км, а если применить рассчитанный палеоградиент

(1,7 град.С на 100 м.) достигает и 6 км. Таким образом, масштабы интенсивных тектонических движений, выявленных по сейсмическим данным, по материалам палеогеотермии можно оценить как весьма крупные, что и отражено на рис.43. Материалы микроскопического изучения аншлифов пород позволяют сделать еще некоторые любопытные выводы, касающиеся палеогеографических условий образования нефтематеринской пермской толщи. В некоторых пермских образцах (в частности, с глубины 4050 м.) отмечаются совершенно неокатанные обломки каменного угля в целом более преобразованного ($Ro=0,94-2,15\%$), чем автохтонный углистый материал ($Ro=0,90\%$) и содержащего споры и кутикулу карбонового облика. Фациальная обстановка накопления подобных осадков – своеобразной "угольной молассы", – может быть объяснена непосредственным сочленением областей размыва и осадконакопления. Похожее явление описано в мезозойской толще Кендырлыкской мульды, где в песчаниках встречены крупные угловатые обломки пермских горючих сланцев, что казалось бы тоже говорит о близости зон размыва и седиментации. Однако В.П.Некорошевым (1966) этот факт был объяснен как пример ледового переноса береговых обломков в удаленные области осадконакопления. Вероятно, такое объяснение неокатанности угольных частиц применимо и для пермских отложений. Однако пермский бассейн представлял собой лишь крупный фрагмент обширного Джунгарского внутреннеоконтинентального моря. При изучении отражательной способности ОВ в аншлифах, кроме аутигенного витринита, дающего степень прогрева данной породы, изучались также переотложенные частицы витринита, характеризующие прогрев отложений в областях размыва. Так, степень прогрева переотложенного витринита бывает больше на 10-65 град.С по сравнению с аутигенным и достигает 225-230° С ($Ro = 1,86-2,15\%$), что свидетельствует о том, что нижнекаменноугольные отложения

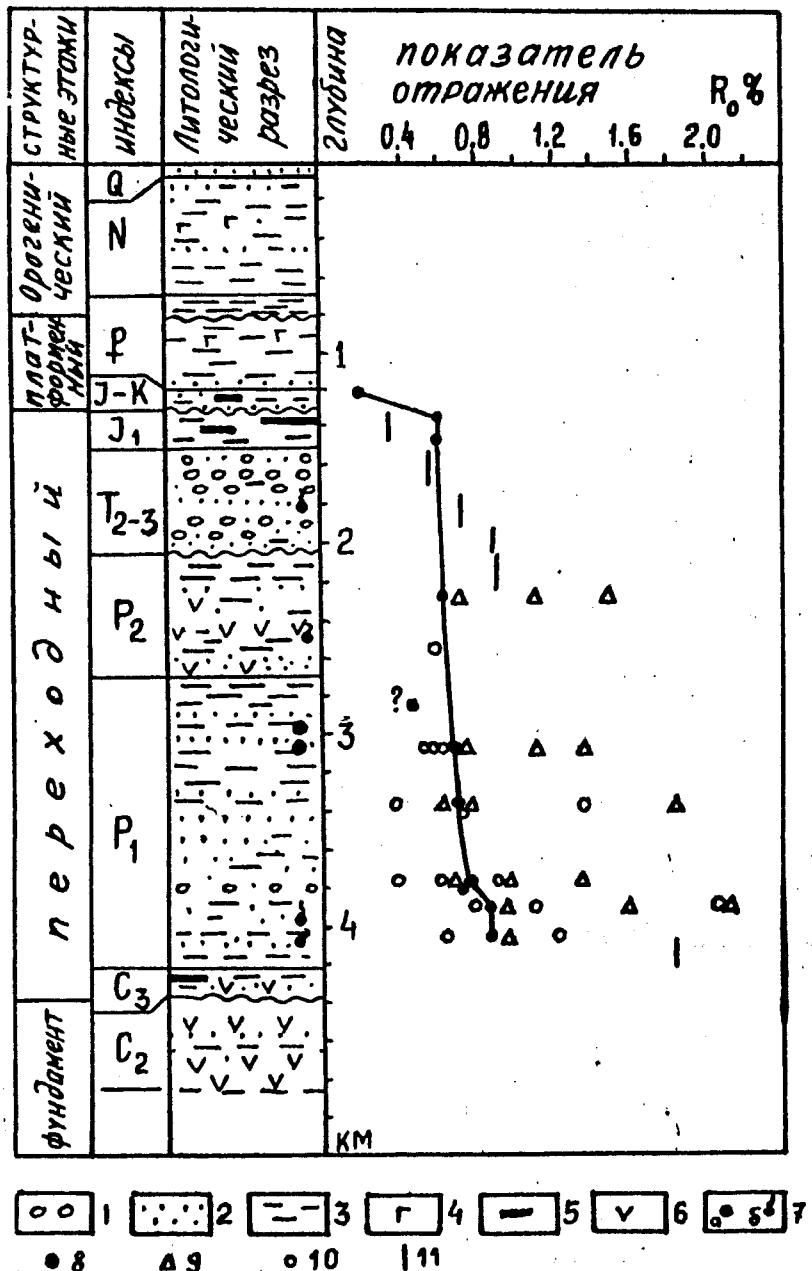


Рис.43 Литолого-палеогеотермическая колонка Сарыбулакской скважины (Зайсанская впадина). Условные обозначения: 1-конгломераты, 2-песчаники и алевролиты, 3-аргиллиты, 4-эвапориты, 5-угли, 6-вулканиты, 7-нефтепроявления: а-притоки высоковязкой нефти, б-примазки в керне; 8-9 - показатель отражения витринита: 8-аутогенного, 9-переотложенного, 10-органического, 11-витринита месторождения Карамай/. /.

(наиболее вероятный поставщик переотложенного витринита) уже в предпермское время были весьма измененными (до стадий К-ОС) и размытие их было также существенным.

Новым объектом углепетрографических исследований являются так называемые органофлюидолиты, — твердые составные части пород, образовавшиеся из флюидов на пути их миграции в недрах. Как правило, степень катагенеза органофлюидов меньше чем у компонентов группы витринита этой же породы.

Действительно, в интервале 3080-4050 м основная часть органофлюидолитов имеет отражательную способность Ro -0,39-0,62 (ниже на 0,16-0,41%, чем у аутигенного витринита) и явно характеризует последнюю (современную?) генерацию УВ. Однако другая часть этих органических микрокомпонентов преобразована даже значительно вмещающих пород (Ro - 0,94-2,15), что может быть связано только с локальным разогревом нефтематеринских пород отмеченными в разрезе интрузивными образованиями. И наконец, последняя часть органофлюидолитов имеет степень прогрева, совпадающую с прогревом вмещающих отложений. По-видимому, эти материалы сформированы в результате древнего (доинверсионного) этапа нефтеобразования.

На примере Зайсанской хорошо изученной впадины можно проследить влияние гравитационно-геодинамических срывов на нефтегазоносность. Существенную информацию представляет геохимическое (хроматографическое) исследование нефти, полученной из пермских отложений. По данным Ал.А.Петрова полученный углеводородный флюид характеризуется низкой катагенной зрелостью (Ro-0,40-0,45), т.е. температура прогрева не выше 60°C, озерным континентальным генезисом (отношение пристана к фитану 1,3). Флюид состоит в основном из смол. Углеводородная часть (не более 5%) представлена главным образом каротиноидными соединениями: моноциклическими состава

$C_{11}-C_{25}$ и бициклическими состава $C_{33}-C_{40}$. По аномально высокой концентрации бета-каротана (C_{40}) полученный продукт надежно коррелирует с нефтями Карамайского месторождения Джунгарской впадины (Zhang Daqiang et al., 1988). Прохождение последних китайскими геологами связывается с ОВ верхнепалеозойских (в первую очередь пермских) отложений (Yang B. et al., 1987). Незрелость флюида, отсутствие признаков окисленности, соответствие степени катагенеза углеводородов и современной температуры пласта указывает на наличие ныне действующего очага генерации углеводородов (Обухов, Гречишников, 1993).

Скопление высоковязкой нефти в пермских отложениях Сарыбулакской площади вероятнее всего связано с палеозалежами, которые, исходя из геологической истории, могли сформироваться еще на рубеже перми и триаса, но образовано оно в ходе плиоцен-четвертичного нефтегазогенерационного этапа. В это время интенсивные субгоризонтальные срывы в при- и поднадвиговых зонах активизировали рассеянные и сорбированные в верхнепалеозойских толщах углеводороды. Наиболее вероятно, что в Зайсанской впадине отмечается механико-химическая активация нефтегазогенерационного потенциала пород (Пөцюха, 1986, Трофимук и др., 1983), ранее уже производивших углеводороды. Использование комплекса геофизических, геодинамических, палеогеотермических, геохимических и формационных сведений позволяет создать целостную картину эволюции осадочного бассейна, генерации и концентрации УВ в палеоскоплениях, а затем расформирования месторождений и рассеяния УВ в инверсированной, частично затянутой в поднадвиг, сверху размытой и остывшей толще осадочных пород (табл. 1). Плиоцен-четвертичный импульс гравитационно-геодинамических движений активизировал флюидодинамику в поднадвиговой пермо-триасовой толще и вызвал повторный цикл генерации, миграции

Таблица 1. История нефтегазообразования и нефтегазонакопления
в Карабулакской мульде Зайсанской впадины

Геологические события	Время	Онтогенез углеводородов
I. Переходный этап		
1.Формирование Джунгарского-окраинно-континентального озерноморского седиментационного бассейна	Cз - Р	Накопление сапропелевого и в меньшей степени гумусового ОВ. В конце первообразование жидких УВ.
2.Растяжение, разрыв и общее сокращение площади бассейна в 4-6 раз, размыт краевых частей, орогенез тектонически денудированных зон, взбросо-и надвигообразование, структурообразование.	T1	Локализация очагов нефтегазообразования в узких приразломных зонах, заполнение ловушек, рассеяние УВ в краевых частях.
3.Внутриконтинентальный рифтогенез и осадконакопление в приразломных континентальных бассейнах.	T2 - J1	Массовая генерация УВ в приразломных и поднадвиговых зонах, образование крупных скоплений УВ.
4.Разрыв верхнепалеозойско-mezозойских бассейнов по депоцентрам и образование инверсионных орогенов, размыт большей части бассейна, обновление и усиление взбросо-надвигов.	J2	Разрушение палеоскоплений нефти и/или газа, их перерформирование. поднятие нефтематеринских отложений и выход из зоны нефтегазообразования.

продолжение табл.1

Геологические события	Время	Онтогенез углеводородов
II. Платформенный этап		
5. Образование на месте бассейнов переходного этапа обширных неглубоких седиментационных депрессий.	J ₂ -P ₂	Стабилизация перемещений углеводородных флюидов, образование битумных экранов, рассеяние и сорбция УВ в толщах пород.
III. Орогенический этап		
6. Сильное растяжение и образование обширных внутриконтинентальных озерных бассейнов, заполненных преимущественно глинистым материалом и перекрывающих бассейны предыдущих этапов.	P ₃ -N ₂	Консервация углеводородных флюидов. Слабое рассеяние.
7. Растяжение и разрыв кайнозойских бассейнов, активный орогенез в тектонически денудированных зонах, структурообразование в краевых частях впадины, тектоническая расчешуйивание отложений переходного комплекса в результате тектоногравитационного разваливания горных обрамлений.	N ₂ -Q	Активизация флюидного режима, десорбция, повторная генерация и миграция УВ во вновь образованные ловушки.

и аккумуляции УВ. Таким образом, полученный в Сарыбулакской скважине флюид представляет собой верхнюю, возможно экранирующую часть поднадвиговой нефтяной залежи, рожденной своеобразным нефтегенерационным реактором – взбросо-надвиговой зоной. Сходные условия могут реализоваться в Чиликтинской и возможно Кендэрлыкской мульдах, расположенных к югу от Карабулакской мульды и отделенных от нее тектонически денудированным и инверсированным Саурско-Манракским орогеном. Здесь возможно открытие месторождений УВ также в поднадвиговых зонах(рис.44). Отметим, что с гравитационно-геодинамических позиций Манракская взбросо-надвиговая зона нефтегазонакопления и нефтегазоносный надвиговый пояс Карамай Уэрхэ представляют собой некогда единую геологическую структуру, ныне разорванную на отдельные, удаленные друг от друга фрагменты.

В целом Джунгарский регион повсюду в зонах развития рифтового пермо-триасового комплекса имеет повышенные перспективы нефтегазоносности в связи с геодинамической неустойчивостью этих палеорифтовых зон, но крупные скопления УВ будут связаны с при- и поднадвиговыми зонами. Причем значительными перспективами обладают не только крупные, но и мелкие межгорные впадины, являющиеся тектоническими фрагментами обширных ныне разорванных палеодепрессий, и заключающие в себе древние зоны нефтегазонакопления.

Одна из актуальнейших проблем региона – это восстановление первичного положения осадочных бассейнов, разорванных позднепалеозойским, триас-юрским и плиоцен-четвертичным рифтовыми периодами. Особенно заметным был последний этап, когда горизонтальные смещения в Джунгарской области срыва разделили Джунгарскую впадину и Таримский бассейн и в тектонически денудированных зонах поднялись горные хребты, между которыми сохранились тектонические фрагменты, в современной структуре представленные Зайсанской, Алаколь-

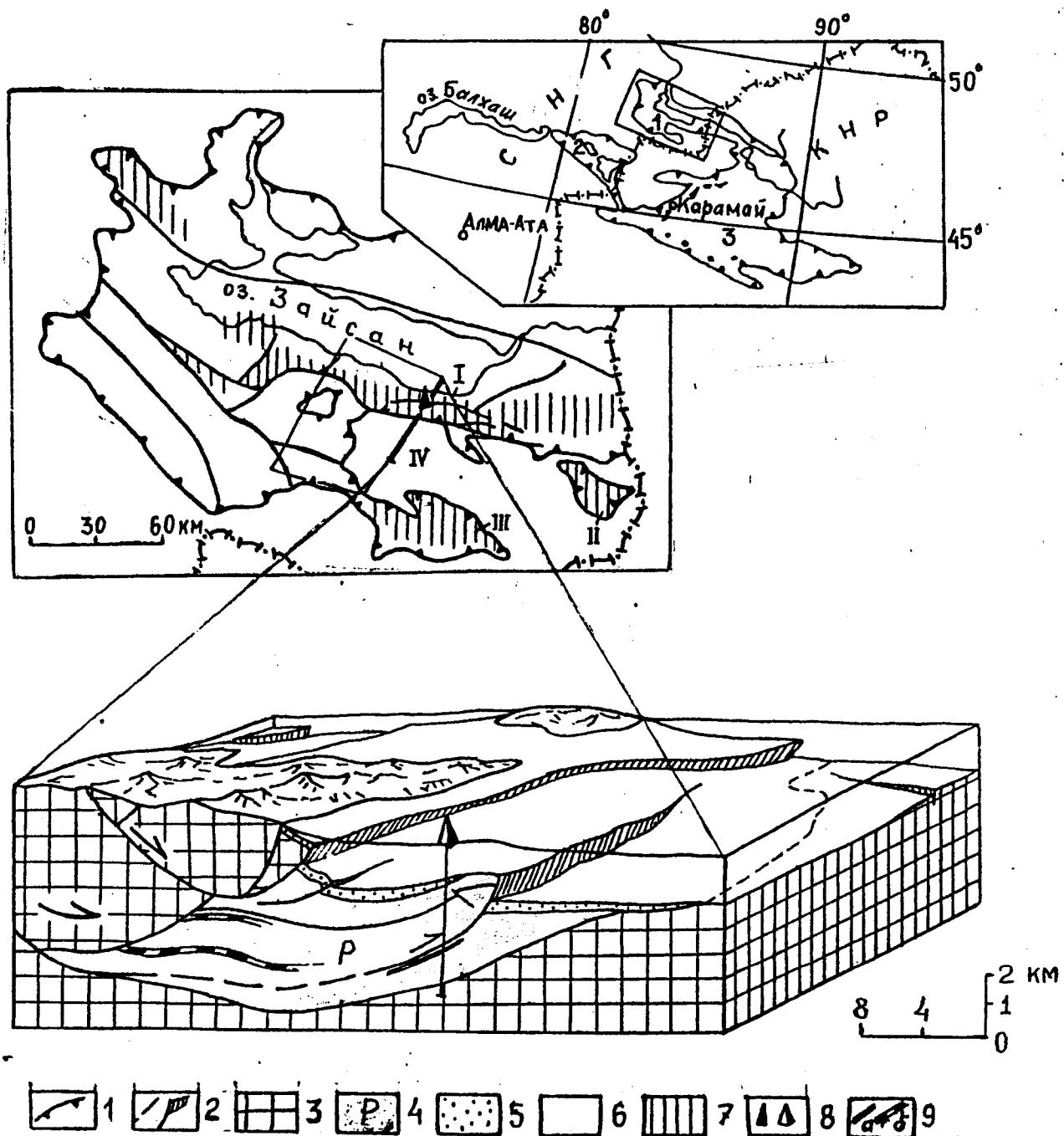


Рис. 44 Строение Карабулакской мульды в Заисанской впадине.
(Обзорная схема Заисанской впадины и блок схема ее южного борта).
Условные обозначения: 1-границы впадин; 2-тектонические нарушения;
3-7 - отложения: 3 - фундамента, 4 и 7(на схеме) - переходно-
го комплекса, 5 - платформенного комплекса; 6 - орогенического
комплекса; 8 - Сарыбулакская скважина; 9 - залежи нефти:
а-известная, б-предполагаемые.

На врезке: 1-3 впадины: 1-Заисанская, 2-Алакольская, 3-Джун-
гарская. На схеме: мульды: I-Карабулакская, II-Кендерлыкская,
III- Чиликтинская; IV-Саурско-Манракский ороген.

ской, Прибалхашской, Восточно-Илийской, Турфянской и многими другими маленькими по площади, но глубокими в силу своего происхождения межгорными впадинами.

В заключение отметим, что влияние гравитационной геодинамики на нефтегазоносность всегда положительно, но резко неодинаково для различных частей осадочного бассейна. Там, где срывы затрагивают неметаморфический осадочный чехол, включающий нефтематеринские толщи, происходит существенная активизация генерации и мобилизации УВ, а одновременно образующиеся поднятия обеспечивают формирование месторождений. В тыловых частях срывов происходит в основном рассеяние миграционного потока УВ, но баланс между аккумуляцией и потерей УВ остается положительным.

Глава 3

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Анализ геодинамики этой типичной альпийской впадины с глубиной погружения фундамента до 20 км. имеет большое значение из-за того, что тектонические движения в ней происходят в основном в течение последних 5 млн. и, по-видимому, не достигли еще своего максимума. Но самое главное, все подвижки хорошо запечатлены в структуре осадочного чехла и вполне могут быть расшифрованы сейсмогеологическими методами. Позднеорогенический верхнеплиоцен-четвертичный комплекс в Южно-Каспийской впадине представлен наиболее полным образом, т.е. является голотипичным, наиболее характерным для данного тектонического этапа(Обухов, 1990).

Южно-Каспийская впадина относится к системе глубоких рифтовых впадин, связанных с Альпийско-Гималайским поясом (рис. 45) и находится в одном ряду с такими бассейнами как впадины Средиземного и Черного морей. Их наиболее характерной чертой является быстрое почти катастрофическое позднеплиоцен-четвертичное опускание с темпом до 1400 м/млн. лет. Это прогибание усугублялось гравитационными нагрузками накапливаемой осадочной толщи. Так, в Южно-Каспийской впадине близость областей сноса и наличие крупных водных артерий (палео-Волга, Узбой, Кура) обеспечили накопление мощной(до 7 км.) линзы песчано-глинистых образований, содержащей хорошие природные резервуары.

Строение осадочного разреза Южно-Каспийской впадины хорошо представлены в работах М.Аширмамедова, Л.И.Лебедева, А.А.Али-Заде, Н.Хаджинурова, К.Н.Кравченко, В.И.Дидуры и др., поэтому отметим только, что основной объем осадочного бассейна составляют терригенные кайнозойские прибрежно-морские, дельтовые и морские

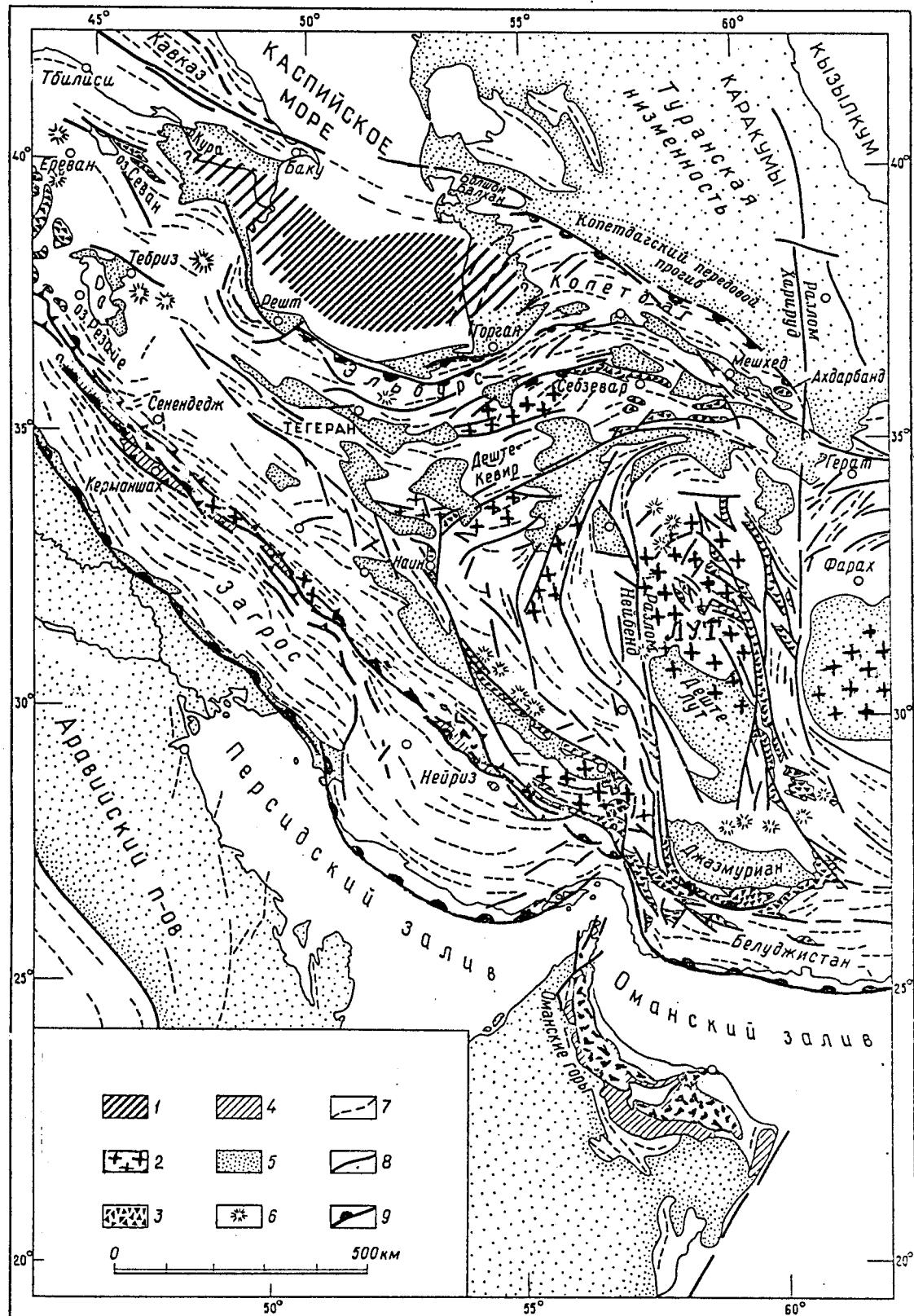


Рис. 45 Обзорная схема Ирано-Каспийского сектора Альпийско-Гималайского пояса (по Й.Штёклину, 1979 с добавлениями). Условные обозначения: 1-океаническая кора Каспийского моря; 2-докембрийские выступы; 3-офиолиты и "цветной меланж"; 4-радиоляриты и турбидиты; 5-плиоцен-четвертичные впадины; 6-четвертичные вулканы; 7-оси складок; 8-разломы; 9-надвиги.

отложения, залегающие плащеобразно в виде крупных линзовидных тел и в целом образующие рифтовый орогенический этаж. Внутри этого комплекса целесообразно выделение следующих комплексов: раннего синрифтового ($P_1 - P_3$), надрифтовой депрессии ($P_3 - N_1$) и пострифтового обрушения и локального сжатия $N_2 - Q$ (Шеин и др., 1980).

Нефтегазоносная область Юго-Западной Туркмении является частью крупного Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна (Карта..., 1988). Здесь открыто более 30 месторождений, суммарная добыча нефти из которых превысила 300 млн.т. нефти и 60 млрд.куб.м. газа (Али-Заде и др., 1985). Однако до сих пор не решена поставленная уже более 20 лет назад проблема нефтегазоносности доплиоценовых отложений, которая позволила бы стабилизировать падение добычи, а возможно и достигнуть былого уровня развития нефтегазодобывающей промышленности региона (до 16 млн.т. нефти в 1973 г., современный уровень – около 5 млн.т.). Второе важнейшее направление, которое может существенно увеличить потенциал нефтегазодобычи, это шельф Каспийского моря(Лебедев и др.,1987) .

Накопленный объем геолого-геофизического материала, и прежде всего регионального сейсмопрофилирования МОГТ, позволяет произвести новую геодинамическую интерпретацию строения, развития и особенностей нефтегазоносности продуктивных и возможно продуктивных толщ Юго-Западной Туркмении. Осадочный чехол этой, одной из наиболее глубоких на Евразийском континенте впадин, включает мощные (до 20 км) толщи мезозойских и кайнозойских образований Мезо- и Неотетиса. Современные плитотектонические представления о происхождении и эволюции Южно-Каспийской впадины заключаются в ее трактовке как задугового бассейна, зародившегося в результате спрединга в тылу Малокавказской островной дуги. Существование последней предполагается по результатам бурения сверхглубокой Са-

атлинской скважины, в которой после 3,5 км толщи меловых и кайно-зойских осадков были вскрыты юрские известково-щелочные базальтоиды мощностью более 5 км. Глубинные геофизические исследования свидетельствуют о возможном океаническом типе земной коры под наиболее погруженными частями впадины (Зоненшайн и др., 1990). На территории и акватории Юго-Западной Туркмении земная кора еще имеет континентальный характер. Здесь на субширотных региональных сейсмопрофилях с глубинностью до 6-12 сек. отмечается выступ фундамента (поднятие Година), на котором возможно отсутствуют мезозойские отложения. Поэтому многие исследователи выделяют так называемый Южно-Каспийский срединный массив (Лебедев и др., 1987, Крылов и др., 1988). Действительно, тектоническая интерпретация Южно-Каспийской впадины, как впадины межгорной, делает существование срединного массива с древним (возможно докембийским) фундаментом вполне естественным и необходимым.

Осадочный разрез Южно-Каспийской впадины содержит рифтовый терригенный позднетриас-среднеюрский слабоугленосный комплекс, залегающий в изолированных грабенах (Туркмено-Иранский сектор). В Азербайджанском секторе рифтовый комплекс сильно заражен вулканогенным материалом (Саатлинская скважина). Верхнеюрско-меловой карбонатно-глинистый надрифтовый комплекс распространен регионально и имеет мощность до 4 км. Это типичные толщи Тетиса, сформированные в условиях платформенного режима развития, смятые альпийскими движениями в антиклинальные складки, осложненные взбросо-надвиговыми зонами. Особенно наглядно это взбросо-надвиговое строение наблюдается на сейсмических профилях, пересекающих Гограньдаг-Окаремскую и Аладаг-Мессерианскую тектонические зоны Юго-Западной Туркмении (рис. 46).

На сейсмопрофилях, пересекающих Каспийское море, хорошо за-

БОРТОВЫЕ ЗОНЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

1993г.
ПРОФИЛЬ № 88700

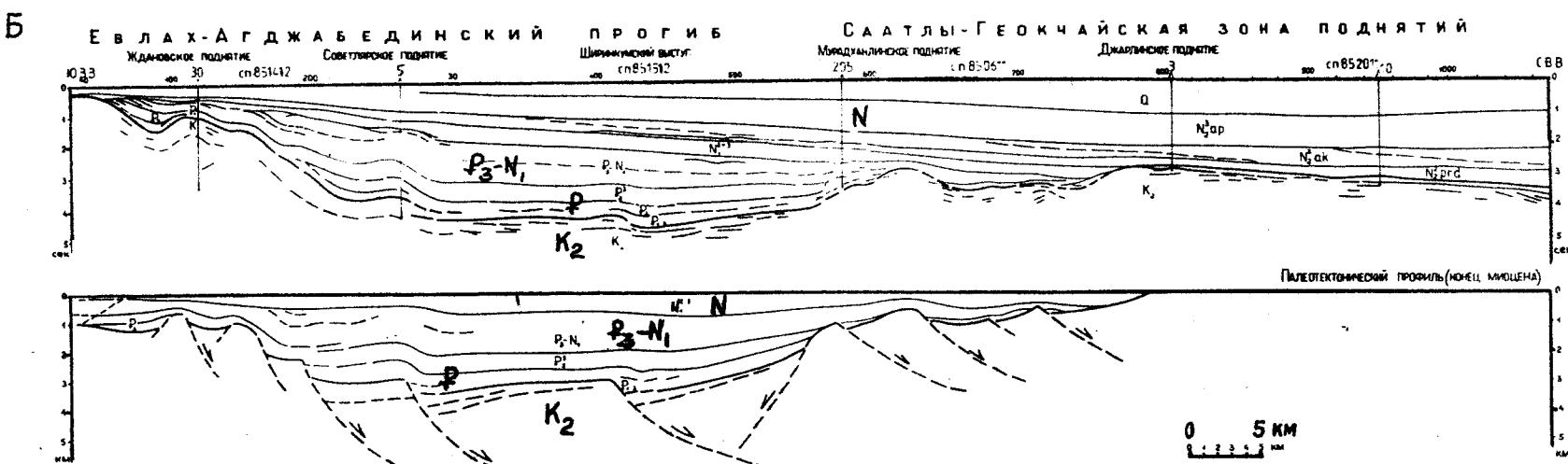
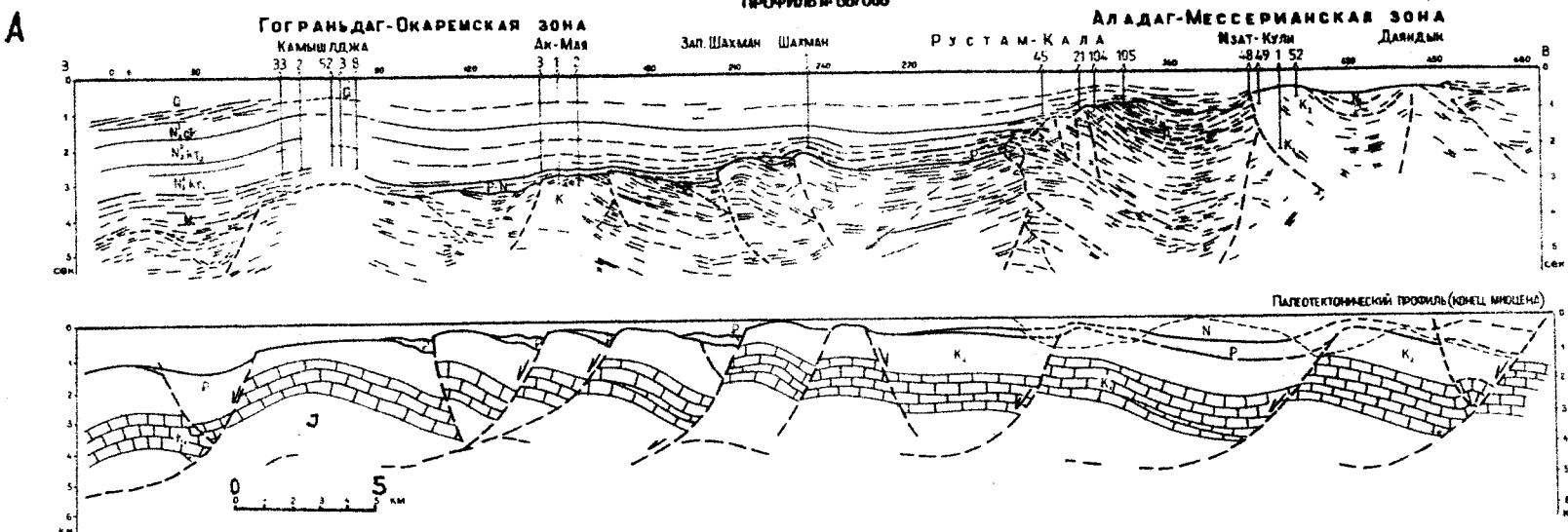


Рис. 46 Бортовые зоны Южно-Каспийской впадины

метно сложное, мегаклиноформное строение кайнозойского осадочного чехла, осложненное мощным глиняным диапиризмом (рис. 47). В бортовых зонах впадины сейсмические материалы позволяют произвести расчленение осадочной толщи на крупные самостоятельные структурно-формационные комплексы. Основной объем осадочного бассейна выполняют терригенные образования прибрежно-морского, дельтового и морского происхождения, залегающие плащеобразно в виде крупных линзовидных тел и в целом образующие рифтовый орогенический этаж (Р - Q). Палеотектоническая интерпретация сейсмогеологических разрезов по Юго-Западной Туркмении и Азербайджану показывает, что домиоценовое строение бортовых зон Южно-Каспийской впадины было рифтогенным с характерными листрическими разломами, которые в новейшей истории были трансформированы во взбросы в ходе мощных гравитационно-геодинамических процессов (Обухов, 1991). То есть внутри этого комплекса целесообразно выделение следующих комплексов: раннего синрифтового палеоцен-олигоценового, надрифтовой депрессии верхнеолигоцен-миоценового и пострифтового обрушения и локального сжатия позднеплиоцен-четвертичного.

Геодинамика начальных этапов образования осадочных бассейнов может быть разнообразной, но преобладающим является механизм рифтового растяжения. Не исключение в это отношении и Южно-Каспийская впадина. О ее домезозойской истории могут быть высказаны только общие соображения. В мезозойский этап в восточной части Южно-Каспийской впадины располагалась шельфовая зона Мезотетиса, в которой накапливались верхнетриас-нижнеюрские преимущественно терригенные толщи мощностью более 1000 м. Среднеюрские в основном терригенные глинисто-алевролитовые, реже песчаниковые и известняковые образования имеют также толщины, превышающие 3000 м. Разрез верхнеюрских отложений представлен в основном карбонатами. Общая

мощность юрских отложений изменяется от 1500 (Сев. Иран) до 4000 м. (Большой Балхан), т.е. закономерно увеличивается к Копетдагской складчатой системе (Рожков, Шарапов, 1989, Штеклин, 1966). Неокомская карбонатная толща (мощность более 620 м.) продолжает верхнеюрский разрез и сменяется апт-альбскими аргиллито-алевролитистыми, слабокарбонатными и песчанистыми толщами мощностью более 700 м. Верхнемеловые образования представлены прежде всего мергелистыми толщами с прослойями глин, известковистых песчаников и алевролитов. Часто наблюдаются зеркала скольжения. Мощность этих морских шельфовых отложений изменчива и в целом превышает 200 м.

Если мезозойские отложения имели площадное развитие и простирались единой полосой осадочных тел вдоль всего северного борта Альпийско-Гималайского подвижного пояса, то начиная с палеогена осадочные бассейны начинают все более обособляться. В это время начинают формироваться рифтовые котловины Средиземного, Черного и Южно-Каспийского морей. Причем, характерно, что максимумы прогибаний тяготели к современным бортовым частям современных впадин. Так, в Южно-Каспийской впадине палеогеновые прогибы расположены на юго-западном борту Куринской деррессии, на западе Южно-Каспийской впадины и в районе Западного Копетдага, на ее восточной периферии. На сейсмопрофилях, пересекающих Евлах-Агджабединский прогиб и Саатлы-Геокчайскую зону поднятий (Азербайджан), отчетливо видно, что максимальные мощности палеоген-миоценовых толщ смешены к современным бортам впадины. То же самое характерно и для Юго-Западной Туркмении, где в Аладаг-Мессерианской зоне появляются останцы раннекайнозойских бассейнов, которые практически не развивались в Гограньдаг-Окаремской зоне. Палинспастическая интерпретация этих региональных сейсмопрофилей показывает, что первичным типом геодинамики региона было растяжение. В течение пале-

огена в бортовых частях будущей Южно-Каспийской впадины формировалось грабенообразные прогибы, внешние борта которых были ограничены листрическими разломами (рис.46). Обрушение бортовых зон обусловило интенсивное олигоцен-миоценовое осадконакопление уже в центральных частях впадины (Лебедев и др., 1987). В плиоцене темп прогибаний увеличился и это создало предпосылки для развития гравитационно-геодинамических процессов на бортах Южно-Каспийской впадины. Ранне-кайнозойское рифтовое растяжение привело не только к интенсивному эоценовому вулканизму, но и способствовало тектонической расслоенности земной коры региона листрическими разломами. Расслоенность распространялась и на осадочный чехол, в котором существовали значительные реологические разделы между фундаментом, отдельными структурно-формационными и крупными литологически обособленными телами (например, между компетентными толщами карбонатов и разделяющих их глинистых толщ). Таким образом, когда в плиоцене центральная часть Южно-Каспийской впадины опустилась, на бортах сформировался региональный уклон, который вызвал гравитационный срыв осадочного чехла внутрь депрессии. В пределах Юго-Западной Туркмении основным был срыв мощной (4-6 км) терригенно-карбонатной мезозойской толщи, внутри которой выделяется однородная компетентная, регионально выдержанная пластина карбонатной формации оксфорд-неокомского возраста. Разбитая листрическими разломами эта пластина при образовании регионального уклона по реологическим разделам (внутри которых обычно наблюдается активная флюидодинамика, а следовательно здесь расположена своеобразная флюидная смазка между основанием и сорванной пластиной), ступенеобразно срывается внутрь Южно-Каспийской впадины. Это горизонтальное движение приводит к сжатию мезозойских толщ, образованию линейных дугообразных взбросо-надвиговых зон, ныне погре-

бенных под чехлом неогеновых образований. Гравитационно-геодинамический срыв и перемещение мезозойской пластины в западном направлении имеет почти непрерывный характер. В результате происходит разрыв краевых палеоген-миоценовых бассейнов, надвигание и взбрасывание карбонатных пластин, смятие и нагнетание глинистых кайнозойских толщ перед фронтом этих надвигающихся пластин. Пerekрывающие дельтовые (во впадину с востока впадала мощная артерия палео-Амудары) и прибрежно-морские формации конседиментационно сминались под воздействием воздымающихся взброшенных блоков мезозойского комплекса. В поднадвиговой части (точнее под "козырьком" висячего крыла надвиговых зон) формировались своеобразные микроаккреционные призмы, сложенные преимущественно палеоген-миоценовыми глинами. Мощный горизонтальный стресс приводил к образованию аномальных флюидных зон, в которых формировались ядра глиняных диапиров и грязевых вулканов. Этот механизм объясняет, почему в вулканической брекции в массе кайнозойской изверженной глины встречаются обломки юрских и неокомских карбонатных пород. Действительно, при подъеме грязевулканической массы из-под надвигнутого козырька мезозойских толщ в нее попадают обломки юрских и меловых пород (Обухов, 1990). Таким образом, в Юго-Западной Туркмении грязевой вулканизм во многом обусловлен взбросо-надвиговыми дислокациями в мезозойском комплексе.

Массированный горизонтальный срыв бортовых зон Южно-Каспийской впадины должен сопровождаться сжатием осадочного чехла, которое и наблюдается на региональных сейсмопрофилях (рис.47). Осадочная толща в бассейне Каспийского моря деформирована в складки, часто деформированность осадочных слоев увеличивается сверху вниз, что и должно быть при более или менее постоянном масштабе горизонтального сжатия. Степень деформации нижних слоев осадочно-

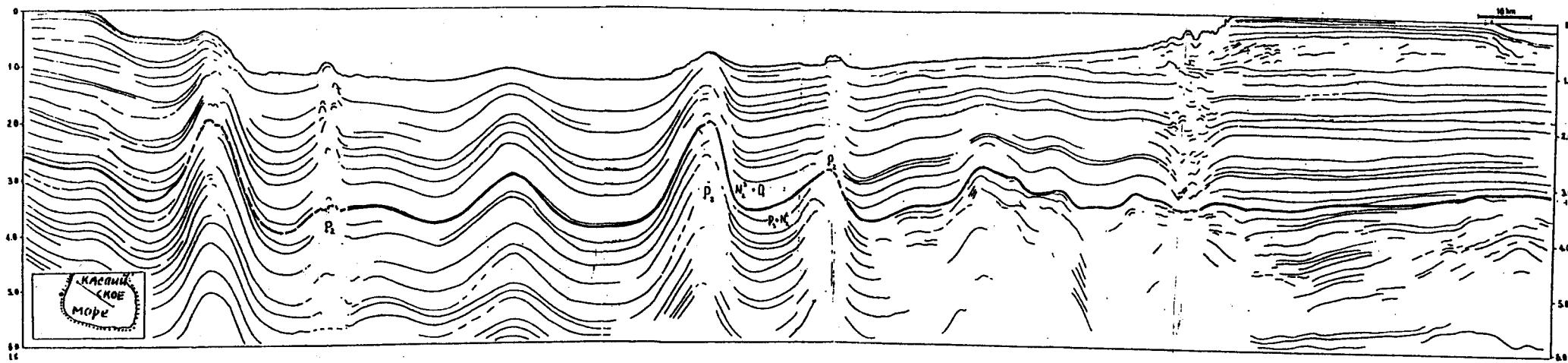


Рис. 47 Региональный субширотный сейсмический профиль через Южно-Каспийскую впадину (по материалам ЦГЭ)

го чехла по отношению к верхним позволяет оценить масштабы горизонтального сжатия основания впадины как приближающиеся к 10%. Учитывая размеры центральной сжатой части Южно-Каспийской впадины, масштаб горизонтальных срывов каждого из бортов оценивается в 15-25 км. Таким образом, геодинамическая ситуация в Южно-Каспийской впадине представляется весьма сложной. Общий режим развития земной коры в регионе – рифтогенез, однако ее верхние слои и, осадочная толща в особенности, сорваны с основания и перемещены гравитационными силами по региональному уклону внутрь впадины, т.е. навстречу деформациям растяжения. Большое значение для гравитационно-геодинамических процессов имеют тектоническая и реологическая расслоенности верхней коры и осадочной толщи, подчеркнутые активной флюидодинамикой. Поскольку осадочный чехол сорван с бортовых зон и перемещен ближе к центру впадины, то по ее периферии должны развиваться не только зоны растяжения, но и тектонически денудированные области, в которых обнажаются древний фундамент или другие метаморфические толщи. Подобных областей в непосредственной близости от Южно-Каспийской впадины нет. Однако при рассмотрении общей геотектонической ситуации в Среднеазиатском регионе можно сделать интересные наблюдения. Южно-Каспийская впадина является межгорной и включена в состав единой альпийской складчатой системы Кавказа и Копет-Дага. С юга она ограничена Эльбурской складчатой системой, которая отделяет впадину от Центрально-Иранского срединного массива (блок с платформенным типом строения осадочного чехла). Последний в свою очередь с юга обрамляется мощным складчато-надвиговым поясом Загроса (Алиев, Забанбарг, 1974). Таким образом, Центрально-Иранский массив полностью окружен складчато-надвиговыми системами, которые явно сорваны с этой обширной стабильной области, поскольку в Загросе основное

направление горизонтального перемещения надвиговых пластин ориентировано на юг и юго-запад. Более того, наличие в Центральном Иране докембрийских и раннепалеозойских выступов фундамента (массив Лут) в рамках гравитационно-геодинамической концепции можно интерпретировать как крупную тектонически денудированную зону, с которой осадочный чехол был сорван, перемещен и скучен в складчато-надвиговые зоны Копет-Дага и Эльбурса (на севере) и Загроса (на юго-западе). Об этом же говорит фрагментарность, разорванность полей развития морских мезозойских формаций в Центральном Иране (Копп, 1991, Тектоника Евразии, 1966). Существенную роль в развитии горизонтальных срывов имело присутствие в разрезе пластичных пород – глин и, особенно, эвaporитов. Так, развитие солей в кембрийской и миоценовых частях разреза, разделяющих жесткий фундамент, компетентные толщи терригенно-карbonатных мезозойских и палеозойских отложений и неогеновые известняки, и вызвало формирование грандиозных надвигов и покровов, а также солянокупольной тектоники в Загросе (Geological Map., 1960). На севере реологическая расслоенность осадочного разреза была менее значительна. Соленосные отложения остаются только в верхних кайнозойских частях осадочной толщи, которые в непосредственном обрамлении Южно-Каспийской впадины (прогиб Мазандаран и Горган в северных предгорьях Эльбруса) исчезают вовсе. В связи с этим в Эльбурсе и Копет-Даге общим типом тектонических деформаций являются "хрупкие" взбросовые и левосдвиговые движения (Копп, 1991), которые особенно ярко выражены в Западном Копет-Даге и Аладаг-Мессерианская зоне.

Таким образом, геодинамика рассматриваемого региона в кайнозое полностью определялась рифтогенезом. После непродолжительной палеоценовой стабилизации в Альпийско-Гималайском подвижном поясе

начались рифтовые движения, возможно связанные с планетарным импульсом растяжения. Они сопровождались интенсивным эоценовым вулканализмом на Кавказе, Эльбурсе, в Центральном Иране. Но самый главный результата рифтогенеза – образование глубоких некомпенсированных депрессий Черного и Каспийского морей (рис. 48). Это прогибание обусловило формирование регионального уклона в сторону образовавшихся депрессий. Однако массированный гравитационно-геодинамический срыв начался только после среднеплиоценового резко-го прогибания, которое по масштабу проявления можно даже назвать обрушением. Причем вновь всплеск тектонической активности можно считать общепланетарным явлением. Собственно, только в конце плиоцена начался тот орогенез, который создал мощные горные системы и именно в то время образовались глубоководные котловины и межгорные впадины в подвижных зонах земной коры. Образование котловины Каспийского моря, Предкапетдагского и Месопотамского прогибов резко усилило масштабы и скорость гравитационно-геодинамического срыва осадочного чехла квазиплатформенной области Центрального Ирана. Уже расчлененные листрическими разломами и вулканогенными зонами пластины мезозойско-палеозойского чехла по реологическим разделам внутри верхней коры и по границам компетентных и пластичных пород были сорваны, надвинуты или вдвинуты в осадочной чехол окружающих впадин и прогибов. Таким образом, была сформирована дугообразная надвигово-сдвиговая структура Центрального Ирана, продолжающаяся в Юго-Западную Туркмению. Следовательно, пликативные деформации, грязевой вулканализм и диапиризм в неогеновом чехле Южно-Каспийской впадины были вызваны горизонтальным перемещением мезозойского комплекса внутрь впадины, сопровождающимся взбросообразованием.

Гравитационно-геодинамическая интерпретация строения и об-

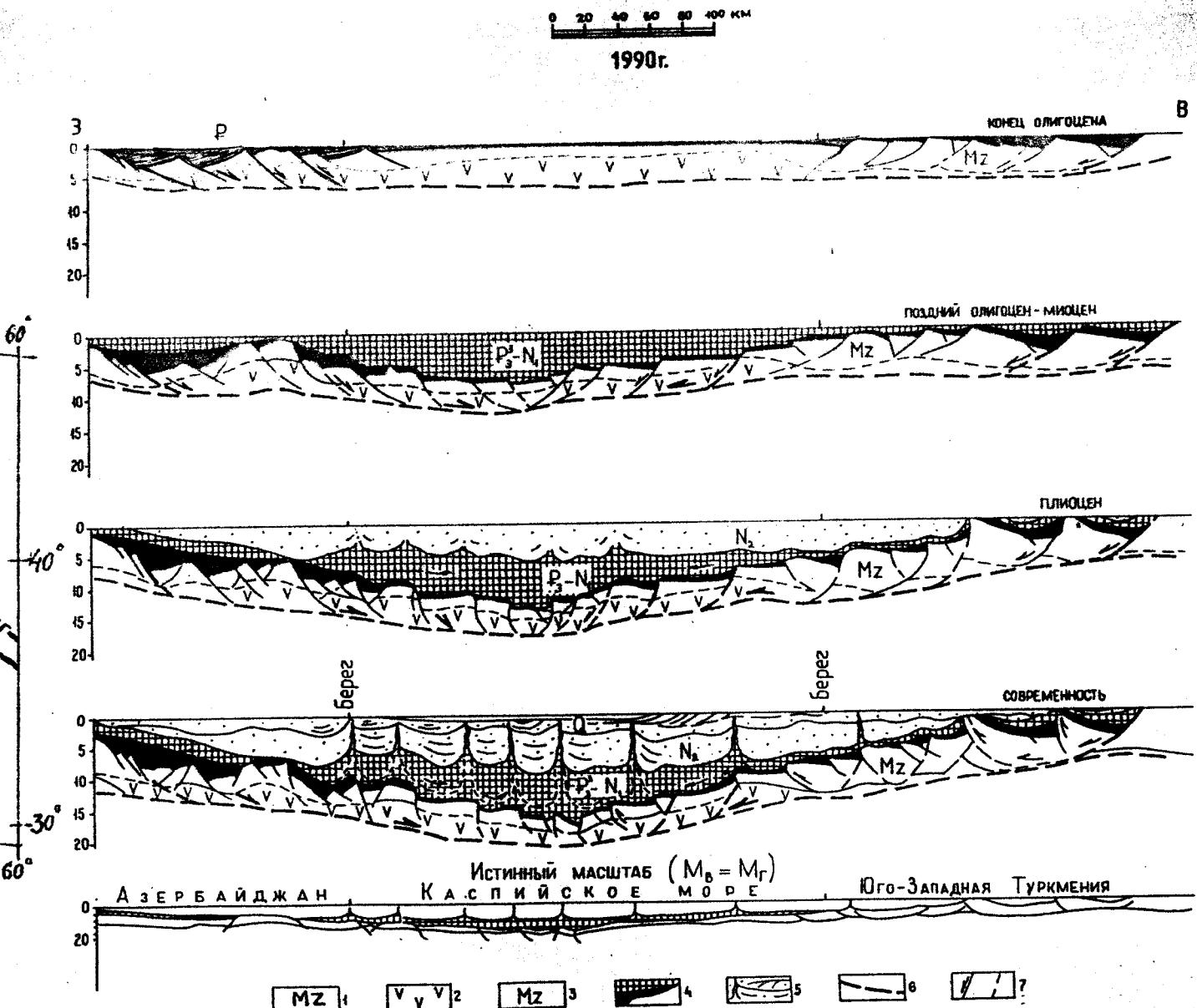
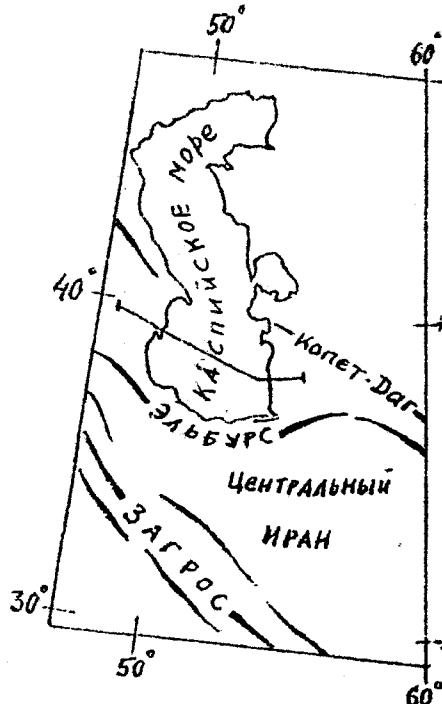


Рис. 48 Гравитационно-геодинамическая модель эволюции Южно-Каспийской впадины. Условные обозначения: 1-палеозойский фундамент (автохтон), 2-юрские вулканы, 3-меловой альлюхтон, 4-палеоген-миоценовый рифтовый комплекс, 5-плиоцен-четвертичный комплекс, 6-срывы по листрическим разломам, 7-разломы.

разования Южно-Каспийской впадины имеет важное значение для выявления закономерностей нефтегазоносности этого региона.

Постоянное направление субгоризонтального тектонического стресса в Юго-Западной Туркмении простипалось от бортов в сторону Каспийского моря, т.е. волны сжатия и растяжения осадочных массивов проходили с востока на запад. В этом же направлении должен был распространяться и миграционный поток углеводородов. Таким образом, продуктивность разреза должна увеличиваться при удалении от бортов впадины, однако не до ее центра, где сжатие и диапиробразование препятствуют дальнейшему распространению углеводородного потока. Следовательно, в Южно-Каспийской впадине существует полоса максимальной продуктивности осадочного разреза, расположенная в сочленении сорванных с основания бортовых зон и сжатой наиболее погруженной центральной части впадины, нарушенной диапиризмом. В Юго-Западной Туркмении зона повышенной продуктивности разреза начинается в Гограньдаг-Окаремской и заканчивается в районе морских структур Огурчинская – Западно-Чекишлярская, поскольку западнее этой линии происходит выклинивание мезозойского комплекса и начинаются крупные диапировые и грязевулканические структуры. Восточнее зоны повышенной продуктивности выклиниваются уже плиоценовые толщи и здесь можно ожидать скопления УВ только в мезозойском комплексе. Еще восточнее мезозойский комплекс выходит на поверхность, а в Аладаг-Мессерианской зоне и отрогах Копет-Дага находится уже в тылу срыва и поэтому, несмотря на взбросо-надвиговое строение, в региональном плане характеризуется условиями растяжения. Из этого положения следует еще один важный вывод: полоса повышенной продуктивности по направлению гравитационно-геодинамического срыва становится стратиграфически моложе. Так, в зоне сочленения Гограньдаг-Окаремской и Аладаг-Мессерианской зоны

наиболее перспективны мезозойские и докрасноцветные толщи, в Гограньдаг-Окаремской – красноцветный комплекс, а в шельфовой части Юго-Западной Туркмении – верхнекрасноцветные и акчагыл-апшеронские и четвертичные отложения. Это одна из важнейших закономерностей в размещении зон нефтегазонакопления и нефтегазоносных комплексов в окраинно-континентальных осадочных бассейнах.

Итак, гравитационно-геодинамическая интерпретация строения Южно-Каспийской впадины и в том числе ее восточной части (Юго-Западная Туркмения) позволяет сделать следующие основные выводы:

- в кайнозое впадина испытывала рифтовый режим развития, начавшийся в эоцене с интенсивного вулканизма и в плиоцене образовавший глубокий некомпенсированный прогиб;
- рифтовое прогибание обусловило формирование регионального уклона в сторону впадины и гравитационно-геодинамический срыв мезозойских преимущественно карбонатных пластин;
- этот срыв обусловил вэбросо-надвиговое строение доплиоценового комплекса Юго-Западной Туркмении;
- гравитационно-геодинамические явления определяют в Юго-Западной Туркмении преимущественно западное (внутрь впадины) направление регионального миграционного потока УВ;
- выделяется полоса повышенной продуктивности разреза, расположенная в зоне сочленения сорванных бортов и стабильного сжатого днища впадины;
- намечается миграция продуктивности по стратиграфическому разрезу: по мере удаления от бортов нефтегазопродуктивность смещается ко все более молодым отложениям.

В целом гравитационно-геодинамическая интерпретация позволяет существенно уточнить направления геологоразведочных работ. В шельфовых зонах наиболее перспективными будут верхние секции раз-

реза, в том числе и четвертичные. Нефтегазоносность доплиоценовых толщ наиболее целесообразно изучать в полосе сочленения Гогрань-даг-Окаремской и Аладаг-Мессерианской зон. Следует отметить, что глубокопогруженный срединный массив Южно-Каспийской впадины является конечным структурным элементом, к которому направлен весь региональный миграционный поток УВ. Поэтому, несмотря на то, что значительная масса УВ концентрируется в антиклинальных прибрежных зонах, в центральных частях (например, на поднятии Година) в глубоких прифундаментных зонах могут формироваться гигантские скорее всего газовые и газоконденсатные месторождения.

Глава 4

ГРАВИТАЦИОННАЯ ГЕОДИНАМИКА КАЙНОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Осадочные бассейны Западно-Тихоокеанского подвижного пояса в большой степени порождены гравитационно-геодинамическими процессами. Как установлено Ю.К.Бурлиным, В.Г.Варнавским, В.В.Ивановым, Г.Л.Кирилловой, Я.П.Маловицким, О.И.Супруненко, В.В.Харахиновым и многими другими общей особенностью строения восточной и юго-восточной Азии является значительное развитие мезозойско-кайнозойских рифтогенных структур. От внутренних зон континента (Байкальских и Монгольских впадин) через крупные нефтегазоносные бассейны Китая до молодых окраинно-континентальных впадин Западно-Тихоокеанского подвижного пояса простирается обширный регион рассеянного растяжения. С гравитационно-геодинамических позиций это растяжение порождено срывом и горизонтальным смещением пластин верхней коры в сторону океана. Перед фронтом этих гигантских тектонических потоков были образованы островные дуги (рис.49). По-видимому, тектоно-гравитационное разваливание на границе континент – океан захватывает не только верхнюю кору, но и верхнюю мантию вплоть до корней континентов, уходящих по данным сейсмической томографии на глубины до 600 км.(Милановский, 1991, Хайн,Зверев, 1992). В связи с тем что континентальная плита с ее мантийным основанием легче океанической, контакт между ними проходит по сложной, но в общем наклонной плоскости, падающей под континент. По анализу катастрофических землетрясений "не плита скачкообразно поддвигается под дугу, а, наоборот, соответствующий сейсмогенный блок (клавиша) смещается в сторону океана, причем "выстреливаемый" блок продолжает преимущественно выдвигаться в океан" (Лобковский, 1988). Та-

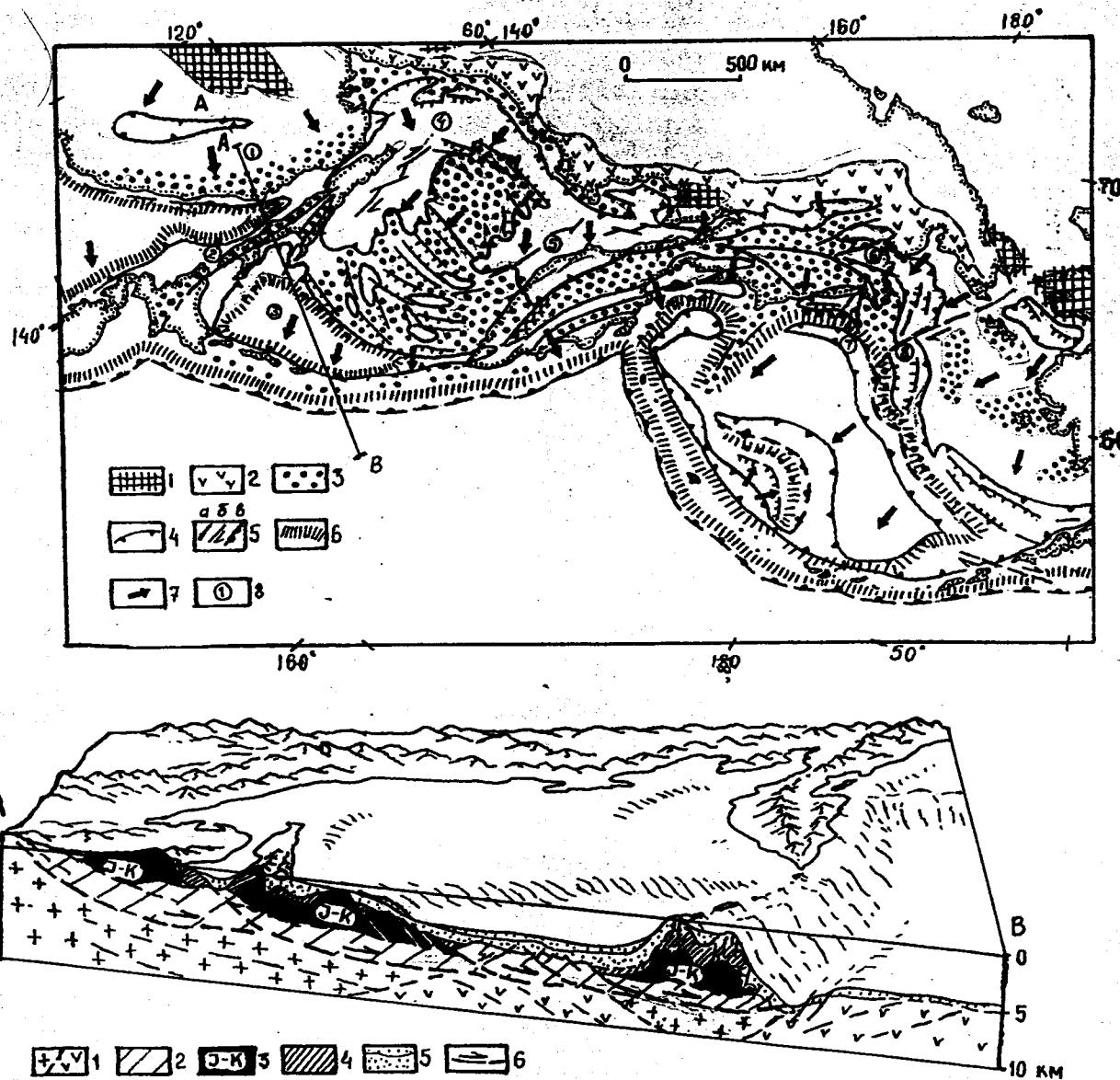


Рис. 49

Рис. 49 Гравитационно-геодинамическая модель Западно-Тихоокеанского подвижного пояса.

Условные обозначения на карте: 1-кристаллические выступы; 2-вулканические пояса; 3-тектонически денудированные зоны, с которых сорван осадочный чехол; 4-границы наиболее крупных кайновийских впадин; 5-разломы: а-прочие, б-сдвиги, в-взбросо-надвиги; 6-континентальный склон; 7-направления гравитационно-геодинамического срыва; 8-некоторые структурные элементы: 1-Сихотэ-Алинь-Сахалинский складчатый пояс, 2-Сахалино-Хоккайдский блок, 3-Южно-Охотская котловина; бассейны: 4-Сахалино-Охотский, 5-Западно-Камчатский, 6-Анадырский, 7-Хатырский, 8-Наваринский.

Условные обозначения на блок-схеме: 1-автохтонная кора(слева-континентальная, справа-океанская); 2-аллохтонная серпентинизированная кора; 3- разорванный юрско-раннемеловой окраинно-континентальный палеобассейн; 4-верхнемеловые-эоценовые отложения; 5-олигоцен-четвертичный чехол; 6-зоны субгоризонтального срыва.

ким образом, пластины континентальной коры неуклонно разваливаются на океан, создавая перед своим фронтом поднятие островной дуги(Трубицин и др., 1995). Следовательно, зона Беньофа-Заварицкого –это зона активного контакта континентальных и океанических плит, в которой расслоенная литосфера континента пластинами надвигается на океанические структуры, как это трактовалось самим А.Н.Заварицким, а также Г.Штилле и П.Н.Кропоткиным (Милановский, 1984).

Региональное строение кайнозойских осадочных тел Западно-Тихоокеанского подвижного пояса представляет собой пример проградационного развития осадочных бассейнов, при котором наиболее молодые структурно-формационные комплексы клиноформно смещаются от континента к океану(Крылов и др., 1988). Характерной чертой строения бассейнов региона является их грабенообразное ложе, заполненное континентальными формациями палеогенового или даже верхнемелового возраста.

Осадочные бассейны региона довольно хорошо изучены региональной сейсморазведкой. Трестом "Дальнморнефтегеофизика" с 1974 г. выполнено в общей сложности 400,4 тыс. пог. км. сейсмопрофилей, в том числе на шельфе Сахалина 208,6 тыс.пог.км., на Северном Приохотье -108,2 (с 1981 г.) и на шельфе Западной Камчатки -34,2 тыс.пог.км. На шельфе Берингова моря отработано 32,994 тыс.пог.км., Чукотского -8,86 тыс.пог.км.

Фонд выявленных объектов на акватории Дальневосточных морей составляет 197 объектов, подготовленных к бурению- 42. Из них соответственно на Сахалинском шельфе 66 и 30; на Магаданском -52 и 4; Западно-Камчатском -54 и 0; Берингова моря -19 и 0.

Наличие связной довольно равномерной сети профилей позволяет проводить их сейсмогеологический анализ по Охотскому и Берингову морям, который показал, что вся кайнозойская история осадочных

бассейнов этих морей проходила в условиях постоянного растяжения, вызванного срывом, сползанием расчешуенной верхней коры с окраинных зон континента в океанические котловины и которое образовало закономерные системы грабенов, выполненных доплиоценовыми, преимущественно олигоцен-миоценовыми толщами (рис.50). Эти системы определяют два региональных направления растяжения: юго-юго-восточное (субмеридиональное) и восточное (субширотное), которые сочленяются по крупным правосдвиговым разломам. В передовой части этих гигантских тектонических покровов формируются островные дуги.

Региональное строение кайнозойских осадочных тел Западно-Тихоокеанского подвижного пояса проградационное (наиболее молодые структурно-формационные комплексы смещаются от континента к океану) при грабенообразном типе ложа.

Фундамент осадочных бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса представляет собой преимущественно сорванные с основания чешуйчато-надвиговые метаморфические вулканогенно-терригенные, кремнистые и серпентинитовые сланцевые толщи, прорванные вулканитами. В них могут быть вмонтированы жесткие докембрийские и палеозойские блоки (возможно, обломки террейнов). Контакты между комплексами пород тектонические, обычны хаотические и олистостромовые толщи. В целом доверхнемеловой этап был периодом образования тыловодужных геосинклинальных глубоководных бассейнов, отделенных от океана островными дугами (Зоненшайн и др., 1990). Согласно тектонике плит столкновение океанической коры Пацифики с Евразийским континентом в конце раннего мела привело к образованию аккреционной призмы, сложенной фрагментами раздавленных осадочных бассейнов, островных дуг и террейнов. Дальнейший горизонтальный стресс обусловил региональный подъем региона. Однако аккреционный облик доверхнемелового фундамента мог возникнуть в ре-

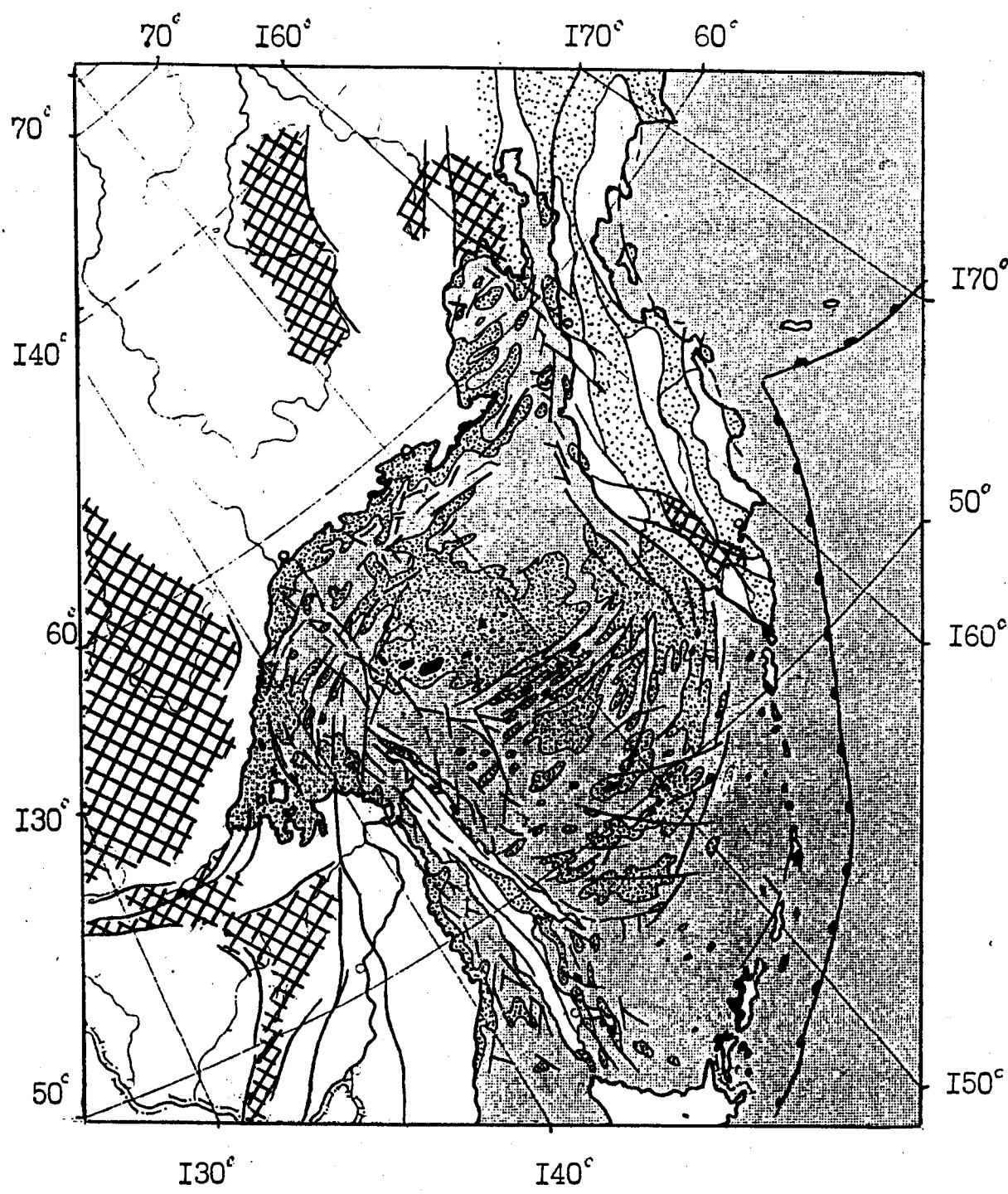


Схема развития олигоцен-миоценового комплекса
в Охотском море

Рис.50

зультате субгоризонтальных чешуйчатых срывов, инициированных позднейшими эпохами рифтинга.

Мощные срывы пластин мезозоид с континента подтверждаются грабеновой структурой залегания осадков ранней синрифтовой стадии (K_2-P_1). В это время произошло дробление сбросами пенепленизированного складчатого основания и заложение системы полуграбенов, выполненных угленосными грубозернистыми осадками. Господствовало значительное горизонтальное растяжение в сторону океана. В терригенно-угленосных отложениях встречается обычно много прослоев туфов и туфотерригенных пород. Вулканический материал поступал из Охотско-Чукотского вулканического пояса. В целом толщи ранней синрифтовой стадии последующими этапами субгоризонтальных срывов и растяжений были разорваны на отдельные узкие фрагменты и удалены друг от друга и от мест первичного залегания, а в настоящее время выполняют наиболее погруженные зоны грабенов.

Основная синрифтовая стадия (P_2-P_3) характеризовалась значительным расширением грабен-рифтов. На фоне усиливающейся трансгрессии в это время продолжалось интенсивное горизонтальное растяжение ложа, сопровождаемое разрывом ранее накопленного осадочного чехла. В Охотском море оформились две главнейшие зоны срывов – Сахалинская субмеридиональная с запада на восток и субширотная веерообразная Магаданско-Камчатская с севера на юг и юго-восток. Эти два тектонических потока сочленяются по крупнейшей правосдвиговой зоне, протягивающейся вдоль оси владины Дерюгина, где известна крупнейшая в Охотском море зона потери корреляции сейсмической записи (Журавлев, 1993). В приконтинентальных грабенах еще продолжалось накопление угленосных толщ, но неуклонное развитие трансгрессии привело к затоплению приморских равнин и накоплению морских и прибрежно-морских глинисто-кремнисто-вулканогенных

осадков(Бурлин,1982, Варнавский, 1994). В целом эоцен-олигоценовый этап сформировал современный структурный план бассейнов Охотского и Берингова моря с их характерным грабенообразным строением ложа(рис.51).

Стадия формирования надрифтовой депрессии ($P_3^3-N_2^2$) охарактеризовалась трансгрессией и общим опусканием региона на фоне постоянного растяжения и дальнейшего разделения и отодвигания осадочных бассейнов. Это был этап накопления основного объема осадочного чехла окраинных морей и формирования современных островных дуг в зонах депоцентров (точнее, в зоне осевой линии) олигоцен-миоценового бассейна, располагавшегося на континентальном склоне. Такая позиция обусловила гравитационно-геодинамический разрыв бассейна по его самой глубокой части и образование склоно-вого поднятия, которое в плиоцен-четвертичный этап превратилось в инверсионные дуговые сооружения. Общие погружения сформировали Дальневосточные окраинные моря почти в их современном виде. Конечно, размеры их были несколько меньше, отсутствовали глубоко-водные котловины и островные дуги располагалась ближе к континенту. В это время накапливались морские глинисто-кремнистые формации, иногда со значительной примесью вулканогенного материала(Бурлин, Свищунов, 1987). Скорость осадконакопления достигала 250 м/млн. лет. Следует учитывать, что срывы пластин верхней коры вместе с расположенными на них седиментационными бассейнами приводили к тектоническому сочленению терригенных прибрежно-морских отложений с морскими кремнисто-терригенными и островодужными вулканогенно-терригенными.

Осадочные толщи олигоцена-миоцена представляют наибольший интерес в отношении нефтегазоносности, что доказано открытием промышленных скоплений УВ на Сахалине и его шельфе и на суше Камчат-

ки и Анадыря.

Последний пострифтовый этап (N_2^3-Q) характеризовался наиболее резкими опусканиями и поэтому назван этапом пострифового обрушения. В это время формировались глубоководные котловины в условиях интенсивного некомпенсированного прогибания (Южно-Охотская и Алеутская). Отмечается активный вулканизм. В этот период поднятия фундамента, связанные с растяжением по пологим листрическим сбросам, разрывают осадочный чехол на северо-западном борту Южно-Охотской котловины и в зоне Центрально-Охотского свода. В целом происходит усиление контрастности тектонических движений на стыке суши-море. Резко активизировался вулканизм и орогенные поднятия на Камчатке и Курильской островной дуге. Орогенез в прилегающих районах суши создал зоны сжатия только в узких зонах, непосредственно примыкающих к горным поднятиям. Движение пластин верхней коры по листрическим сбросам вызывало подворот передовых зон сбрасываемых блоков и формирование поднятий фундамента, выраженных и в осадочном чехле(рис.51). Практически на всех сейсмопрофилях характер контакта фундамента и чехла является тектоническим, то есть чехол в Дальневосточных морях сорван с основания, а фундамент расчешуен и весьма подвижен(рис. 52).

В последние годы в связи с началом лицензионных программ по освоению ресурсов Дальневосточных работ ведутся разработки по выявлению наиболее перспективных участков. многими исследователями в качестве первоочередного участка предлагается Магаданский шельф (В.В.Головчак, Я.П.Маловицкий, 1996). По сейсмическим материалам эта зона представляет собой чередование узких глубоких полуграбенов, ограниченных листрическими сбросами и разделенных тектоническими выступами фундамента. Крупные поднятия здесь являются структурами облекания подобных выступов с сокращенным разрезом

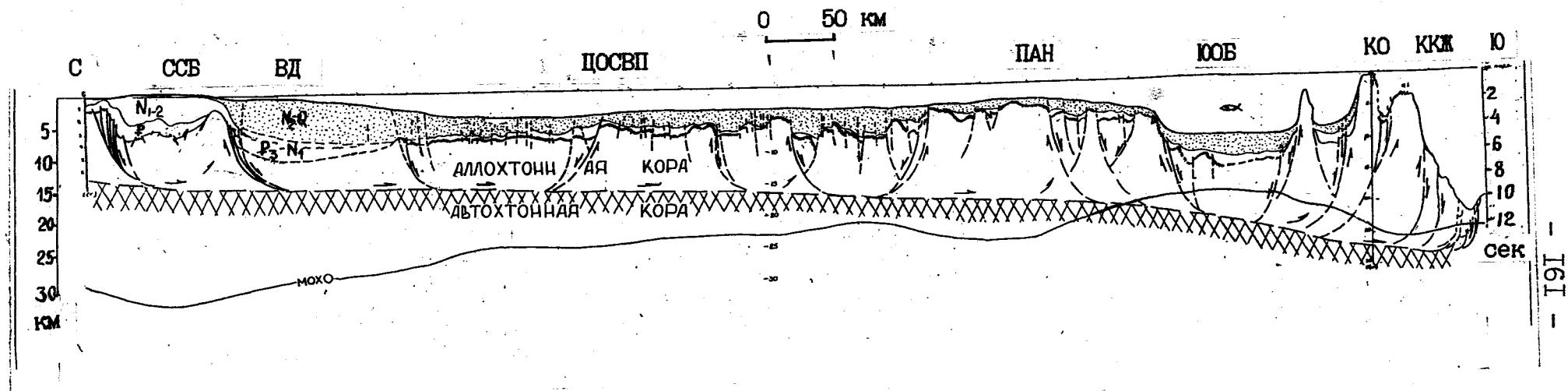


Рис. 51 Гравиационно-геодинамическая модель Охотоморского региона
(по сейсмогеологическим профилям)

ССБ-Северо-Сахалинский бассейн, ВД-впадина Дерюгина, ЦОСВП-Центрально-Охотская система впадин и поднятий, ПАН-поднятие АН СССР, ЮОБ-Южно-Охотский бассейн, КО-Курильские острова, ККЖ-Курило-Камчатский желоб.

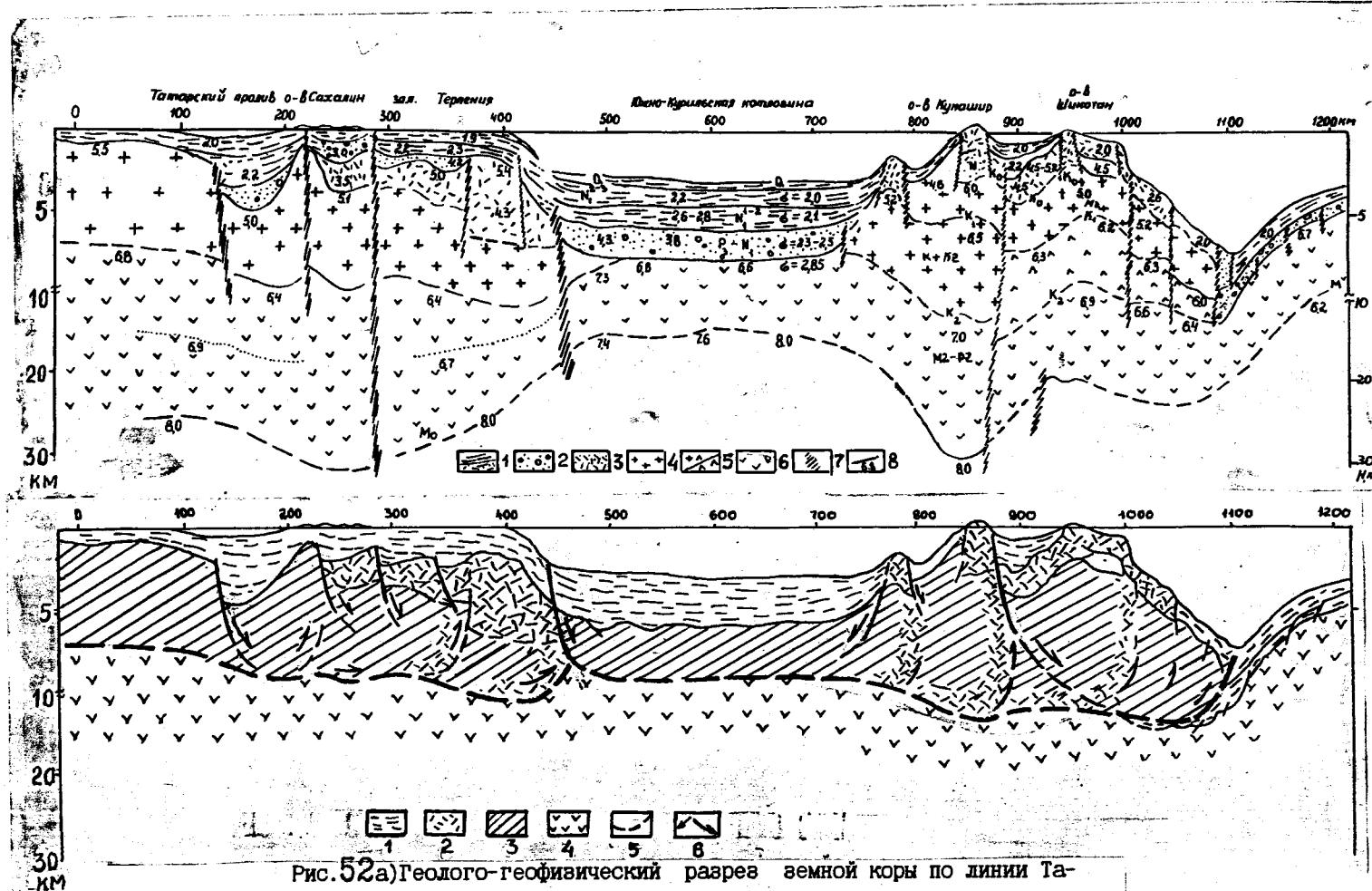


Рис. 52а) Геологово-геофизический разрез земной коры по линии Татарский пролив - о. Шикотан (по Т.К. Злобину, 1987); б) Гравитационно-геодинамическая модель Охотоморского региона.

Условные обозначения: Рис. а. 1-2-осадки: 1-рыхлые, 2-уплотненные; 3-вулканогенно-осадочные образования; 4-6 слои консолидированной коры: 4-верхний ("гранито-гнейсовый"), 5-промежуточный ("гранулито-гнейсовый"), 6-нижний ("гранулито-базитовый"); 7-разломы; 8-сейсмические границы с граничными скоростями км/с.

Рис. б. 1-осадочный чехол, 2-вулканогенный комплекс, 3-аллохтонный комплекс, 4-"базальтовый комплекс, 5-листрические разломы (зоны субгоризонтальных срывов), 6-направление перемещения материала.

перспективных толщ палеогена и миоцена. Отметим также, что многие выступы фундамента вероятнее всего образованы новейшими тектоническими движениями за счет растяжения осадочного чехла листрическими сбросами, т.е. возле выступов фундамента разрез может оказаться более глинистым, чем при удалении от них. Важно также, что в Примагаданье на протяжении всего кайнозоя отсутствовали крупные дельты, подобные Амурской. Разрез здесь мало будет отличаться от того глинисто-кремнистого разреза, который вскрыт в Магаданских и Хмитьевской скважинах. Таким образом, предлагаемые скважины Умарская(восток Магаданского шельфа), Елагинская (центр) и Сеймчанская (запад) характеризуют одну структурно-формационную зону, где уже пробурены три скважины и не получено даже положительных признаков продуктивности. Более того, в рифтовых бассейнах их краевые части крайне редко бывают нефтегазоносными и основные месторождения концентрируются, как, например, в генетически сходном Бохай-Бейском бассейне Китая в их центральных зонах(Zhu Xia, 1986). В Северо-Сахалинском бассейне также отмечается уменьшение продуктивности от Северо-Восточного шельфа в сторону континента. По этой же закономерности трудно ожидать открытие крупных зон нефтегазонакопления на Северо-Западном, Татарском и Юго-Западном шельфах Сахалина, а также Шантарском шельфе.

В регионе Охотского моря кроме Сахалина нефтегазоносность известна в Колпаковском прогибе Камчатки. Очевидно, что прилегающие шельфовые зоны этого прогиба с более крупными чем на суше структурами являются первоочередным направлением.

В целом, в Охотском море вероятность быстрого открытия крупных зон нефтегазонакопления представляется низкой. Охотоморский регион чрезвычайно преобразован горизонтальными подвижками и поискам месторождений углеводородов здесь должен предшествовать пе-

риод детального геодинамического анализа, сопряженного с сейсмическими работами.

Наиболее перспективным представляется Хатырский шельф в Беринговом море (Обухов, 1996). Доказанная нефтегазоносность суши, наличие дельтовых формаций и характерное увеличение размеров структур на шельфе делают этот участок наиболее сходным с бассейнами Сахалина. Примыкающая к нему российская часть Наваринского бассейна по геодинамическим соображениям также представляется, в отличие от американской зоны, весьма перспективной. Но главное, проявленный американскими компаниями интерес к упомянутой зоне, может перекинуться и на российскую часть Берингова моря.

И, наконец, весьма перспективна акватория Чукотского моря, где уже первые сейсмопрофили показали наличие крупного глубокого окраинноконтинентального бассейна. Интенсивные поисково-разведочные работы развернуты в американском секторе моря и на прилегающей суше Аляски (провинция Арктического склона с гигантским нефтяным месторождением Прадхо-Бей). И поэтому Чукотское море, несмотря на свою удаленность и экстремальные условия может считаться одним из первоочередных участков для поисков крупных крупных зон нефтегазонакопления. Отметим только, что геологически сходной с нефтегазоносными структурами Аляски является акватория Северо-Чукотского бассейна. Изучение Южно-Чукотского бассейна нецелесообразно из-за малой мощности и кайнозойского возраста чехла.

Гравитационно-геодинамическая интерпретация строения региональных структур земной коры находится в самой начальной стадии, однако, уже сейчас видно, что неучет этого фактора может иметь отрицательные последствия при освоении нефтегазовых ресурсов акваторий окраинных морей России.

ОХОТОМОРСКИЙ РЕГИОН

Осадочные бассейны Охотского моря принадлежат системе осадочных бассейнов Западно-Тихоокеанской активной окраины Евразийского континента. Они представлены мощной (до 10 км) кайнозойской терригенно-вулканогенно-кремнистой линзовидной толщей, разбитой листрическими разломами. Эти образования широкой полосой окаймляют все восточное побережье Евразии и выполняют обширные пространства шельфа и континентального склона Охотского моря. Площадь перспективных акваторий (без шельфа Сахалина) составляет не менее 880 тыс.кв.км. Они изучены преимущественно региональной сейсморазведкой МОГТ в объеме более 120 тыс.пог.км (плотность 0.13 пог.км./кв.км.). В Охотском море, исключая шельф Сахалина, пробурено всего 3 скважины общим метражем 7140 м. на Примагаданском шельфе.

Докайнозойское ложе Охотского моря гипсометрически весьма разнородно и осложнено серией депрессий, выступов фундамента и наложенных на них грабен-рифтовых прогибов. Наиболее значительными осадочными бассейнами являются(Варнавский, 1994, Иванов, 1985):

–Северо-Сахалинский промышленно нефтегазоносный с бассейнами спутниками Западно- и Южно-Сахалинским. Это наиболее крупный бассейн по объему и глубине погружения (до 8-10 км.);

–Западно-Камчатский второй по значимости и по объему осадочного выполнения, нефтегазоносный на суше Камчатки;

–Северо-Охотский с небольшим Ульяновско-Лисянским, с глубинами погружения фундамента в среднем до 2.5 и в грабенах до 5-6 км;

–Южно-Охотский глубоководный тыловодужный, с мощностью осадочного чехла 2-5 км, но с глубинами погружения фундамента до 8-9 км.(из-за толщи воды)(рис.53).

Свообразным тектоническим центром Охотского мегабассейна яв-

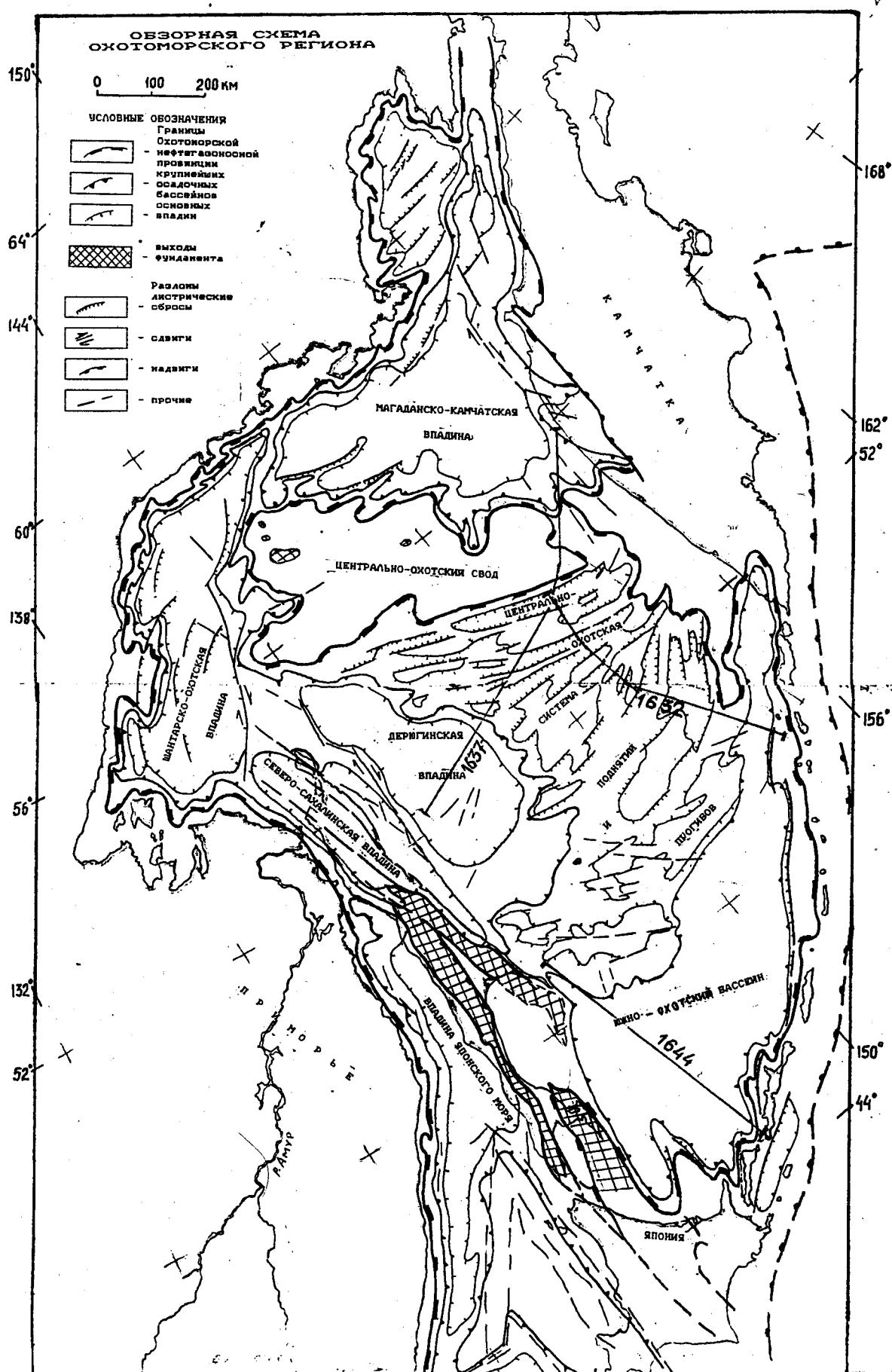


Рис. 53 Обзорная схема Охотоморского региона

ляется Центрально-Охотский свод, представляющий собой выступ фундамента, едва прикрытый маломощным (до 1 км.) плащом четвертичных отложений. Это дало основание для выделения Центрально-Охотского массива – жесткого блока с континентальной корой или террейна. Между сводом и Южно-Охотским бассейном расположена система узких субширотных грабенов, ранее объединенная в единый Центрально-Охотский бассейн (Карта нефтегазоносности..., 1988).

В истории развития Западно-Тихоокеанской активной окраины выделяются пять основных этапов, выраженных в геологическом разрезе соответствующими структурно-формационными комплексами (рис.54).

Нижним комплексом является геосинклинальный фундамент, представляющий собой тектонически и метаморфически преобразованные тыловодужные бассейны мезозойской активной окраины Евразийского континента. Они начали формироваться еще в позднем палеозое и достигли максимума развития в раннем мелу. Преобладающим геодинамическим режимом в это время был задуговой спрединг, завершившийся коллизионным сжатием и формированием аккреционного клина, наиболее хорошо выраженного в Сахалинских горах.

Фундамент Охотоморских осадочных бассейнов весьма разнообразен и представляет собой преимущественно сорванные с основания чешуйчато-надвиговые метаморфические вулканогенно-терригенные, кремнистые и серпентинитовые сланцевые толщи, прорванные вулканами. В них могут быть вмонтированы жесткие докембрийские и палеозойские блоки (возможно, обломки террейнов), а также хаотические и олистостромовые толщи. В целом это пластины туфотерригенных пород с прослойями эффузивов и яшм, расслоенные зонами серпентинитового меланжа. Контакты между комплексами пород повсюду тектонические. Обычны пластины серпентинитовых гипербазитов, амфиболитов и амфиболовых сланцев. На побережье Сахалина выделяются офиолито-

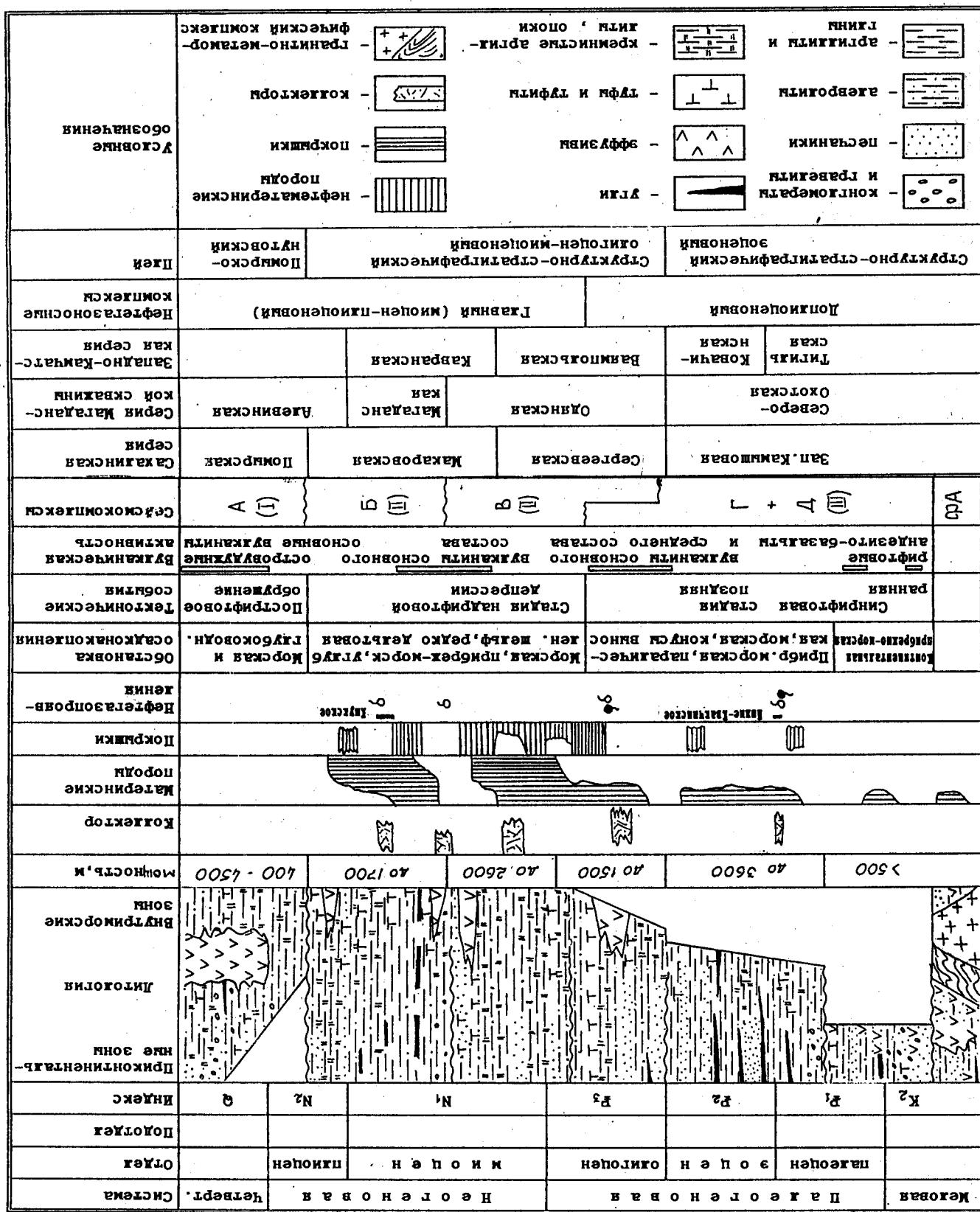


Рис.54. Нефтегеологическая колонка бассейнов Охотского моря

вые аллохтоны, несомненно имеющие и морское продолжение. В региональном плане доверхнемеловой этап был периодом образования тыловодужных геосинклинальных глубоководных бассейнов, отделенных от океана островными дугами. Согласно тектонике плит столкновение океанической коры Пацифики с Евразийским континентом в конце раннего мела привело к образованию сложной аккреционной призмы, сложенной фрагментами раздавленных осадочных бассейнов, островных дуг и террейнов(Зоненшайн и др., 1990, Гнибиденко и др., 1984). Дальнейший горизонтальный стресс обусловил региональный подъем региона. Однако аккреционный облик верхнепалеозойско-мезозайского фундамента мог возникнуть в результате субгоризонтальных чешуйчатых срывов, инициированных позднейшими эпохами рифтинга(Обухов, Оруджева, 1995). Действительно, большая глубина погружения ложа окраинно-континентальных мезозайских бассейнов явилась причиной гравитационно-геодинамических срывов в сторону океана.

Мощные срывы пластин и чешуй мезозоид с континента подтверждаются грабеновой структурой залегания осадков ранней синрифтовой стадии, продолжавшаяся с позднего мела по палеоцен (113-55 млн. лет). В это время произошло дробление сбросами пенепленизированного приподнятого складчатого основания и заложение системы грабенов, выполненных угленосными грубозернистыми осадками. Господствовало значительное горизонтальное растяжение в сторону океана и формирование односторонних грабенов.

В пределах будущего Охотского моря на данной стадии преобладали континентальные условия и только в районе Южно-Охотского и в центральных частях Западно-Камчатского бассейнов, а также на востоке Камчатки происходило преимущественно морское осадконакопление. В целом масштабы осадконакопления были небольшими и объем осадков этого времени составляет 10– 15% от объема всего осадоч-

ного бассейна. Растяжение земной коры сопровождалось достаточно интенсивными вулканизмом преимущественно основного состава. В терригенно-угленосных отложениях верхнего мела-палеоцена обычно много прослоев туфов и туфотерригенных пород. Вулканический материал поступал из Охотско-Чукотского вулканического пояса и из близлежащих островодужных сооружений – Восточно-Сахалинской и палео-Камчатской островных дуг (Злобин, 1987).

В целом ранняя синрифтовая стадия в регионе проявлена относительно слабо, поскольку основные движения происходили а наибольшие объемы осадочных пород накапливались в непосредственной близости к континенту и особенно в районе Сахалина, где располагалась обширная дельта палео-Амура. Во внутренних зонах будущего Охотского моря на пологой прибрежной равнине основное осадконакопление началось только в датское время. Последующими этапами субгоризонтальных срывов и растяжений эти толщи были разорваны на отдельные узкие фрагменты и существенно удалены друг от друга и от мест первичного залегания. В настоящее время континентальные регионально угленосные отложения верхнего мела-палеоцена выполняют обычно наиболее погруженные зоны грабен-рифтовые прогибы (Хархинов и др., 1985, Бабошина и др., 1984).

Этот этап знаменует самое начало образования обширных крупнейших терригенных осадочных бассейнов, обрамляющих всю Западно-Тихоокеанскую окраину Евразии.

Основная синрифтовая стадия, продолжавшаяся в течение эоцена – олигоцена (55–33 млн. лет), характеризовалась значительным расширением грабен-рифтов. Формирование ложа кайнозойских бассейнов происходило в условиях усиливающейся трансгрессии. Вместе с тем продолжалось интенсивное горизонтальное растяжение, сопровождающее разрывом ранее накопленного осадочного чехла.

На этой стадии дробление фундамента Охотоморского региона значительно усилилось. Стали образовываться новые системы грабенов, также субпараллельные береговой линии (краю континента). Они сгруппировались в две главнейшие зоны – Сахалинскую субмеридиональную с направлением горизонтального растяжения с запада на восток и субширотную веерообразную Магаданско-Камчатскую с направлением горизонтального растяжения с севера на юг и юго-восток. Эти два тектонических потока сочленяются по крупнейшей правосдвиговой зоне, протягивающейся вдоль восточного побережья Сахалина по впадине Дерюгина. Именно поэтому в указанной впадине развита наиболее обширная в Охотском море зона потери корреляции сейсмической записи. В эоцене еще продолжалось в некоторых приконтинентальных грабенах накопление угленосных образований, но неуклонное развитие трансгрессии привело к затоплению приморских равнин и накоплению морских и прибрежно-морских осадков глинисто-кремнисто-вулканогенного состава. Отложения подобного состава характерны и для верхней олигоценовой части синрифтового комплекса. В олиоцене отмечается всплеск вулканической активности в связи со становлением Курильско-Камчатской островодужной системы. Поэтому в Южно-Охотском бассейне предполагается значительное содержание вулканогенного материала, в том числе и прослоев лав в нижних секциях осадочного разреза, как это наблюдается на суше южной Камчатки(Осадочные бассейны..., 1987).

В целом эоцен-олигоценовый этап сформировал современный структурный план осадочных бассейнов Охотского моря с их характерным грабенообразным строением ложа(рис. 55).

Стадия формирования надрифтовой депрессии началась с позднего олиоцена и продолжалась до среднего плиоцена(33-5 млн. лет). Развивалась значительная трансгрессия и общее гравитационное опуска-

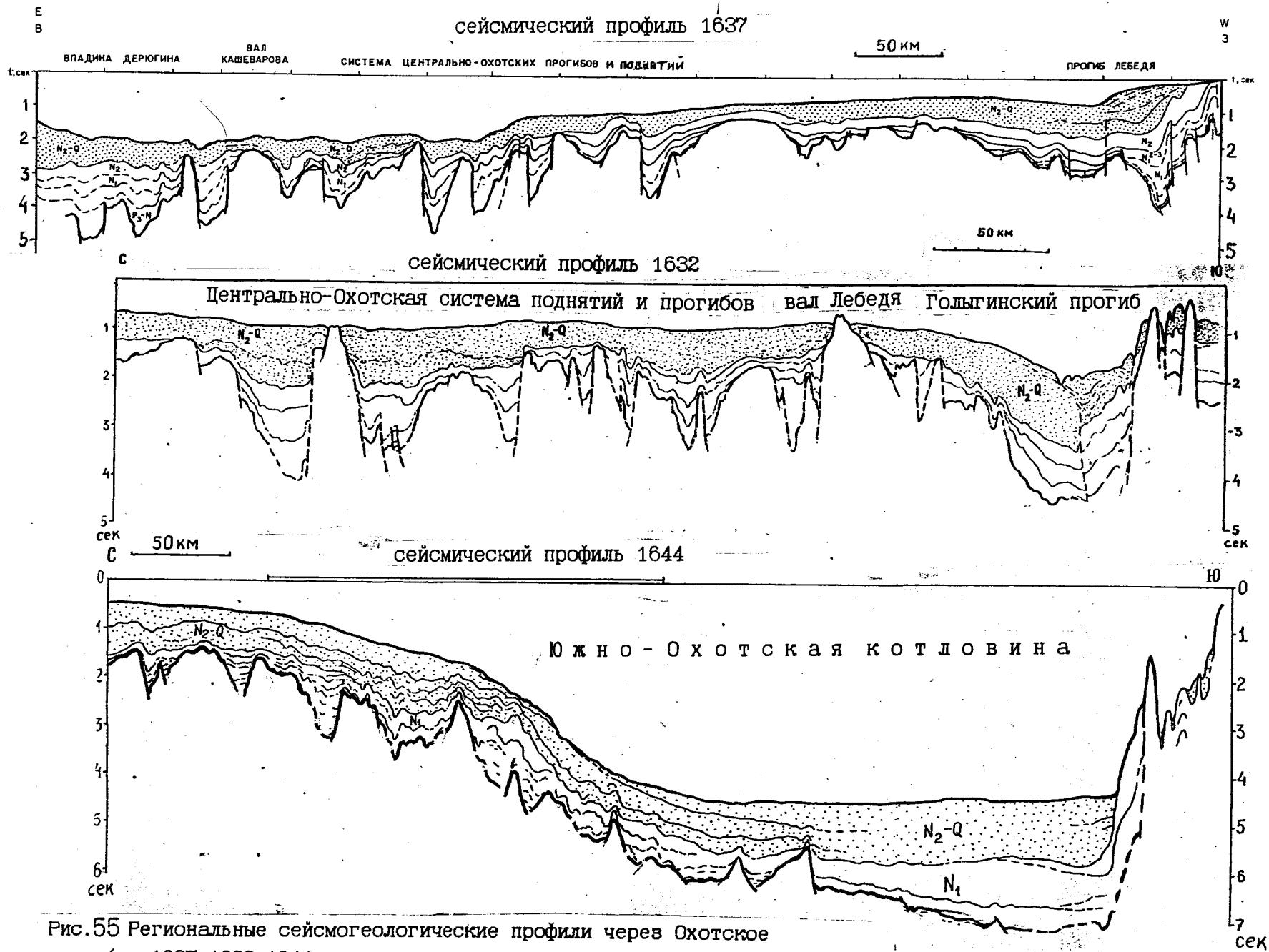


Рис.55 Региональные сейсмогеологические профили через Охотское море (сп 1637, 1632, 1644; материалы треста "Дальнморнефтегеофизика")

ние Охотоморского региона на фоне постоянного растяжения и дальнейшего обособления (разделение и отодвигание) осадочных бассейнов. Это был этап накопления основного объема осадочных бассейнов Охотского моря. В это время началось формирование Курильско-Камчатской островной дуги. Она образовалась в зоне депоцентра (точнее, в зоне осевой линии) олигоцен-миоценового бассейна, располагающегося на континентальном склоне. Из-за этого произошел гравитационно-геодинамический разрыв бассейна по его самой глубокой части и уже в конце миоцена началось формирование склонового поднятия, которое в плиоцен-четвертичный этап превратилось в инверсионные дуговые сооружения. Это хорошо видно на региональных сейсмопрофилях, проходящих через приохотские склоны Камчатки и Курильских островов (рис.56), на которых доплиоценовые осадочные толщи существенно увеличиваются в мощности в сторону горных поднятий.

В конце олигоцена на восточной окраине Евразийского континента начались общие гравитационные погружения, в результате которых было сформировано Охотское море почти в современном его виде. Только размеры его были несколько меньше, отсутствовали глубоко-водные котловины и островная дуга располагалась ближе к континенту. Причем, морфологически эта дуга в большей мере представляла собой так называемое склоновое поднятие (выступ фундамента, формируемый на континентальном склоне за счет разрыва осадочного чехла листрическими сбросами). В это время накапливались морские глинистокремнистые формации, иногда со значительной примесью вулканогенного материала. Скорость осадконакопления достигала 250 м/млн. лет. Четко выдерживается закономерность понижения грубо-зернистости по мере удаления от континента. При этом следует учитывать горизонтальные движения верхней коры. Срывы пластин верх-

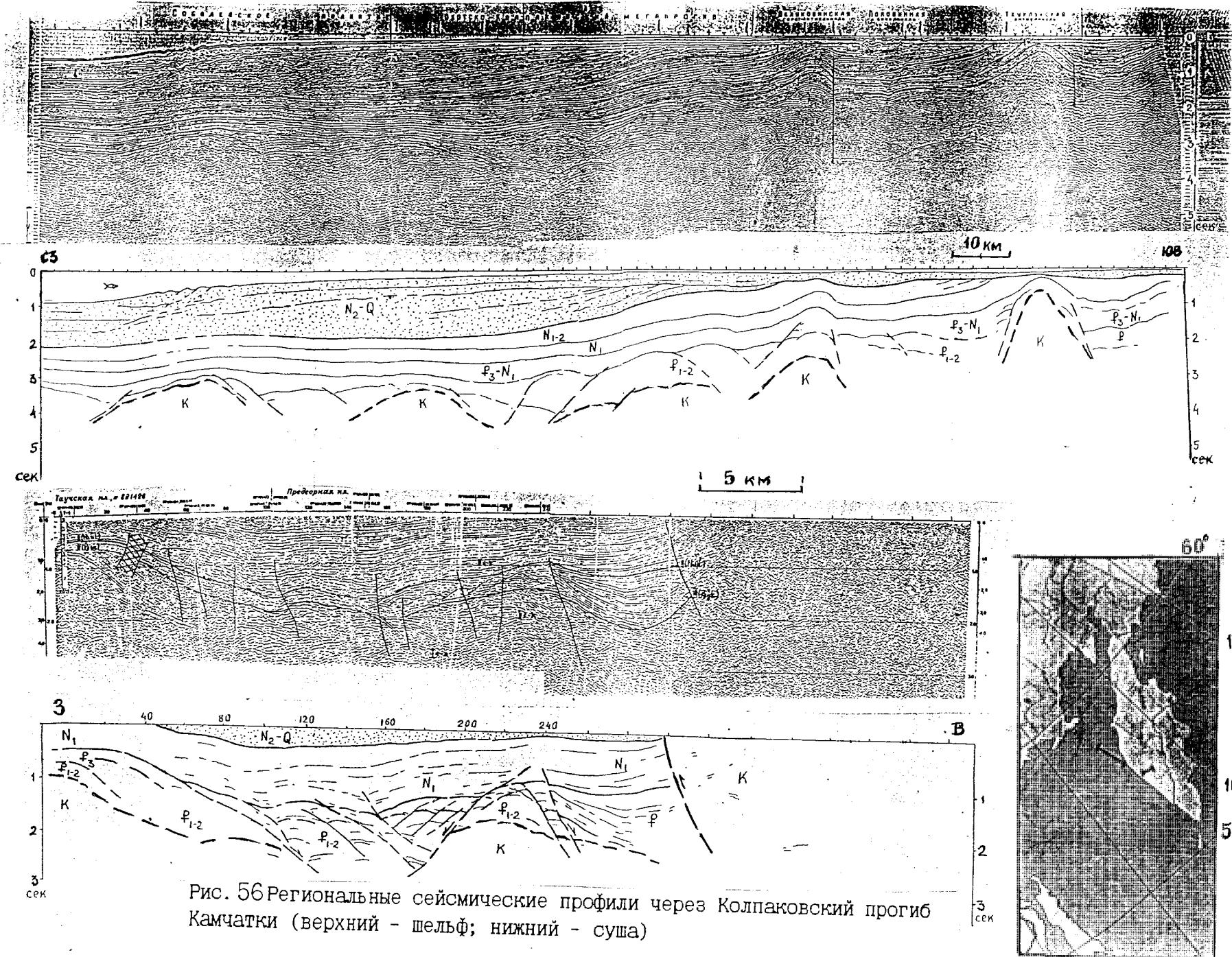


Рис. 56 Региональные сейсмические профили через Колпаковский прогиб Камчатки (верхний - шельф; нижний - суши)

ней коры вместе с расположенными на них седиментационными бассейнами приводили к усложнению фациальной картины осадконакопления. Горизонтальные движения развивались в двух основных направлениях. В районе Северо-Сахалинского бассейна с Приморья на восток, а в Северо-Охотском и Западно-Камчатском бассейнах с севера на юг и юго-восток. В этих же двух направлениях отмечена постепенная смесь на терригенных морских и прибрежно-морских отложений на морские кремнисто-терригенные и островодужные вулканогенно-терригенные.

Осадочные толщи, образованные в этот этап эволюции, представляют наибольший интерес в отношении нефтегазоносности, что доказано открытием промышленных скоплений углеводородов на Сахалине и его шельфе и на суше Камчатки. Однако в акватории Охотского моря фациальный состав неогеновых отложений существенно более морской, а значит тонкозернистый, а также обогащенный силицитами.

В целом стадия формирования надрифтовых депрессий характеризовалась продолжением горизонтального растяжения ложа Охотского моря, из-за чего в ходе подворота блоков развивались активные инверсионные поднятия особенно на рубеже раннего и среднего миоцена. В юго-западных частях региона находились островодужные сооружения, поставлявшие вулканогенный и обломочный материал в прилегающие районы осадочных бассейнов.

Последний пострифтовый этап (поздний плиоцен-квартер или последние 5 млн. лет) характеризовался наиболее заметными вертикальными опусканиями и поэтому может быть назван этапом пострифтового обрушения. В это время началось образование глубоководных котловин в условиях интенсивного некомпенсированного прогибания. В первую очередь это крупнейшая Южно-Охотская котловина. Важно отметить, что в прилегающих районах суши в этот период происходило горообразование. Сочетание горизонтальных и вертикальных движений

трансформировалось в локальные зоны сжатия, развивающиеся на фоне усиливающегося разрыва осадочных бассейнов в ходе горизонтального растяжения. Отмечается активный вулканизм.

Скорость осадконакопления в прибрежных котловинах (впадины Дерюгина и Тирро) достигает 450–800 м/млн. лет, а в удаленной от источника сноса некомпенсированной Южно-Охотской котловине она составляет всего 150–250 м/млн. лет. Однако абсолютная скорость прогибания и в этой глубоководной котловине достигает 800 м/млн. лет. В этот период усиливаются поднятия фундамента, связанные с растяжением по пологим листрическим сбросам. Эти поднятия разрывают осадочный чехол на северо-западном борту Южно-Охотской котловины и в зоне Центрально-Охотского свода (рис.57). В целом происходит усиление контрастности тектонических движений на стыке суши-море. Резко активизировался вулканизм на Камчатке и Курильской островной дуге, причем они оформились как горные поднятия именно в этот период. Осадконакопление становится фациально изменчивым. Вблизи континента и островных дуг накапливаются грубо-зернистые часто вулканогенные осадки, а в зонах углубленного шельфа и глубоководных впадин – глинистые и глинисто-кремнистые осадки. Преобладает некомпенсированное осадконакопление.

Орогенез в прилегающих районах суши создал зоны сжатия только в узких зонах, непосредственно примыкающих к горным поднятиям (в районе Южной Камчатки и Курильской дуги). Движение пластин верхней коры по листрическим сбросам вызывало подворот передовых зон сбрасываемых блоков и формирование поднятий фундамента, выраженных и в осадочном чехле. Но наиболее крупные поднятия фундамента образованы в результате изостатического воздымания тектонически денудированных зон. Практически на всех сейсмопрофилях характер контакта фундамента и осадочного чехла является тектоническим, то

ЦЕНТРАЛЬНО-ОХОТСКАЯ СИСТЕМА ПРОГИБОВ
СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПРОГИБОВ (по фрагменту с/п 1632)

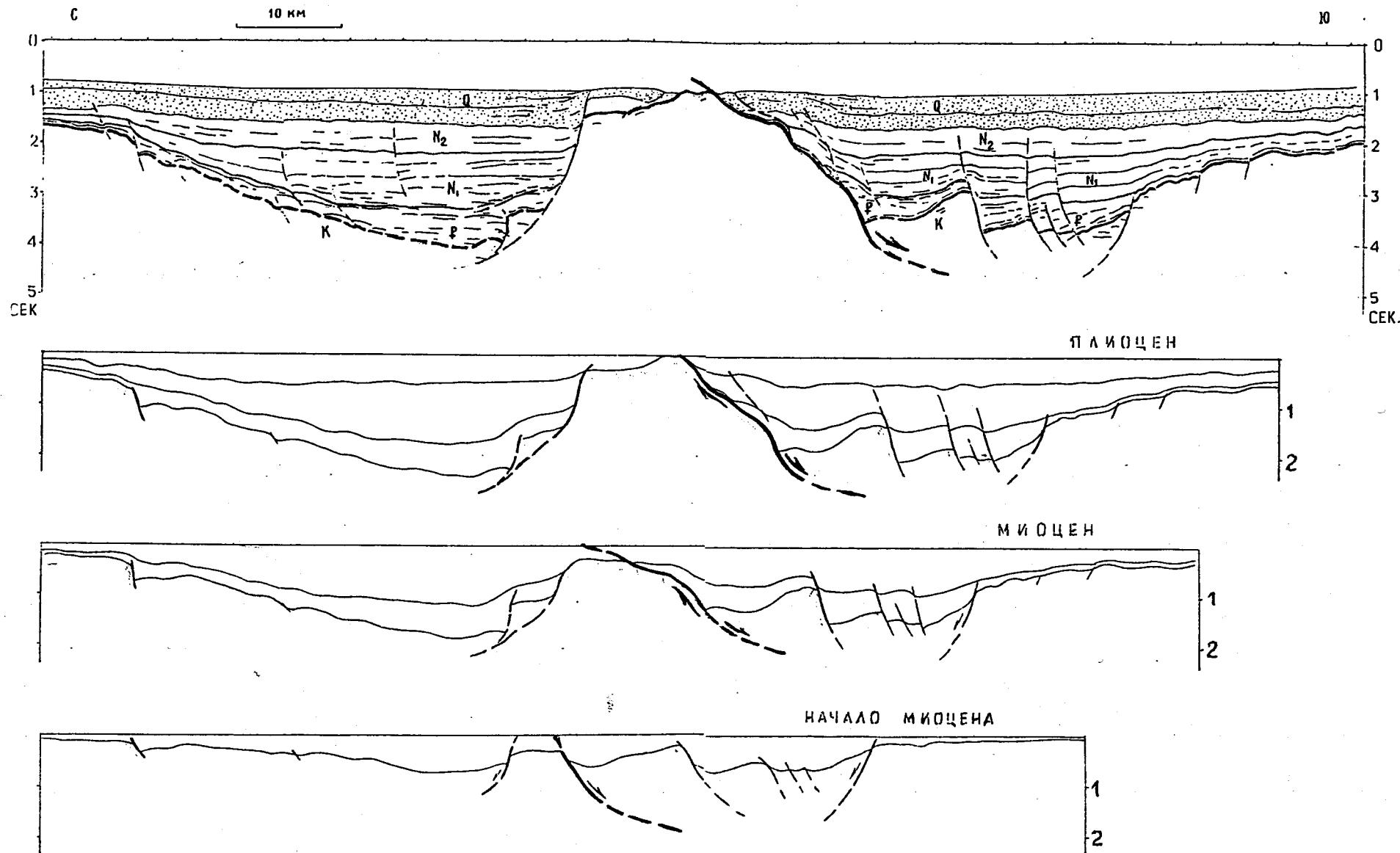


Рис. 57 Центрально-Охотская система прогибов и поднятий. Сейсмогеологическая модель развития прогибов (по фрагменту с/п 1632)

есть чехол в Охотском море сорван с основания, а фундамент расчешуен и весьма подвижен. В общем залегание пород плиоцен-четвертичного комплекса субгоризонтальное, повторяющее рельеф дна.

В целом эволюция Охотоморского региона сводится к раздроблению и растяжению восточной окраины Евразийского континента под влиянием окраинно-континентального рифтогенеза (Восточно-Азиатский рифтогенный пояс, очерченный Охотско-Чукотским вулканическим поясом) (Варнавский, Малышев, 1986, Песков, Мигович, 1980). Следует отметить, что в Охотское море вклинивается и Верхоянский складчатый пояс, который по гравитационно-геодинамическим представлениям является мощнейшей зоной растяжения, срыва и расчешивания, связанной со срединно-океаническим рифтом Северного Ледовитого океана (хр. Гаккеля). В раннекайнозойский синрифтовый этап была создана система параллельных краю континента односторонних грабенов, которая в ходе неогенового гравитационного опускания была перекрыта плащом морских и прибрежно-морских отложений. Тектонические структуры осадочных бассейнов Охотского моря сформированы в результате растяжения, но из-за подворота сбрасываемых блоков образованы и антиклинальные поднятия.

Общим геодинамическим режимом развития Западно-Тихоокеанской активной окраины было растяжение в двух направлениях: в восточном от Приморья к центру Охотского моря и в южном и юго-восточном от Магаданского побережья к Курильской гряде.

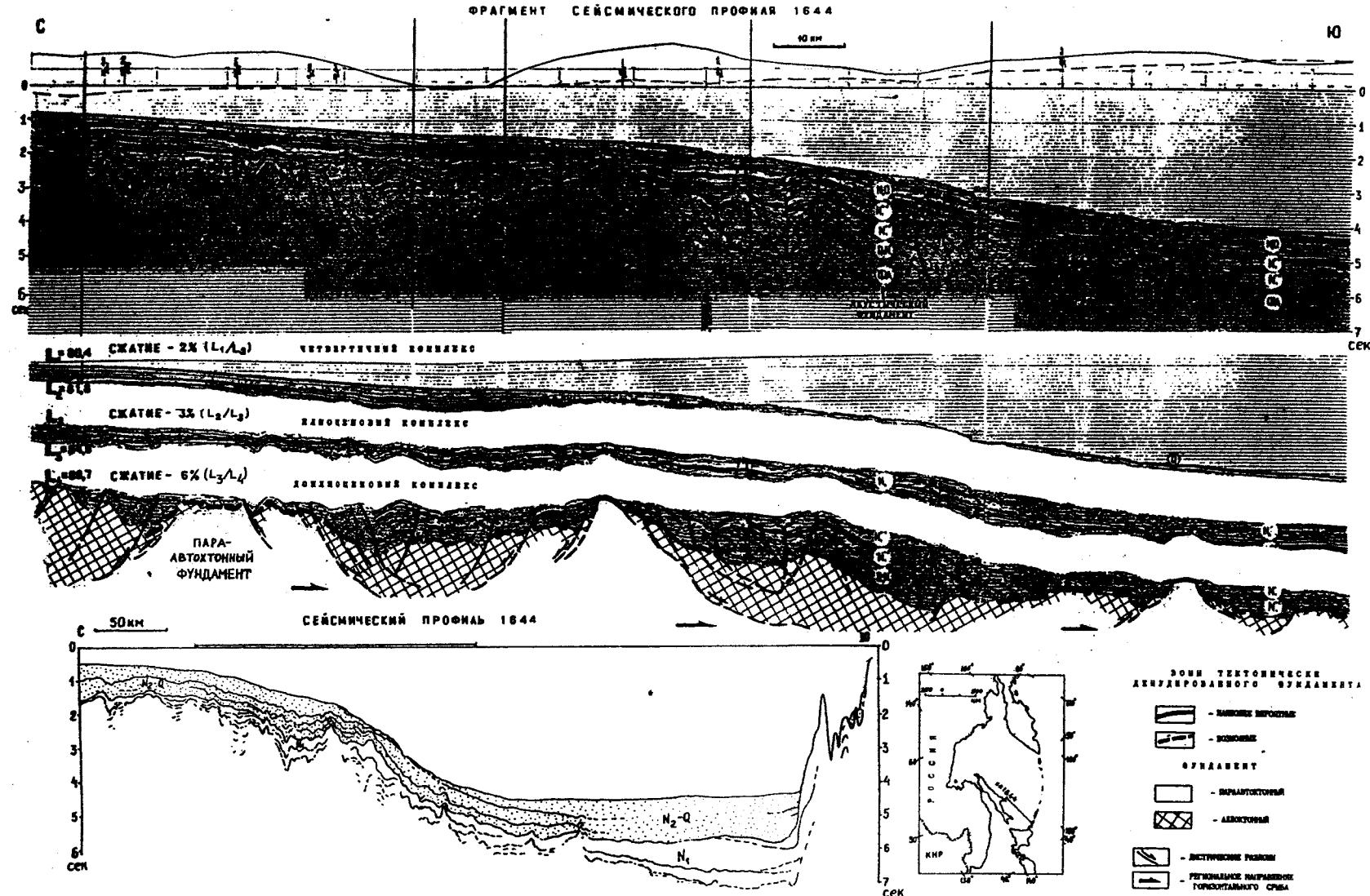
Восстановление первичной структуры осадочных бассейнов Охотского моря можно произвести по региональным сейсмическим материалам, используя методику палинспастических реконструкций, т.е соединяя разорванные фрагменты нижних секций осадочного чехла. Так, горизонтальные масштабы растяжения в восточном ("сахалинском") направлении оцениваются в среднем в 150 км. за последние 33 млн.

лет или около 0,5 см./год. На южном и юго-восточном ("магаданском") направлении растяжение достигает 1000 км. или 3 см./год. Детальный анализ сейсмопрофиля 1644 (впадина Дерюгина – южные Курилы) показал, что по степени деформированности кровли и подошвы сейсмокомплексов горизонтальные перемещения за плиоцен-четвертичный период составили 1,8–2 см./год.(рис.58). Таким образом, накопление осадочных толщ Охотоморских бассейнов происходило при постоянном "конвеерном" движении их ложа в сторону Тихого океана. Отметим, что перемещается только верхняя расчешуенная часть земной коры вместе с расположенными на ней осадочными телами. При этом происходит разрыв не только осадочного чехла, но и метаморфического слоя и на дневную (или морскую) поверхность выходят толщи основания. Таковы, например, выходы гранодиоритов на о. Св. Ионы (на западе Центрально-Охотского свода) или Центрально-Камчатский докембрийский массив.

Такое тектоно-седиментационное развитие региона обусловило следующее генерализованное строение осадочного чехла. В грабенообразных понижениях залегают терригенные континентальные и прибрежно-морские часто угленосные формации, которые перекрываются мощным (в среднем не менее 2,5 км.) чехлом кремнисто-вулканогенно-терригенных морских и прибрежно-морских формаций неогена. Последние в свою очередь погребены под изменчивым, но в целом маломощным (за исключением котловин) плащом плиоцен-четвертичных морских слаболитифицированных осадков. Поэтому в отношении нефтегазоносности наиболее интересны только палеоген-миоценовые толщи. Однако в глубоководных котловинах, где мощность молодого пострифтового комплекса может достигать 4 км существует возможность открытия залежей углеводородов и в плиоцен-четвертичном комплексе.

Основной нефтематеринской свитой в осадочных бассейнах

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА



- Рис. 58

Охотского моря являются олигоцен-нижнемиоценовые глинисто-кремнистые отложения (Бурлин, 1982, Нефтегазоносность..., 1991), которые в ареале их распространения практически везде погружены на глубины более 1,5 км. Содержание органического углерода (по аналогии с сушей Западной Качатки и по материалам Магаданской параметрической скважины) достигает 2,5% (в среднем 0,68–0,75%) при мощности до 2000 м. Характерно высокое содержание органического углерода в кремнистых породах, что по-видимому связано с тем, что в диатомовых илах создаются благоприятные условия для консервации УВ. Органическое вещество преимущественно сапропелевого типа и сильно обогащено липидами. В керогене содержание С изменяется от 81,44–84,62%, Н – 11,05–12,3% (данные по суше Голыгинского прогиба, входящего в состав Южно-Охотского бассейна). Нефти, полученные из миоценовых отложений на суше Западной Камчатки (Магаданско-Камчатский бассейн), малосернистые, высокопарафинистые, преимущественно легкие, имеют отношение пристан/фитан 10,0–12,5. По-видимому, исходное ОВ этих нефтей имело значительную долю континентального гумусового ОВ (Свистунов, 1993). Об этом же свидетельствует преимущественная газоносность миоценового комплекса. Но углеводороды залежей в олигоцен-миоценовом комплексе сформированы за счет перетока из нижележащих толщ и их смешивания с автохтонными УВ.

Весьма значительный нефтегазогенерационный потенциал связан с палеоцен-эоценовыми угленосными отложениями, мощность которых в грабенах превышает 2000 м. Высокая насыщенность разреза гумусовым органическим веществом (до 2,5%, часто встречаются прослои и пласти углей), также сильный прогрев нижних секций осадочного чехла предопределяют значительные масштабы генерации преимущественно газообразных углеводородов. Вместе с тем эти отложения ге-

нерируют и нефтяные углеводороды. Так, на суше Северо-Западной Камчатки известны нефтепроявления в угленосных палеогеновых отложениях. Нефть легкая (0,83 г/куб.см), бессмолистая, бессернистая, фитан преобладает над пристаном (Нефтегазоносность..., 1991). Вместе с тем много образцов нефтей характеризуются высоким содержанием парафинов, преобладанием пристана над фитаном, что свидетельствует о континентальном типе нефтематеринского ОВ.

Сопоставимыми с первыми двумя нефтегазоматеринскими толщами являются среднемиоцен-плиоценовые морские, кремнисто-глинистые отложения, характеризующиеся достаточным (до 1,5%) количеством ОВ преимущественно сапропелевого типа. Однако степень прогрева этих отложений в целом недостаточна из-за небольших глубин погружения. Только менее 40% этого комплекса находятся в "нефтяном океане" (для Охотского моря это 2,2-4,5 км, Коблов, 1988).

В бассейнах Охотского моря геотермическая зональность отложений может значительно отличаться от традиционных схем. Значительное влияние горизонтальных движений на структуру осадочного чехла разрушает монотонность прогрева, создает аномальные зоны, в которых на больших (до 4 км) глубинах могут быть недостаточные для нефтегазообразования температурные условия, а чаще на глубинах около 1 км фиксируется несоразмерно жесткий термический режим (Бурлин, Свишунов, 1991). Это связано с подворотом блоков по листрическим поверхностям и мощным воздействием гидротермального метаморфизма.

В целом для изученных зон Магаданско-Камчатского бассейна (суши) степень прогрева резко увеличивается с глубиной. Так, на глубине до 1500 м отражательная способность витринита составляет 0,58-0,62%, а на глубинах более 2000 м она превышает 0,68-0,85% (Нефтегазоносность..., 1991). Существенно влияет на катагенетичес-

кие показатели тектоническая нарушенность осадочных толщ. В Колпаковском прогибе рассматриваемого бассейна на приграбеновых валообразных поднятиях степень катагенеза резко увеличивается, например на Кшукском месторождении на глубине 1000 м Ro составляет 0,68-0,70, тогда как на Нижне-Квакчикском подобных величин этот показатель достигает на глубине 2300 м (Нефтегазоносность.., 1991). Здесь размеры катагенетической аномалии составляют 6-10 км и поэтому иногда их называют "палеотермодиапирами", связанными с локальным наложенным тепломассопереносом по разломным зонам повышенной проницаемости. Действительно, в скважинах, прошедших через эти катагенетически аномальные зоны, отмечается повышенная трещиноватость, карбонатизация терригенных пород. Характерны цеолитизация и минерализация, сопровождающая пропилитовой фации гидротермального метаморфизма (Баженова, Бурлин, 1977). Это явление может обеспечивать высокий катагенез ОВ в разломных зонах на плечах грабенов и полуграбенов даже при небольшой (до 1500 м) мощности осадочного чехла. По-видимому, гидротермофлюидные эффекты весьма характерны для тектонически активных акваторий Охотского моря.

В целом геотермический градиент Охотского моря несколько превышает средний и изменяется от 35 до 48 град С/км. Тепловой поток также довольно изменчив и в современных зонах растяжения значительно усиливается. Максимальных величин (более 100 мВт/кв.м) он достигает в Южно-Охотском бассейне, а также в Центрально-Охотской системе прогибов и поднятий. На преобладающей части остальных бассейнов тепловой поток составляет 40-60 мВт/кв.м, иногда повышаясь до 80 мВт/кв.м (Варнавский, 1994).

Таким образом, в бассейнах Охотского моря реализуются все условия для массовой генерации УВ. Нефтематеринские свиты присутствуют во всем разрезе чехла, в целом достаточно прогретого

для вхождения в "нефтяное окно", но в регионе существенно затруднены условия эмиграции "микронефти" из нефтематеринских свит.

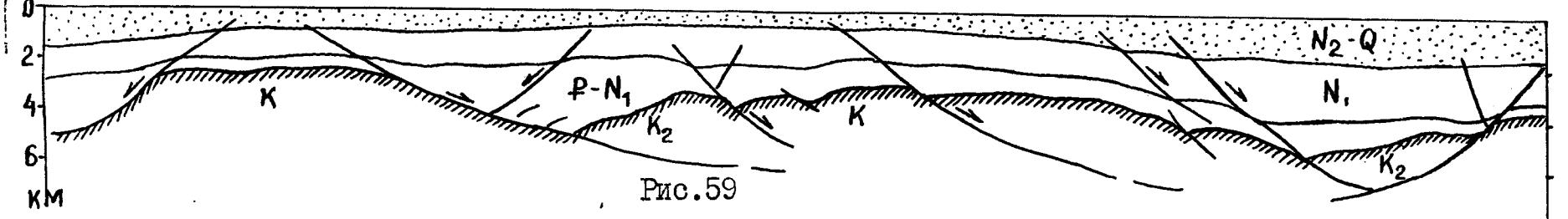
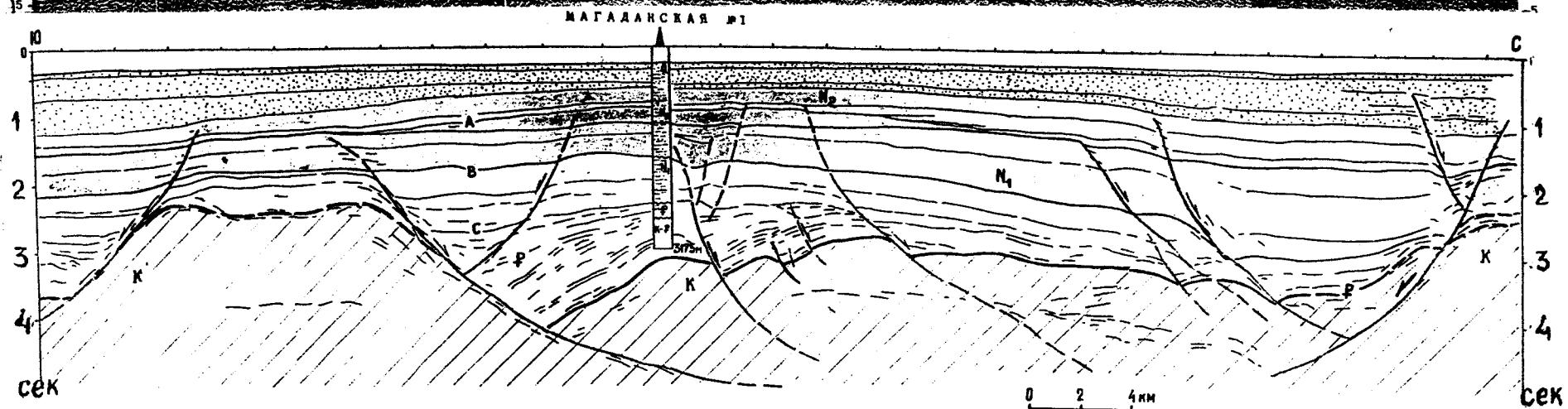
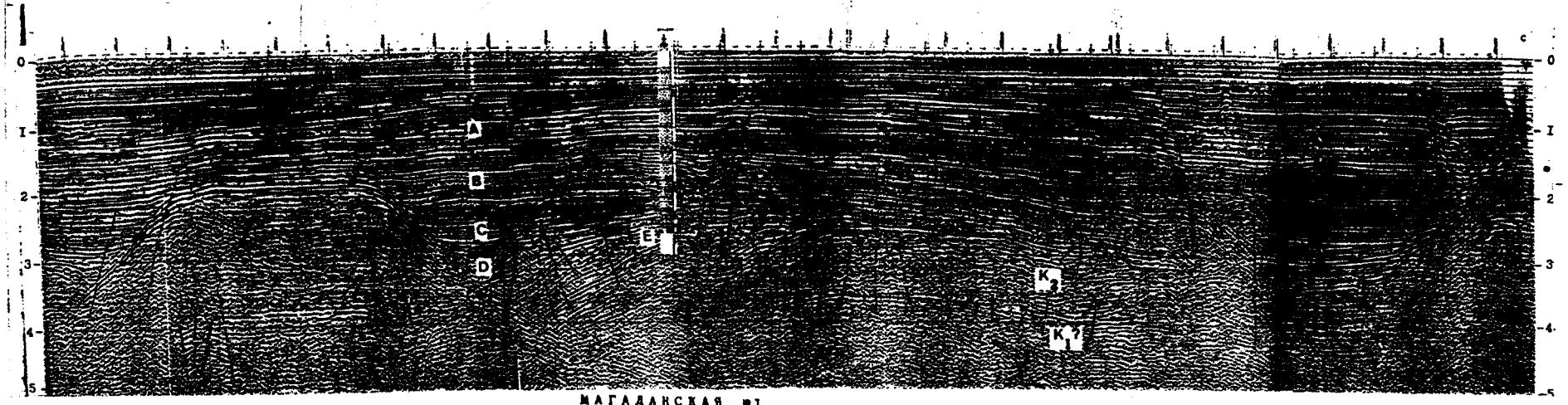
Проблема коллекторов для бассейнов Охотского моря является центральной (Коблов и др., 1988), т.к. их развитие в регионе существенно ограничено. Региональных коллекторских горизонтов нет, а распространение локальных коллекторов трудно прогнозируется. В северной части Охотского моря пробурена Магаданская параметрическая скважина, в которой вскрыт глинисто-кремнистый разрез кайнозоя, несмотря на то, что рельеф ложа бассейна здесь весьма сложен (рис. 59). То есть наблюдаемые грабены образованы в результате новейших а не конседиментационных тектонических движений.

Коллекторы встречаются во всех стратиграфических комплексах и связаны эоцен-миоценовыми морскими терригенными, терригенно-туффито-кремнистыми и реже миоцен-плиоценовыми терригенными и глинисто-кремнистыми фациями. Известны турбидитные эффузивно-пирокластичные коллекторы в приразломных зонах (Нефтегазонность..., 1991).

Коллекторы морских терригенных фаций образованы линзовидными подводно-дельтовыми, прибереговыми (баровыми и барьерными) телами песчаников и алевролитов. По степени перспективности наиболее интересны миоценовые коллекторы. На суше Камчатки эти коллекторы представлены малогилинистыми трещиноватыми туфопесчаниками утлохокской свиты. Свободные поры имеют размер 40–100 мкм, иногда до 150 мкм. Тип цемента пленочный, пленочно-поровый. Состав цемента глинистый и глинисто-целитовый. Содержание глинистой фракции в песчаниках в среднем составляет 12,5% (6–22%), пористость – 20% (14–28%), абсолютная газопроницаемость – 35 мД (0,11–277 мД), эффективная емкость – 13% (1–20%). Существенно влияет на фильтрационно-емкостные свойства вторичная минерализация (цеолитизация), связанная с гидротермальной деятельностью. Иногда цеолиты занима-

185

ЛИСТРИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ НА
ПРИМАГАДАНСКОМ ШЕЛЬФЕ



ют от 15 до 50% площади шлифа (Нефтегазоносность., 1991).

Коллекторы терригенно-туффито-кремнистой группы фаций присутствуют также по всему разрезу осадочной толщи, но наиболее характерны для олигоцен-миоценовых образований. Гранулярные поровые коллекторы представлены пластами туфогенных песчаников, туфов и их разностей мощность первые метры, реже первые десятки метров. В зоне низких катагенетических изменений пористость достигает 35%, но в нефтегазоносных горизонтах она составляет около 26%. Величина абсолютной газопроницаемости составляет около 50 мД (0,14–306 мД). В туффитах и туфопесчаниках верхнего миоцена величина открытой пористости очень велика (на Нижне-Квакчинской площади) – 30,77 (28,5–36,8%) при проницаемости до 2715 мД и цемент в них представлен почти чистым монтмориллонитом. Однако, на больших глубинах или в катагенетически преобразованных зонах пористость падает до 1–12% и проницаемость до 10 мД, на глубинах более 4 км туфопесчаники с кремнистым цементом почти полностью теряют коллекторные свойства. Присутствие монтмориллонитового цемента (до 20%) обуславливает большую пластичность пород и препятствует широкому развитию трещинных коллекторов (Нефтегазоносность., 1991).

Кроме традиционных поровых и трещинно-поровых гранулярных коллекторов большой интерес представляют кремнистые и глинисто-кремнистые коллектора, содержащие аутигенные (сингенетичные) углеводороды. Коллектор такого типа образуется из высоконасыщенных органическим веществом глинисто-кремнистых пород. На ранних стадиях катагенеза (протокатагенеза) в таких породах образуется биоморфная пустотность – поры, образованные раковинами диатомей. Пористость этих пород очень велика, но проницаемость не больше первых единиц мД. На стадии начального катагенеза ($Ro=0,6\%$) возникает глобулярная микроструктура породы, пористость уменьшается

до 8–25%, а проницаемость почти отсутствует, но при дальнейшем прогреве, органическое вещество эмигрирует из кремнистой матрицы, пустотное пространство сокращается и эти кремнистые (кремнезема 60–75%) породы становятся хрупкими, а следовательно трещиноватыми. Трещинная проницаемость достигает сотен мД (в среднем 80–150 мД). Такие породы могут быть хорошими коллекторами (как например на Окружном нефтяном месторождении на побережье Сахалина) (Баженова, Бурлин, 1977, Бурлин, 1982).

В целом нефтегазоносность бассейнов Охотского моря полностью контролируется в региональном плане геодинамической эволюцией данного участка акватории, а в локальном – наличием коллекторских горизонтов. Это определяется тем что горизонтальными движениями первичное залегание осадочных формаций полностью нарушено и осадочные тела ныне разделенные протяженными (до 100 и более км.) выступами фундамента ранее составляли единое целое и, например, узкий грабен с небольшим объемом нефтематеринских пород в доплиоценовой истории был связан с обширными очагами нефтегазообразования. Весьма значительны и сдвиговые деформации, которые еще больше усложняют картину первичного залегания осадочных тел.

Нефтегазоносность осадочных бассейнов Охотского моря изучена крайне слабо, за исключением шельфовых районов Сахалина, которые из-за наличия огромной древней дельты Амура не могут быть сопоставлены полностью с другими районами Охотского моря. Вместе с тем открытие газовых и газоконденсатных месторождений на суше Камчатки почти однозначно решает вопрос о возможной нефтегазоносности внутренних районов Охотского моря, поскольку по представленной выше модели геодинамического развития нефтегазоносный Ичинско-Колпаковский прогиб Западной Камчатки является аналогом Северо-Охотского и Западно-Камчатского бассейнов Охотского моря. В

доплиоценовой истории все эти осадочные депрессии представляли собой единый осадочный бассейн, разделенный в ходе горизонтально-растяжения тектонически денудированным Центрально-Охотским массивом (т.е. до указанного времени массив был погребен под толщиной палеогена и неогена, впоследствии сорванной с него и отодвинутой в сторону Камчатки и Южно-Охотской котловины. Вследствие этого и северо-восточная часть котловины (Голыгинский прогиб) имеет реальный потенциал промышленной нефтегазоносности. Основная проблема нефтегазоносности Охотского моря – это проблема коллекторов (Коблов, Мавринский, 1988). Действительно, дефицит выдержаных гранулярных коллекторов характерен для Западной Камчатки, не выявлены они и в пробуренных скважинах на шельфе Магадана (площади Магаданская и Хмитьевская в пределах Магаданско-Камчатского бассейна). Это также хорошо объясняется литофациальными причинами, поскольку морские обстановки седиментогенеза господствовали в регионе практически в течение всей кайнозойской истории (рис. 58). Вместе тем активная тектоническая нарушенность осадочных образований в том числе и зонами растяжения способствует созданию даже в глинистых толщах трещиноватых коллекторских горизонтов. Поэтому поиски скоплений углеводородов в бассейнах Охотского моря должны быть связаны с тектонически активными зонами, особенно с такими, в которых осадочный чехол имеет максимальную мощность и обеспечивает оптимальные масштабы генерации УВ. Подобные зоны контролируются региональным геодинамическим режимом – растяжением верхней коры по магаданскому субмеридиональному и сахалинскому субширотному направлениям. Наиболее благоприятны зоны впадин и прогибов, расположенные в передовой части перемещающихся пластин верхней коры, где соседствуют условия растяжения и локального сжатия осадочной толщи. В этих же зонах часто проявляются очаги дегазации,

проявляющиеся подводными метановыми факелами и скоплениями газогидратов, например во впадине Дерюгина(Соловьев и др., 1994).

Таким образом в пределах Охотского моря наиболее перспективны Западно-Камчатский шельф и северный и северо-западный борта Южно-Охотской котловины, которые в палеотектоническом плане являются продолжением нефтегазоносных зон шельфа Северо-Восточного Сахалина.

СЕВЕРО-САХАЛИНСКИЙ БАССЕЙН

Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн расположен на западной акватории Охотского моря а также занимает северную половину острова Сахалин(рис.60). Этот крупный (площадь суши-24 тыс.кв.км, морская часть - 70 тыс.кв.км.) кайнозойский осадочный бассейн сложен мощной (до 8-9 км.) прибрежно-морской и дельтовой терригенной осадочной толщей и содержит мелкие и средние нефтяные и нефтегазовые месторождения на суше и крупные газово-газоконденсатные и нефтегазовые скопления на северо-восточном шельфе Сахалина(В.М.Закальский, Ю.С.Мавринский, В.С.Ковалчук, 1991). Бассейн входит в единую систему кайнозойских окраинно-континентальных рифтовых бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса (активной континентальной окраины) и только со стороны континента он ограничен выступами складчатого основания. Другие его бортовые ограничения представляют собой седловины и зоны пониженных мощностей осадочного чехла. Даже горные хребты Западно- и Восточно-Сахалинского антиклиниориев являются по своему происхождению инверсированными частями Северо-Сахалинского бассейна, который до плиоцена распространялся на юг вплоть до о.Хоккайдо.

Это один из наиболее изученных бассейнов в регионе и поэтому целесообразно более внимательное его рассмотрение. Характерными

Условные обозначения:

Месторождения:

-  - нефтяные
-  - газовые
-  - газоконденсатные
-  - нефтегазоконденсатные
-  - газонефтяные
-  - перспективные площади
-  - структуры, планируемые к званию в бурение в 1996-1998 гг.

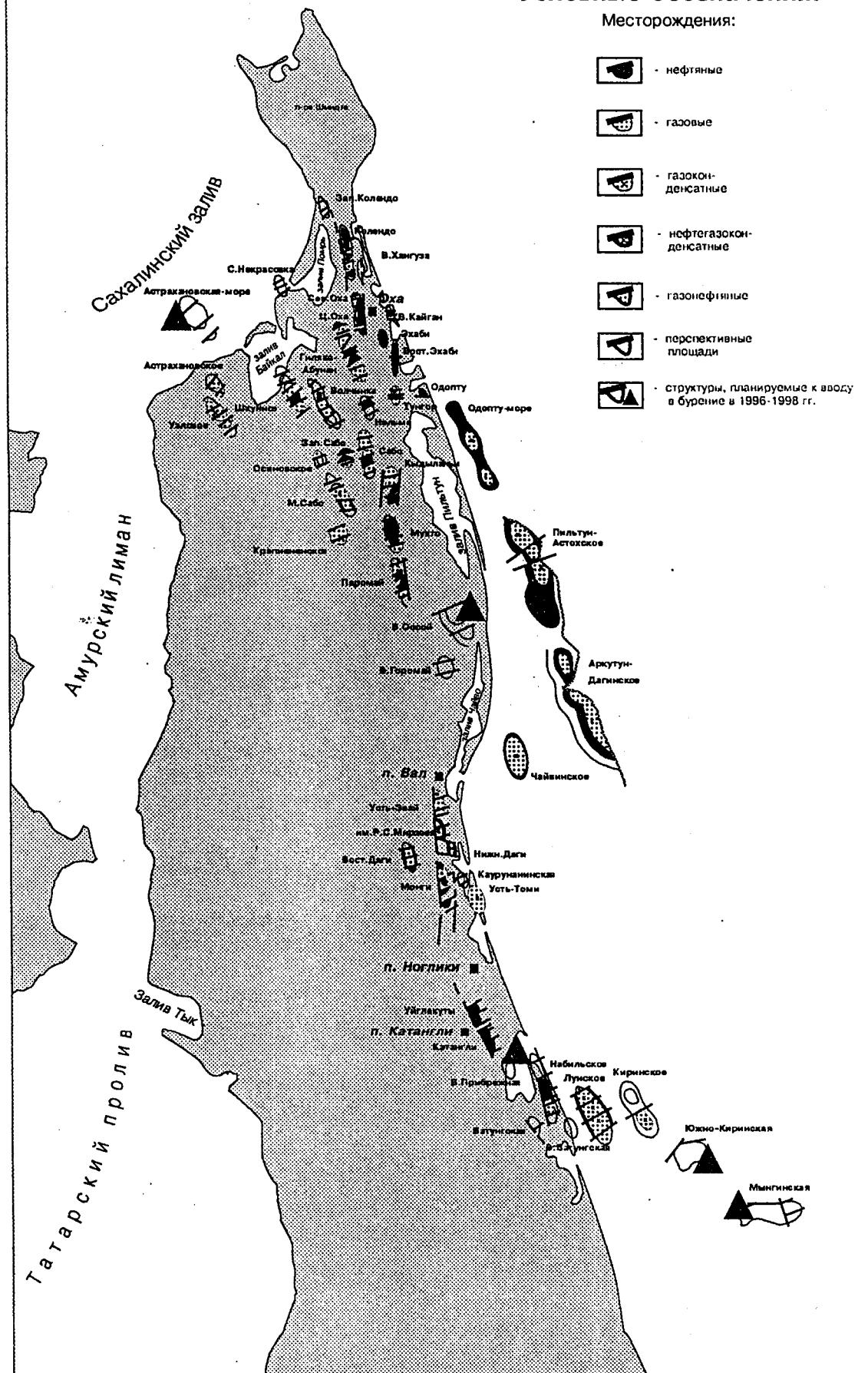


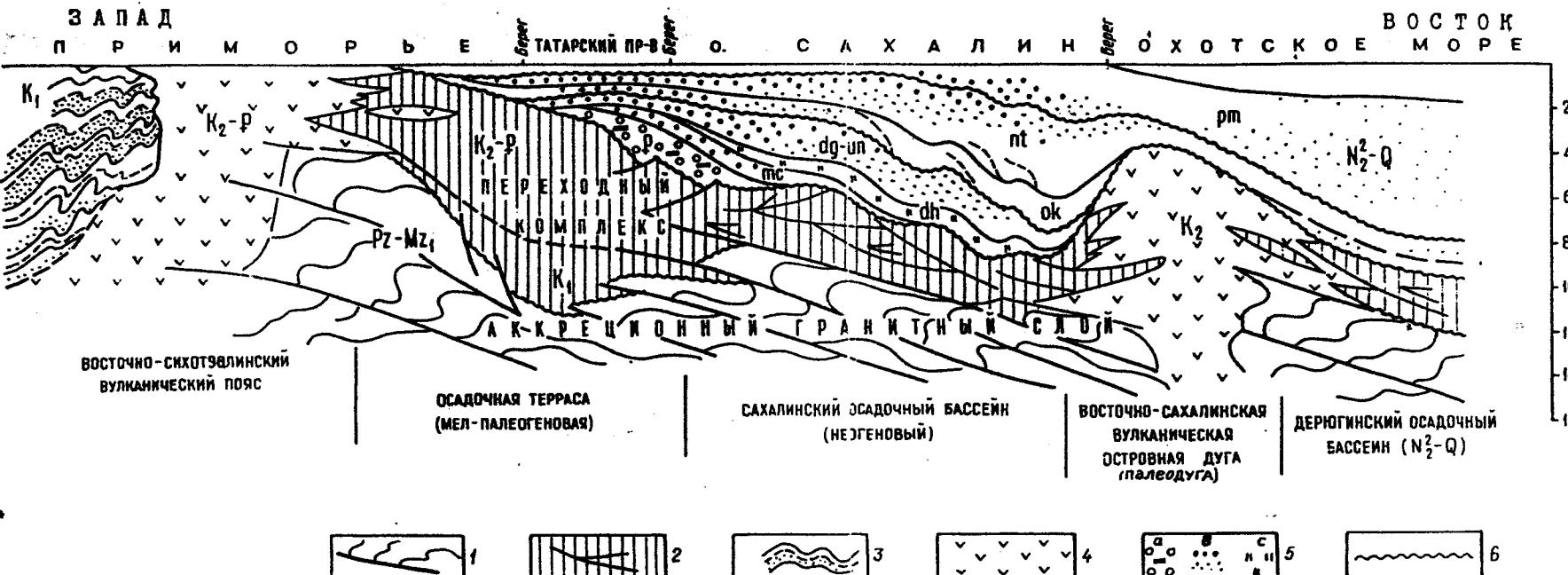
Рис. 60 Северный Сахалин. Обзорная карта.

(материалы АООТ "Сахалинморнефтегаз")

его особенностями являются проградационное строение чехла(рис.61) приуроченность к долгоживущей кайнозойской дельте Амура и развитие на фоне устойчивого растяжения-срыва по крупным листрическим сбросам, сопровождаемого подворотом сброшенных блоков. Дисгармоничное строение осадочного чехла обусловлено региональным растяжением нижних секций разреза и локальным сжатием верхних частей осадочной толщи. Горные сооружения Сахалина возникли в результате плиоцен-четвертичного разрыва кайнозойской осадочной толщи и изостатического поднятия тектонически денудированных зон фундамента. Это обстоятельство говорит о том, что мощность и состав кайнозойских отложений не изменяются вблизи горных поднятий и сочленение осадочной толщи с метаморфическими образованиями горных хребтов происходит по крупным взбросо-надвигам. Поясним, что взбросо-надвиги (структуры сжатия) на самом деле первоначально являлись субвертикальными частями листрических сбросов, которые в ходе гравитационного разваливания поднимающихся гор были трансформированы в протяженные субмеридиональные взбросо-надвиговые пояса, имеющие самостоятельный нефтегазопоисковый интерес(Обухов, Оруджева, 1995).

Бассейн характеризуется высокой степенью изученности. История освоения нефтяных ресурсов Северного Сахалина началась еще в прошлом веке, но основные открытия были сделаны в 50-60-ые годы, когда было открыто более половины из 60 известных в настоящее время месторождений на суше Сахалина. В 1977 г. впервые было обнаружено морское нефтегазовое месторождение Одопту-море, относящееся к категории крупных. В течении последних лет все существенные открытия связаны с шельфом Северо-Восточного Сахалина, где были открыты крупные Пильтун-Астохское, Лунское и Аркутун-Дагинское газовые и газоконденсатные месторождения с нефтяными отороч-

Рис. ФОРМАЦИОННЫЙ ПРОФИЛЬ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1-аккреционный гранитный слой,
2-переходный комплекс,
3-фили,
4-вулканические пояса,
5-осадочный чехол

a - угленосная моласса
в - терригенные (от грубых песчаников до глин)
с - кремнисто-глинистые отложения

6 - региональные разрывы

ГОРИЗОНТЫ: тс - мачигарский
dh - даехуринский
dg-un - дагинско-уйинский
ок - окобыкайский
nt - нутовский
рт - помырский

ОТЛОЖЕНИЯ: Pz-Mz₁ - палеозой-нижний мезозой
K₁ - нижний мел
K₂ - верхний мел
K₂-P - верхний мел-палеоген, P - палеоген
N₂-Q - средний миоцен-четвертичный

Рис. 6I

ками. На начало 1995 г. на шельфе Северо-Восточного Сахалина открыто 8 месторождений углеводородов преимущественно газового (77% по объему ресурсов) и нефтегазоконденсатного состава.

Давняя история геологоразведочных работ определяет высокую степень изученности региона и особенно суши о.Сахалин. Так, буровая изученность по суше в среднем составляет 140–180 м/кв.км или 0.08–0.1 скв./кв.км.), на море она уменьшается до 2.6 м./кв.км. (или 1 скв. на 1000 кв.км.). Изученность сейсморазведкой более равномерна – на суше она составляет около 1.7 пог.км./кв.км. а на море достигает даже 3.5 пог.км./кв.км.(Головчак, 1996).

Северо-Сахалинский бассейн является окраинно-континентальным рифтовым бассейном и сложен мощной (8–9 км.) терригенной прибрежно-морской и дельтовой толщей. Фундамент бассейна представляет собой сорванные с основания чешуйчато-надвиговые метаморфические вулканогенно-терригенные, кремнистые, карбонатные и серпентинитовые сланцевые толщи аккреционного клина, собранного в результате столкновения в раннем мелу материала раннемезозойских островных дуг и террейнов с Азиатским континентом (Зоненшайн, 1990). С гравитационно-геодинамических позиций чешуйчато-надвиговый характер строения фундамента более естественно объясняется расчешуиванием фундамента кайнозойскими субгоризонтальными срывами и листрическими сбросами(рис.62,63). В Сахалинских горах фундамент представлен метаморфическими образованиями вальзинской и набильской серий. Возраст их определяется как верхнепалеозойско-нижнемезозойский, но скорее всего это юрско-меловые толщи с многочисленными и разнообразными олистостромами более древних образований. Интенсивная изоклинальная складчатость, метаморфизм зеленосланцевой стадии и чешуйчато-надвиговая структура чрезвычайно затрудняют определение возраста фундамента. Очевидно, что в зонах с повышен-

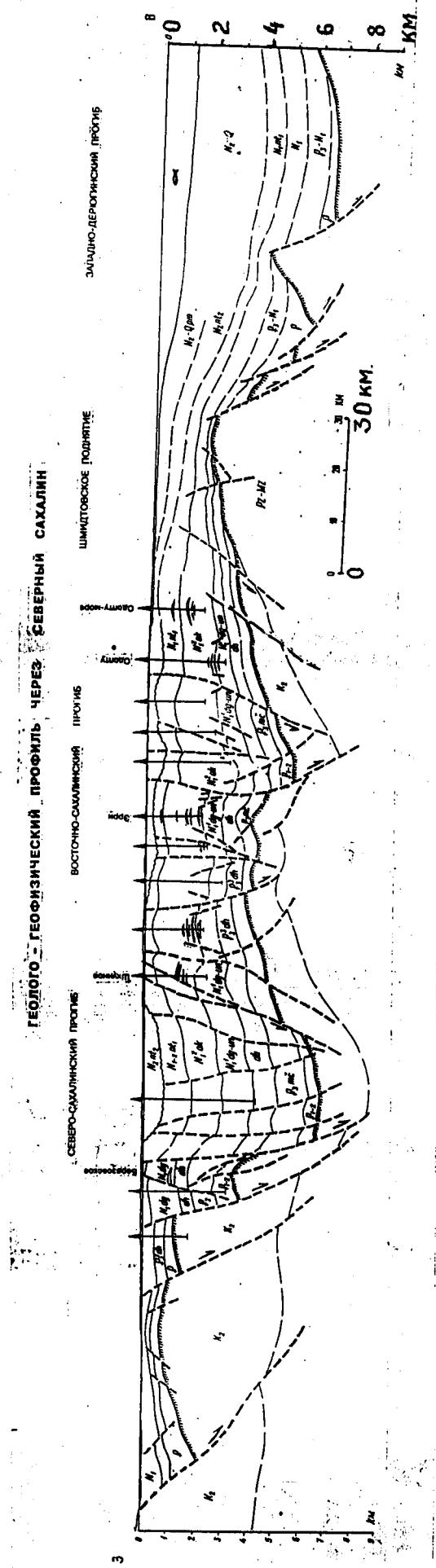


Рис. 62 Геолого-геофизический профиль через Северный Сахалин



Рис. 63 Геолого-геофизический профиль через Центральный Сахалин

ными масштабами срывов могут быть тектонически денудированы и до-пермские жесткие блоки основания.

Строение Северо-Сахалинского бассейна мегаклиноформное – нижние секции разреза, представленные континентальными и паралическими угленосными отложениями верхнего мела-олигоцена имеют максимальную мощность (до 3.5 км.) вблизи континента. Верхнеолигоцен-среднеплиоценовый морской, прибрежно-морской и дельтовый комплекс имеет максимальную мощность (до 7 км.) в восточной части Северного Сахалина. И, наконец, депоцентр плиоцен-четвертичного морского комплекса смещен в акваторию Охотского моря во впадину Дерюгина, где мощность молодых отложений достигает 5 км (рис. 61, 64).

История геологического развития Северо-Сахалинского бассейна включает в себя три наиболее значительных этапа:

–окраинно-континентальный рифтовый (поздний мел-олигоцен), когда на приподнятой восточной окраине Евразии началось рифтовое дробление фундамента листрическими разломами. В это время образовался структурный каркас, в рамках которого происходила дальнейшая эволюция кайнозойских осадочных бассейнов;

–этап надрифтовой депрессии (поздний олигоцен-плиоцен), когда образовался основной объем осадочного чехла Северо-Сахалинского бассейна. Интенсивное погружение ложа бассейна на фоне устойчивого растяжения в сторону океана и под влиянием постоянно работающей дельты палео-Амура обусловило накопление мощной толщи терригенных осадков;

–этап пострифтового сжатия (поздний плиоцен-квартер), который характеризуется резкой дифференциацией тектонических движений – началось одновременное оформление суши Сахалина, его горных хребтов и глубоководных котловин на прилегающих акваториях Охотского моря. В это время были образованы практически все локальные

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ САХАЛИН

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

ОХА - ШЕЛЬФ

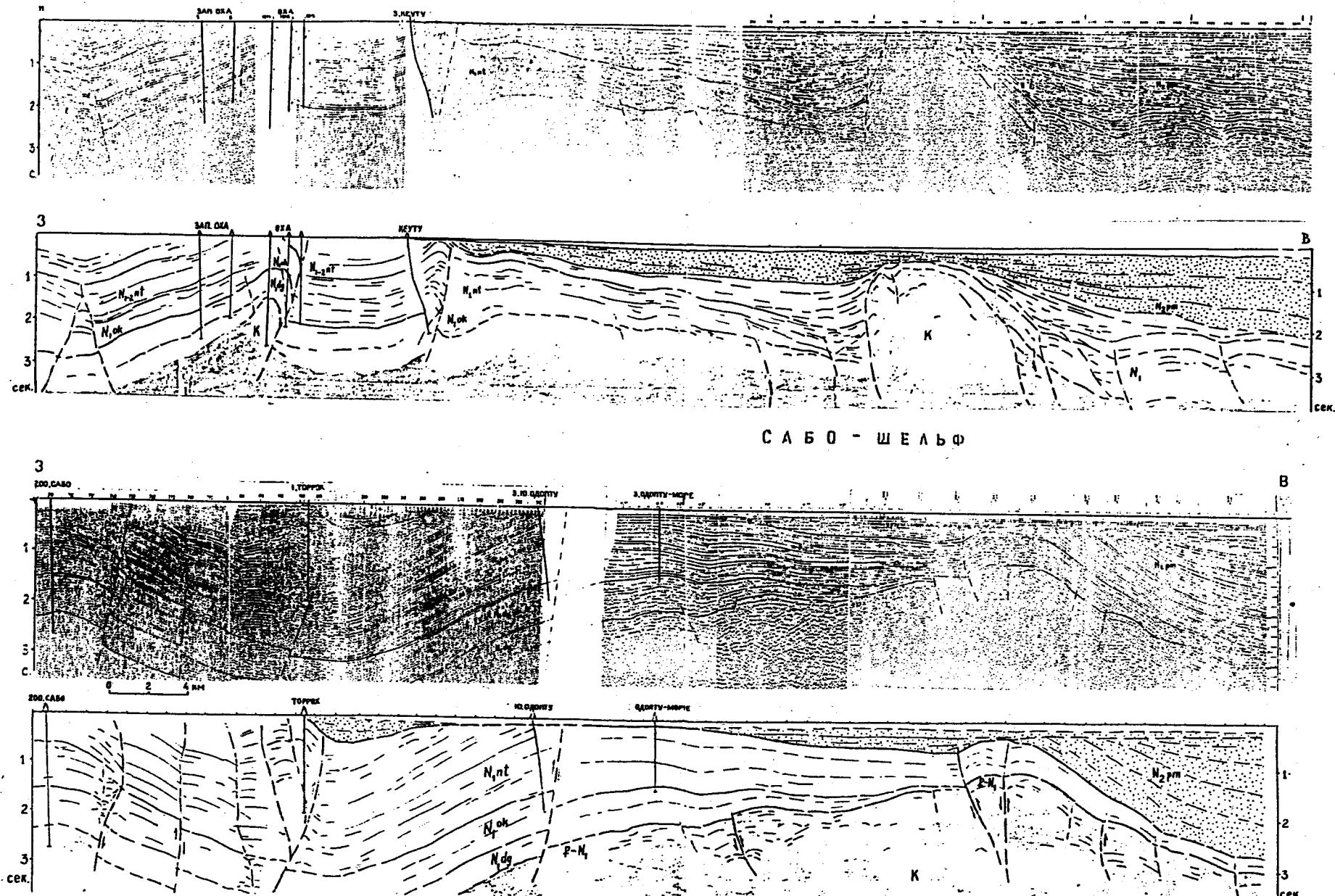


Рис.64 Сейсмогеологические разрезы через шельф Северо-Восточного Сахалина. (по материалам треста "Дальморнефтегеофизика")

структур бассейна(Кириллова, 1992, Коблов и др.,1979) .

В целом формирование Северо-Сахалинского бассейна происходило в условиях постоянного растяжения и завершилось образованием гигантского (1100x250 км.) линзовидного клиноформного осадочного тела, расположенного на аккреционном, выклинивающемся к глубоко-водным котловинам "гранитном" фундаменте. Новейший позднеплиоцен-четвертичный орогенез создал в бассейне все основные структурные формы, которые впоследствии стали контролировать закономерности и особенности размещения нефтяных и газовых месторождений региона.

В строении осадочной толщи суши бассейна четко выделяются четыре литологически различных толщи (рис. 65):

- терригенная угленосная ($K_2 - P_2$),включающая найбинскую, быковскую (рымникскую), красноярковскую, снежинскую, краснопольевскую и такарадайскую свиты;
- терригенная кремнисто-вулканогенная морская ($P_3 - N_1^1$), включающая мачигарскую, даехуриинскую и низы уйгинской свиты;
- терригенная угленосная паралическая (N_1^{1-2}), представленная верхами уйгинской и дагинской свитами;
- глинисто-кремнисто-терригенная($N_1 - 2$), сложенная окобыкайской, нутовской и помырской свитами(Мавринский и др.,1991).

В целом, с севера на юг и с запада на восток увеличивается мористость разреза, то есть увеличивается глинистость и кремнистость терригенных отложений. Разрез шельфа Сахалина отличается уменьшением доли нижних мел-палеогеновых секций разреза(рис.66).

Тектоника Северо-Сахалинского бассейна однотипна и представлена узкими линейно вытянутыми антиклинальными и синклинальными зонами с общим север-северо-западным простиранием. На юге бассейна погребенные антиклинальные зоны выходят на поверхность и образуют инверсированные антиклинали Западно- и Восточно-Сахалинских

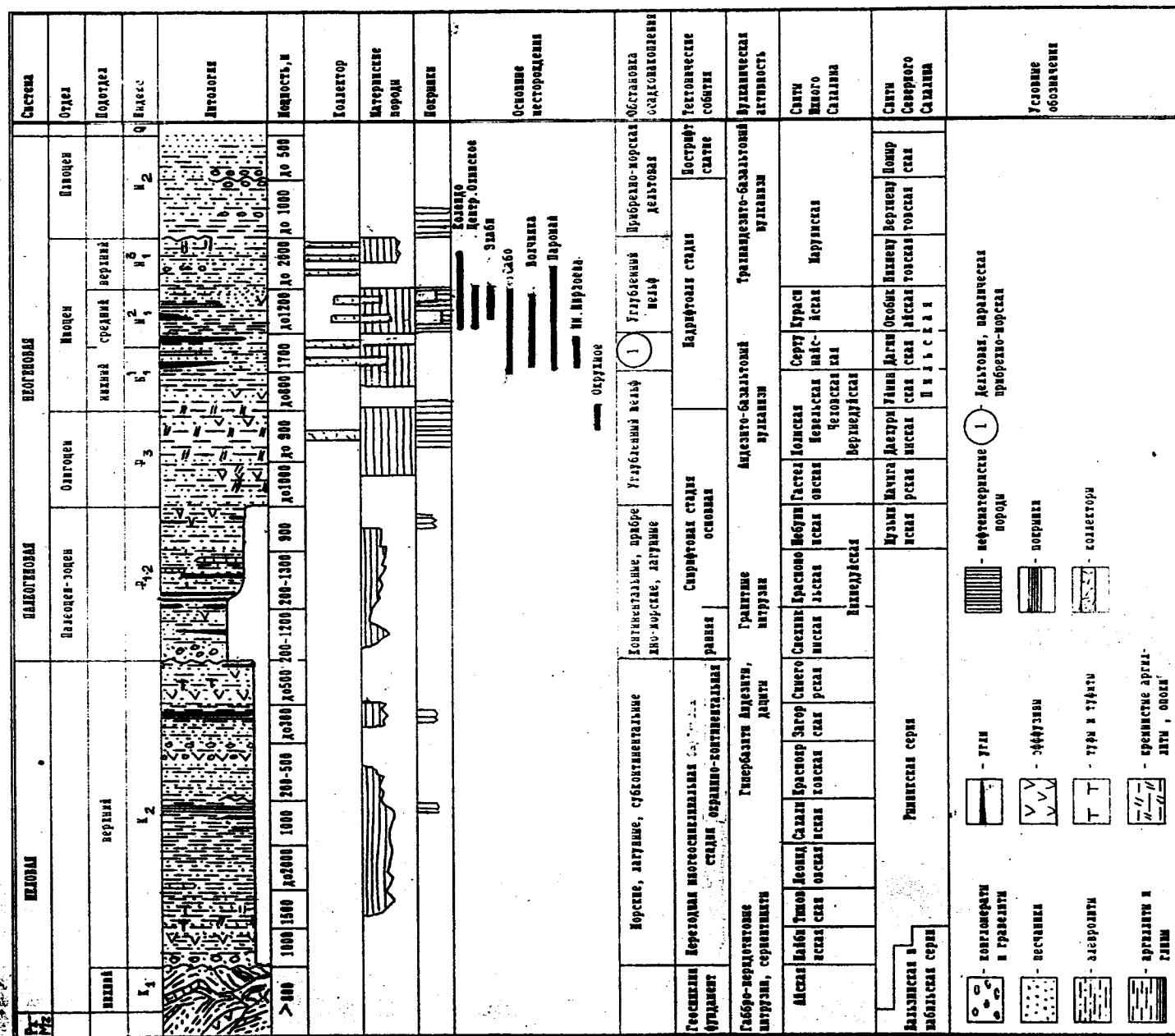


Рис. 65 Нефтегеологическая колонка бассейнов Сахалина

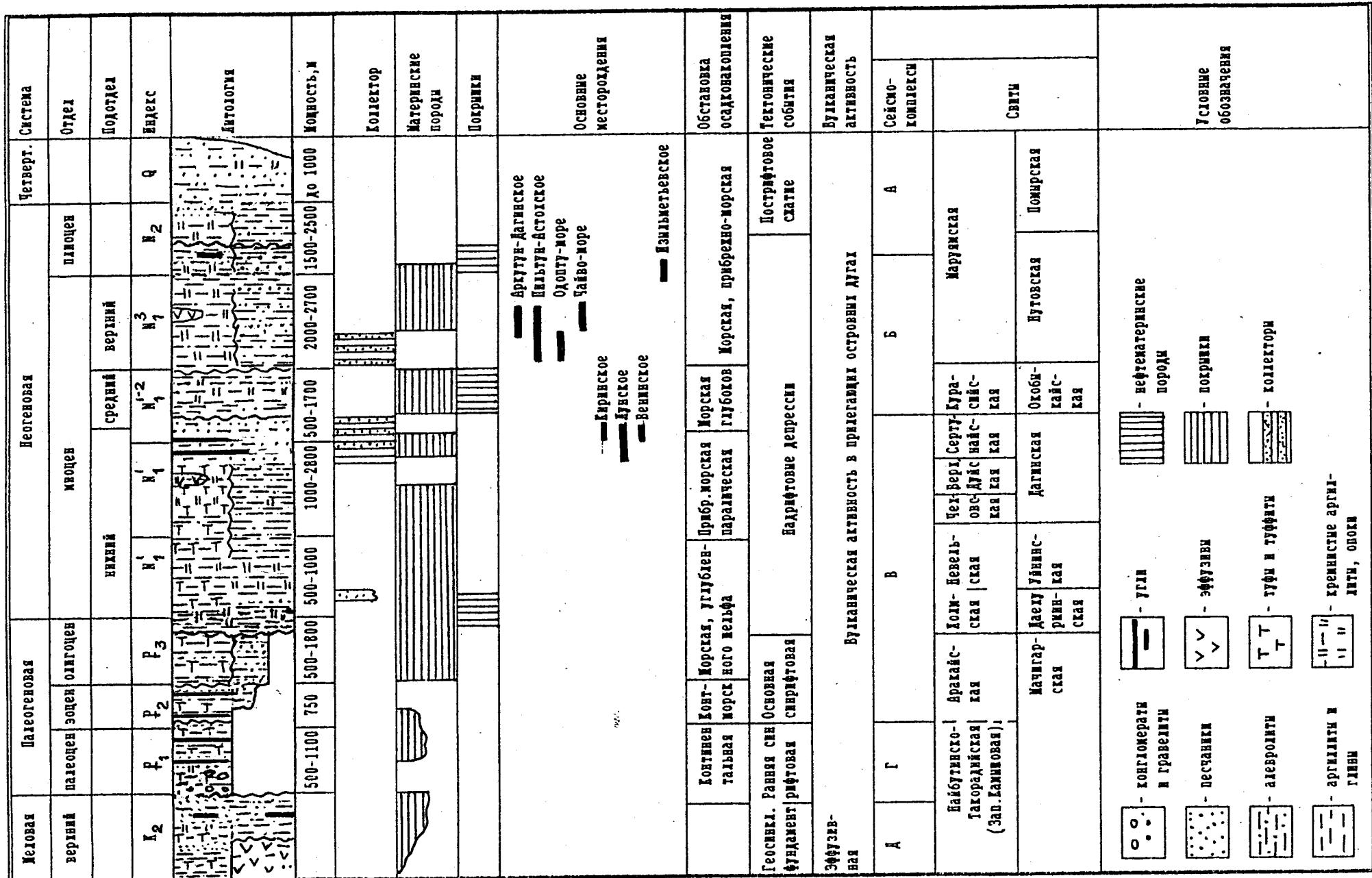
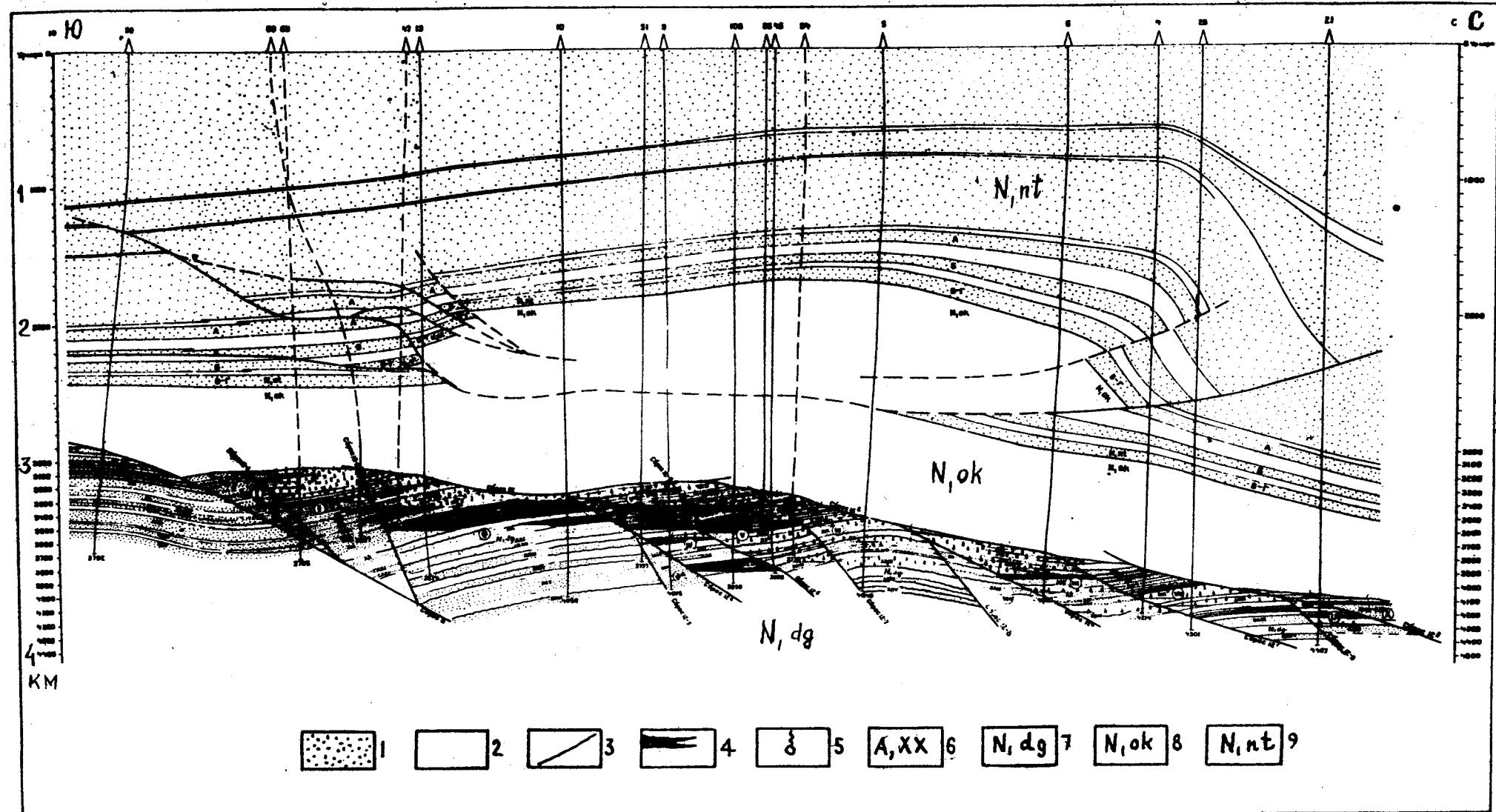


Рис. 66 Нефтегеологическая колонка бассейнов шельфа Сахалина

гор. Поднятие этих антиклиниориев произошло только в конце плиоцена а в течение предшествующих тектоно-седиментационных циклов Северо-Сахалинский бассейн простирался далеко на юг. Однако в современной структуре горные сооружения Сахалина являются естественной южной границей рассматриваемого нефтегазоносного бассейна. Локальные структуры региона образованы в результате сложного взаимодействия регионального горизонтального растяжения и локальных напряжений сжатия, образующихся при подвортке сорванных крупных блоков основания (Xiao, Suppe, 1992), а также из-за дисгармоничных срывов по мощным глинистым толщам. Наиболее изученной поверхностью дисгармоничного срыва являются окобыкайские глины. Так, на месторождениях Монги, им.Мирзоева, Волчинка и др. надокобыкайские толщи сжаты и разбиты взбросо-надвигами, а нижележащие образования значительно растянуты и нарушены пологими сбросами (рис.67) По-видимому, такая же крупная зона дисгармоничного срыва развита и по даехуриинскому глинисто-кремнистому реологически неустойчивому комплексу. В целом нижние секции осадочного разреза Северо-Сахалинского бассейна нарушены структурами растяжения а верхние – структурами сжатия. Отмечается также что максимальные деформации происходят в субширотном направлении, но хорошо проявлено и субмеридиональное(с севера на юг) растяжение, связанное с региональным растяжением всего Охотоморского геоблока. При удалении от горных сооружений и от суши начинают преобладать структуры растяжения(рис.68,69).

На примере Северо-Сахалинского бассейна хорошо прослеживаются геодинамические эффекты развития континентальных окраин. Мезозойское основание бассейна является сорванной пластиной, перемещенной с континента (Приморья) еще в ходе позднемелового-палеоценового растяжения(Мазарович, 1985). Накопление на этом расчешуен-



Газоконденсатнонефтяное месторождение им. Мирзоева

I - песчаные породы; 2 - глинистые породы; 3 - разрывные нарушения; 4 - нефть; 5 - газ; 6 - номенклатура пластов; 7-9 свиты: (7 - дагинская, 8 - окобайская, 9 - нутовская)

Рис.67

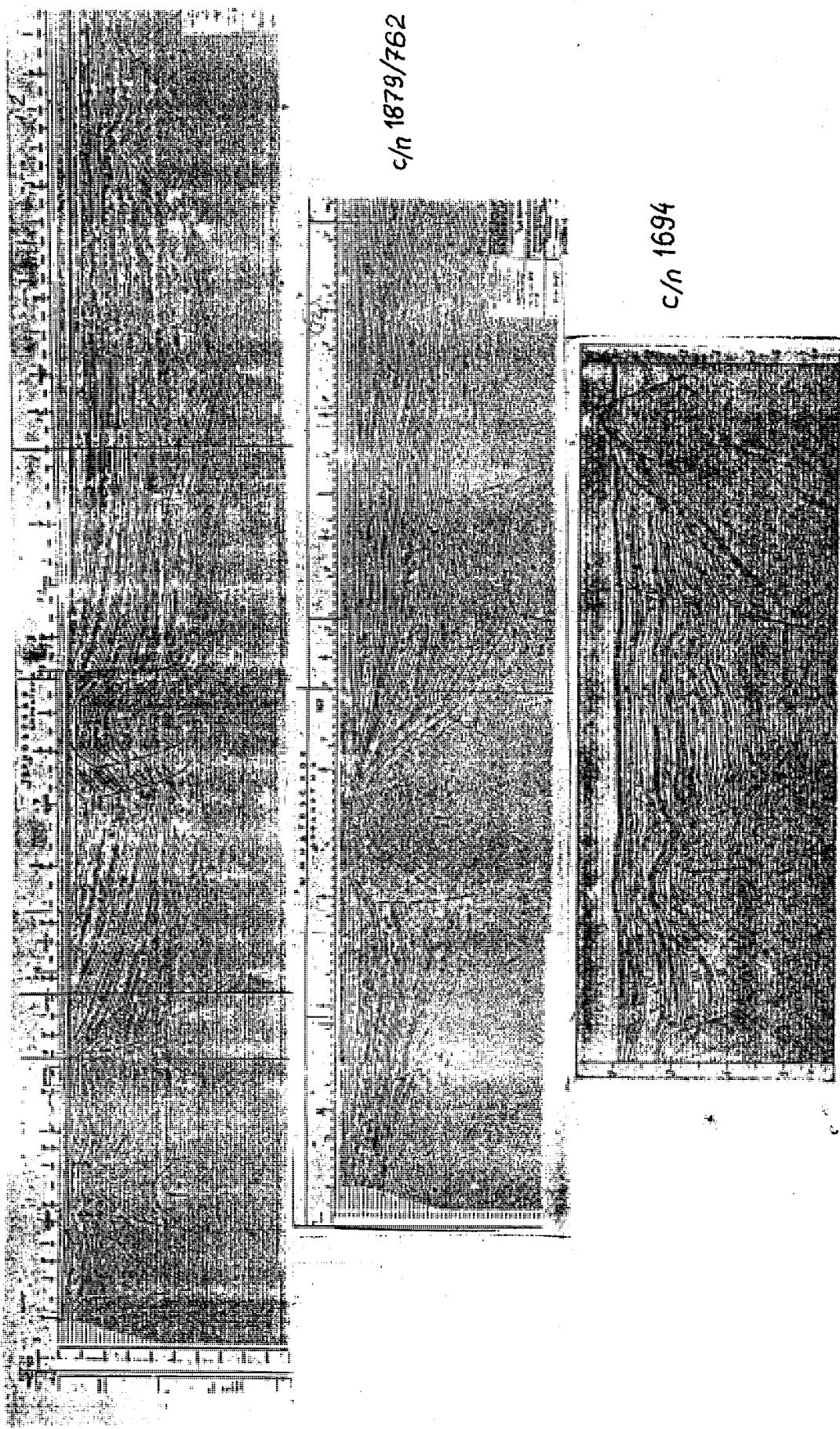


Рис.68 Региональные сейсмические профили через восточный щельф Сахалина (с/п 2579/928, 1879/762, 1694; гр. "Дальморнефтегеофизика")

рис. 69

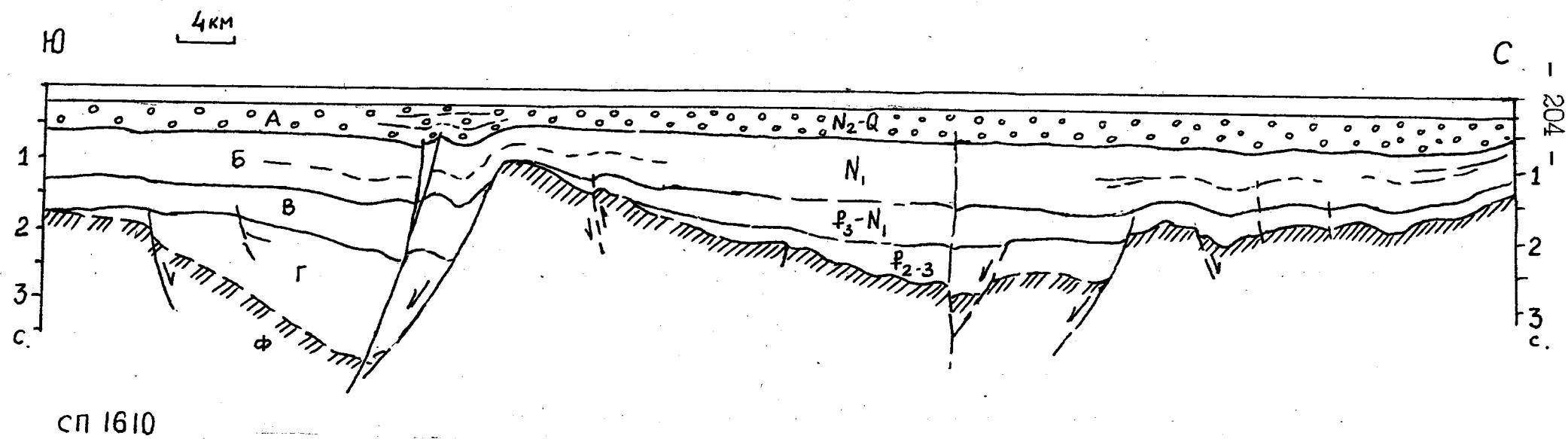


Рис.69 Северо-Западный шельф Сахалина. Фрагмент сейсмического профиля 1610.

ном основании кайнозойской мощной линзы песчано-глинистых толщ обусловило вхождение ложа бассейна в зону хрупко-вязкого флюидо-насыщенного раздела, выявленного глубинной электроразведкой МТЗ (Харахинов и др., 1991). Это обстоятельство вызвало новый мощный срыв верхней коры, особенно усилившийся в период образования глубоководных котловин. В зоне депоцентра бассейна наметились листрические сбросы, которые в конце концов привели к полному разрыву осадочного чехла и изостатическому воздыманию расчешуенного метаморфического фундамента, обрамленного моноклинальными пластинами меловых толщ (основания чехла). Таким образом, Центральный и Южный Сахалин – это разорванные инверсированные части ранее единого Сахалинского бассейна. Возможно, в будущем такие же разрывы расчленят и Северо-Сахалинский бассейн. Так, Шмидтовское поднятие уже разорвало чехол на самом севере острова и его продолжение в Восточно-Одоптинскую зону также можно рассматривать как наметившийся разрыв бассейна склоновым поднятием (рис.70). Региональное течение верхней коры вместе с расположенными на ней осадочными бассейнами хорошо фиксируется, например, в Японском море (Берсенев и др, 1983, Геологическая карта..., 1988), где на региональных профилях выявляется разрыв сначала меловых угленосных толщ Сахалина и Приморья(фрагменты отодвинуты на ширину всего моря), затем палеогеновых отложений (занимающих понижения в грабенах) и наконец разрыв плиоцен-четвертичного чехла выступами основания (рис. 71). То есть осадконакопление хорошо подтверждает постоянное смещение (течение) фундамента в сторону океана. Подобные разрывы осадочно-го чехла наблюдаются и на Юго-Восточном шельфе Сахалина(рис.72) (Мельников, 1991).Эти явления необходимо учитывать при прогнозе нефтегазоносности территорий и акваторий, находящихся в зонах гравитационно-геодинамических срывов.

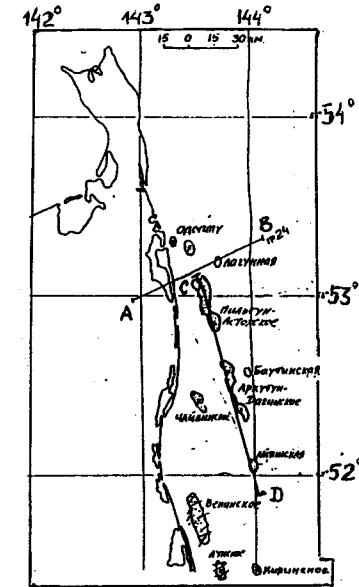
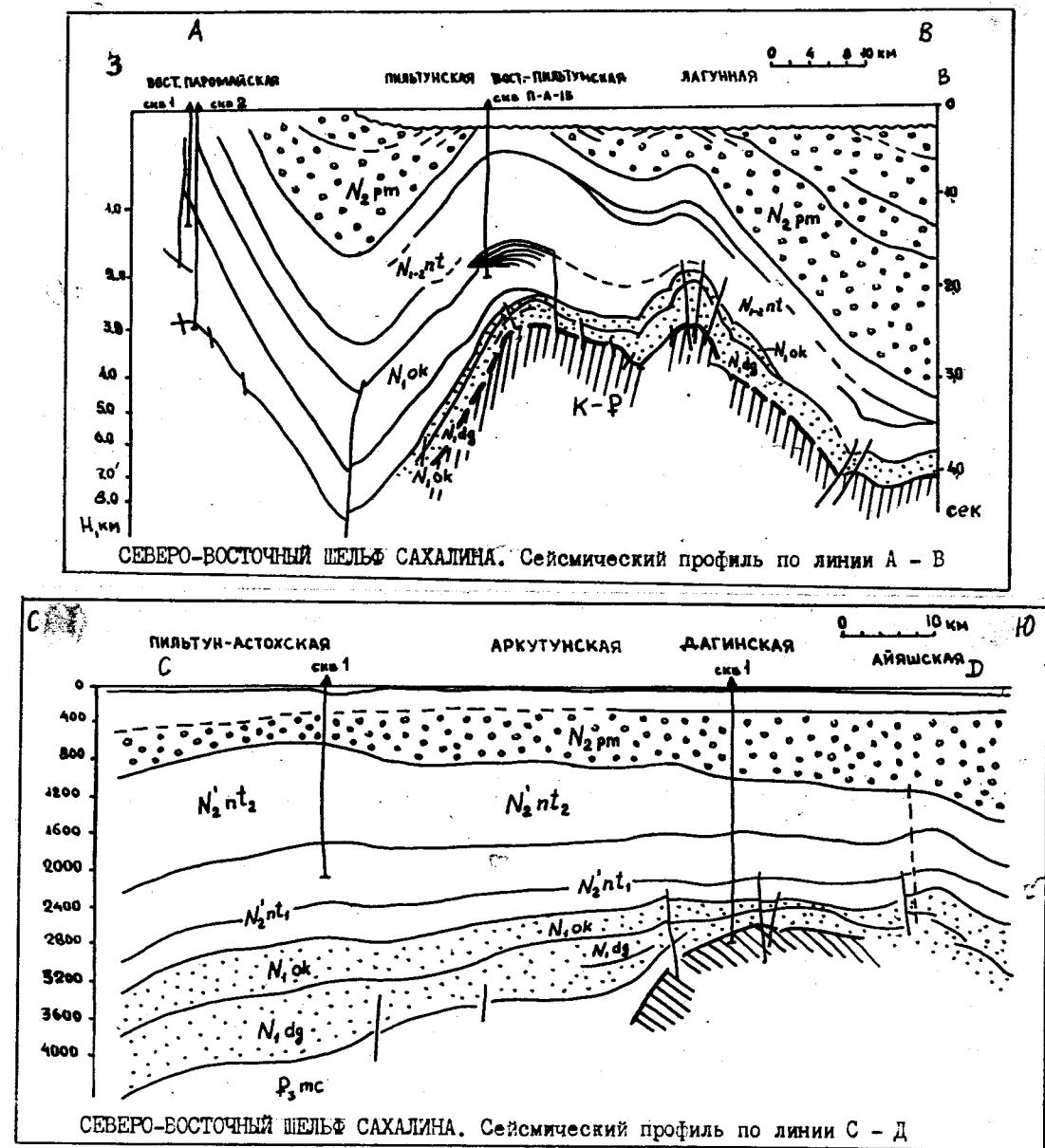


Рис. 70 Строение Северо-Восточного шельфа Сахалина

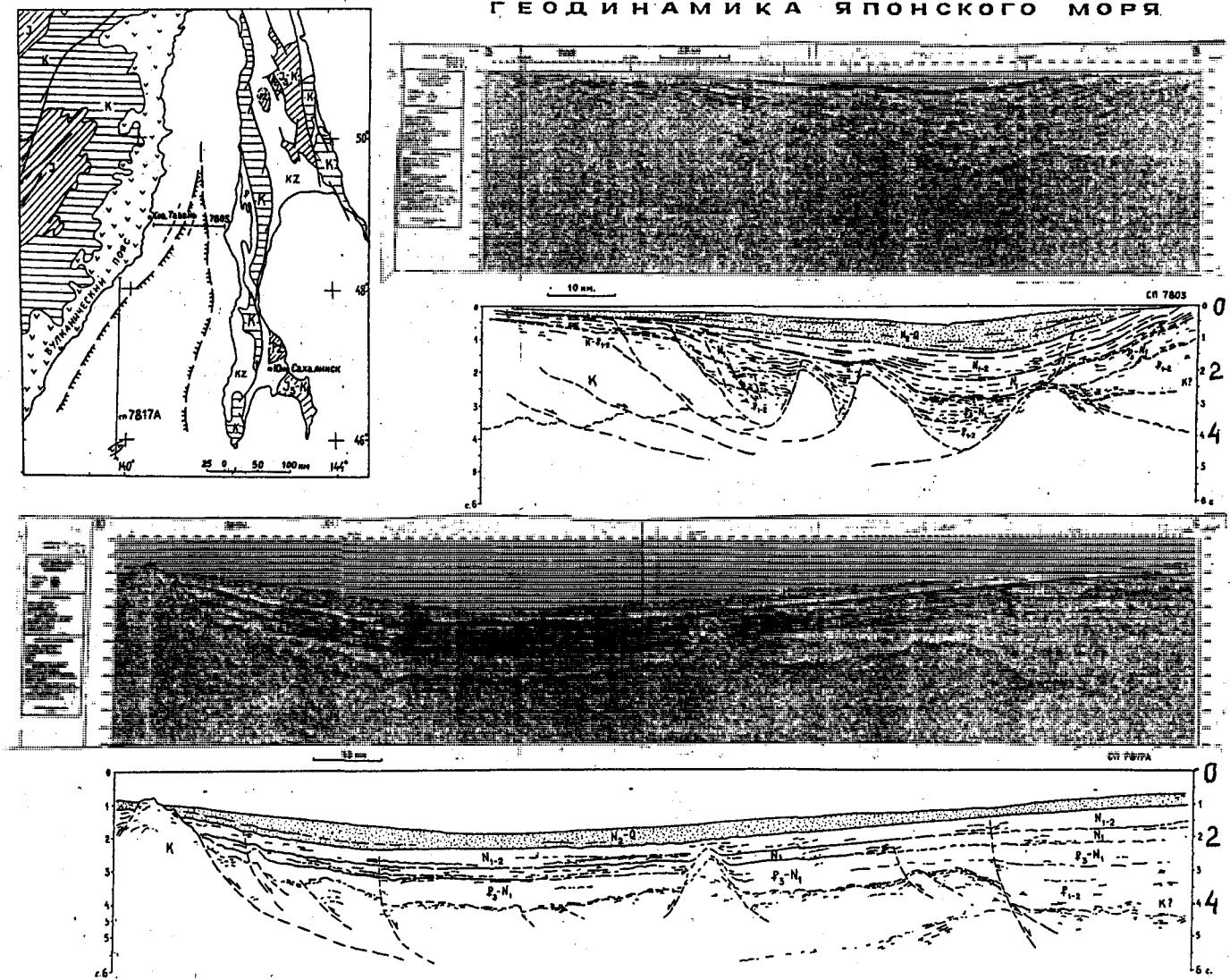


Рис. 71 Геодинамика Японского моря. Сейсмогеологические профили 7803 (субширотный) и 7817А (субмеридиональный)

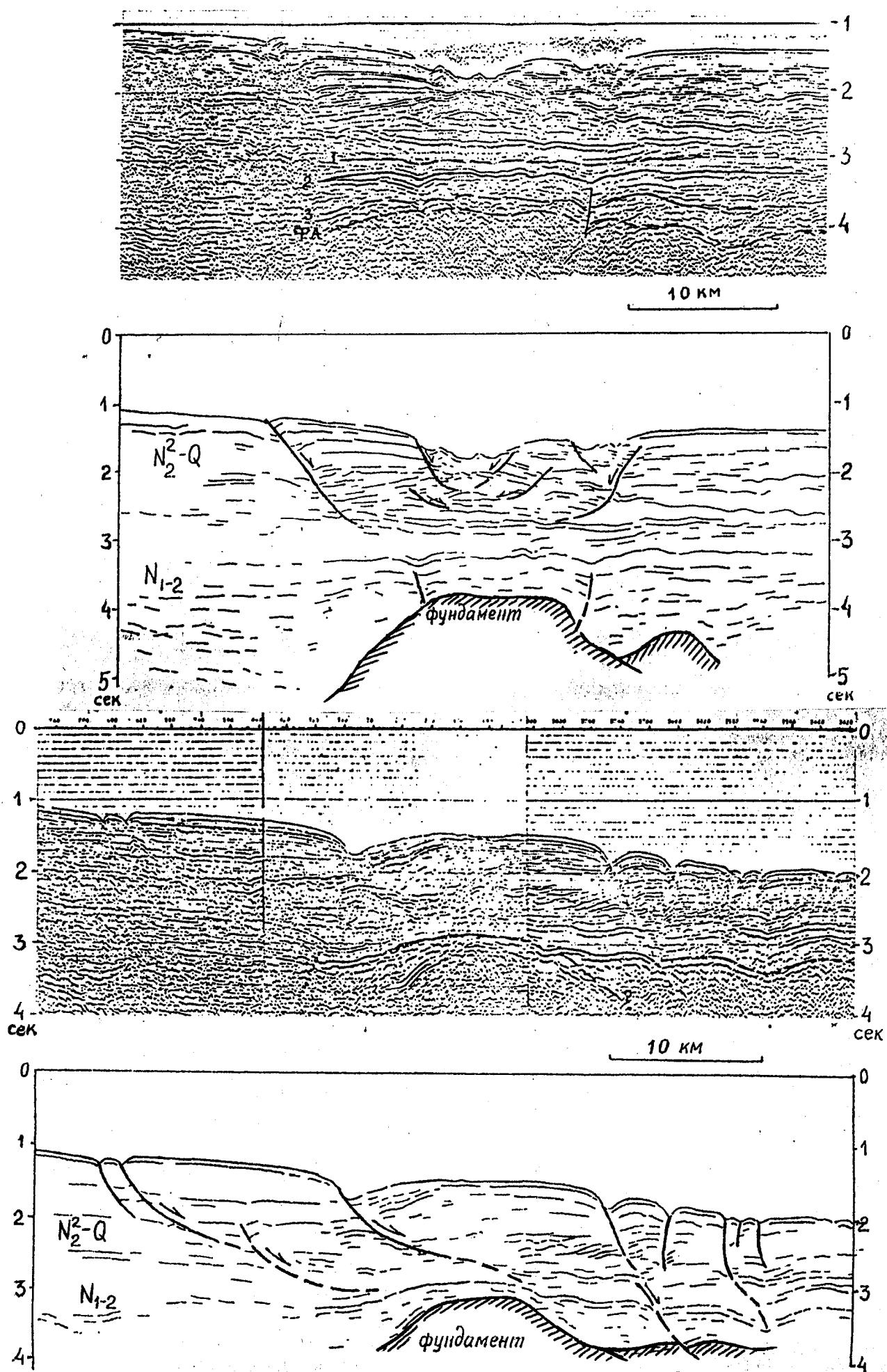


Рис. 72 Современные разрывы осадочного чехла в районе Юго-Восточного шельфа Сахалина. Сейсмопрофили 1195 и 1694.

Нефтегазоносность Северо-Сахалинского бассейна связана с неогеновыми и преимущественно миоценовыми отложениями. Развитие окобыкайской региональной покрышки разделяет бассейн на две нефтегазоносные системы: дагинско-уйгинскую и нутовско-окобыкайскую. На суше Сахалина нутовско-окобыкайская разделяется на две самостоятельных системы – окобыкайскую и нутовскую, поскольку в окобыкайской глинистой толще вблизи устья палео-Амура появляются хорошие песчаные коллекторы. Известна также даехуриинская нефтегазоносная система, экранированная глинисто-кремнистой покрышкой.

Основными коллекторами на Сахалине являются пласты песчаников и алевролито-песчаников дагинского, окобыкайского и нутовского горизонтов среднего и верхнего миоцена, где развиты поровые коллекторы. Значительно меньшую значимость имеют поровые коллекторы в уйгинской, а также порово-трещинные коллекторы в даехуриинской свитах нижнего миоцена. Коллекторские горизонты с высокими фильтрационно-емкостными свойствами известны в палеогеновых и верхнемеловых толщах, однако они имеют только локальное значение и связаны с узкими зонами трещиноватости. На больших глубинах их пористость резко уменьшается за счет литостатического уплотнения. До сих пор в этих коллекторах не получены притоки УВ. Качество поровых коллекторов в миоценовых отложениях закономерно уменьшается при удалении от дельты палео-Амура и при погружении коллекторов. Трещиноватые коллекторы связаны с кремнисто-глинистыми прослойками и количество трещин растет при увеличении количества кремнезема в матрице породы (до 240м/кв.м. при кремнистости 95%).

Дагинские коллекторские горизонты имеют региональное значение для бассейна. На суше они содержат около 39% разведанных запасов нефти и до 46% запасов газа и на шельфе в них сосредоточено до 58% газа и только около 4% запасов нефти и конденсата. В этом

паралическом угленосном разрезе выделяются более 25-ти сложно-построенных песчано-алевритовых пластов мощностью от 7 до 103 м. при средней пористости 11-28% и проницаемости 10-1500 мд. Толщина фациально изменчива, что вообще характерно для угленосных образований(Шульга и др., 1980).

Окобыкайские коллекторы развиты только на суше Сахалина, где они содержат более 46% запасов нефти острова и около 48% запасов газа. Наиболее продуктивна нижняя часть, в которой выделяется 5-9 песчаных пластов мощностью 10-150 м. Пористость изменяется от 10 до 25%, проницаемость от первых десятков до первых сотен мд. В средней и верхней части свиты содержится еще 10-16 весьма изменчивых по мощности и свойствам пластов. В них пористость может достигать 30%, но проницаемость часто уменьшается до 20-50 мд. В целом коллекторы свиты трудно прогнозируемы из-за сильной фациальной изменчивости и выклиниваются к шельфовой части бассейна.

Нутовские коллекторы имеют основное значение на шельфе Сахалина, где к ним приурочено до 42% запасов газа и около 90% запасов нефти и конденсата. На суше значимость нутовских коллекторов значительно меньше – всего 8,5% запасов нефти и около 5% запасов газа острова. Приуроченность этих коллекторов к верхам разреза бассейна обусловливает их высокие фильтрационно-емкостные свойства. Пористость в среднем составляет около 25% а проницаемость около 200 мд. Коллекторские горизонты занимают 20-40% от общей мощности толщи, однако средняя мощность продуктивных горизонтов составляет около 10 м. В целом нутовские коллекторы образуют узкую нефтегазонасыщенную зону на северо-восточном шельфе Сахалина.

Покрышки в Северо-Сахалинском бассейне представлены глинистыми и глинисто-кремнистыми пластами, переслаивающимися с коллекторскими горизонтами. Региональных выдержаных флюидоупоров нет,

только окобыкайская преимущественно глинистая толща практически повсеместно содержит надежные, но выклинивающиеся по латерали покрышки. Мощность чистых пластов глин 20-80, редко до 200 м. Надежные локальные покрышки мощностью 10-60 м. известны в верхненутовских отложениях. Хороший флюидоупор представляет собой даехуриинская глинисто-кремнистая свита, но ее практическое значение невелико, напротив она затрудняет миграционные перетоки из материнских палеогеновых пород. В общем покрышки в бассейне характеризуются высоким качеством в пределах локальных поднятий и значительной изменчивостью по площади(Коблов и др.1978).

Нефтегазопродуцирующие толщи распространены по всему разрезу осадочного чехла(Брутман и др.,1983). Нижние верхнемеловые и палеогеновые его секции характеризуются преобладанием гумусового органического вещества. В этих угленосных толщах Сорг составляет 0.7-1.6% и отражательная способность витринита достигает 1.71% (основание нефтяного окна). Оптимальное положение занимает олигоцен-нижнемиоценовая толща. По отражательной способности витринита (R_o в интервале 0.5-1.17%) она находится в нефтяном окне и при Сорг 0.9-1.5% сапропелевого типа может считаться основной нефтегазоматеринской толщей бассейна,хотя в синклинальных зонах она генерирует уже только газообразные УВ. Самостоятельное значение имеет уйгинско-дагинский прибрежно-морской угленосный комплекс, в котором Сорг гумусового и гумусово-сапропелевого типа составляет 0.95-1.5% и почти половина площади развития этой нефтегазоматеринской свиты находится в нефтяном окне. И, наконец, окобыкайская и нутовская глинистые морские толщи составляют верхний нефтегазогенерационный комплекс. Органическое вещество имеет гумусово-сапропелевый состав, Сорг несколько понижено -0.3-0.7, редко до 1.27%. Степень прогрева этих толщ в целом недостаточна. На преоб-

ладающей части бассейна (не менее 80%) толщи не вошли в нефтегенерационную зону. Но из-за клиноформного строения Северо-Сахалинского бассейна именно средне-верхнемиоценовые нефтематеринские толщи являются основными для акваторий бассейна. Видимо с этим связана их преимущественная газоносность. Начало массовой генерации жидких УВ обычно относят к интервалу глубин 2 (сапропелевое ОВ) -3.5км. (гумусовое ОВ) при геотермическом градиенте от 28 до 45° С/км (в среднем 30°С/км). ОВ, заключенное в кремнисто-глинистую матрицу продолжает генерацию нефти до глубин 5.5 км. В целом нефтематеринские толщи бассейна имеют высокий генерационный потенциал, который на суше в значительной мере уже исчерпан, а на акваториях максимум генерации еще не достигнут.

Дельтовое и прибрежно-морское происхождение нефтематеринских толщ отразилось на геохимических характеристиках УВ месторождений бассейна(Брутман и др.,1983). Нефти Сахалина занимают всю шкалу градаций плотности, содержания светлых фракций и парафина. Отличительная их черта - малосернистость (менее 0.5%). Тяжелые (более 0.9) нафтеновые нефти составляют до 40% запасов, средние нафтеновые и метаново-нафтеновые – около 30% и средние ароматично-нафтено-метановые (с различными сочетаниями компонентов) составляют также около 30%. Доля легких нефтей повышается на шельфе. Сахалинские нефти характеризуются в целом высоким выходом дистиллята (до 500°С) – до 70-75% у тяжелых и до 90-95% у легких нефтей. Быстрое погружение нефтематеринских толщ и недавнее их вхождение в "нефтяное окно" обусловили катагенную незрелость нефтей (по стеранам состава C₂₉). Соотношение пристан/фитан обычно больше 1. Присутствие Т-образного изопреноида состава C₂₅ свидетельствует о засоленности бассейна седиментации нефтематеринских осадков. На некоторых месторождениях, например Катангли, известны

сильно биодеградированные разности, не содержащие ни нормальных, ни изопреноидных алканов (Брутман и др., 1991, 1983).

Конденсаты газоконденсатных месторождений Сахалина имеют плотность от 0.70 до 0.82 г/см³. Конденсатный фактор существенно увеличивается с глубиной от 40 г/м³ (1-2 км.) до 330 г/м³ (4-5 км)

Газы свободных газовых скоплений сухие метановые (90-95%). Относительная плотность по воздуху составляет 0.56-0.65. Серово-дород отсутствует.

В Северо-Сахалинском бассейне существуют два главных очага генерации, соответствующих нефтегазоносным районам – Помырский (западный) и Пильтун-Чайвинский (восточный). Последний контролирует все основные и крупнейшие зоны нефтегазонакопления и характеризуется оптимальным соотношением нефтематеринских толщ и резервуаров, благоприятными катагенетическими и структурными условиями (Э.Г. Коблов, 1988, 1993).

В пределах суши Сахалина и прилегающего шельфа выделяются 16 зон нефтегазонакопления, представленных узкими субмеридиональными антиклинальными линиями. Наиболее продуктивными являются Охинско-Эхабинская, Паромайско-Чайвинская, Восточно-Дагинская, Ныйская и Одоптинская зоны нефтегазонакопления, расположенные в северо-восточной части острова и его шельфа. Одоптинская зона содержит крупнейшие месторождения региона (Одопту, Одопту-море, Пильтун-Астохское, Аркутун-Дагинское). В разрезе морского Одоптинского месторождения выделяются 13 продуктивных пластов в нижненутовских отложениях. Это крупное (запасы нефти более 30 млн.т., газа – более 30 млрд.куб.м.) месторождение с пластовыми сводовыми (с литологическим ограничением) газоконденсатными и нефтегазоконденсатными залежами размерами 5-21 x 3.5-7 км. с высотой до 234 м. Нефти Одоптинского месторождения легкие (плотность до 0.87

г/см³), малосмолистым (до 6.3%), малопарафинистым (до 2.4%), малосернистым (до 0.5%) с высоким выходом бензиновых фракций.

Крнденсаты по групповому составу относятся к нафтено-метановому типу с плотностью 07746-0.774 г/см³. Присутствие серы, парафина и асфальтенов незначительно.

В составе газа метан составляет 91-94%, CO₂ - 0.2-1.5%, азота - 0.28-0.92%, тяжелых гомологов метана до 8.5%.

К высокоперспективным относится и Ныйская зона нефтегазонакопления, в которой расположены морские Лунское, Киринское и Венинское и на суше Набильское месторождения. Здесь продуктивны дагинские отложения. Набильское многопластовое (до 11) нефтяное месторождение приурочено к асимметричной субмеридианальной складке размерами 20 x 2-7 км., разбитой поперечными значительными сбросами. Плотность нефти уменьшается вниз по разрезу от 0.930 до 0.876 г/см³. Соответственно увеличивается выход легких фракций от 25 до 75%, снижается содержание акцизных смол с 26 до 5%, увеличивается содержание парафина от 0.16 до 3.6%. Газы в газовой шапке относятся к сухим (гомологов метана до 7.9%).

Наиболее освоенной является Охино-Эхабинская зона нефтегазонакопления, содержащая 7 месторождений, из которых наиболее крупными являются Охинское и Восточно-Эхабинское месторождения. Охинское нефтяное месторождение к брахиантеклинальной, разбитой поперечными сбросами асимметричной складке размерами 6 x 2 км. Нефтяные залежи открыты в 14 песчаных фациально изменчивых пластах окобыкайской свиты. Эффективная мощность пластов изменяется от 1-2 до 30 (редко 40) м. Максимальные дебиты в начальные периоды разработки достигали 20-30 (иногда 70) т/сут, текущие составляют 0.1-10 т/сут. Газовый фактор - 3.8-183 м³/т. В верхней зоне нефти тяжелые биодеградированные с плотностью 0.910-0.950 г/см³,

содержание смол 24.0-34.5%, парафина 0.33-1.1%, выход легких фракций (до 300°C) -28-33%. Внизу плотность нефтей уменьшается до 0.868-0.918 г/см³, содержание парафина увеличивается до 1.04-2.48%, выход легких фракций составляет 52.4-54.0%. Восточно-Эхабинское месторождение имеет близкие параметры, но имеет взбросо-надвиговое строение.

Восточно-Дагинская зона нефтегазонакопления содержит 13 нефтегазовых месторождений весьма сложного строения. Наиболее типичными являются месторождения им. Р.М.Мирзоева, Нижние Даги и Монги, характеризующиеся интенсивной тектонической нарушенностью. В них содержится до 17 продуктивных горизонтов, образующих обычно пластовые сводовые тектонически экранированные и ограниченные залижи в нутовско-окобыкайском взбросо-надвиговом и уйгинско-дагинском сбросовом комплексах, т.е. здесь развиты два дисгармоничных нефтегазовых комплекса.

Нефти здесь тяжелые (0.875-0.900г/см³), малосернистые (до 0.22%), высокопарафинистые (3.9-16.8%). Свободные газы сухие, метана 96.1-98.1%. Плотность конденсатов метаново-ароматического типа составляет 0.771-0.830 г/см³.

В целом зоны нефтегазонакопления имеют субмеридиональное простижение и занимают северо-восточную часть Сахалина и его шельфа. С запада на восток происходит омоложение этажа нефтегазоносности с увеличением доли газа и конденсата в общем объеме ресурсов.

Преобладающее большинство месторождений являются многопластовыми и число продуктивных горизонтов в разрезе может составлять 10-25. Площади ловушек на острове изменяются в основном от 5 до 50 кв.км., причем доля мелких (до 20 кв.км.) достигает 55%. На шельфе ловушки значительно крупнее (50-150, а иногда 200-300

кв.км.). Высокоамплитудные (более 100 м.) и малоамплитудные (до 50 м.) ловушки составляют до 40% всех объектов и снова на шельфе отмечаются максимальные амплитуды (100–600 м, а в зонах крупных разломов до 500–1000 м.). Практически все месторождения бассейна осложнены разрывными нарушениями. Крупные высокоамплитудные (более 200 м.) разломы имеют субмеридиональное простирание, согласное с общим простиранием складок. Вторая субширотная система разломов обычно сбросового типа имеет меньшую (50–150 м.) амплитуду и разбивает месторождения на ряд самостоятельных блоков.

Основная часть залежей бассейна относится к пластовым сводовым, представленным чередованием песчаных, алевритовых и глинистых пород, причем доля глинистых покрышек в наиболее продуктивных разрезах месторождений составляет не менее 30–50%. Вторым по значимости является массивно-пластовый тип залежей, представленный гидродинамически единой толщей песчаников и алевролитов с линзами аргиллитов, перекрытых мощным (более 100 м.) флюидоупором. Широко распространены пластовые или массивные тектонически экранированные залежи, приуроченные к субширотным сбросам (обычно блоки на месторождениях) и субмеридиональным взбросо-надвигам (зоны нефтегазонакопления, например Монгинского типа, в которых надокобыкайские толщи нарушены взбросами а нижележащие – сбросами).

Условия формирования и сохранения залежей в целом являются благоприятными. Практически все залежи образованы в ходе поздне-плиоцен-четвертичного импульса тектогенеза, когда вместе с формированием ловушек происходила интенсивная сквозная миграция УВ. Однако на суше, где преобладают напряжения сжатия происходило частичное расформирование залежей по разломным зонам. Так над Охинским месторождением известны асфальтовые озера. Степень тектонической раздробленности уменьшается с запада на восток к шельфу,

где начинают преобладать крупные в основном газовые залежи.

Основными критериями, определяющими закономерности нефтегазонакопления в Северо-Сахалинском бассейне являются тектоника и литофацальный состав осадочного чехла. Тектоника определяет масштабы нефтегазонакопления и сохранность скоплений УВ. эти параметры улучшаются от суши к шельфу. Литофацальные критерии определяют смещение этажа нефтегазоносности от нижне-среднемиоценовых отложений на западе острова к средне-верхнемиоценовым и плиоценовым на востоке суши и на шельфе. Большое значение имеют соотношение коллекторов и покрышек в разрезе а также принадлежность отложений к дельте палео-Амура. Для олигоценовых горизонтов важна катагенетическая преобразованность глинисто-кремнистых толщ и связанная с ней трещиноватость.

Ресурсы бассейна имеют довольно высокую степень освоенности. Отношение разведанных запасов к начальным суммарным ресурсам для нефти составляет 0.57, а для газа 0.53, причем на шельфе освоенность гораздо выше чем на суше (по нефти соответственно 0.88 и 0.25 а по газу 0.68 и 0.24). Вместе с тем следует учесть, что оставшиеся ресурсы имеют низкое качество. Они "размазаны" по мелким сложнопостроенным глубоким залежам с низкими дебитами.

Добыча нефти и газа производится только на суше острова и в настоящее время составляет около 1.5 млн.т нефти и конденсата 1.75 млрд.м³ газа в год. Накопленная добыча, начиная с 30-ых годов достигла 98 млн.т нефти и конденсата и 24 млрд.м³ газа. На шельфе Северо-Восточного Сахалина ведется подготовка к вводу в эксплуатацию силами международных консорциумов месторождений Пильтун-Астохское, Лунское, Одоптинское.

Темпы отбора запасов низкие и подготовленных запасов нефти и газа на суше хватят при нынешнем уровне добычи на 35-40 лет. При

вводе новых месторождений есть возможность удвоить добычу при одновременном увеличении затрат на разработку. По мере освоения разведанных запасов эти затраты будут непропорционально возрастать из-за ухудшения качества запасов. Большие перспективы имеет ввод в разработку крупных морских месторождений, где можно добывать до 5 млн. т. условного топлива в год.

Перспективы поисков новых месторождений связаны прежде всего с шельфовыми частями бассейна. Наибольший интерес представляют локальные структуры Восточно-Одоптинской антиклинальной зоны, расположенной восточнее главных шельфовых месторождений. Однако, из-за уменьшенных размеров структур и сокращения мощности средне-верхнемиоценовых продуктивных отложений ее перспективы меньше, чем в изученных зонах шельфа. Вокруг уже открытых месторождений возможны открытия мелких сателлитных скоплений. В целом, в настоящее время экономически целесообразным является освоение только шельфа Северо-Восточного Сахалина, шельф Японского моря и Татарского пролива по геодинамическим критериям относится к тыловой малоперспективной части регионального срыва, в которой ожидаются открытие только мелких залежей УВ. На суше все значительные открытия также уже сделаны и повышение эффективности поисково-разведочных работ может быть связано только с широким внедрением трехмерной сейсморазведки для подготовки сложных, тектонически разбитых объектов, в том числе и в поднадвиговых блоках. Возможны открытия и на новых направлениях – в палеогеновых и верхнемеловых неметаморфических толщах на западе острова. Интересным объектом представляется Тымь-Поронайская зона (Центрально-Сахалинский прогиб), в которой сейсмическими работами 1993–1994 гг. выявлена большая (до 6 км.) мощность осадочного чехла. Здесь прогиб представляет собой тектонически ограниченный блок или фрагмент ранее

единого Сахалинского бассейна, расчлененного изостатическими поднятиями Западно- и Восточно-Сахалинского хребтов. Вновь отметим, что эти поднятия образовались в результате растяжения земной коры и разрыва осадочных тел с последующим поднятием тектонически дenuдированных участков. Новым весьма интересным объектом являются поднадвиговые зоны в районах сочленения осадочного чехла и горных сооружений. Это протяженные субмеридиональные зоны на восточном и западном склонах Восточно-Сахалинских гор и крупная зона, развитая вдоль Западно-Сахалинского хребта, отмеченная в частности проявлением грязевого вулканизма(Равдоникас, 1986). Эти зоны, объединенные в настоящей работе, в единую Сахалинскую Поднадвиговую возможную зону нефтегазонакопления имеют перспективы открытия скоплений нефти и газа в меловых, палеогеновых и миоценовых отложениях. Это будут молодые (позднеплиоцен-четвертичные) скопления с активным гидродинамическим режимом. Трудно ожидать обнаружения здесь, в пределах суши, гигантских месторождений, но экономическая эффективность освоения поднадвиговых скоплений на Сахалине обоснована.

ЧУКОТСКО-БЕРИНГОВОМОРСКИЙ РЕГИОН

В Беринговом море развита целая система изолированных кайнозойских осадочных бассейнов: Восточно-Анадырский, Наваринский, Нортон, Св.Георгия, Хатырский, Олюторский, Ильпинско-Карагинский а также бассейны глубоководной Алеутско-Командорской котловины(рис.73). В пределах Чукотского моря выделяются кайнозойский Южно-Чукотский и мезозойско-кайнозойский Северо-Чукотский бассейны, разделенные инверсионными поднятиями взбросо-надвиговой зоны

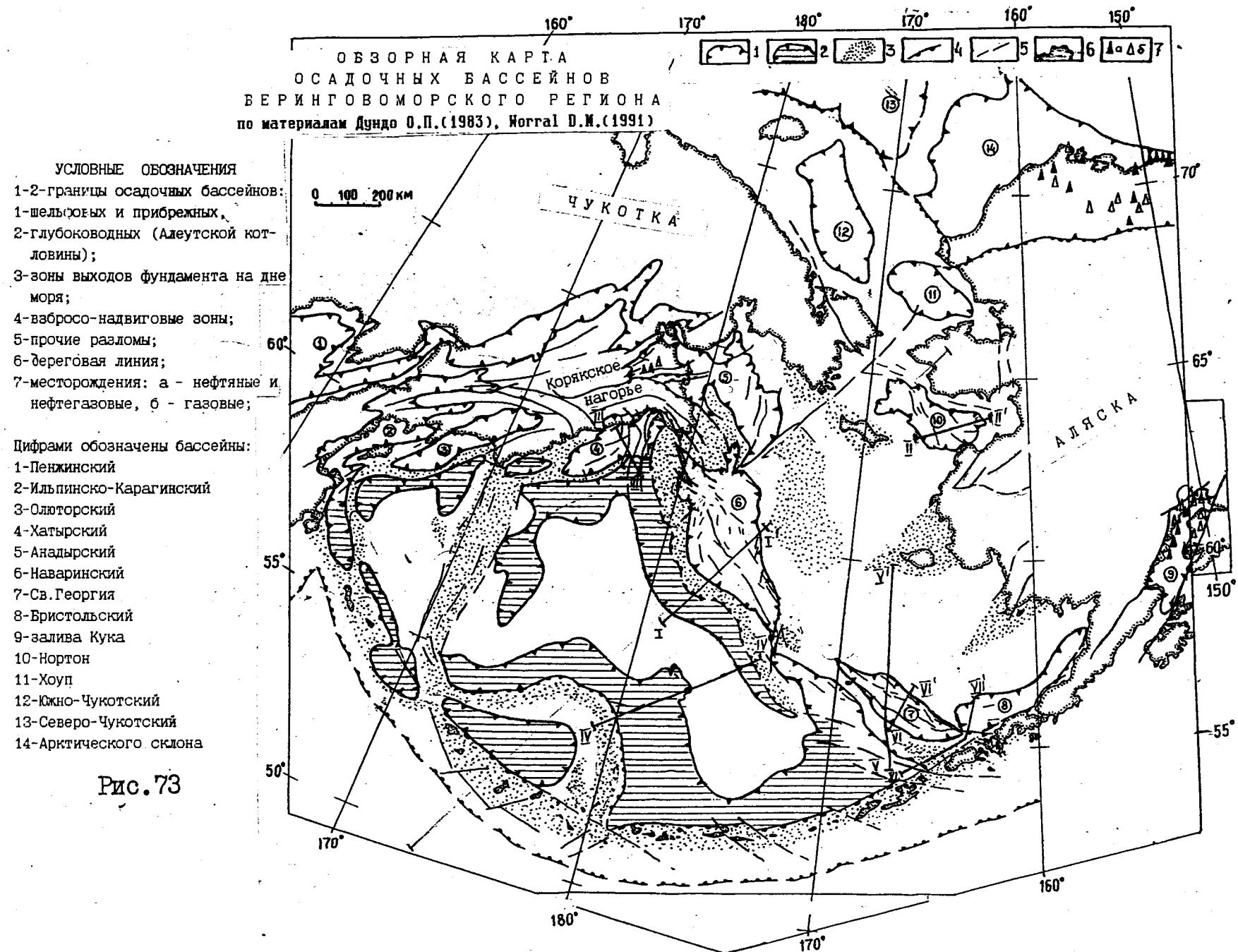


Рис.73

Геральд-Врангеля, являющейся морским продолжением складчатого сооружения хребта Брукса (Аляска). При всем различии рассматриваемых акваторий, геодинамический режим их кайнозойской эволюции был общим. Характернейшей чертой осадочных бассейнов Чукотского и Берингова морей является их формирование в условиях интенсивного растяжения(Дундо, 1988, Супруненко,1992, Шипилов,1989) , продолжавшегося с конца мела по настоящее время. И только в зонах с наиболее мощным осадочным чехлом и в приконтинентальных участках проявились локальные деформации сжатия, связанные с орогенезом.

Тектоническим центром Чукотско-Берингоморского региона являются докембрийские Восточно-Чукотский и Юконский (Аляска) выступы кристаллического фундамента, по удалению от которых происходит омоложение складчатых зон. Расползание верхней части земной коры хорошо фиксируется в структуре осадочных бассейнов. По сейсмическим данным МОГТ выявлено проградационное строение осадочной толщи, разбитой многочисленными разломами листрического типа. В целом наблюдаемое строение бассейнов хорошо объясняется горизонтальным смещением верхней коры в сторону Алеутско-Командорской дуги (Обухов, 1996) в ходе задугового рассеянного спрединга. Эти бассейны представляют собой грабен-рифты, ограниченные в основании листрическими разломами и перекрытые слабодеформированным плащом надрифтовой депрессии (рис. 74). По сути, весь фундамент Берингова моря является крупным аллохтонным пакетом расчешуенных пластин, сложенных палеозойскими пассивноокраинными и мезозойскими активноокраинными толщами.

На сейсмических профилях МОГТ хорошо проявляется геодинамика региона. Так, в Анадырской впадине на профиле проходящем через Туманское поднятие (погребенное продолжение ветви Корякского нагорья) хорошо видно, что это поднятие разрывает осадочный чехол

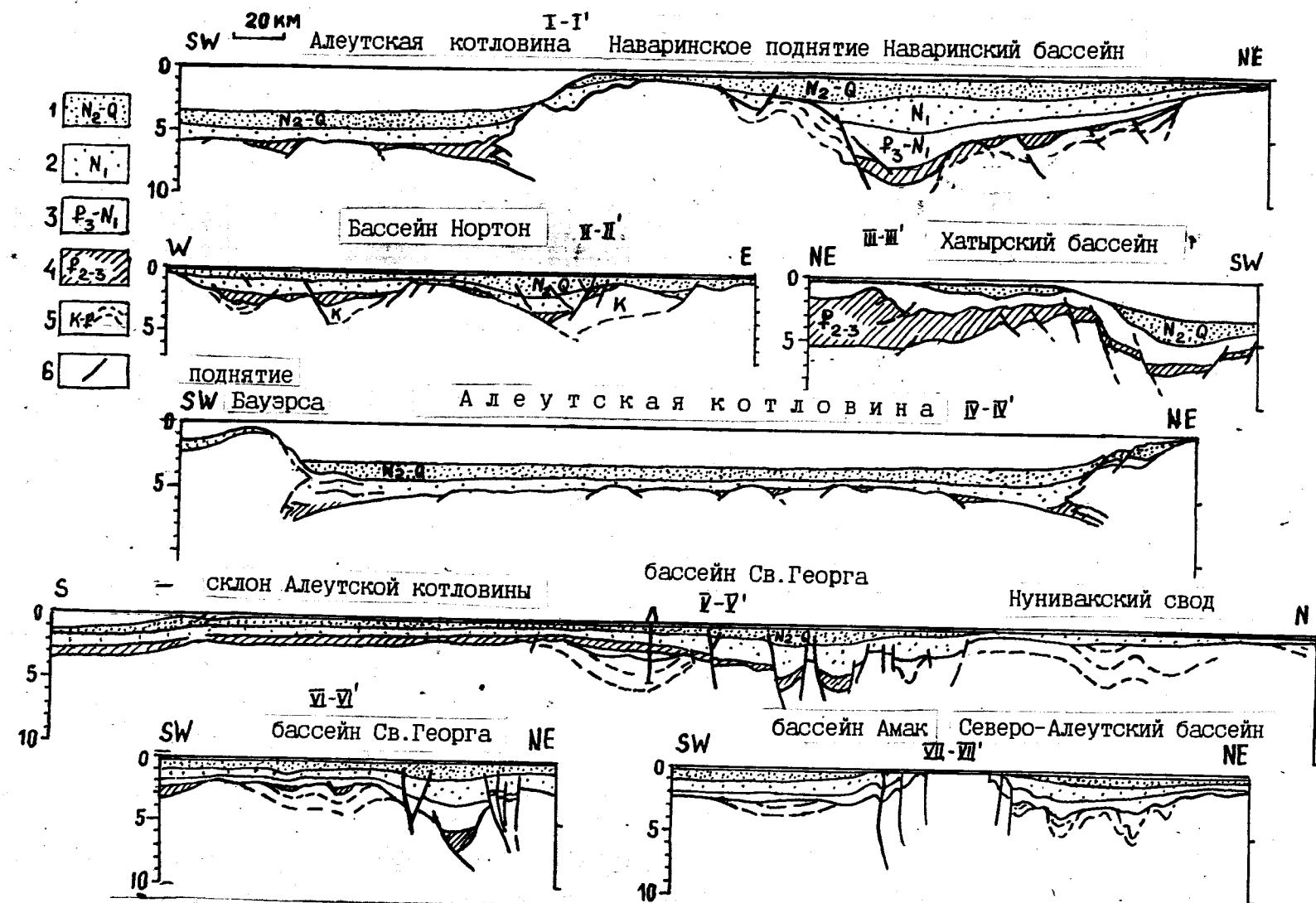


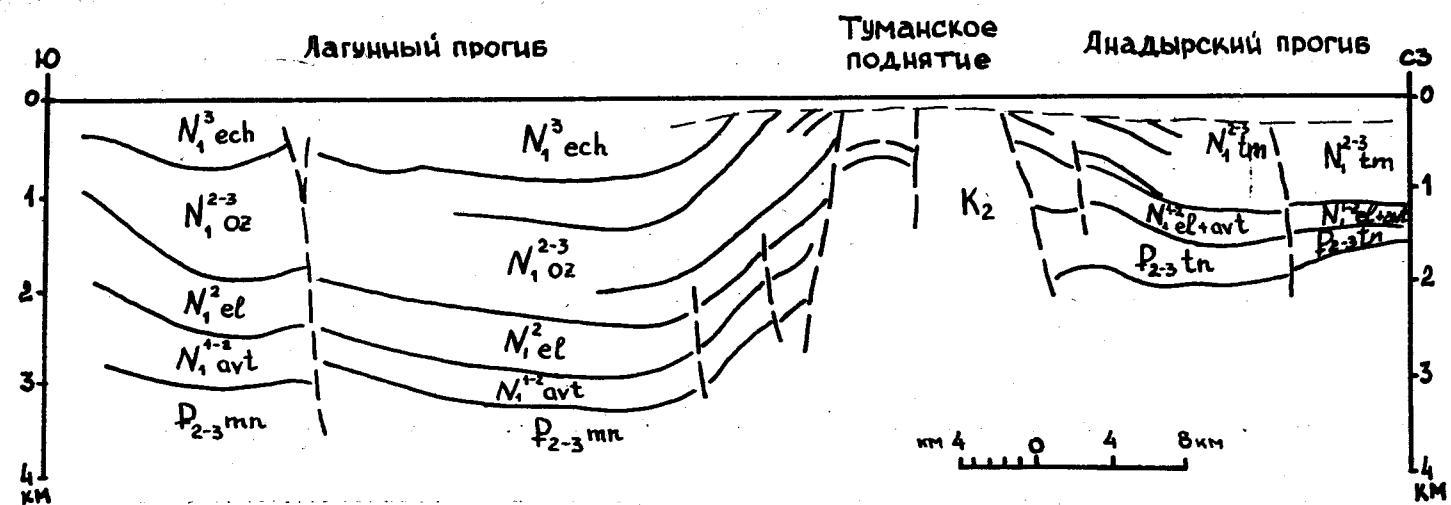
Рис. 74 Геологические профили через Берингово море (с учетом сейсмических данных). Условные обозначения: 1-4 - отложения: 1-плиоцен-квартер, 2-миоцен, 3-олигоцен-миоцен, 4-эоцен-олигоцен, 5-верхний мел-палеоцен; 6-разломы

по зоне увеличенных мощностей палеоген-миоценовых отложений (рис.75). По-видимому, поднятие появилось также после растяжения и разрыва осадочного чехла, но здесь поднятие еще не прорвало осадочный чехол полностью и не превратилось в ороген.

Интерпретация сейсмического профиля через Олюторскую впадину показывает значительное горизонтальное растяжение ложа бассейна, обусловленное срывом верхней коры в сторону Алеутской глубоководной котловины. На континентальном склоне, где растяжение было максимальным, осадочный чехол разорвался и образовалось весьма характерное склоновое поднятие (рис.76), такие широко развиты на континентальных склонах(Дундо,1986). При значительном развитии гравитационно-геодинамических процессов склоновые поднятия в конце концов формируют островную дугу.

Граница сочленения Наваринской впадины и Алеутской котловины (Наваринское поднятие) по сейсмическим материалам является морским продолжением Корякского нагорья. Здесь также выражены зоны разрыва и растаскивания осадочного чехла. Американские исследователи на краю Алеутской котловины показывают современную зону субдукции(Worrall,1991), однако на востоке котловины её склон становится пологим и взбросо-надвиги сменяются сбросами, ограничивающими типичные склоновые поднятия(рис. 74).

Осадочный чехол Хатырской впадины сжат в юго-западном направлении не менее чем на 10%, что составляет около 20 км. Это сжатие несомненно связано с коленообразным поворотом структур Корякского нагорья на мысе Наварин (рис.77). Это обстоятельство а также дисгармоничное строение осадочного чехла Хатырской впадины приводит к необходимости выделения на её бортах значительных погребенных надвигов или покровов(Обухов, Агапитов,1996). Субгоризонтальный срыв происходил внутри существенно глинистой эо-



Сейсмогеологический разрез через Лагунный и Анадырский прогибы

Рис.75

ЮВ

5 км

С3

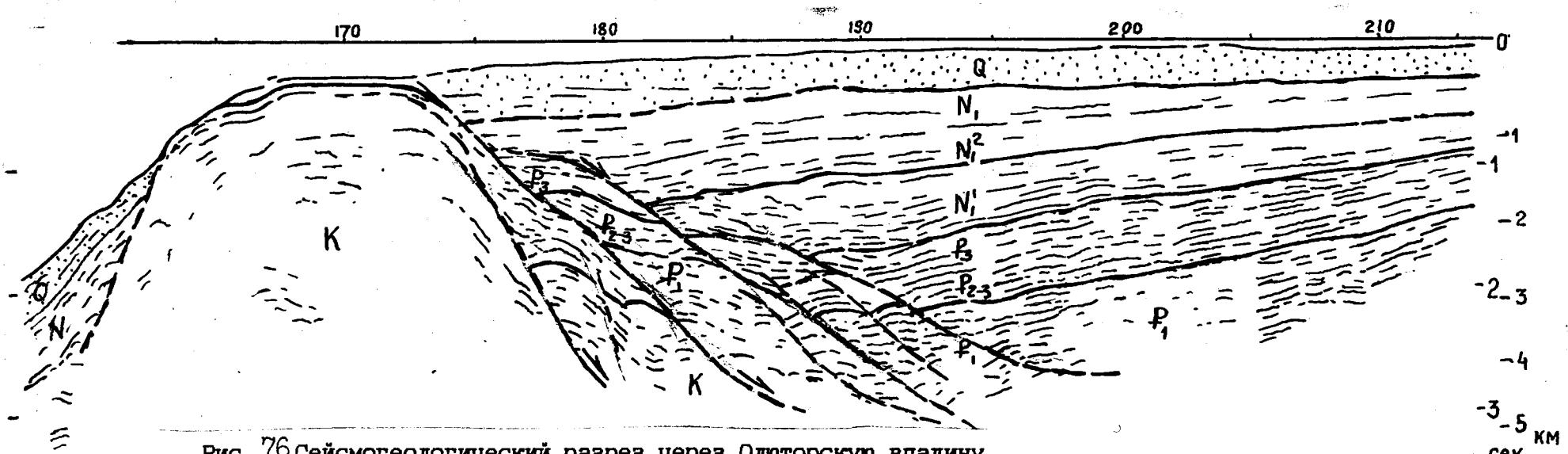
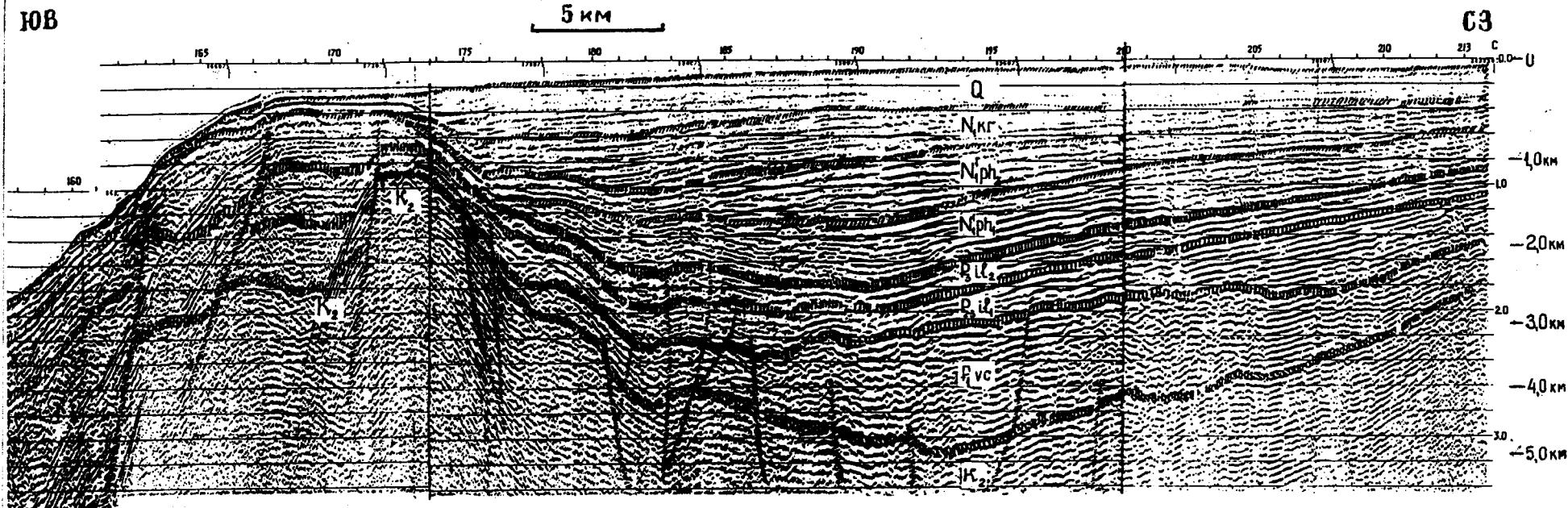


Рис. 76 Сейсмогеологический разрез через Олюторскую впадину.

Разрыв осадочного бассейна склоновым поднятием

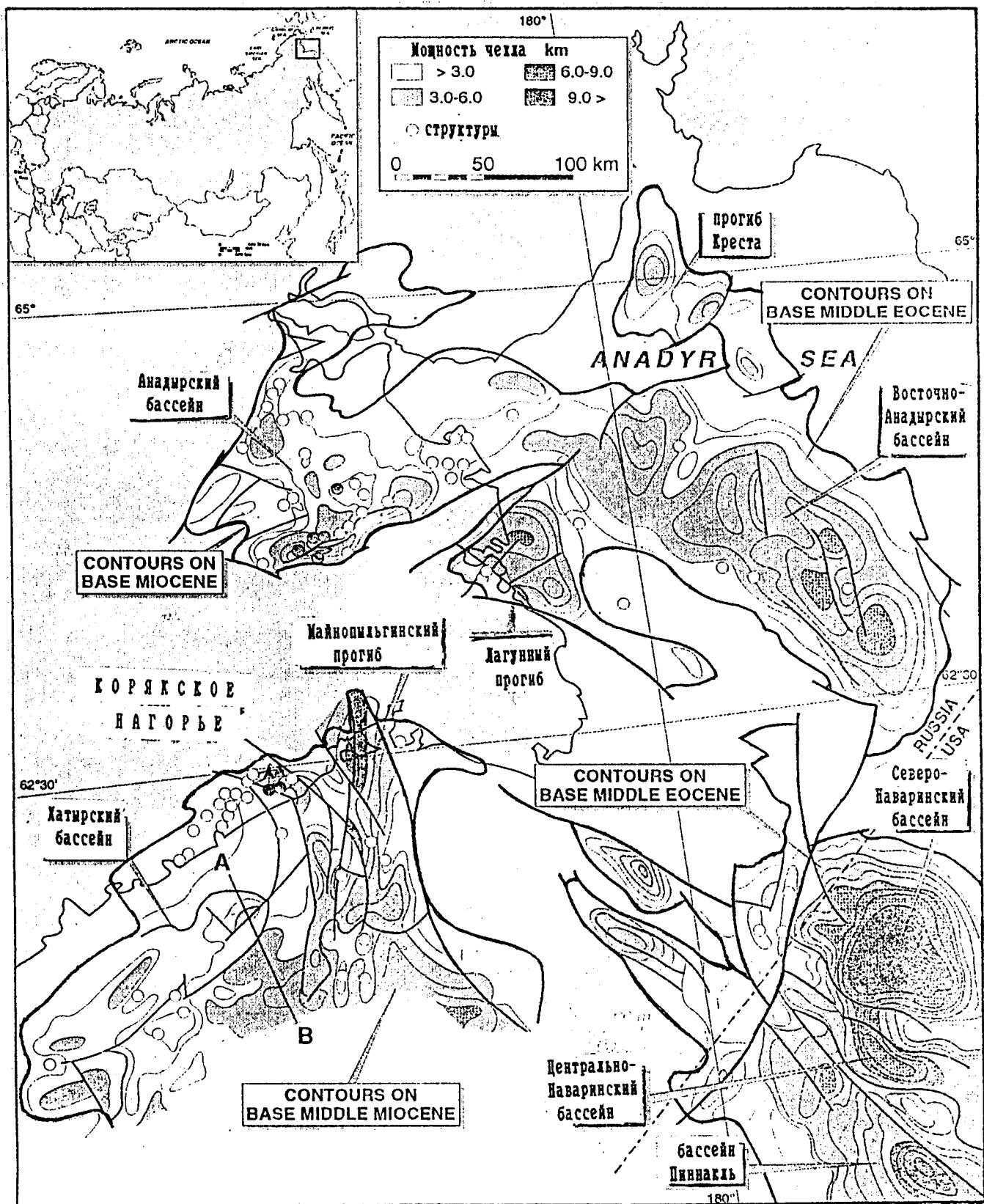


Рис. 77 Структурная карта Анадырско-Хатырско-Наваринского региона
(по материалам Д.И. Агапитова, Ю.К. Бурлина, Е.П. Свистунова)

цен-олигоценовой толщи (ионайская и малленская свиты). Часто срывы приводили к глинистому диапризму. Однако сжат и деформирован осадочный чехол только в пределах суши. На акватории сжатие почти немедленно переходит в растяжение с листрическими сбросами, т.е. сжатие затрагивает только кайнозойский осадочный чехол, а общая геодинамическая ситуация в регионе характеризуется значительным растяжением земной коры в целом и даже покровно-надвиговое строение Корякского нагорья связано не со сжатием а с гравитационным срывом относительно тонких (2-3 км.) чешуй фундамента и надвиганием их друг на друга (Колясников, 1992), причем масштабы этих срывов были существенно усилены зонами реологически неустойчивого "скользкого" серпентинитового меланжа.

Изучение геодинамической эволюции узла сочленения Анадырской, Наваринской и Хатырской впадин позволило предположить, что в своей ранней палеоген-раннемиоценовой истории они представляли собой единую крупную осадочную депрессию с депоцентром в районе современного Корякского нагорья. В ходе горизонтального растяжения эта палеодепрессия была разорвана и расчленена изостатически всплывшими поднятиями Корякской складчато-покровной зоны. Аккреционный облик последней обусловлен многочисленными субгоризонтальными срывами, связанными с деформациями по листрическим разломам в ходе транспортировки пластин верхней коры вместе с расположенными на них седиментационными бассейнами. Важно отметить, что внутри Корякского нагорья в межгорных узких грабенах сохранились тектонические фрагменты морских палеоген-неогеновых бассейнов (Агапитов и др. 1993). Подобные тектонически ограниченные чужеродные блоки весьма характерны для горных систем, появившихся в результате растяжения и разрыва верхних зон земной коры (Обухов, 1994). Таким образом юрско-меловой граувакково-кремнисто-флишоидный окраин-

но-континентальный комплекс, ранее находившийся под 3–5 километровой толщей кайнозойских отложений был раздроблен пологими срывами, расчешуен и изостатически поднят на поверхность. В некоторых зонах последовательные срывы мощных пластин мезозойских отложений закончились тектонической денудацией фундамента – океанического ложа, т.е. офиолитовые зоны в этом регионе появились не в результате обдукции океанической коры а из-за срыва с нее осадочно-метаморфического чехла. Важно отметить, что океаническая кора сама по себе расчешуена (по материалам глубинных сейсмических исследований МОГТ, Коган и др., 1994) и поэтому легко вовлекается в общий гравитационно-геодинамический процесс, образуя аллохтонные офиолитовые пластины.

Наблюдаемая в гравитационном поле изостатическая аномалия (Егиазаров, Дундо, 1985) также свидетельствует о том, что в пределах Корякского нагорья существует дефицит масс, вызванный срывом и перемещением крупных пластин осадочных и осадочно-метаморфических образований. Изостатическая компенсация этих срывов вероятнее всего и является причиной современного орогенеза. Новейшие орогенические поднятия привели затем к гравитационному развалу и надвиганию горных хребтов на прилегающие осадочные толщи Анадырской и Хатырской впадин, что и создало обманчивое представление о сжатии региона (Колясников, 1992, 1994).

Известные в этих впадинах месторождения нефти и газа приурочены к наиболее мощным зонам впадин, непосредственно примыкающим к Корякскому нагорью, а ловушки углеводородов созданы именно позднейшим надвигообразованием.

В Хатырской впадине наглядно проявляется как на фоне регионального растяжения накладываются приорогенные зоны сжатия. Так, на северо-западе отмечается надвигание горных обрамлений на оса-

дочный чехол с его сжатием, тогда как на юго-востоке на акватории впадины развиты крупные листрические сбросы, сопровождаемые подворотом приоceanических блоков и разрывом осадочного чехла. Разрывы чехла повсеместны на континентальном склоне и, в частности, на субмеридиональных сейсмических профилях, пересекающих Наваринскую впадину и Алеутскую котловину отмечаются разрыв осадочного выполнения Наваринским поднятием и гравитационное надвигание этого поднятия на кайнозойские толщи котловины. Отметим также что в регионе широко проявляются региональные сдвиговые зоны, одна из которых расчленила Восточно-Анадырскую и Наваринскую впадины, причем деформации вновь проходят в зонах максимальной мощности осадочного чехла(рис.77). Из представленных данных следует, что в начале кайнозоя вдоль приконтинентальной зоны Берингова моря под влиянием субгоризонтального расположения верхней коры развивались грабенообразные бассейны, которые в ходе дальнейших перемещений были разорваны и отделены друг от друга. Разрывы происходили по зонам повышенных мощностей осадочных бассейнов (т.е. пониженнной прочности коры).

Современное расположение кайнозойских осадочных бассейнов было создано в ходе значительных перемещений пластин верхней коры от континента в океан. В этом отношении все ложе Берингова моря представляет собой относительно тонкий (около 15 км) расчешуенный слой, перемещающийся от Чукотско-Юконского докембрийского выступа. Геодинамика этого гигантского оползня-покрова весьма напоминает течение континентального ледника. Перед фронтом покрова создаётся поднятие островодужной системы. Характерно, что под этим покровом "просвечивают" региональные полосовидные магнитные аномалии М0-М14(Turner, 1985), что подтверждает аллохтонную природу ложа Алеутско-Командорской котловины.

История горизонтальных движений четко зафиксирована в структуре осадочных бассейнов. Все они развивались на фоне устойчивого растяжения, сняв которое мы сможем восстановить первоначальное положение ложа и основания осадочных бассейнов.

Мощный гравитационно-геодинамический срыв в Чукотско-Берингово-морском регионе был инициирован глубокими верхнеюрско-раннемеловыми окраинно-континентальными прогибами, создавшими ослабленные зоны в земной коре региона.

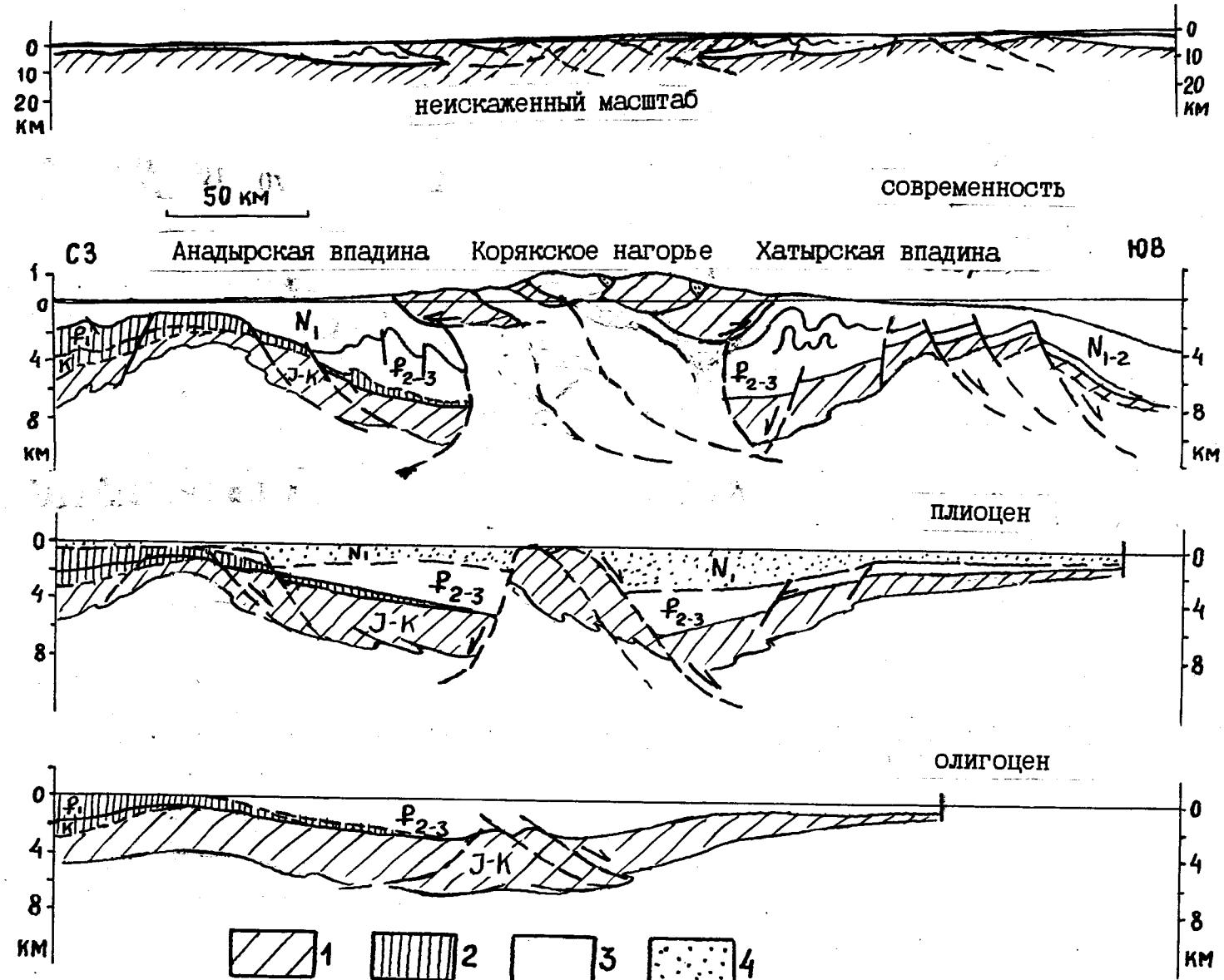
В позднемеловое-палеоценовое время начали проявляться первые признаки развивающегося срыва – окраинно-континентальный рифтогенез, сопровождаемый вулканизмом и образованием узких грабенов и полуграбенов. По-видимому, в это время появились первые тектонически денудированные зоны, которые впоследствии станут выступами фундамента.

В эоцене-миоцене были в основном сформированы кайнозойские бассейны региона, которые составляли в это время единый слабо расчлененный, но в основании грабенообразный седиментационный бассейн. В середине миоцена начались уже первые разрывы осадочно-го чехла из-за горизонтального растяжения.

В плиоцене-квартере гравитационно-геодинамический срыв достиг своего апогея. В это время образовалась глубоководная Алеутско-Командорская котловина, оформились орогены на прилегающей суше. Были окончательно разорваны и отделены друг от друга кайнозойские осадочные бассейны(рис.78).

Учет горизонтальных движений позволяет прогнозировать условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления даже в глубоководных бассейнах(Обухов, 1995).

Активный геодинамический и флюидодинамический режим зон срыва и обусловил в приуроченных к ним областям бассейнов повышенные



78 Рис. Гравитационно-геодинамическая модель эволюции Анадырско-Хатырско-Наваринского региона. Условные обозначения: 1-4 - отложения: 1-юрско-меловые, 2-мел-палеоценовые, 3-эоцен-олигоценовые, 4-неогеновые

перспективы нефтегазоносности. Это морские области Хатырского и южные части Восточно-Анадырского и Наваринского бассейнов, а также осадочные тела, развитые вдоль континентального склона Алеутской глубоководной котловины. Бассейны, расположенные вблизи тектонически денудированной области Восточно-Чукотско-Юконского кристаллического массива имеют существенно меньшие перспективы нефтегазоносности поскольку в них затруднена консервация и концентрация углеводородов.

В Чукотском море, где течение верхней коры происходило уже в северном направлении, к пассивно перемещающимся тыловым бассейнам относятся бассейны Южно-Чукотский и Хоуп (шельф Аляски) (Моря..., 1984, Матрем и др., 1977). В целом горизонтальный срыв в северном направлении имеет существенно меньшие масштабы из-за удаленности региона от океанических котловин. Шельф Чукотского моря является продолжением континента, однако по мере продвижения к северу тектоническая стабильность его уменьшается. Подтверждение тому погребенная взбросо-надвиговая система поднятий Геральд-Врангеля, сочленяющаяся на суше Аляски с покровно-складчатым сооружением хребта Брукса (Bird, 1993). Она связана с горизонтальным стрессом перемещающихся с юга верхнекоровых пластин, сорванных с Восточно-Чукотско-Юконского массива. Севернее поднятий Геральд-Врангеля располагается крупный Северо-Чукотский верхнепалеозойско-мезозойский бассейн пассивной континентальной окраины. Бассейн имеет рифтовые черты, но в южной части, вблизи взбросо-надвигов осадочный чехол заметно сжат. Но и здесь сжатие является локальным эпизодом на фоне преобладающего растяжения. Подобные зоны срыва, трансформированного в надвиги, как это отмечалось для бассейнов Берингова моря, представляют наибольший интерес для поисков нефти и/или газа. Таким образом, в Чукотском море по ре-

зультатам геодинамического анализа наиболее перспективны акватории, расположенные северо-восточнее о.Врангеля и которые являются геологическим аналогом нефтегазоносных областей Аляски.

В целом сейсмогеологический и геодинамический анализы позволяют выявить наиболее крупные зоны нефтегазонакопления в пределах малоизученных акваторий Северо-Востока России.

АНАДЫРСКИЙ БАССЕЙН

Анадырский нефтегазоносный бассейн (НГБ) расположен на севере Дальнего Востока России и входит в состав Анадырского района Чукотского автономного округа Магаданской области. Более половины его площади (55,0 тыс.кв.км.) находится в пределах Берингова моря. Площадь перспективных земель на суше достигает 17,5 тыс.кв.км. Наиболее глубокие прогибы с мощностью осадков до 8 км приурочены к южным зонам двух крупных суббассейнов – собственно Анадырской впадине (суши) и Восточно-Анадырской впадине (шельф). Обе они выполнены кайнозойской толщей терригенных морских, прибрежно-морских и континентальных отложений(рис. 77).

В Анадырского бассейне пробурено более 50 скважин на 21 площади(Агапитов и др., 1993). Изученность глубоким бурением составила 5-8 м/кв.км, а сейсморазведкой на суше до 4, на акватории до 0,2 пог. км/кв.км.

Приуроченность Анадырского бассейна к активной окраине континента обуславливает значительную тектоническую и метаморфическую переработанность древних комплексов. Поэтому о домезозойской истории достоверных сведений нет. Блоки докембрийского, палеозойского и триасового возраста обычно интерпретируются как террейны, припаянные к северо-западной окраине континента в ходе ак-

акреции микрофрагментов континентов, складчатых поясов и островных дуг. В течение позднего мезозоя (150–70 млн. лет назад) составлялся основной структурный каркас Северо-Востока Евразии в результате взаимодействия плиты Кула с континентом (Worral1, 1991). В это время формировались глубокие флишевые прогибы, которые к концу мела подверглись акреции, были разбиты надвигами и покровами, сочленены с фрагментами глубоководных кремнисто-вулканогенных и островодужных вулканогенных формаций. В результате образовались покровно-складчатые сооружения Корякского нагорья, слагающие фундамент Анадырского бассейна (Руженцев и др., 1983). Повсеместное раннекайнозойское поднятие сопровождало этап перестройки структурного плана, метаморфизма и тектонической переработки толщ будущего фундамента. Таким образом, в Анадырском бассейне фундамент представлен преимущественно верхнеюрско-нижнемеловыми дислоцированными флишоидными толщами, тектонически совмещенными с пластинами вулканогенно-кремнистых толщ, олистостромами карбонатов, телами гипербазитов и габбро (Геология СССР, 1970). В подошвах тектонических покровов выделяются зоны серпентинитового меланжа. В пределах Корякского нагорья где обнажаются толщи фундамента, преобладают покровы, перемещенные с севера на юг.

В северо-западной части бассейна, вдоль хребта Рарыткин на фундаменте залегает терригенная угленосная толща мощностью до 2 км. маастрихт-датского(?) возраста (рарыткинская свита). Она образовалась преимущественно в континентальных условиях в крупных периокеанических грабенообразных прогибах. Общий тектонический режим характеризовался поднятиями, на фоне которых происходили отдельные довольно значительные прогибания. По-видимому, грабены ограничены листрическими разломами с плоскостями падения, направленными в сторону океана.

В палеоцен-эоценовое время этап дифференцированных поднятий и опусканий стал сменяться режимом преимущественного растяжения, что выразилось в накоплении вулканогенно-осадочной толщи танюрской свиты, представленной поверхностными андезит-базальтами, туфами, с прослоями терригенных угленосных пород мощностью до 2000 м. Она развита в основном в северной половине бассейна и выклинивается и замещается к югу глинистыми и туфогенными толщами усть-чирынайской свиты. Эти терригенно-вулканогенные образования по условиям осадконакопления и степени катагенеза являются типично чехольными толщами, составляющими основание Анадырского бассейна(Агапитов и др., 1983).

С конца эоцена и в течение всего олигоцена в прибрежно-морских дельтовых и шельфовых обстановках в условиях устойчивого компенсированного прогибания накопились преимущественно глинистая, алеврито-глинистая и песчано-глинистая толщи майницкой свиты мощностью на юге бассейна до 2100 м. К северу эти отложения практически выклиниваются или тектонически срезаются.

Основной этап формирования Анадырского бассейна приходится на миоцен. Тогда в условиях приморских равнин, лагун и дельт при тектоническом режиме прогибания образовались терригенные слабо угленосные отложения собольковской, гагаринской, автаткульской (в предавтаткульское время был период поднятия и размыва) свит, занимающие южные зоны бассейна. Они образуют линзовидный комплекс аккумулятивных тел барового, прибрежного типа. Значительно шире распространены вышележащие елисеевская, озернинская и эчинская свиты. Общее строение миоценовой толщи клиноформное линзовидное. Депоцентры свит смешены в сторону южного Майницкого прогиба. Их мощность изменяется от 200 м. до 4000 м.(рис.79).

В конце плиоцена устойчивое компенсированное развитие бас-

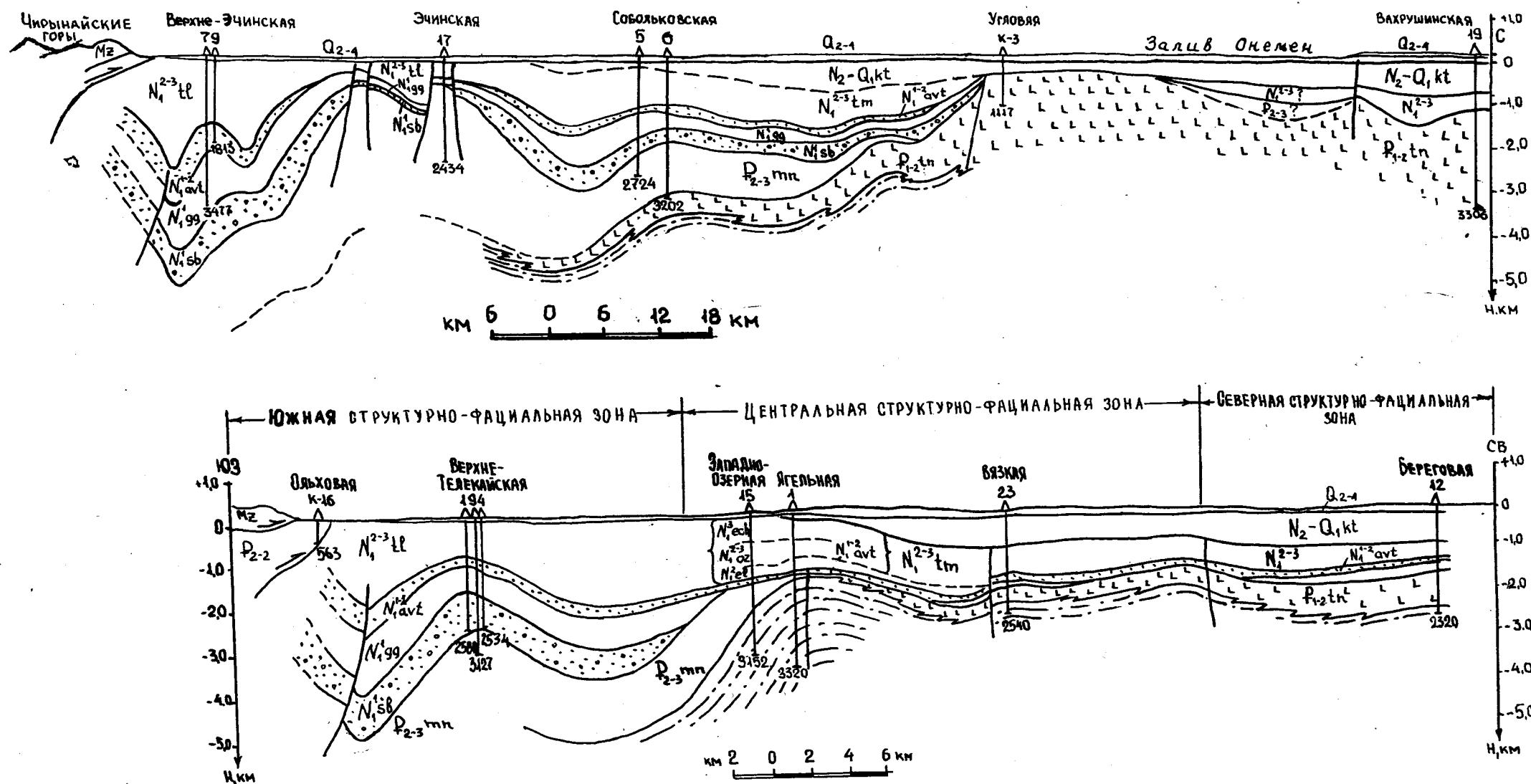


Рис. 79 Региональные геологические разрезы Анадырского бассейна
(по Д.И.Агапитову, В.В.Иванову, 1985)

сейна прекратилось. В это время начались активные горные поднятия в складчатых обрамлениях, сопровождаемые надвиганием структур Ко-рякского нагорья на осадочный чехол Анадырского бассейна(рис.79). Толщи верхней гыргочанской свиты характеризуются уже более грубо-зернистым песчано-галечно-конгломератовым составом и существенно различаются в континентальной и морской частях бассейна. В пределах шельфа увеличивается мощность (с 200 до 1200 м.) плиоцен-четвертичных отложений и их состав становится более тонкозернистым. Плиоцен-четвертичный режим сжатия сформировал все основные антиклинальные поднятия бассейна. Степень дислоцированности осадочного чехла увеличивается сверху вниз, что объясняется постоянной текtonической активностью региона в кайнозое.

Развитие шельфовой части Анадырского бассейна практически ничем не отличается от его континентальной части. Обнаруживается четкая прослеживаемость сейсмических границ с континентальной в шельфовую часть. Сейсмокомплексы А соответствуют эчинской и гыргочанской свитам верхнемиоцен-четвертичного возраста, Б - озернинской, елисеевской и автаткульской свитам среднего миоцена, В - гагаринской и собольковской свитам раннего миоцена, Г - майницкой и, возможно, усть-чирынайской и танюрерской свитам палеогена.

В целом текtonическое развитие Анадырского бассейна довольно простое. Ее образование происходило в условиях незначительно меняющегося режима растяжения на протяжении 75 млн. лет и включало в себя следующие основные этапы:

1. Раннее рифтовое прогибание, когда образовались наиболее крупные грабены в основании бассейна (75-38 млн. лет назад).
2. Образование единого надрифтового грабена, когда оформились основные текtonические границы современного бассейна (38-5 млн. лет).

3. Преобразование синеклизы в межгорную впадину. Формирование антиклинальных структур, поднятий, взбросо-надвиговых зон, надвигание складчато-покровных обрамлений на осадочный чехол впадины (5 млн. лет по настоящее время).

В формационном отношении осадочный чехол разбивается на три главных структурно-формационных комплекса:

—ранний синрифтовый, включающий паралическую и часто континентальную угленосную верхнемеловую-палеоценовую (на севере вулканогенно-осадочную) формацию;

—надрифтовой депрессии, составляющий основной объем осадочного чехла и содержащий морские и прибрежно-морские глинистую эоцен-олигоценовую и песчано-глинистую слабоугленосную миоценовую формации;

—пострифового сжатия, слабо выраженный в осадках, но именно в это время происходило основное структурообразование.

Анадырский бассейн в настоящее время является единственным промышленно нефтегазоносным бассейном Северо-Востока России, в котором открыты 3 нефтегазовых и одно газовое месторождение. Комплексные работы Чукотской нефтеразведочной экспедиции(Д.И.Агапитов, МГУ(Ю.К.Бурлин, О.В.Крылов, В.Ф.Иванов, Е.П.Свищунов) и других организаций обеспечили довольно хорошую нефтегеологическую изученность региона (рис.80).

Нефтематеринские породы широко представлены в разрезе Анадырского бассейна и присутствуют во всех основных литолого-формационных комплексах: рапыткинской, майницкой, гагаринской, автаткульской и озернинской свитах. Материнские породы бассейна имеют глинистый состав и образовались в условиях паралических зон угленакопления, лагун, шельфовых депрессий. Существенно преобладает гумусовый тип органического вещества. Так, по хроматографическим

данным исходное ОВ нефтий Анадырского бассейна, в основном, континентальное, но, видимо, значительно бактериально переработанное. Свидетельством этого является отсутствие заметного пика в области $C_{27}-C_{29}$ и максимум распределения н-алканов на C_{23} . Отношение пристана к фитану составляет от 3 до 13 (среднее 7-8), что является свидетельством гумусового происхождения нефтий. По уровню изомеризации стеранов они относятся к нефтям недостаточно зрелым, т.е. для их формирования не требовались высокие температуры. В этом случае пристан, видимо, целиком унаследован от исходного ОВ(Нефтегазоносность...,1991, Осадочные бассейны...,1987).

Нефтематеринские толщи рапыткинской свиты характеризуется преимущественно гумусовым типом ОВ. Средние значение Сорг составляет 0,96%, преобразованность ОВ отвечает стадии жирных каменных углей ($Ro = 0,95-1,14$). Майницкие верхнеэоцен-олигоценовые глинистые толщи содержат ОВ смешанного сапропелево-гумусового типа, преобразованного до градации длиннопламенных и газовых углей ($Ro=0,48-0,87$). Средние значения Сорг составляют 0,64 - 0,79%.

В качестве нефтематеринских можно рассматривать также глинистые фации миоценовых отложений, которые на глубине около 2,5 км преобразованы до стадии длиннопламенных углей ($Ro=0,45-0,50$).

В скважинах Анадырского бассейна фиксируются средние и пониженные значения геотермического градиента. Первые присущи прогнутым участкам (Майницкий и Проточный прогибы), где они составляют 35-42 град.С/км, вторые изменяются от 30,7 до 35,1 град.С и свойственны участкам относительно неглубокого залегания складчатого основания(Бурлин,Иванов, 1987).

Современное положение главной зоны нефтеобразования соответствует, по данным термокаротажа, интервалу глубин 2,3-4,8 км. На шельфе в этом интервале глубин почти полностью расположены от-

ложеия эоцена-олигоцена (сейсмокомплекс Г) и около 30% нижнемиоценовых отложений (сейсмокомплекс В). В отдельных наиболее прогнутых участках в главной зоне нефтеобразования находятся низы сейсмокомплекса Б, возраст которого интерпретируется как средне-позднемиоценовый. Судя по сейсмоскоростным параметрам этим толщам свойственен более тонкообломочный состав, по сравнению с отложениями Анадырской низменности. Доля глинистых пород здесь достигает 60–70% (Коблов и др., 1993).

Коллекторские свойства осадочных пород Анадырского бассейна в целом низкие и весьма латерально изменчивые (рис. 80). В основании осадочной толщи преобладают поровые, трещинные, порово-трещинные коллекторы, в средней части – порово-трещинные, в верхней части – поровые. Природные резервуары относятся к пластовым и литологически ограниченным, в основании – литологически и стратиграфически экранированным (Бурлин, Иванов, 1995).

Палеогеновые отложения (ягельная свита) распространены в центральной зоне бассейна. В отложениях толщи присутствуют пласти-коллекторы мощностью от 3–5 до 10–15 м как порового, так и порово-трещинного типа; первые приурочены к верхней части разреза, вторые – к нижней его части. Открытая пористость изменяется от 3 до 30%, с минимальными значениями в низах разреза. Средняя проницаемость 21 мД при максимуме до 450 мД.

Отложения усть-чирынайской свиты распространены только в центральной части Анадырской впадины. Коллекторами являются среднесортированные песчаники и алевролиты; тип коллектора – трещинный.

Породы майницкой свиты подразделяются на две подсвиты: нижнюю – алевролито-глинистую и верхнюю – песчано-алевритовую. Наиболее полно отложения свиты изучены в пределах Поворотно-Теле-

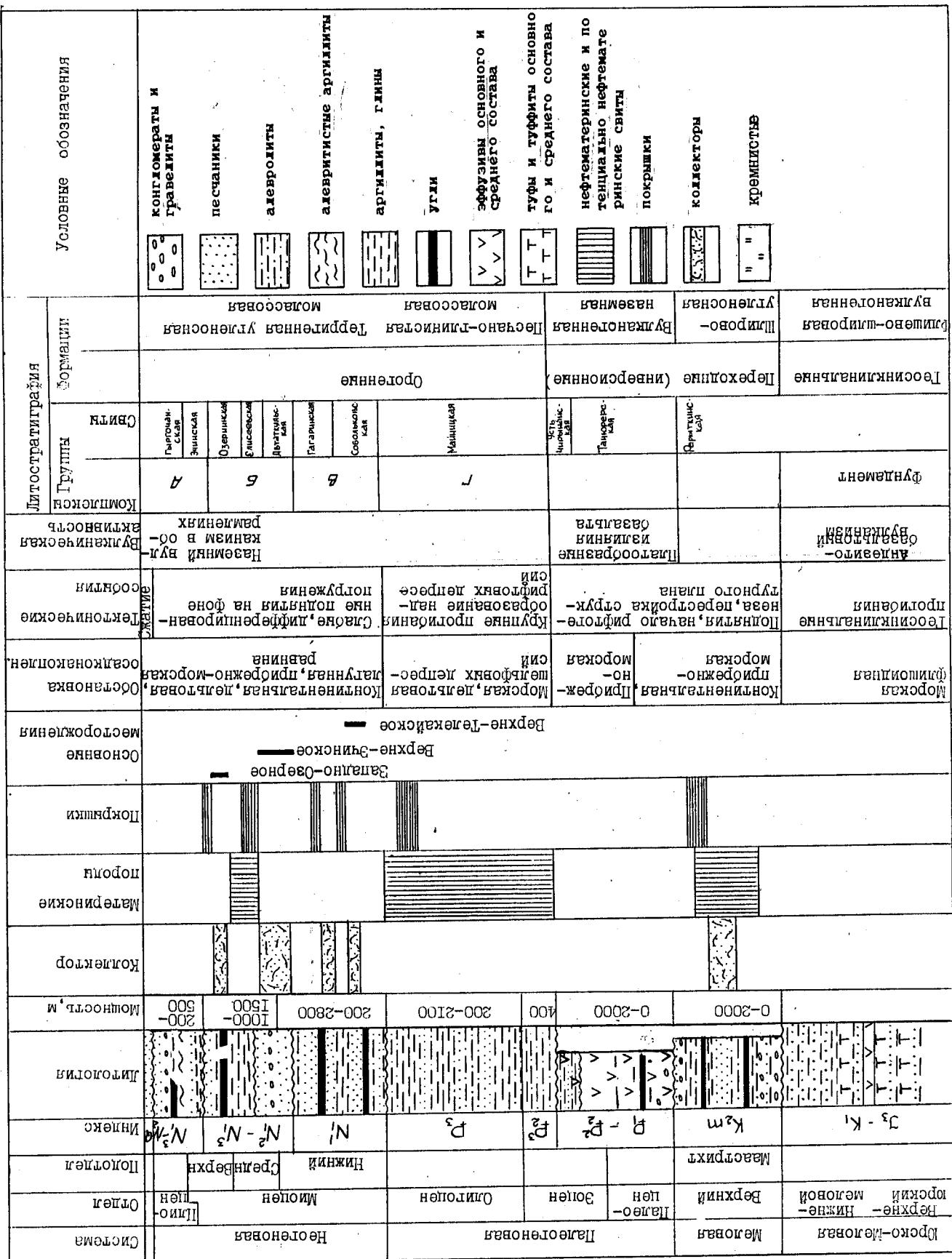


Рис. 80 Нефтегеологическая колонка Анадырского бассейна

кайской зоны антиклинальных поднятий.

В пределах южной структурно-фациальной зоны (Свистунов, Иванов, 1987) максимальные значения коэффициента открытой пористости здесь не превышают 0,13. Здесь в отдельных участках возможно присутствие коллекторов трещинного и трещинно-порового типа. В центральной структурно-фациальной зоне значения открытой пористости достигают 20–22% (Собольковская пл.). Абсолютная проницаемость достигает 4000–5000 мд. Здесь распространены коллекторы порового порово-трещинного типа.

Основные коллектора собольковской нефтегазоносной свиты представлены среднесортированными полево-шпатовыми и граувакковыми песчаниками. Их открытая пористость составляет 9–30%. Проницаемость, как правило, низкая (1–40 мд). Наблюдается ухудшение коллекторских свойств вдоль Поворотно-Телекайской зоны с юго-запада на северо-восток. Коллектора в основном порового и порово-трещинного типа (Иванов, 1986).

Отложения гагаринской свиты распространены в центральной и южной зонах. Мощность песчано-алевритовых пластов изменяется от 0,5 до 3 м; в центральной части бассейна встречаются единичные пласти мощностью до 10–12 м. Фильтрационно-емкостные свойства их выше, чем в пластах-коллекторах собольковской свиты. Открытая пористость изменяется от 2 до 34%. Проницаемость коллекторов южной зоны изменчивая (от 1 до 4926 мд).

Автаткульская свита распространена в центральной и южной фациальных зонах. В целом коллекторские свойства отложений в пределах южной зоны улучшаются по сравнению с нижележащими собольковской и гагаринской толщами. Максимальные значения открытой пористости в пределах Верхне-Эчинской площади достигают 20–24%, что свидетельствует о высоких емкостных свойствах отдельных горизон-

тов. Проницаемость пород свиты сильно меняется (от 10 до 2080 мд.) Тип коллектора в основном порово-трещинный с явлениями выщелачивания. В центральной зоне коллекторские свойства выше, чем в южной зоне. Открытая пористость в них составляет от 6,3 до 31,0%, проницаемость от 4 до 1815 мд (Иванов, 1986).

В озернинской свите песчано-алевритовые разности образуют пласти и прослои мощностью от 0,2-0,4 до 10-15 м. Открытая пористость изменяется от 17,3 до 35,2%, проницаемость составляет от 30 до 9000 мд. Тип коллектора поровый (Бурлин, Иванов, 1995).

В неогеновых отложениях толщами флюидоупоров являются глины и аргиллиты нижней части эчинской свиты (лигнитовая пачка) и елисеевская свита. Эти покрышки являются основными. Отложения гагаринской и собольковской свит содержат локальные покрышки.

В палеогеновых отложениях покрышками являются глины и глинистые алевролиты нижнемайницкой подсвиты.

Верхнемеловые отложения вскрыты в единичных скважинах; в качестве зональной покрышки могут быть выделены отложения раптикинской толщи (маастрихт).

Основной зоной нефтегазонакопления является Поворотно-Телекайская, включающая все запасы нефти и конденсата и до 50% запасов газа. Она расположена в пределах южного Майницкого прогиба и представляет собой дугообразную систему бескорневых привзбросовых антиклиналей, сложенных миоценовыми терригенными толщами. Основной нефтегазоносный комплекс приурочен к песчаникам собольковской свиты и залегает на глубинах 1500-3500 м. Нефтегазоносность известна и в вышележащей автаткульской свите (Агапитов и др, 1993).

Озернинская зона нефтегазонакопления приурочена к одноименному выступу, ограничивающему Майницкий прогиб с севера. Она характеризуется изометричным очертанием осложняющих ее локальных

поднятый. Нефтегазоносными являются отложения озернинской свиты, залегающей на глубинах 650–850 м.

В пределах морской части бассейна поисково-разведочные работы не проводились и поэтому выделение зон проблематично.

Анализ рассмотренного материала показывает, что потенциальные ресурсы Анадырского бассейна находятся в самой начальной стадии освоения.

Новые открытия возможны в глубоких горизонтах Поворотно-Телекайской зоны нефтегазонакопления, в том числе и в донеогеновой части разреза, а также на шельфе Восточно-Анадырской впадины. Высокими перспективами обладает Лагунный прогиб и зоны поднадвига в южной части Майницкого прогиба, где возможны открытия залежей УВ в миоценовых отложениях. В шельфовой части перспективны южные части Восточно-Анадырской впадины, осложненные инверсионными антиклинальными валами.

Наиболее перспективной зоной нефтегазонакопления в Анадырском бассейне является Поворотно-Телекайская. Однако, поисково-разведочное бурение, проведенное на наиболее крупных структурах этой зоны – Мейнинукской, Поворотной, Изменной, показало значительный размыв сводов в этих антиклиналях. Размыты толщи до гагаринской или автаткульской свит (нижний миоцен). Поэтому в структурах нарушены условия сохранности скоплений углеводородов. При опробовании скважин здесь были получены только нефтегазопроявления. Однако, учитывая сложное блоковое строение антиклиналей сжатия, можно ожидать открытие скоплений углеводородов в тектонически экранированных ловушках. Для подготовки таких объектов необходимо применение трехмерной сейсморазведки (режим 3D).

В Поворотно-Телекайской зоне практически не изучена нижняя мел-палеогеновая нефтегазовая система. Ее резервуары перекрыты

хорошой региональной покрышкой майницкой свиты. Глубина залегания продуктивных комплексов будет составлять от 3 до 5 км. Наиболее перспективными структурами являются Мейнинукская, Поворотная, Изменная, а также глубокие горизонты Верхне-Эчинского и Верхне-Телекайского месторождений.

В Озерной зоне нефтегазонакопления наиболее перспективно изучение зон выклиниваний и стратиграфический срезаний собольковской свиты на южной периферии крупных сводовых поднятий – Чиринайском, Озерниковом, Трехреченском (Иванов, 1983).

Из новых участков, плохо изученных бурением, выделяются приподнадвиговая зона складок, осложняющая южный борт бассейна. Здесь выявлены значительные надвиги и покровы, надвигающиеся на осадочный чехол с юга со стороны Корякского нагорья. Следует отметить, что мощность кайнозойских пород в надвиговых зонах является максимальной и в Майницком прогибе превышает 7 км. В этой южной поднадвиговой зоне наиболее перспективным следует считать миоценовые отложения собольковской и автаткульской свит. Здесь ожидаются преимущественно нефтяные залежи поскольку условия сохранности газовых залежей здесь неоптимальны из-за активной тектоники. Это положение подтверждается открытием чисто нефтяных залежей в Верхне-Эчинском месторождении, которое расположено вблизи пояса надвигов (Агапитов и др., 1993).

Вторая взбросо-надвиговая зона приурочена к западному борту бассейна и связана с надвиганием Рарыткинского антиклинария с запада на осадочный чехол. Вблизи горных обрамлений здесь также увеличена мощность кайнозоя до 3–5 км. Эта западная надвиговая зона изучена весьма незначительно. В ней нет глубоких скважин. Здесь ожидается широкое развитие осадочных меловых отложений и поэтому необходимы поисково-разведочные работы на две нефтегазо-

вые системы: мел-палеогеновую и миоценовую.

Самостоятельный интерес представляет обширный Лагунный прогиб, расположенный на крайнем востоке бассейна и отделенный от южной части бассейна (Майницкого прогиба) инверсионным Туманским поднятием. Здесь нет пробуренных скважин, однако, проведенные сейсмические работы показывают его сходство с южной нефтегазоносной частью бассейна. Более того, по гравитационно-геодинамическим представлениям Лагунный прогиб оторван от Майницкого только в последние 2-3 млн. лет и поэтому несмотря на ограниченные размеры может содержать значительные древние скопления УВ.

В шельфовой зоне Анадырского бассейна, где расположен отдельный Восточно-Анадырский прогиб прогнозируются высокая перспективность только южной части, особенно в тех его частях где выделяются возможно бескорневые антиклинальные поднятия, осложняющие глубокие синклинали и мульды.

В Лагунном и Восточно-Анадырском прогибах основным нефтегазоносным комплексом будут миоценовые отложения. Главным типом ловушек являются антиклинали и антиклинали с тектоническими экранами. В шельфовой части Анадырского бассейна необходимы детальные сейсморазведочные работы по выявлению и подготовке локальных объектов.

ХАТЫРСКИЙ БАССЕЙН

Хатырский бассейн расположен на юго-западе Корякского нагорья и в северо-западной части Берингова моря. Этот один из интереснейших бассейнов региона имеет площадь около 30 тыс. кв. км. (рис. при мощности осадочного чехла более 7 км.. На среднегористую сильно тектонически переработанную сушу приходится 3,8 тыс. кв. км., а на перспективный шельф 26,2 тыс. кв. км. Основной пе-

риод его формирования начался в позднем эоцене (42 млн. лет назад) и продолжается поныне(Worrall, 1991, Бурлин, Иванов, 1993).

Хатырский бассейн с северо-запада ограничен плиоценовыми поднятиями Корякского нагорья, а с юго-востока континентальным склоном(склоновыми выступами фундамента) Алеутской глубоководной котловины. Хатырский бассейн это окраинноконтинентальный рифтовый бассейн, который в плиоцен-четвертичную эпоху приобрел черты предгорной впадины(Иванов, 1983, 1985) (рис. 81).

Изученность бассейна сейсморазведкой в целом низкая и составляет 0.19 для суши и 0.34 пог.км./кв.км. для шельфа. Бурение проводилось только на прибрежной суше (9 м/кв.км.).

В Хатырском осадочном бассейне выделяют четыре структурно-формационных комплекса, характеризующие четыре различных тектоно-седиментационных этапа его развития.

1. Геосинклинальный (дорифтовый) фундамент.

Терригенно-кремнистые и вулканогенные формации позднеюрско-раннемелового возраста наиболее широко обнажаются в пределах Корякского нагорья. Они представляют собой в различной степени метаморфизированные толщи, сформированные в течение позднего мезозоя (150-70 млн.лет) в условиях глубоких (более 2000 м.) геосинклинальных прогибов. К концу мела они подверглись аккреции, были разбиты надвигами и покровами. В основной толще флишоидных терригенно-вулканогенных образований в виде изолированных покровов (возможно олистоплаков) выделяются кремнисто-вулканогенные мощные пластины, представленные базальтами, яшмами, известняками, часто с присутствием серпентинитового меланжа(Тектоническая..., 1990). Возраст кремнисто-вулканогенных формаций изменяется от палеозойско-триасового, позднеюрско-раннемелового до позднемелового. Формирование структуры фундамента Хатырского бассейна полностью ана-

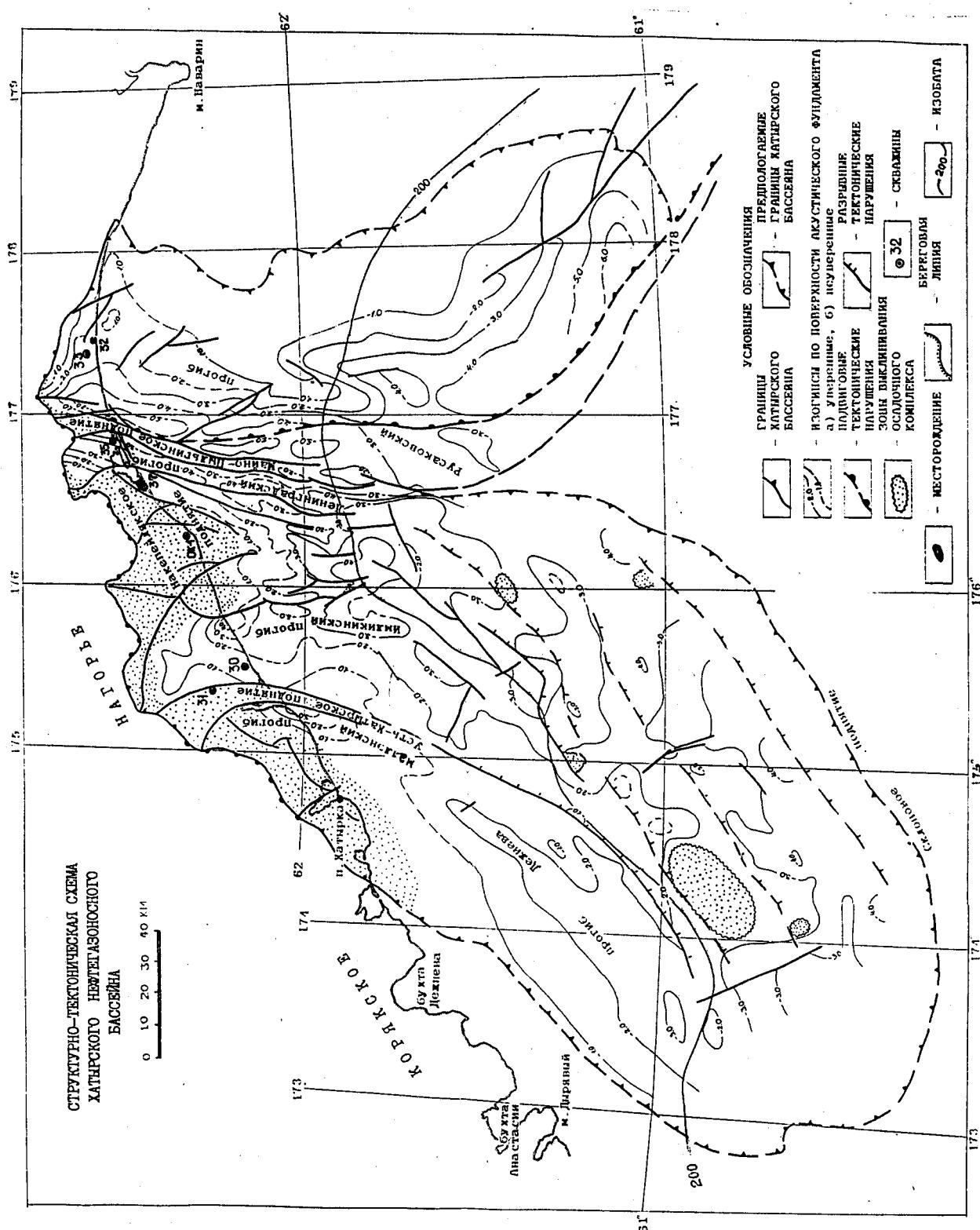


Рис.8 Структурно-тектоническая схема Хатырского нефтегазоносного бассейна (по материалам треста "Дальморнефтегеофизика")

логично процессам, происходившим в Анадырском бассейне и также связано с геодинамическими явлениями аккреции мощной призмы юрско-мелового прогиба к активной восточной окраине Азиатского континента. Тогда же происходил интенсивный островодужный вулканизм при формировании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

2. Ранняя синрифтовая стадия – поздний мел – палеоцен (75–55 млн. лет) характеризуется наличием дифференцированных поднятий, сформированных на фоне слабого погружения и развития листрических разломов.

Этот этап был наиболее ярко выражен в северо-западных частях некогда единого Анадырско-Хатырско-Наваринского осадочного палеобассейна, расчлененного в ходе плиоцен-четвертичных горизонтальных движений и из-за образования Корякского орогена (нагорья).

Вследствие преобладающих воздыманий позднемеловой-палеоценовый этап не сопровождался накоплением мощных толщ осадков. В пределах суши они вообще не известны и только в одной скважине на Накепейлякском поднятии вскрыты аргиллиты палеоценового возраста, причем и контакт с фундаментом тектонический (Агапитов и др., 1993).

В юго-восточной шельфовой части бассейна на сейсмопрофилях ниже акустического фундамента наблюдается отчетливо прослеживаемые пакеты отражений (рис. 82), которые с некоторой долей условности можно идентифицировать с осадочными мел-палеогеновыми слоями. Подобные терригенные слабоугленосные толщи в процессе морского бурения были выявлены в районе Наваринского бассейна. Вообще для бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса характерно проградационное развитие: осадочный разрез от бортов к центру депрессии омолаживается. То есть в бортовых зонах бассейнов развиты наиболее древние толщи чехла, которые к его центру выклиниваются. Это обстоятельство, а также обнаружение на суше глубоко-

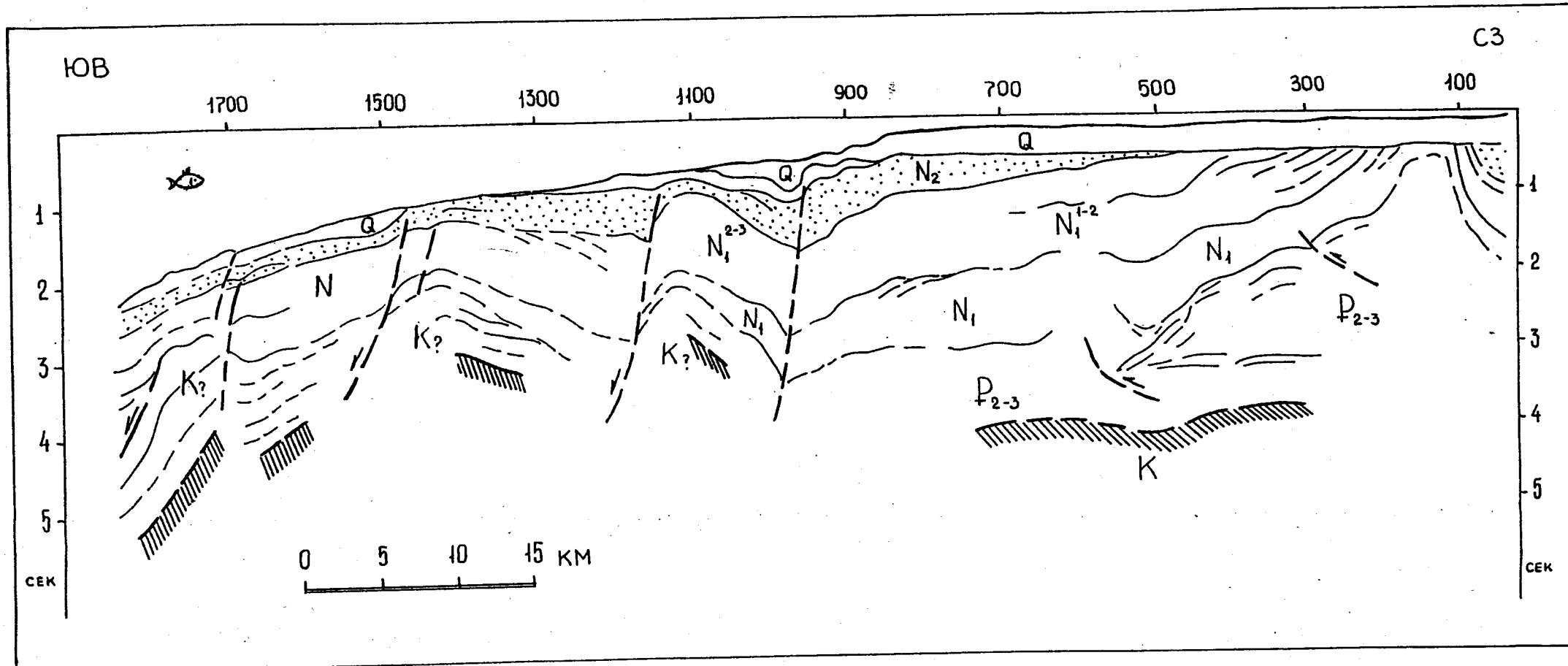


Рис.82 Сейсмогеологический разрез через Хатырскую впадину.
Сжатие осадочного чехла вблизи суши и растяжение и разрыв на склоновом поднятии

водных морских глин палеоценового возраста свидетельствует о том, что в конце ранней синрифтовой стадии происходило резкое некомпенсированное прогибание. Листрические разломы определили общее северо-восточное простиранье бассейна. Вероятнее всего эта региональная структура сохранялась до плиоцена.

Верхнемеловая-палеоценовая эпоха характеризовалась проявлением на суше Чукотки базальтового вулканизма, в результате которого были сформированы вулканические плато и нагорья, а в пределах юга Алеутской котловины подобный базальтовый вулканизм был подводным. Однако, непосредственно в пределах Хатырского бассейна за исключением прослоев пепловых туфов, вулканические процессы не выявлены.

3. Основная синрифтовая стадия (55-51,1 млн. лет) эоцен-плиоцен: некомпенсированное прогибание с эоцена по олигоцен (55-24,6 млн. лет); компенсированное прогибание с раннего миоцена до среднего миоцена (24,6-14 млн. лет); эпизод некомпенсированного прогибания в среднем-позднем миоцене (14-5,1 млн. лет).

В этот этап происходило основное образование осадочного чехла Хатырского бассейна сначала в глубоководно-морских, затем в прибрежно-морских условиях.

Эоцен-олигоценовый литолого-фацевальный комплекс, образованный в начале основной синрифтовой стадии, представлен отложениями ионайской, нейветвирской и анольской свит. В разрезе этого комплекса резко преобладают глинистые породы. Песчаные и грубообломочные толщи имеют сугубо подчиненное значение. Залегающие в основании образования ионайской свиты имеют наиболее тонкий состав, количество песчаных и песчано-алевритовых линзовидных прослоев не превышает 10%. Песчаники граувакковые, присутствуют глинисто-карbonатные и карбонатные конкреции. Глины тонкослоистые

из-за постоянного присутствия алевритового материала, они состоят из смешанно-слойных минералов гидрослюдисто-монмориллонитового состава. На основе анализа распределения конкреций в разрезе установлен исключительно морской генезис отложений этой свиты (углубленный шельф и континентальный склон) (Бурлин, Иванов, 1993).

Нейвытырская свита представлена толщей ритмичного чередования пачек песчаников, алевролитов, алевритистых глин, в общей массе глин и глинистых алевролитов. В основании ее залегают гравелиты и конгломераты. Состав свиты указывает на некоторую тектоническую активизацию режима седиментогенеза, в результате чего произошло обмеление бассейна и преобладание прибрежно-морских условий. Песчаники и алевролиты в отдельных зонах достигают 75% (в среднем 40%), а гравелитов 15%.

Анольская свита сложена монотонной толщей глинистых алевролитов с прослойми песчаников и гравелитов (соответственно 30 и 10%). Происхождение толщи морское, образовалась она в условиях углубленного шельфа. В верхах свиты отмечается присутствие туфогенного материала, что указывает на активизацию вулканизма в конце олигоцена в прилегающих зонах размыва.

В целом эоцен-олигоценовый комплекс пород характеризует этап некомпенсированного развития Хатырского бассейна в условиях относительно спокойного тектонического режима. В конце олигоцена темп тектонических движений начал постепенно меняться, что выразилось в повсеместном увеличении грубозернистых терригенных пород в осадочном разрезе. Раннемиоцен-среднемиоценовые имликинская и ваамочкинская свиты представлены на 80-90% песчаниками и гравелитами. Однако в восточном направлении (в сторону современного шельфа) грубозернистые разности сменяются более отсортированными алевролитами. Имликинская свита отличается более монотонным и

грубозернистым составом (иногда конгломератовым), а в амочинская – очень сильной фациальной изменчивостью и залегает на подстилающих толщах с размывом.

В целом ранне-среднемиоценовый этап эволюции Хатырского бассейна характеризуется обмелением, преобладанием прибрежно-морских и даже дельтовых условий. Общее строение осадочной толщи клиноформное с проградацией бассейна в сторону шельфа.

В среднем-позднем миоцене Хатырский бассейн вновь испытывает опускание, а затем стабилизацию тектонических условий. По-видимому к этому времени относится начало разделения единого бассейна седimentации на отдельные прогибы – Нижне-Хатырский (Малленский), Ленинградский и Русакова. Однако полностью они были разделены только в ходе плиоцен-четвертичной истории, а в миоцене их соединяли конседиментационно развивающиеся слабые зоны поднятий. Средне-позднемиоценовые толщи присутствуют в зонах современных поднятий только в виде тектонических клиньев, однако по анализу сейсмических данных и из-за их статиграфического срезания позднемиоцен-четвертичной поверхностью размыва следует считать их толщами регионального распространения. Эти образования представлены терригенно-кремнистыми породами майнопыльгинской свиты и терригенными толщами трехреченской и янракоимской. Важнейшей особенностью наиболее мощной майнопыльгинской свиты является ее в общем тонко-зернистый состав и присутствие диатомово-алеврито-глинистых толщ. Условия ее образования морские, шельфовые, причем в верхней части – глубоководные. Диатомиты слагаются обломками диатомовых водорослей, спикулами губок и в меньшей степени радиолярий. Глины и глинистые алевролиты составляют до 45% объема свиты и сложены почти нацело монтмориллонитом и в меньшей степени хлоритом. В шельфовой части Хатырского бассейна средне-верхнемиоценовые отло-

жения залегают сплошным чехлом в целом устойчивой мощности и имеют большое значение как региональный флюидоупор.

Таким образом, конец миоцена был важным этапом стабилизации кайнозойского рифтового режима устойчивого прогибания. Это был этап затухания тектонических движений перед мощнейшим импульсом плиоцен-четвертичного развития, существенно преобразовавшего всю структуру миоценовой осадочной толщи.

4. Сжатие и срыв дальней шельфовой части бассейна – плиоцен-квартер (5,1 млн. лет – настоящее время): сжатие и почти полное прекращение осадконакопления на суше, создание дисгармоничной структуры чехла, надвиги, алеврито-глинистые диапиры. На шельфе оседание блоков в сторону Алеутской котловины, разрывы осадочного чехла.

Значительное сжатие Хатырского бассейна вызвано интенсивным воздыманием Корякского нагорья и мощным горизонтальным срывом с северо-востока со стороны Наваринской зоны. Морские и прибрежно-морские условия осадконакопления в это время почти полностью сменились континентальными за исключением локальных участков в наиболее глубоких прогибах и в зоне удаленного (более 50 км. от береговой линии) шельфа.

Результатом этих горизонтальных перемещений был срыв осадочного чехла по эоцен-олигоценовой преимущественно глинистой толще, что обусловило его резко дисгармоничное строение. Метаморфические складчато-покровные сооружения Корякского нагорья почти повсюду надвинуты на осадочный чехол. На северо-востоке склон Наваринской зоны поднятый вдвинут в глинистые образования по пологому надвигу (рис.83). Последний представляет собой крупнейший региональный разлом, по которому сочленяются Алеутская котловина и Наваринская зона поднятий. По сейсмическим данным американских исследователей

этот разлом возможно связан с зоной субдукции, проходящей вдоль подножия континентального склона на северном борту Алеутской котловины. Горизонтальные подвижки, связанные с этим крупным региональным разломом или надвиговой зоной, привели к смятию и дисгармонии осадочного чехла Хатырского бассейна и особенно его северо-восточной части, которая была повернута почти на 90 град. по часовой стрелке (простижение изменилось с северо-восточного на юго-восточное) и сжата на 50–70 км. Этот же северо-восточный стресс вызвал образование серии поднятий северо-западного простирания (Майнопыльгинское, Накепейлякское и Усть-Хатырское поднятия). Антиклинали часто являются бескорневыми из-за алеврито-глинистого диапиризма(рис.83).

Существенно иные деформации испытывали зоны юго-восточного шельфа. Здесь в связи с резким прогибанием, вызванным образованием Алеутской котловины, осадочный чехол был осложнен крупными листрическими сбросами (рис.82). Таким образом, юго-восточная часть бассейна расположена в пределах континентального склона (между изобатами 200 и 2800 м.) и в тектоническом отношении представляет собой почти изолированные линейно вытянутые в северо-восточном направлении полуграбены, ограниченные листрическими разломами. У подножия континентального склона осадочный чехол полностью разорван и на поверхность дна выходят верхнемеловые отложения акустического фундамента(рис.81). Эти выходы фундамента образуют естественное юго-восточное ограничение Хатырского бассейна. Однако за полосой выходов осадочные толщи, аналогичные толщам Хатырского бассейна продолжаются уже в пределах Алеутской котловины.

Осадконакопление в последние 5 млн. лет в пределах современной суши бассейна происходило в основном в континентальных усло-

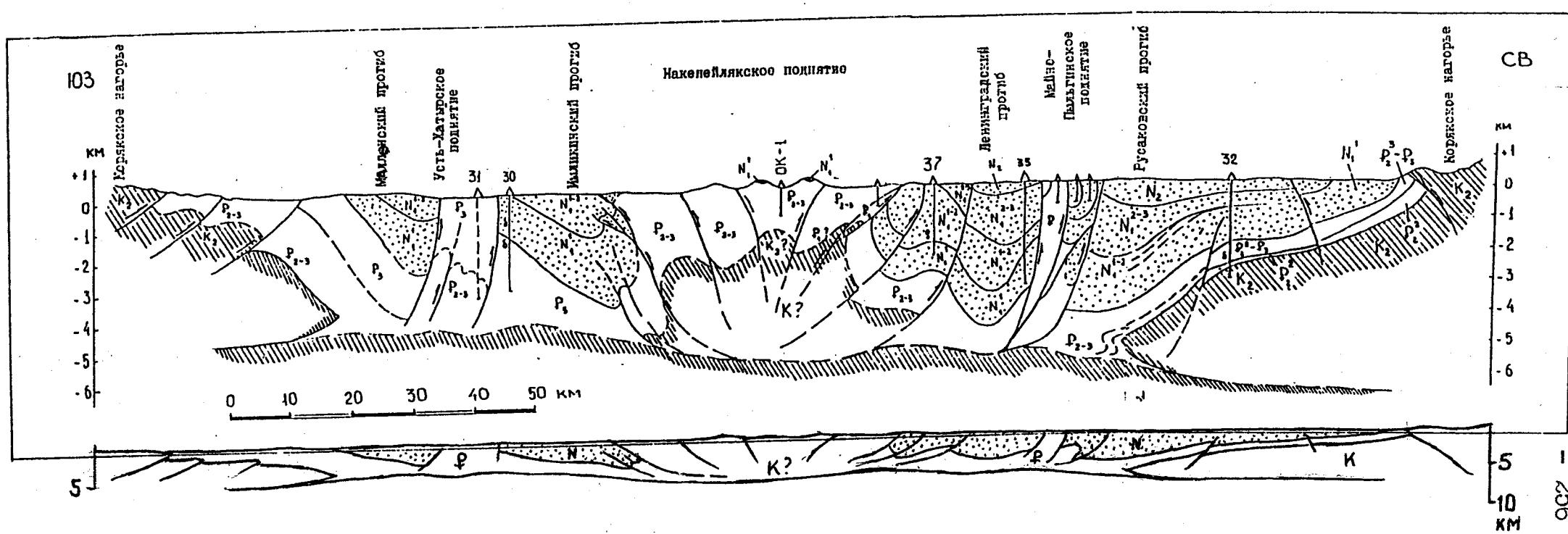


Рис. 83

виях. Это выражалось в преобладании грубозернистых отложений, включающих прослои бурых углей, конгломератов и галечников в общей массе песчано-глинисто-алевритовых толщ. На большей части суши происходил размыв палеоген-неогеновых отложений. Зоны седиментогенеза сохранились только в наиболее глубоких прогибах – Русакова, Ленинградском и Нижне-Хатырском (Имликинском). В морской части Хатырского бассейна плиоцен-четвертичные отложения имеют региональное площадное развитие и их мощность увеличивается до 1600 м. Их литологический состав становится более тонким, преобладают песчано-глинистые осадки. По сейсмическим данным, строение толщи хаотичное, отмечаются турбидитные явления. На континентальном склоне довольно четко выражены оползневые блоки.

В целом в плиоцен-квартере Хатырский осадочный бассейн испытывал значительную перестройку структурного плана в результате горизонтального сжатия с северо-востока со стороны Наваринского поднятия, с северо-запада со стороны Корякского нагорья, а также растяжения на юго-восточном борту в связи с образованием Алеутской котловины. Дисгармоничность строения осадочного чехла обусловлена наличием реологических разделов в эоцен-олигоценовых отложениях.

По характеру и количеству поверхностных нефтегазопоявлений Хатырская впадина не имеет себе подобных в Камчатско-Чукотском регионе (Агапитов и др., 1983, Иванов, 1985, Бурлин, Иванов, 1993, Дертев, Смирнов, 1986) (рис. 84). В пределах впадины обнаружено большое количество газопоявлений с дебитами до 100 куб.м/сутки. Все они приурочены к крупному Кунейскому (Накепеляйскому) попечерчному поднятию. Например, поверхностные газопоявления в Ионайской свите известны вблизи оз. Имыней-Гиткий, ручья Рогатый, рек Имынейвеем, Вычгинай; в Нейвытырской свите – р. Нейвытырве-

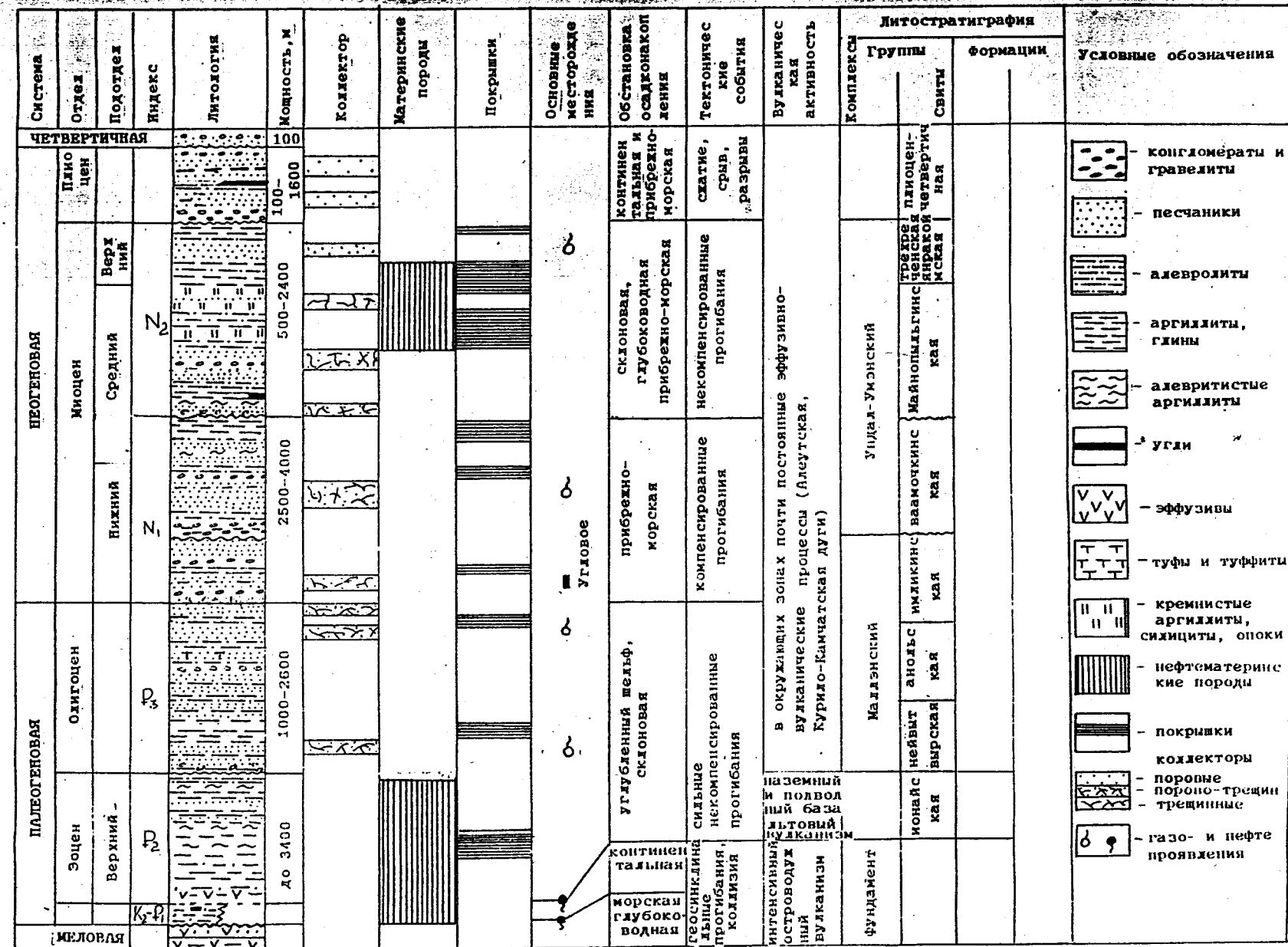


Рис. 84 Нефтегеологическая колонка Хатырского бассейна

ем, р. Хайдин. В последнем газопроявления известны и в аольской свите. Состав газа азотно-метановый, иногда содержание азота достигает 97,4%. В основном метана больше 70%.

Весьма характерны поверхностные нефтепроявления в виде примазок вязких нафтидов и загустевшей нефти в карбонатных конкрециях и трещиноватых кремнистых аргиллитах верхнеюрско-готеривской толщи вдоль ее тектонического контакта с породами ионайской свиты в междуречье Ионайвеем-Темная. В песчаниках аольской свиты (площадь Аольская, скв. Р-30) получены притоки газа дебитом от 10 до 60 тыс.куб.м/сут. По газовому каротажу на площади Янракоимская (скв. Р-32) установлены газовые аномалии в эоцен-олигоценовых отложениях. Притоки газа были получены также на площади Майнопыльгинская (скв. Р-35, вакамочкинская свита) и Эмгинская (скв. Р-31, эоцен-олигоцен). Газы метановые с нормальным содержанием тяжелых гомологов метана(Ю.К Бурлин, В.Ф.Иванов, 1987).

В 1981 г. на побережье на Угловой площади были получены промышленные притоки нефти (44,2 т/сут на 8 мм. штуцере) из песчаников имликинской свиты. Пласт имеет следующие параметры: глубина залегания в скв.37 1153 м., нефтенасыщенная эффективная толщина 10 м., открытая пористость 21%, нефтенасыщенность 55%, проницаемость 43 мдарси. Притоки нефти временами прерывались мелкими выбросами газа. Плотность нефти составляет 0,8342 г/см.куб. Метаново-нафтеновые УВ составляют 47,58%, нафтеново-ароматические – 32,69%, бензольные смолы – 8,78%, спирто-бензольные смолы – 7,87%, асфальтены – 3,09%. Углеводородный состав низкокипящих фракций (до 125 град.С, ее содержится в нефти 12,9%): н-метановые – 7,89; и-метановые – 13,19; циклопентановые – 21,16; нафтеновые – 55,67; циклогексановые – 55,67; ароматические – 2,09; бензол-толуол – 0,32%. Содержание пристана (н-C17) – 1,12, фитана (н-C18 – 0,59).

Соотношение пристан-фитан равно 2,55 (Гурко, 1986).

К основной нефтематеринской толще в Хатырском бассейне могут быть отнесены глинистые отложения ионайской свиты, которые практически везде погружены на глубины более 2 км. Содержание органического углерода в них составляет в среднем 0,82% (0,60-1,31%). Среда осадконакопления эоцен-олигоценовых отложений в целом является резко восстановительной, о чем свидетельствует большое содержание пирита и закисного железа. Степень катагенеза глинистых и глинисто-алевритовых пород по отражательной способности витринита составляет в различных образцах от 0,75 до 1,0% при среднем значении 0,86% (марки углей газовая - жирная). Это весьма высокая для кайнозойских отложений степень катагенеза, при которой нефтяное окно охватывает всю толщу эоцен-олигоцена. Органическое вещество представлено гумусовыми обломками углефицированного вещества и липидными органическими компонентами (сапропелевое ОВ).

Содержание хлороформенных битумоидов изменяется от 0,009 до 0,09% (среднее 0,06%). При анализе керогена выявлено, что в составе УВ преобладает метаново-нафтеновая фракция (до 60,5%), а нафтеново-ароматическая составляющая достигает 29,8%. Содержание смол изменяется от 22 до 47%, а асфальтенов от 3,8 до 15,6%.

Учитывая большую мощность эоценовых отложений, достигающую 2000 м и преимущественно глинистый их состав, образования ионайской свиты следует отнести к основной нефтематеринской толще.

Собственный нефтегенерационный потенциал имеют глинистые толщи нейвытырской и анольской свит и они также расположены в зоне нефтяного окна.

Нефтематеринский потенциал миоценовых отложений в целом значительно меньше, поскольку относительное содержание глин в этих толщах составляет не более 25%, а в песчаниках и алевролитах ко-

личество ОВ не превышает 0,71% (в среднем 0,25%).

По увеличенному содержанию окисных форм железа (около 1%) условия сохранности ОВ весьма низкие. Степень катагенеза миоценовых пород в зависимости от глубины залегания изменяется от 0,65 до 0,78% (по отражательной способности витринита), что соответствует буроугольной-газовой стадии углефикации, т.е. породы способны генерировать не только газообразные, но и нефтяные УВ, особенно в зонах глубоких прогибов и на акватории бассейна.

Важной нефтематеринской толщей в миоценовом комплексе отложений являются кремнисто-глинистые образования майнопыльгинской свиты. Они образуют литологически однородную толщу мощностью до 600–800 м, представленную диатомитами, глинистыми и алевритистыми диатомитами и глинами. Содержание ОВ достигает 1,6% (среднее 0,87%), хлороформенного битумоида до 0,037% (среднее 0,008%). Содержание УВ в хлороформенном битумоиде составляет 45–78% (среднее 50–71%). Преобладание метаново-нафтеновых углеводородов над нафтеново-ароматическими в диатомитах доходит до 2 раз. Однако степень катагенетической преобразованности пород и ОВ в них невелики из-за их в основном неглубокого залегания (до 3 км). Отражательная способность витринита составляет около 0,65%, что отвечает только началу главной фазы нефтеобразования. Поэтому в пределах суши бассейна майнопыльгинская свита еще не реализовала полностью свой нефтематеринский потенциал. Однако на шельфе и в глубоких прогибах эти глинисто-диатомовые толщи могут служить основной нефтематеринской свитой (Бурлин, 1982).

Существенно влияет на нефтегазопродуцирующие возможности кайнозойских отложений тектоническая активность региона. Мощные горизонтальные движения, сопровождавшиеся глинистым диапиризмом несомненно активизировали генерацию УВ в эоцен-олигоценовых неф-

тематеринских породах и поэтому эти толщи являются главнейшим источником жидких и газообразных углеводородов в Хатырском бассейне. Пока не изучена роль мел-палеогеновых пород, однако поверхностные нефтепроявления известны даже в метаморфических юрско-меловых вулканогенно-терригенных толщах. Плиоцен-четвертичные толщи имеют слабый генерационный потенциал только на континентальном склоне, где увеличивается их мощность.

Основные природные резервуары приурочены к песчаникам миоцена, известные в имликинской и ваамочинской свитах. К последним приурочены многие из нефтегазопроявлений, полученных при опробовании перспективных горизонтов. Кроме этого хорошие коллекторские горизонты обнаружены в нейвытырской, анольской, майнопыльгинской, трехреченской и янракоимской свитах, а также в плиоценовых отложениях. Однако эти резервуары имеют локальное значение и характеризуются латеральной неустойчивостью(рис.84).

В настоящее время единственное нефтегазовое Угловое месторождение приурочено к песчаным коллекторам имликинской свиты. Нефтенасыщенная общая мощность продуктивного горизонта равна 72 м, из которой эффективная составляет 10 м. Открытая пористость песчаников равна 21%, а проницаемость 43 мд. По данным бурения на других площадях бассейна установлено, что мощность довольно однородных песчаных горизонтов может достигать 208 м. Однако эффективная мощность возможно продуктивных пластов обычно изменяется от 4 до 20 м, эффективная пористость их изменяется от 0,3 до 13,7 (средняя 7,5%), а открытая – от 5,0 до 17,5 (среднее 10,4%). Проницаемость песчаников изменяется в широких пределах, составляя в среднем около 5 мд, но иногда увеличивается до 400 мд. Весьма близкие характеристики имеют песчаные толщи ваамочинской свиты, их открытая пористость составляет около 15%, а проницаемость уве-

личивается до 26,4 мд. Песчаные горизонты характеризуются большей невыдержанностью и часто образуют линзы. В майнопыльгинской свите песчаные горизонты, похожие на ранее охарактеризованные, встречаются только в основании разреза. Мощность отдельных пластов песчаников в этой свите в среднем не превышает 20 м (от 8 до 40м) и часто уменьшается до 1-2 м при хорошей выдержанности слоев. В средней части майнопыльгинской свиты в толще глинисто-кремнистых пород выделяются трещинные коллекторы, характеристики которых в настоящее время не изучены.

Коллекторские горизонты промышленной значимости выделяются в олигоценовом разрезе в нейвытырской и анольской свитах. Они имеют невысокое качество из-за общей глинизации разреза. Горизонты представлены толщами мелкого ритмического чередования плохо отсортированных галечников, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Поэтому мощных однородных резервуаров в олигоценовых отложениях нет. Открытая пористость песчаников составляет около 7%, а проницаемость редко больше 0,1 мд. Тем не менее, сильная тектоническая нарушенность, глинистый диапризм, внутриформационные срывы иногда создают коллектора трещинного и порово-трещинного типов с более высокими показателями проницаемости (до 10,5 мд).

В зонах шельфа промышленный интерес могут представлять коллекторские горизонты в трехреченской и янракоимской свитах, а также в плиоценовых толщах. Для них характерны высокие показатели пористости и проницаемости и типично поровый тип коллектора.

Нижнемиоценовые резервуары содержат около 1 млн.т. нефти.

В других резервуарах известны только нефтегазопроявления.

Основной покрышкой в Хатырском бассейне является кремнисто-глинистая толща среднемиоценовой майнопыльгинской свиты, которая запечатывает олигоценовые и ниже-среднемиоценовые резервуары.

Это региональная покрышка, иногда размытая в зонах поднятий на суше, в акваториальной части бассейна не нарушена.

Эоценовая покрышка (ионайская свита) является региональной, сильно нарушена тектоническими срывами и может служить флюидоупором для нижнеэоценовых и палеоцен-меловых резервуаров, содержащих мелкие залежи газа.

Олигоценовая покрышка (слои глин в нейвытырской свите). Семирегиональный (зональный) флюидоупор для нижнеолигоценовых резервуаров, содержащих мелкие залежи газа.

Нижний миоцен (слои глин в нейвытырской и ваамочинской свитах). Покрышки хорошего качества, но локального распространения. Известны на Угловом нефтегазовом месторождении. Вместе с майно-пильгинскими покрышками имеют определяющее значение в Хатырском бассейне.

Верхний миоцен (верхняя глинистая часть янракоимской свиты). Хороший локальный флюидоупор для песчаниковых коллекторов верхнего миоцена, содержащего мелкие залежи газа.

Перспективы дальнейших поисково-разведочных работ на суше и на акватории существенно различаются. На суше вероятнее всего будут открыты мелкие и средние нефтегазовые месторождения в палеоген-миоценовых отложениях. Существенный интерес представляет поднадвиговая зона в северной бортовой части бассейна, где наиболее глубокая часть прогиба Русакова задавлена надвигом Корякского нагорья. Основным типом ловушек на суше останутся сводовые с элементами тектонического ограничения или тектонически экранированные. В целом перспективы нефтегазоносности континентальной части Хатырского бассейна более всего соответствуют перспективам Анадырского бассейна, оторванным фрагментом которого она и является.

На шельфе степень тектонической нарушенности осадочного чех-

ла закономерно уменьшается от береговой линии к континентальному склону, на котором деформации сжатия сменяются деформациями растяжения. В связи с этим в шельфовой зоне нами прогнозируются наиболее оптимальные условия для накопления и сохранения скоплений углеводородов. Геологическая ситуация здесь напоминает условия Северо-Восточного шельфа Сахалина, где открыты крупные газовые и газонефтяные месторождения. Хорошие условия консервации залежей предопределяют повышение доли газообразных УВ и на Хатырском шельфе. Исходя из увеличения площади перспективных объектов на шельфе можно ожидать открытие средних и крупных месторождений преимущественно газа и газоконденсата. Это определяет высокие перспективы нефтегазоносности Хатырского шельфа, тем более что продолжающиеся на континентальном склоне и скученные у его подножья осадочные толщи также представляют повышенный интерес, хотя и трудно доступны в настоящее время.

НАВАРИНСКИЙ БАССЕЙН

Наваринский бассейн расположен в центральной и северо-западной части Берингова моря на краю его шельфа между Чукоткой (Россия) и Аляской (США). Этот один из крупнейших бассейнов региона имеет площадь 83,4 тыс.кв.км. при мощности осадочного чехла более 10 км. (рис.85). Основной период его формирования начался в позднем эоцене (42 млн. лет назад) и продолжается поныне (Worral, 1991).

В Наваринском бассейне пробурено до 15 глубоких скважин. Изученность бурением составляет около 0.3 м/кв.км и сейсморазведкой более 2 пог.км/кв.км..

Бассейн со всех сторон окружен кайнозойскими осадочными депрессиями, из которых нефтегазоносными являются прибрежные Ана-

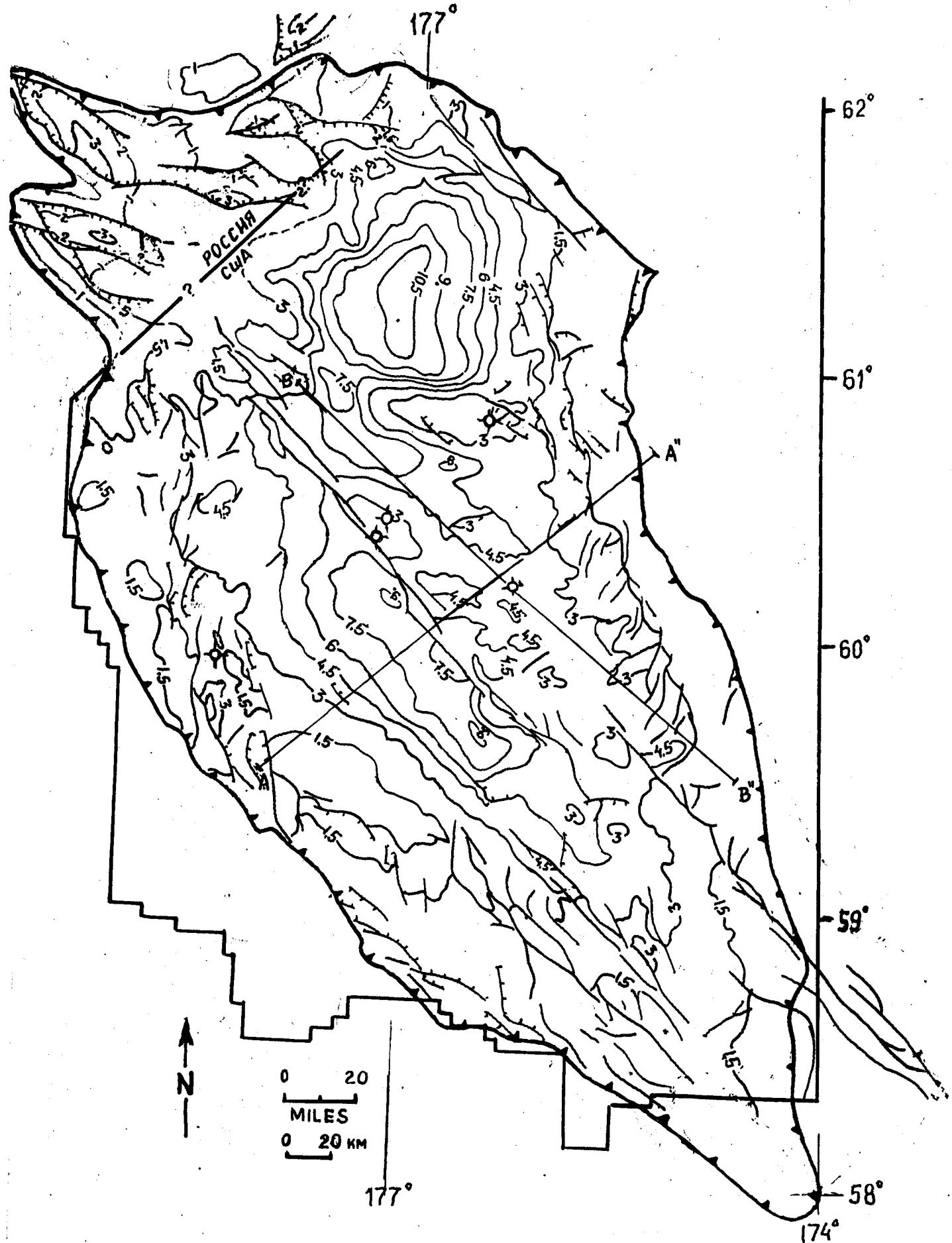


Рис. 85 Структурная карта по поверхности фундамента, отражающий горизонт Red (по сейсмическим данным, Worral D.M., 1991)

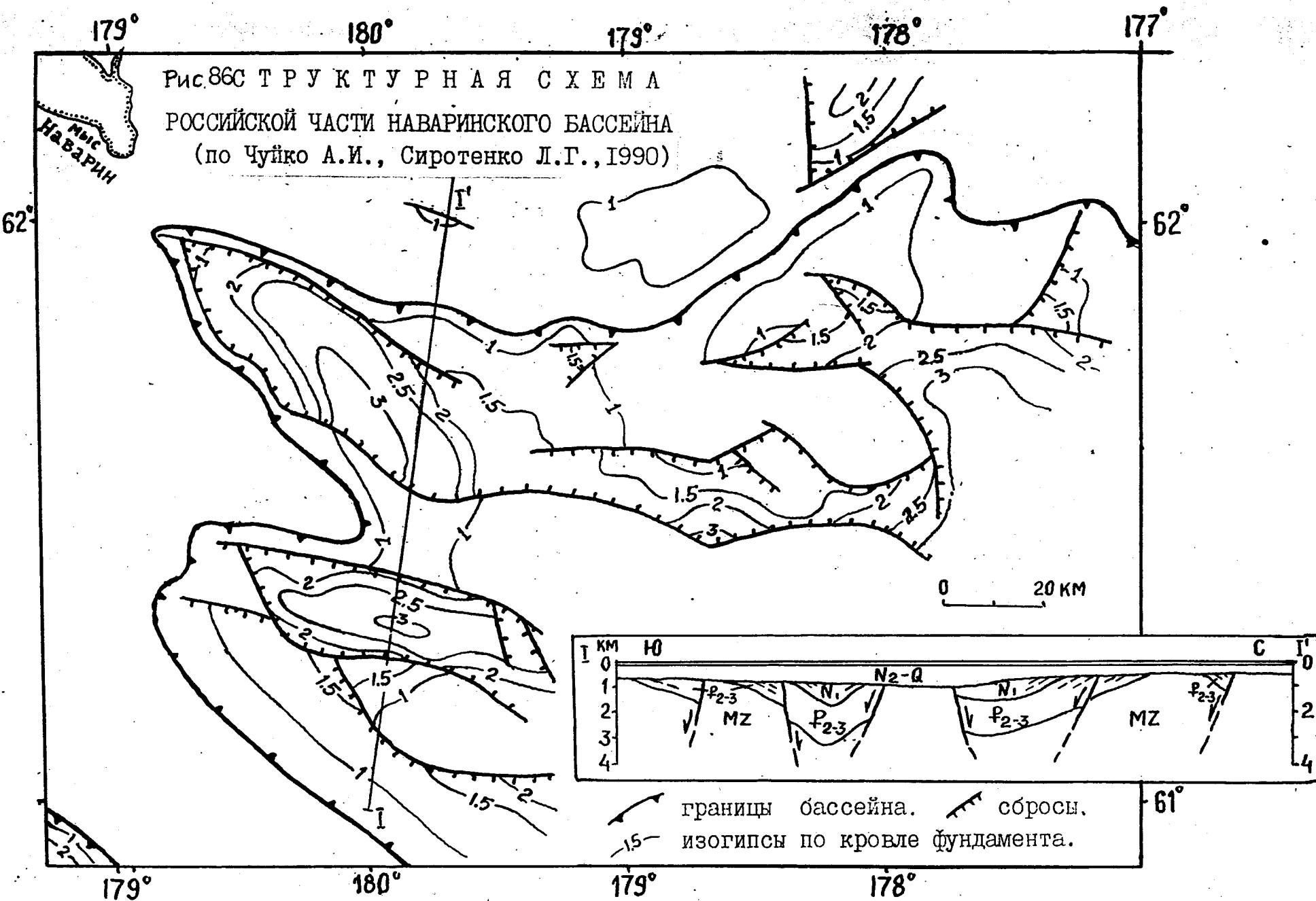
дырский и Хатырский бассейны (Россия) а также бассейн залива Кука (США). Возможно перспективными считаются бассейны Нортон, Св.Георга и система глубоководных бассейнов Алеутской котловины.

Наваринский бассейн с юго-запада ограничен плиоценовыми поднятиями Наварин и Лиза, расположенными на континентальном склоне Алеутской глубоководной котловины. С севера и северо-востока бассейн трансгрессивно прилегает к Нунивакскому своду. Северо-северо-западное ограничение бассейна плохо изучено (это пограничная зона между Россией и США), вероятнее всего она проходит по сложной правосдвиговой разломной зоне, отделившей Наваринский бассейн от Анадырского(Дундо,1983). На западе по системе узких полуграбенов сочленяется с Хатырским бассейном(рис.86).

В целом Наваринский бассейн это крупный рифтовый бассейн, расположенный на юго-западном краю шельфа Берингова моря и отделенный от глубоководной Алеутской котловины Наваринским склоновым поднятием.

В строении Наваринского бассейна принимают участие четыре структурно-формационных комплекса: консолидированный фундамент (включая аккреционный активно-окраинный метаморфизованный мезозойский комплекс); ранний синрифтовый позднемеловой-палеоценовый; синрифтовый эоцен-неогеновый.

Фундамент представлен слабо метаморфизованными морскими терригенно-карбонатными палеозойскими (пермско-миссисипскими, в основании возможно девонско-силурийско-ордовикскими) и кристаллическими глубокометаморфизованными толщами гранитоидов, гнейсов, филлитов, кварцитов, мраморов, сланцев. Эти образования обнажаются на о.Св.Лаврентия и, возможно, слагают основание в северо-восточной части Наваринского бассейна. Влияние консолидированного фундамента на нефтегазоносность минимально.



В состав фундамента входят также толщи активно-окраинного аккреционного мезозойского структурного комплекса (155-85 млн. лет), наиболее полно представленного в Корякском нагорье. Этот комплекс образовался в условиях активной окраины Пацифики на конвергентной границе плит Евразийской и Кула на шельфе, континентальном склоне, в глубоководных тыловодужных котловинах вблизи островных дуг.

Терригенно-кремнистые и вулканогенные формации позднеюрско-ранненемелового возраста наиболее широко обнажаются в пределах Корякского нагорья и протягиваются вдоль всей бровки континентального шельфа Берингова моря (по результатам драгирования (Геологическая карта Берингоморского..., 1983). Они представляют собой в различной степени метаморфизированные толщи, сформированные в течение позднего мезозоя (155-70 млн. лет) в условиях глубоких (более 3000 м.) многосекционных прогибов. К концу мела они подверглись аккреции в результате субдукционного и сдвигового взаимодействия Северо-Американской плиты и плиты Кула (Worrall, 1991, Зоненшайн, 1990). Образования фундамента разбиты субгоризонтальными срывами, надвигами и покровами, серпентинитовым меланжем и, возможно, офиолитовыми пластинами. В основной толще флишоидных терригенно-вулканогенных образований в виде изолированных покровов (олистоплаков) выделяются кремнисто-вулканогенные мощные пластины, представленные базальтами, яшмами, известняками, часто с присутствием серпентинитового меланжа. Возраст кремнисто-вулканогенных формаций изменяется от палеозойско-триасового, позднеюрско-ранненемелового до позднемелового. В северо-восточной части бассейна его фундамент представлен возможно морскими терригенно-карбонатными девонско-пермскими отложениями. Здесь же должны проявляться последствия интенсивного островодужного вулканизма при формировании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Возможны

также фрагменты (олистостромы?) докембрийских кристаллических блоков(Грантц, Мейс, 1984, Bruns,1993).

Собственно осадочный чехол начинается с раннего синрифтового позднемелового-палеоценового (85-55 млн.лет) комплекса, который образовался в условиях приподнятой континентальной окраины, подвергнутой рифтогенезу. В палеоцене произошло общее поднятие региона из-за усиления субдукционного и сдвигового трансформного взаимодействия Евразийской и Северо-Американской плит с океанической плитой Кула. Почти полное прекращение осадконакопления продолжалось до позднего эоцена (55-42млн.лет) .

Комплекс терригенных угленосных прибрежно-морских отложений, накопившийся в это время выявлен в результате драгирования на континентальном склоне на севере Алеутской котловины и вскрыт глубоким бурением в самом Наваринском бассейне(Worrall,1991). Литологически эти преимущественно маастрихтские (возможно кампан-даний) образования представлены весьма характерной толщей ритмичного чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями каменных углей, часто включающих туффиты. туфогенные породы, силлы и дайки диабазов и базальтов. Происхождение толщи прибрежно-морское, о чем свидетельствуют волноприбойные знаки, следы приливно-отливных течений, подводно-дельтовые текстуры пород, фауна двустворок и следы биотурбаций. Постоянное присутствие наземного растительного детрита говорит о близости суши. Рассматриваемые отложения широко распространены в регионе. Они известны в Анадырской впадине (рарыткинская свита), в Корякском нагорье (корякская свита, в которой известны поверхностные нефтепроявления(Егиазаров,Дундо,1985), причем их литологический состав и строение практически одинаковы и на континенте и в пределах шельфа. Зоны развития комплекса представляют собой тектонические

фрагменты, претерпевшие значительные горизонтальные перемещения. Судя по высокой степени преобразованности ($Ro=1.3\%$), эти образования были повсюду перекрыты мощной толщей кайнозойских отложений и кроме того первоначально имели большую мощность (более 2 км.).

Образование верхнемелового-палеоценового комплекса связано с окраинно-континентальным рифтингом, развившимся вследствие коллизионного и трансформного взаимодействия Северо-Американской плиты и плиты Кула. С конца мела-палеоцена и поныне верхняя кора региона становится ареной постоянного направленного в сторону океана растяжения с характерными листрическими сбросами и разломным ограничением осадочных тел мел-палеоценового возраста(рис.87).

Наибольший объем имеет синрифтовый морской эоцен-неогеновый (42 млн. лет –современность) комплекс, который образовался, согласно плитотектоническим реконструкциям, в условиях постоянного рифтинга, связанного с полным поглощением плиты Кула и прекращением сжатия региона. В это же время начался рассеянный спрединг в тыловой области формирующейся Алеутской дуги. Общее растяжение способствовало накоплению преимущественно морских терригенных часто кремнистых отложений. В конце плиоцена-квартере развивались сильные субгоризонтальные срыва и происходило структурообразование (эпизод пострифтовой компрессии). Внутри этого структурного этажа выделяются верхнеэоцен-олигоценовый глинистый, миоценовый алеврито-глинистый и верхнемиоцен-плиоценовый глинисто-кремнистый комплексы.

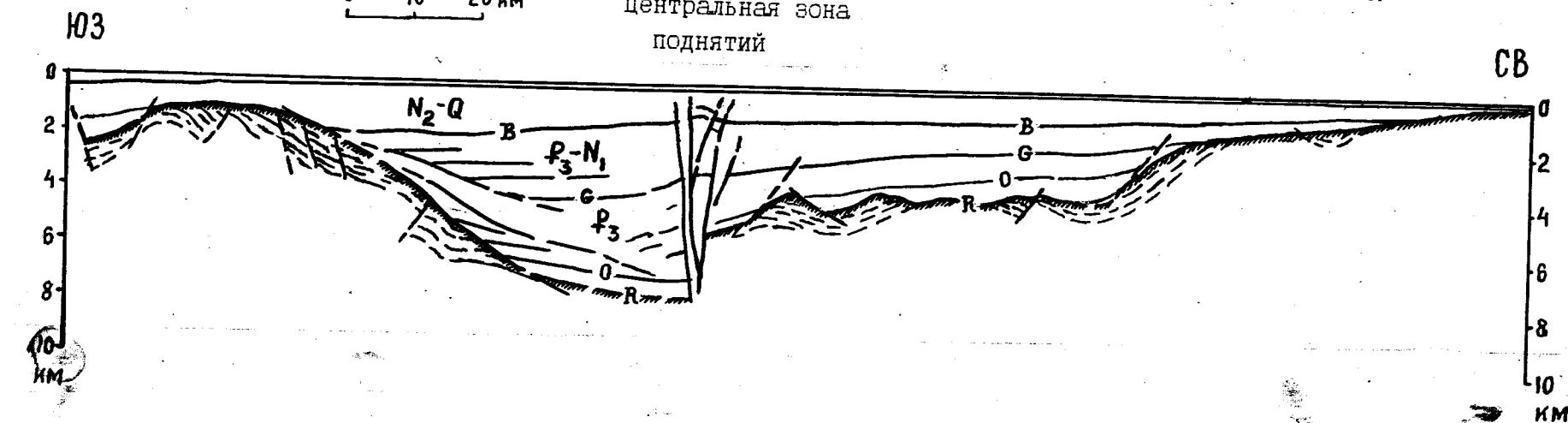
Осадочный чехол собственно Наваринского бассейна начал формироваться только в среднем эоцене (42 млн. лет назад)(Архипов и др., 1989, Turner, 1985), когда Берингоморской регион был вовлечен в рифтогенные опускания, охватившие всю окраину Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. По-видимому это был этап общеплане-

НАВАРИНСКИЙ БАССЕЙН

0 10 20 km

Центральная зона поднятий

разрез по линии A - A''



разрез по линии В - В"

c3

0 10 20 KM

10B

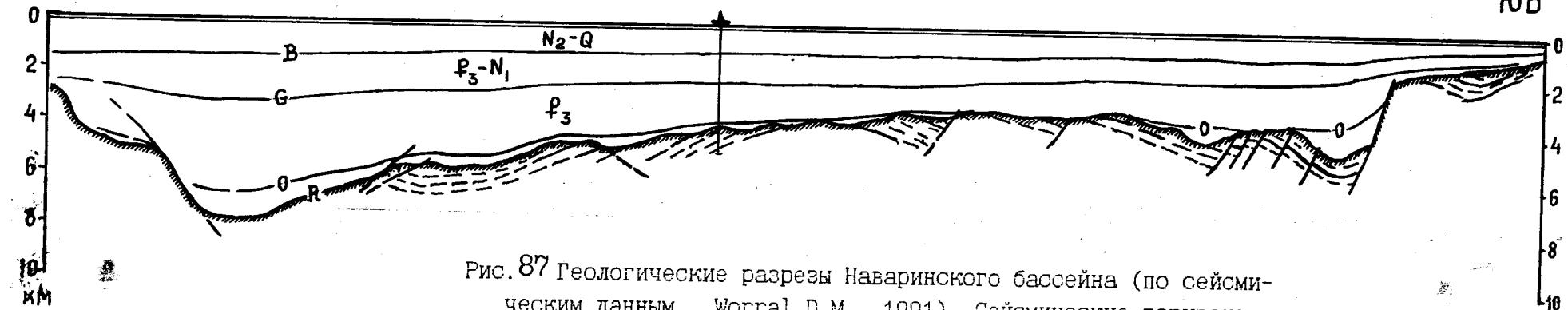


Рис. 87 Геологические разрезы Наваринского бассейна (по сейсмическим данным, Worral D.M., 1991). Сейсмические горизонты: R-red, O-ochre, G-green, B-blue. Расположение разрезов см. на рис.

тарной активизации рифтогенеза, не связанной с локальным взаимодействием плит. В самом начале этого важнейшего периода произошло полное поглощение плиты Кула и ось субдукции перескочила к юго-западу, образовав новую Алеутскую островную дугу (Worrall, 1991). Берингоморский регион стал задуговым бассейном с реликтовыми фрагментами океанической коры в глубоководной Алеутской котловине а также палеодугами хребта Ширшова и Бауэрса. Однако по анализу региональных сейсмических данных указанные хребты отнюдь не являются "мертвыми" тектоническими структурами и активно проявлялись особенно в плиоцен-четвертичной истории. Кроме того эти же материалы показывают, что Алеутская котловина также относится к новейшим (плиоцен-квартер) образованиям и зона субдукции под континентальным склоном на юго-востоке Наваринского бассейна, выделяемая D.Worrall(1991) на самом деле является взбросо-надвиговой зоной, затухающей и переходящей в зону склоновых сбросов на востоке котловины.

Наваринский бассейн входит в одну тектоническую группу с Анадырским и Хатырским бассейнами России. Их эволюция тесно связана с Корякским складчато-покровным сооружением. В целом все осадочные бассейны Берингоморского региона обладают несомненными чертами сходства, выраженными в едином преимущественно эоцен-неогеновом возрасте осадочного чехла и общих его структурных особенностях (все они грабенообразного типа и ограничены листрическими разломами). Эти бассейны представляют собой грабен-рифты а часто и полугрabenы, ограниченные в бортовых зонах и в основании листрическими разломами и перекрытые слабодеформированным плащом надрифтовой депрессии(рис.87).

Как уже отмечалось, Анадырская, Наваринская и Хатырская впадины в своей ранней палеоген-раннемиоценовой истории они пред-

тавляли собой единую крупную осадочную депрессию с депоцентром в районе современного Корякского нагорья. В ходе горизонтального растяжения эта палеодепрессия была разорвана и расчленена изостатически всплывшими поднятиями Корякской складчато-покровной зоны. Аккреционный облик последней обусловлен многочисленными субгоризонтальными срывами, связанными с деформациями по листрическим разломам в ходе транспортировки пластин верхней коры вместе с расположенными на них седиментационными бассейнами. В некоторых зонах последовательные срывы мощных пластин мезозойских отложений закончились тектонической денудацией фундамента – океанического ложа, т.е. офиолитовые зоны в этом регионе появились не в результате обдукции океанической коры а из-за срыва с нее осадочно-метаморфического чехла. Дело еще осложняется тем, что океаническая кора сама по себе расчешуена и поэтому легко вовлекается в общий гравитационно-геодинамический процесс, образуя аллохтонные офиолитовые пластины.

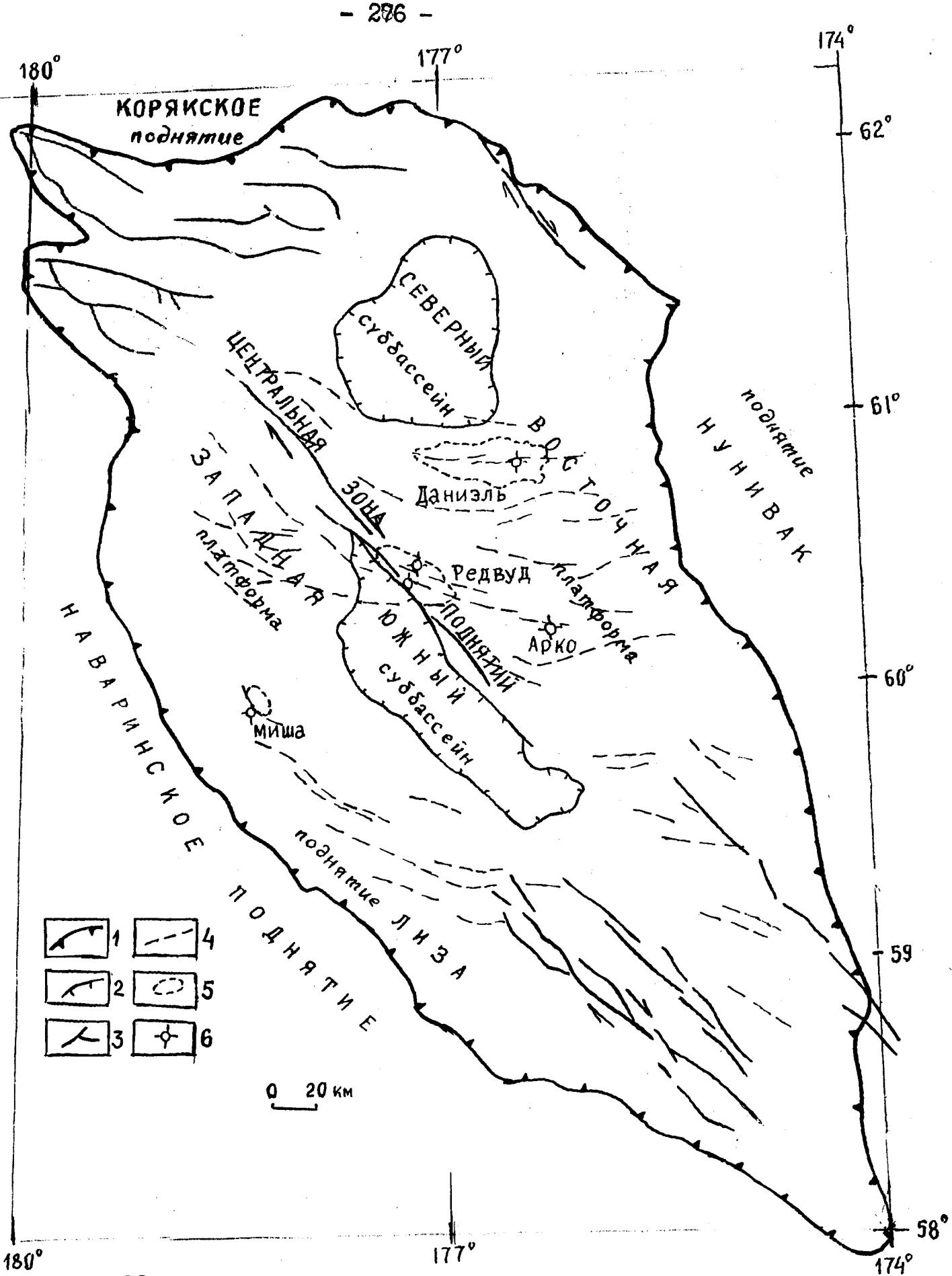
Известные в этих впадинах месторождения нефти и газа приурочены к наиболее мощным зонам впадин, непосредственно примыкающим к Корякскому нагорью (рис. 77), а ловушки углеводородов созданы именно позднейшим надвигообразованием.

Внутри этого структурного этажа выделяются верхнеэоцен-олигоценовый глинистый, миоценовый алеврито-глинистый и верхнемиоцен-плиоценовый глинисто-кремнистый комплексы. Такое трехчленное строение характерно и для Анадырской и Хатырской впадин, только в северной части Анадырской как наиболее приближенной к континенту и главное к активной приразломной части окраинно-континентального рифта накапливались палеогеновые(палеоцен-эоценовые) угленосные отложения с присутствием вулканогенных образований(туфы, туфогенные песчаники, пластовые тела диабазов). В северной части Ана-

дырского бассейна выявлена зона развития толщи базальтов, дацитов, туфов и туфогенных пород (мощностью до 2 км.) палеоценового возраста, которые по результатам аэромагнитной съемки протягиваются в юго-восточном направлении под воды Анадырского залива(дундо, 1986). Следовательно и в северной и северо-западной прибрежных частях Наваринской впадины в грабенах также могут быть встречены угленосно-вулканогенные образования палеоцена-эоцена.

На преобладающей части Наваринского бассейна кайнозойский разрез начинается с эоценовых глинистых, алеврито-глинистых часто известковых толщ шельфового (углубленный шельф) происхождения с растительным детритом. Продолжает разрез также существенно глинистая олигоценовая толща также образованная в условиях углубленного шельфа и, возможно, континентального склона(Бурлин, Иванов, 1995). Это наиболее мощная формация в бассейне (более 3 км.) характерна и для Анадырской (майницкая свита) и для Хатырской (ионайско-маллэнский комплекс). По-видимому, в эоцене-олигоцене после раннего рифтогенеза произошло резкое углубление бассейнов осадконакопления, что впрочем характерно для всех кайнозойских бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса(Архипов и др., 1989, Арчегов и др., 1989, Иванов, 1985, Крылов и др., 1988).

Миоценовый (верхнеолигоцен-миоценовый) комплекс тектонической активизации пользуется более широким площадным распространением(комплекс надрифтовой депрессии) и образовывался в условиях стабильного шельфа. Удаленность от крупных водотоков и дельт обусловила тонкий алеврито-песчано-глинистый состав и хорошую отсортированность отложений. Мощность этого комплекса относительно уменьшена (в скв. COST 1 всего около 800 м.)(рис.88), но в Южном суббассейне она может увеличиваться до 2500 м.(рис.87). Этот комплекс является основным нефтегазоносным комплексом и в Ана-



88 Рис. Структурная схема Наваринского бассейна (по Worrall, 1991)

Условные обозначения: 1-2 - границы: 1-бассейна, 2-суббассейнов; 3-разломы; 4-оси докайнозойских структур; 5-поднятия; 6-пробуренные скважины.

дырском и Хатырском бассейнах, и там где он залегает на малых глубинах и/или имеет небольшую мощность перспективы нефтегазоносности резко уменьшаются.

Верхне-миоцен-плиоценовый комплекс, венчающий разрез Наваринского бассейна имеет наиболее широкое площадное распространение и преимущественно глинисто-кремнистый состав (шельфовая зона, условия близкие современным). Вследствие небольших мощностей (до 1100 м.) и соответственно малых глубин погружения эта толща представляет интерес только как региональный флюидоупор.

В целом Наваринский бассейн представляет собой наиболее удаленную в море часть единого Анадырско-Хатырско-Наваринского палеобассейна, разделенного инверсированным и тектонически денудированым Корякским нагорьем.

Условия нефтегазообразования в Наваринском бассейне весьма разнообразны и неодинаковы для различных структурных комплексов.

Начало нефтегазообразования в верхнемеловых-палеоценовых отложениях относится к концу эоцена. Первичная миграция активизировалась в олигоцене, а вторичная началась в начале миоцена, когда начали образовываться первые локальные структуры рифтового режима развития. Возможно в некоторых зонах генерация и первичная миграция началась в палеоцене а вторичная к середине эоцена сформировала первые скопления УВ, большинство из которых было в последующей истории разрушено.

Эоцен-олигоценовые нефтематеринские толщи вступили в главную фазу нефтеобразования еще в позднем миоцене, но максимум был достигнут только в плиоцене. Массовая вторичная миграция началась в конце плиоценена во время пострифтовой компрессии.

Миоценовые нефтематеринские толщи не вступили в главную фазу нефтеобразования даже в пределах суббассейнов и генерируют преи-

мущественно биогенный газ. Вторичная миграция затронула именно эти газы ранней генерации и происходила в основном в квартере. Вероятно с ней связаны выходы газа на дне моря.

В целом в Наваринском бассейне существенно затруднена вторичная миграция из-за преобладающего глинистого и глинисто-кремнистого состава осадочной толщи.

Основная нефтегенерирующая толща бассейна – эоцен-олигоцено-вые глины и аргиллиты(рис.89). По степени отражательной способности витринита на большей части бассейна они находятся в нефтяном окне(Бурлин, Иванов, 1995). Однако эмиграция УВ из продуцирующих толщ и их миграция в природные резервуары начались преимущественно в плиоцен-четвертичный этап тектонической активизации. Миграционный поток представляется относительно маломощным из-за слабой литологической дифференцированности разреза, т.е. вновь генерированные флюиды остаются преимущественно вблизи очагов генерации и только в тектонически активных зонах происходит массированное перераспределение флюидов, причем сами флюиды могут создавать себе дополнительное поровое пространство (Клубова, 1995). Таким образом, в Наваринском бассейне преобладает миграция по разломным зонам, т.е. вертикальная или наклонная (сквозная). Отметим также, что крупные субгоризонтальные срыва, особенно развитые на юго-западном борту бассейна могут служить путями активной миграции.

Генерационные и миграционные процессы в верхнемеловой-палеоценовой толще в настоящее время имеют вялотекущий характер из-за исчерпанности потенциала. Предэоценовый размыв и тектоническая переработка в основном уничтожили ранее образованные УВ и только там, где осадконакопление было непрерывным (возможно в основании грабенов) могли сохраниться в несколько переформированном виде

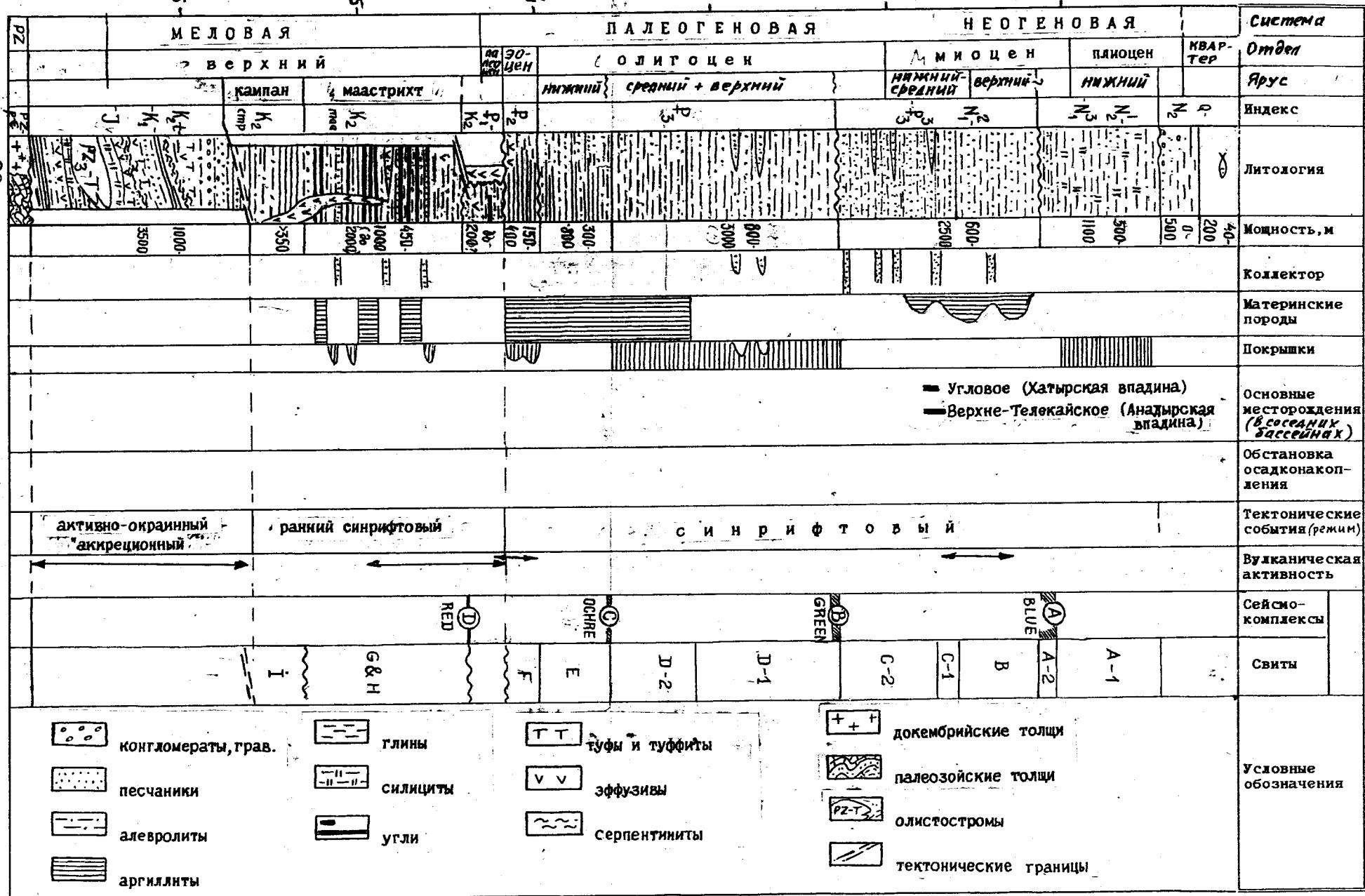


Рис. 89. Литолого-стратиграфическая колонка. Наваринского бассейна.

палиоскопления нефти и/или газа.

Наваринский бассейн имеет высокие перспективы открытия залежей нефти и газа в палеоген-миоценовых и отчасти верхнемеловых отложениях а также в нижней прифундаментной осадочного чехла. Главной проблемой является обнаружение зон развития коллекторов, которые ожидаются в западной части бассейна, наиболее приближенной к древним палеодельтам. Возможны трещиноватые коллекторы в приразломных зонах (Центральное поднятие) и зонах субгоризонтальных срывов. Важнейшей проблемой является поиск антиклинальных зон нефтегазонакопления, под которыми развит полный мощный разрез эоцен-олигоценовых нефтематеринских толщ. Так как масштабы дальней латеральной миграции незначительны из-за плохой проницаемости разреза особое значение приобретает вертикальная миграция по разломам и зонам трещиноватости, обычным для кайнозойских осадочных бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса.

Из-за слабой выраженности этапа пострифтовой компрессии (поздний плиоцен-квартер) в бассейне вообще мало антиклинальных поднятий. Прибрежные части представляют собой крупные малонарушенные моноклинали, на которых выявление и подготовка к бурению локальных поднятий проблематична. На Центральном поднятии наиболее крупная структура Redwood опрошискована двумя скважинами, но в результате бурения не было выявлено коллекторов в кайнозойском разрезе. Аналогичные результаты были получены при бурении скважины на крупном валу Danielle, расположенному на южном борту Северного суббассейна(рис.88). Таким образом, наиболее перспективные по традиционным представлениям зоны Наваринского бассейна уже проверены на самых интересных структурах. Отрицательные результаты бурения связаны не только с отсутствием коллекторов, но и с тем, что названные структуры представляют собой тектонические

выступы фундамента с сокращенными нижними секциями разреза, т.е. под разбуренными поднятиями резко уменьшены мощности нефтематеринских толщ. Бурение на поднятии Misha (юго-западный борт бассейна) было вообще очень рискованным, т.к. нижний доэоценовый разрез здесь сильно дислоцирован, а верхний сокращен в наиболее перспективной эоцен-миоценовой части.

Первоочередными участками работ на перспективу являются периферийные части Южного суббассейна и Западная платформа, особенно в тех зонах, где увеличена мощность палеоген-миоценовых отложений. Необходимо также опоискование западных зон Северного суббассейна.

На акватории России расположена малоперспективная периферийная часть Наваринского бассейна, представляющая подводное выровненное эрозией морское продолжение Корякского нагорья, рассеченное узкими неглубокими (до 2 км.) полуграбенами (рис.86). Подобные грабены, выполненные угленосными, в верхней части морскими палеоген-миоценовыми отложениями известны на суше в районе мыса Наварин. Они представляют собой тектонические останцы, фрагменты ныне разорванного Анадырско-Хатырско-Наваринского палеобассейна (Обухов, 1994). В связи с их активной тектонической историей (весома интенсивное растяжение) условия сохранности скоплений УВ здесь крайне отрицательные. Поэтому кроме обильных нефтепроявлений других положительных результатов не ожидается. Однако, пограничные районы изучены все-таки недостаточно, и учитывая их максимальную приближенность к зонам нефтегазонакопления в Хатырском и Анадырском бассейнах совместное их изучение силами российских и американских компаний было бы наиболее эффективным. И, наконец, вполне вероятные перспективы имеют глубоководные части Наваринского бассейна у подножия континентального склона уже в Алеутской котловине. По результатам бурения исследовательским судном "Гломар Чел-

лэнджер"(Initial Reports., 1973) состав осадочного чехла глубоководных зон Берингова моря практически не отличается от чехла шельфовых бассейнов.

В Наваринском бассейне возможно открытие средних и мелких месторождений нефти и газа.

БАССЕЙНЫ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Площадь Чукотского моря составляет 584 тыс. кв. км, из которых на перспективные акватории (по материалам прогнозной оценки российской части моря) приходится 350 тыс.км². В геологическом отношении оно изучено крайне слабо. В его пределах не пробурено ни одной скважины и поэтому представления о его строении основываются только на фрагментарных геофизических исследованиях и сведениях по сопредельным шельфовым зонам Аляски (море Бофорта) где американскими нефтяными компаниями пробурены более 20 глубоких поисковых скважин(Thurston, Theiss,1987, Bird,1993).

В Чукотском море выделяются три основных крупных структурных элемента: узкая приразломная система поднятий Геральд-Врангеля, протягивающаяся субширотно от мыса Лисбурн на западе Аляски до одноименного острова в пределах Российского сектора;(рис.90) – мезозойско-кайнозойские впадины Хоуп (восток) и Южно-Чукотская (запад)(рис.91), с юга ограниченные складчатыми сооружениями Чукотки и Западной Аляски, а с севера системой поднятий Геральд-Врангеля; – Северо-Чукотская палеозойско-мезозойско-кайнозойская впадина, которая ограничена уже упомянутой зоной поднятий, а севера – региональным выступом фундамента (западное продолжение поднятия Барроу). Акватория, примыкающая к северо-запад-

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА
ЧУКОТСКОГО МОРЯ И МОРЯ БОФОРТА
(полярная равноугольная (стереографическая) проекция)

по материалам Циркумполярной геологической карты Арктики
(А.В.Окулич, Б.Г.Лопатин и Х.Р.Джексон) 1989 г., МГУ

Масштаб по широте 75°N

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Выходы на поверхность:

- [] - докембрийских выступов (отложения)
- [] - палеозойских отложений
- [] - ранних мезозойид (T)
- [] - поздних мезозойид (J-K) (?)
- [] - кайнозойских отложений
- [] - границы впадин
а - предполагаемые
- [] - оси поднятий
- [] - разрывные нарушения
а - надвиги
- [] - континентальный склон
- [] - месторождения:
а - нефти; б - газа
- [] - Государственная
граница России

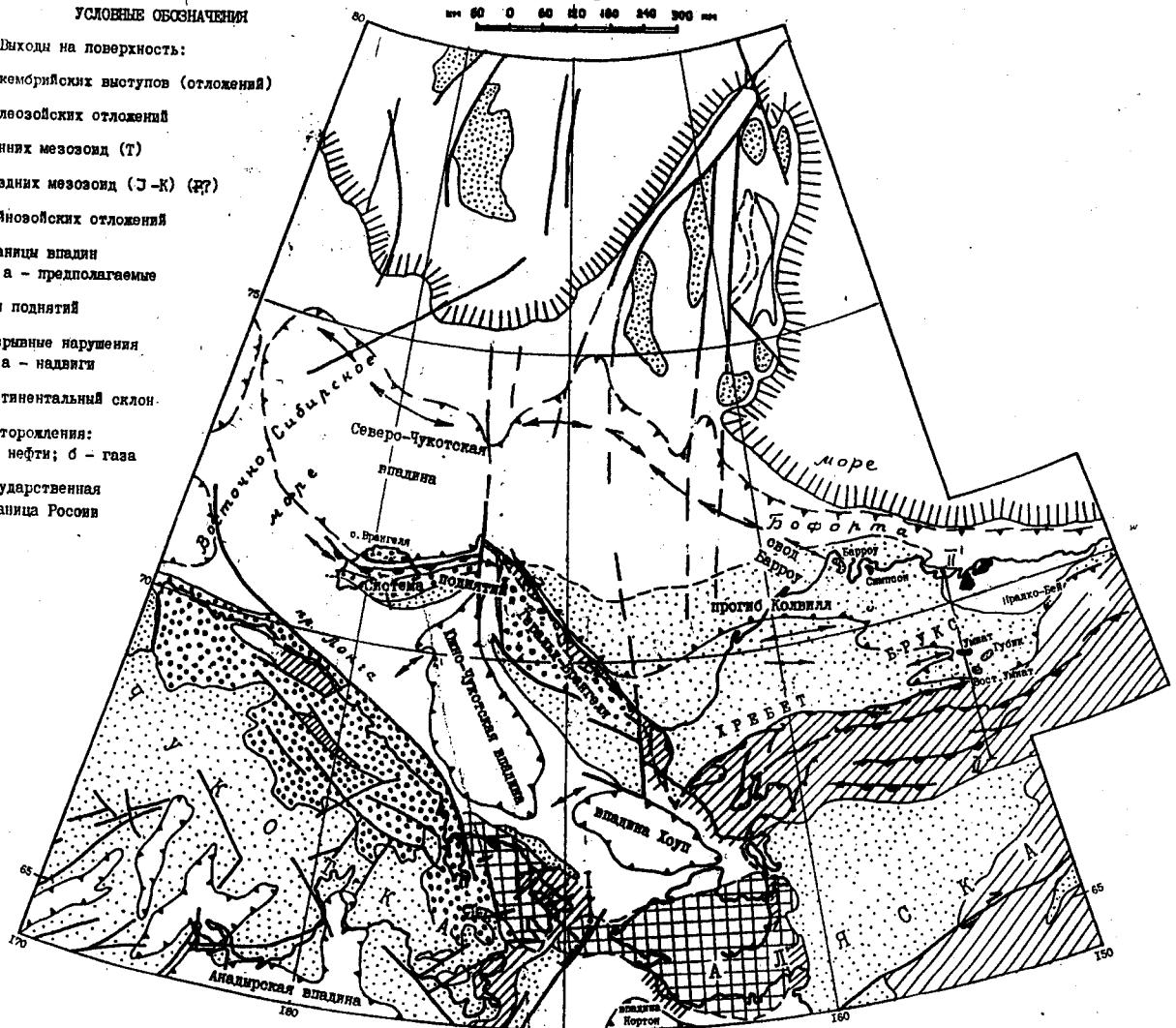
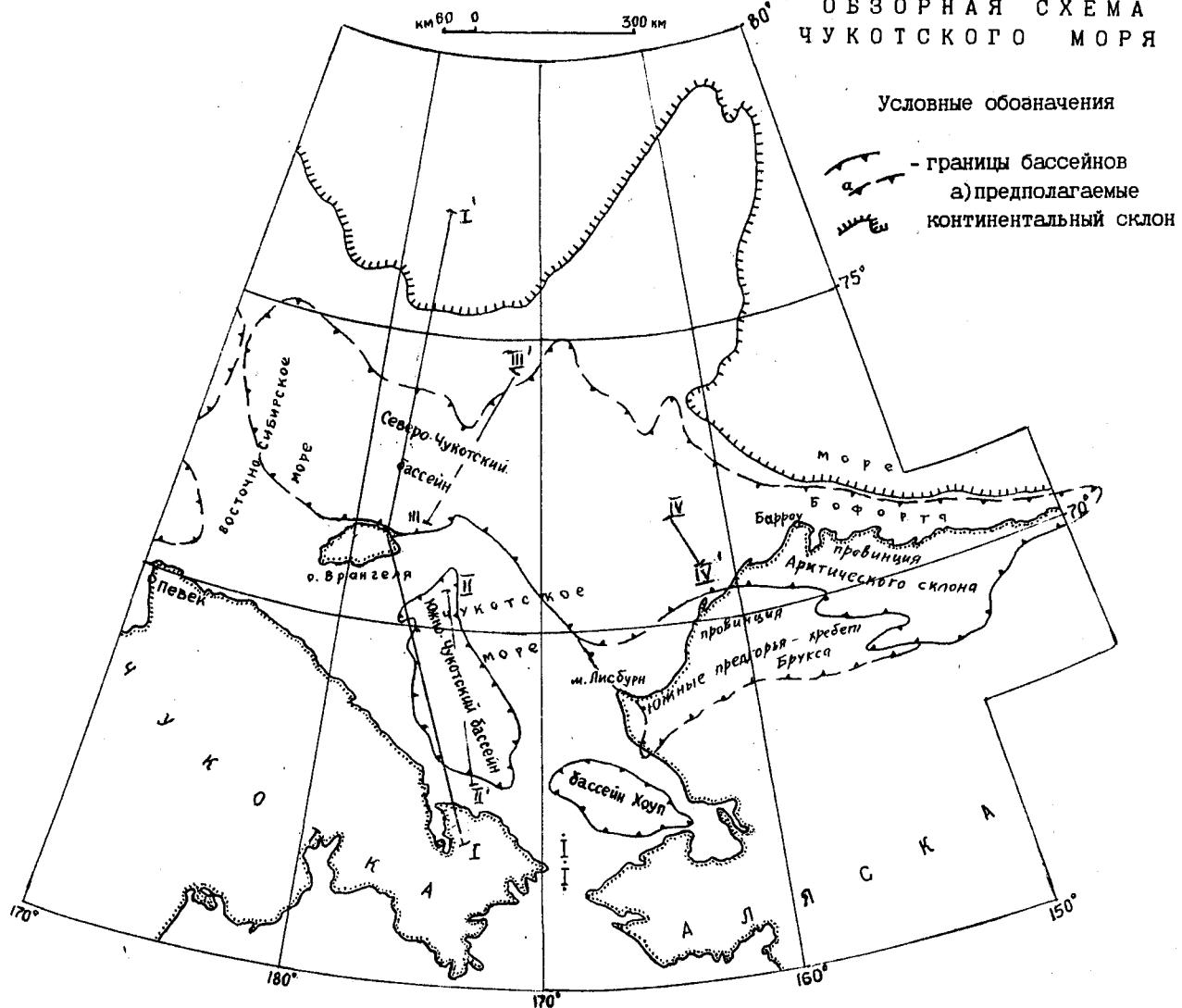


Рис.90

Рис. 91
ОБЗОРНАЯ СХЕМА
ЧУКОТСКОГО МОРЯ



ному побережью Аляски (от системы поднятий Геральд-Врангеля до свода Барроу и сочленяющуюся на суше с прогибом Колвилл) иногда называется Чукотской платформой (Thurston, Theiss, 1987).

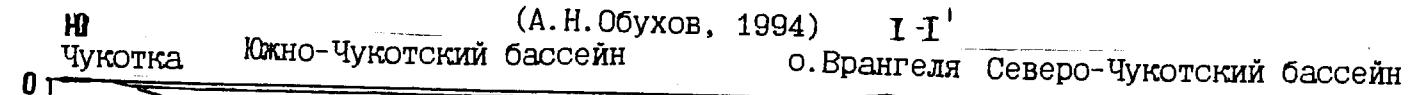
Осадочный разрез Чукотского моря представлен тремя основными структурными этажами : - палеозойский преимущественно карбонатный; - пермо-триасово-юрский терригенный, частично угленосный; - мел-кайнозойский терригенный морской(Bird, 1993, Шипилов и др., 1989).

Соотношение этих структурно-формационных комплексов различны и согласно общим закономерностям строения осадочных бассейнов зонам максимальной полноты разреза одного комплекса должны соответствовать зоны уменьшенных мощностей других (Обухов, 1990). По клиноформной модели осадочных бассейнов намечается следующее строение Северо-Чукотской впадины. В пределах системы поднятий Геральд-Врангеля наиболее развит палеозойский комплекс. Севернее этого тектонического элемента протягивается ареал развития мощного пермо-триас-юрского комплекса, а еще далее к северу максимальной мощностью характеризуется мел-кайнозойский чехол(рис.92). Такое клиноформное строение осадочных бассейнов пассивной окраины Северного Ледовитого океана наблюдается и на хорошо изученной суше Аляски(Bird, 1993, Growder, 1990, Wallace, Hanks, 1990).

Существенно иное геотектоническое положение имеет южная половина Чукотского моря (южнее системы поднятий Геральд-Врангеля). Здесь на гетерогенном основании получает развитие прежде всего кайнозойский чехол, который в Южно-Чукотской впадине может достигать 4 км, а во впадине Хоуп превышает 3 км. Генетически эти впадины являются аналогами Берингоморских впадин (Анадырской, Наваринский, Нортон и др.). В северной части Южно-Чукотской впадины существенно увеличивается мощность меловых, а возможно и триас-юрских отложений, однако общая мощность осадочного чехла здесь

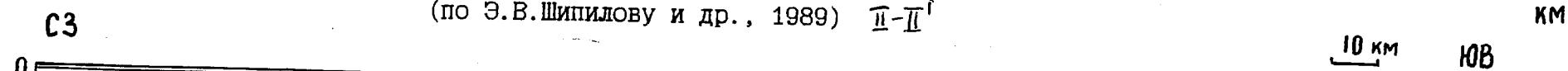
РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

(А.Н.Обухов, 1994) I-I'



СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЮЖНО-ЧУКОТСКОГО БАССЕЙНА

(по Э.В.Шипилову и др., 1989) II-II'



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО БАССЕЙНА III-III'

(с учетом сейсмических работ треста "Дальморнефтегеофизика")

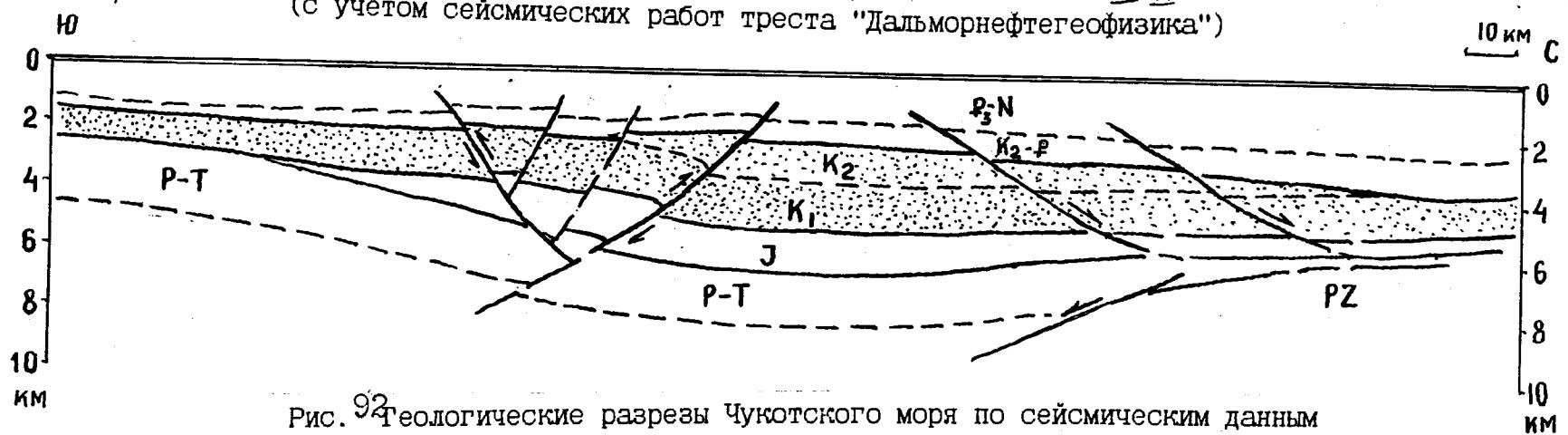


Рис. 92 Геологические разрезы Чукотского моря по сейсмическим данным

уменьшается до 2 км. (Шипилов и др., 1989).

В целом бассейны Чукотского моря относятся к рифтовому типу, но Северо-Чукотский бассейн является наиболее сложным и в состав его осадочного чехла входят пассивно-окраинные отложения палеозоя и окраинно-рифтовые толщи мезозоя и кайнозоя.

В строении осадочного чехла бассейнов Чукотского моря принимают участие шесть структурно-формационных комплексов:

- консолидированный фундамент;
- пассивноокраинный карбонатный девон-каменноугольный;
- рифтовый пермотриасовый;
- окраинно-континентальный (надрифтовой депрессии) юрско-меловой;
- ранний синрифтовый мел-олигоценовый;
- синрифтовый (надрифтовой депрессии) олигоцен-неогеновый.

Консолидированный фундамент представлен слабо метаморфизованными морскими терригенно-карбонатными палеозойскими (иногда пермско-миссисипскими, а чаще всего девонско-силурийско-ордовикскими) и кристаллическими глубокометаморфизованными толщами гранитоидов, гнейсов, филлитов, кварцитов, мраморов, сланцев. Таким образом возраст фундамента различен в разных тектонических зонах Чукотского моря (Моря..., 1984). На о. Врангеля обнажаются палеозойские дислоцированные, разбитые вбросо-надвигами палеозойские терригенно-карбонатные толщи, которые, по-видимому слагают фундамент всей центральной части Чукотского моря (регион вдоль зоны поднятий Геральд-Врангеля) (Геология СССР. Острова..., 1970). Кристаллические докембрийские образования являются фундаментом преимущественно в южной части Южно-Чукотского бассейна.

Пассивно-окраинный карбонатный метаморфизованный девон-каменноугольный структурный комплекс (367-286 млн. лет), образовался в условиях пассивной окраины Арктиды (Чукотская плита) в пределах

теплого мелководного шельфа(Зоненшайн,1990) и развит на шельфе в районе о.Врангеля и системы поднятий Геральд-Врангеля. Этот комплекс по аналогии с Северной Аляской имеет развитие в Северо-Чукотском бассейне и представляет собой высокопреобразованные терригенно-карбонатные слабоугленосные толщи шельфа пассивной континентальной окраины древнего континента Арктиды.

Рифтовый окраинно-континентальный пермо-триасовый (286-219 млн. лет) комплекс накапливался после заметного перерыва в осадконакоплении в прибрежно-морских и возможно континентальных условиях. Образовался в условиях пассивного растяжения земной коры и отличается пестроцветным терригенным составом и развитием в узких грабенах. Является одним из основных нефтегазоносных комплексов на месторождении Прадхо-Бей (Perrodon,1985, Growder, 1990).

Окраинно-континентальный комплекс надрифтовой депрессии (юрско-меловой (219-73 млн.лет) широко развит только в Северо-Чукотском бассейне, где составляет основной объем осадочного чехла. Представлен прибрежно-морскими, реже континентальными часто угленосными терригенными толщами изменчивой мощности, но обширного плащеобразного залегания(Коган,1981, Шипилов и др,1989).

Ранний синрифтовый позднемеловой-олигоценовый (73-33 млн.лет), образовался в условиях приподнятой континентальной окраины, подвергнутой рифтогенезу. В палеоцене произошло общее поднятие региона из-за усиления, как считается, субдукционного и сдвигового трансформного взаимодействия Евразийской, Северо-Американской и Чукотской плит с океанической плитой Кула на юге и молодыми океаническими блоками в формирующемся Северном ледовитом океане (Канадский и Евразийский бассейны)(Зоненшайн, 1990). Фактически это был этап рифтового дробления приподнятой окраины континента, сопровождаемый срывом и подворотом сорванных блоков ос-

нования. Вследствие этого этап характеризуется неактивным терригенным осадконакоплением с присутствием угленосных фаций, но залегает в относительно узких грабенообразных прогибах северного и северо-восточного простирания (Шипилов, 1990, Thurston, 1987).

Синрифтовый морской олигоцен-неогеновый (33 млн. лет-современность) комплекс образовался в условиях постоянного растяжения, связанного с активным океаническим рифтингом в Северном ледовитом океане. Общее растяжение способствовало накоплению преимущественно морских терригенных возможно кремнистых отложений. В конце плиоцен-квартере развивались сильные субгоризонтальные срывы и происходило структурообразование (эпизод пострифтового сжатия).

Для осадочных бассейнов Чукотского моря характерно мегаклиноформное строение осадочного чехла, при котором зонам больших мощностей одного из структурно-формационных комплексов соответствуют зоны резкого выклинивания других комплексов. В целом геодинамическая эволюция Чукотско-Аляскинского сектора пассивной окраины Северного Ледовитого океана характеризуется устойчивым направленным от континента к океану срывом пластин верхней коры в северном направлении с Чукотско-Юконского кристаллического массива (Обухов, 1996). Этот срыв был инициирован пермо-триасовым рифтингом. Маастрихт-палеоценовый рифтогенез вызвал заложение тыловых (по отношению к срыву) бассейнов Южно-Чукотский и Хоуп.

Шельф Чукотского моря является продолжением континента, однако по мере продвижения к северу тектоническая стабильность его уменьшается. Подтверждение тому погребенная взбросо-надвиговая система поднятий Геральд-Врангеля (Геодинамика ..., 1993), сочленяющаяся на суше Аляски с покровно-складчатым сооружением хребта Брукса. Она связана с горизонтальным стрессом перемещающихся с юга верхнекоровых пластин, сорванных с Восточно-Чукотско-Юконско-

го кристаллического массива. Севернее поднятий Геральд-Врангеля располагается крупный Северо-Чукотский верхнепалеозойско-мезозойский бассейн пассивной континентальной окраины. Бассейн имеет рифтовые черты, но в южной части, вблизи вэбросо-надвигов осадочный чехол заметно сжат. Но и здесь сжатие является локальным эпизодом на фоне преобладающего растяжения. Подобные зоны срыва, трансформированного в надвиги, как это характерно для бассейнов Берингова моря, представляют наибольший интерес для поисков нефти и/или газа. Таким образом, в Чукотском море по результатам геодинамического анализа наиболее перспективны акватории, расположенные северо-восточнее о. Врангеля и которые являются геологическим аналогом нефтегазоносных областей Аляски.

На этапе пострифовой компрессии горизонтальные и вертикальные движения в регионе приобрели максимальную интенсивность. Оформилась система поднятий Геральд-Врангеля, являющаяся морским продолжением орогена хребта Брукса. Следует отметить, что и сам ороген относится к новейшим образованиям, синхронным, например Корякскому нагорью. Обращает на себя внимание существенная катагенная, а в некоторых зонах метаморфическая преобразованность мелового комплекса отложений хребта Брукса (Грантц, Мейс, 1984) и поскольку в этом регионе нет кайнозойских глубоких предгорных прогибов приходится предположить не только глубокий размыв каких-то надмеловых толщ, но и субгоризонтальный срыв, расчешуивание и гравитационно-геодинамическое разваливание в пределах орогена, подобно тому как это происходило при образовании Корякского нагорья. Таким образом, центральная часть Чукотского моря вероятнее всего в новейший этап была подвержена интенсивным субгоризонтальным срывам, общему растяжению с образованием грабенообразных зон, листрических сбросов, что хорошо видно на сейсмических про-

филях(рис.93), а в некоторых линейных зонах валообразных поднятий и даже диапиров.

В пределах рассматриваемой акватории промышленных скоплений углеводородов не обнаружено и возможным признаком их присутствия является наличие диапировых явлений, свидетельствующих об активном режиме недр.

Набор нефтематеринских толщ в Северо-Чукотском бассейне включает в себя следующие отложения(Моря., 1984):

- сильно прогретые, генерирующие газ и конденсат каменноугольные,
- находящиеся в низах нефтяного окна пермо-триасовые,
- находящиеся в нефтяном окне и частично в верхней газогенерационной зоне юрско-меловые,
- слабопрогретые мел-палеоценовые и эоцен-олигоценовые.

В Южно-Чукотском бассейне и бассейне Хоуп набор нефтематеринских толщ существенно меньше:

- сильнo прогретые, генерирующие газ и конденсат мел-палеоценовые,
- слабопрогретые эоцен-олигоценовые,
- генерирующие только биогенный газ олигоцен-миоценовые.

В бассейнах Чукотского моря наиболее насыщены органикой меловые паралические и частично континентальные угленосные отложения, в которых содержание гумусовой органики(TOC) составляет не менее 1%. Так, в пределах прогиба Колвилл на суше Аляски (р.Утукок) только в разрезе альба и сеномана описано 22 пласта каменноугля рабочей мощности со степенью прогрева отложений достигающей коксовой стадии ($Ro = 1.3\%$)(Гранц, Мейс, 1984). Эти отложения вступили в главную фазу нефтеобразования возможно уже в конце мела, но генерация была прервана в начале кайнозоя. Основной период генерации наступил только в конце олигоцена и после среднего миоцена верхнемеловые образования генерировали преимущественно газо-

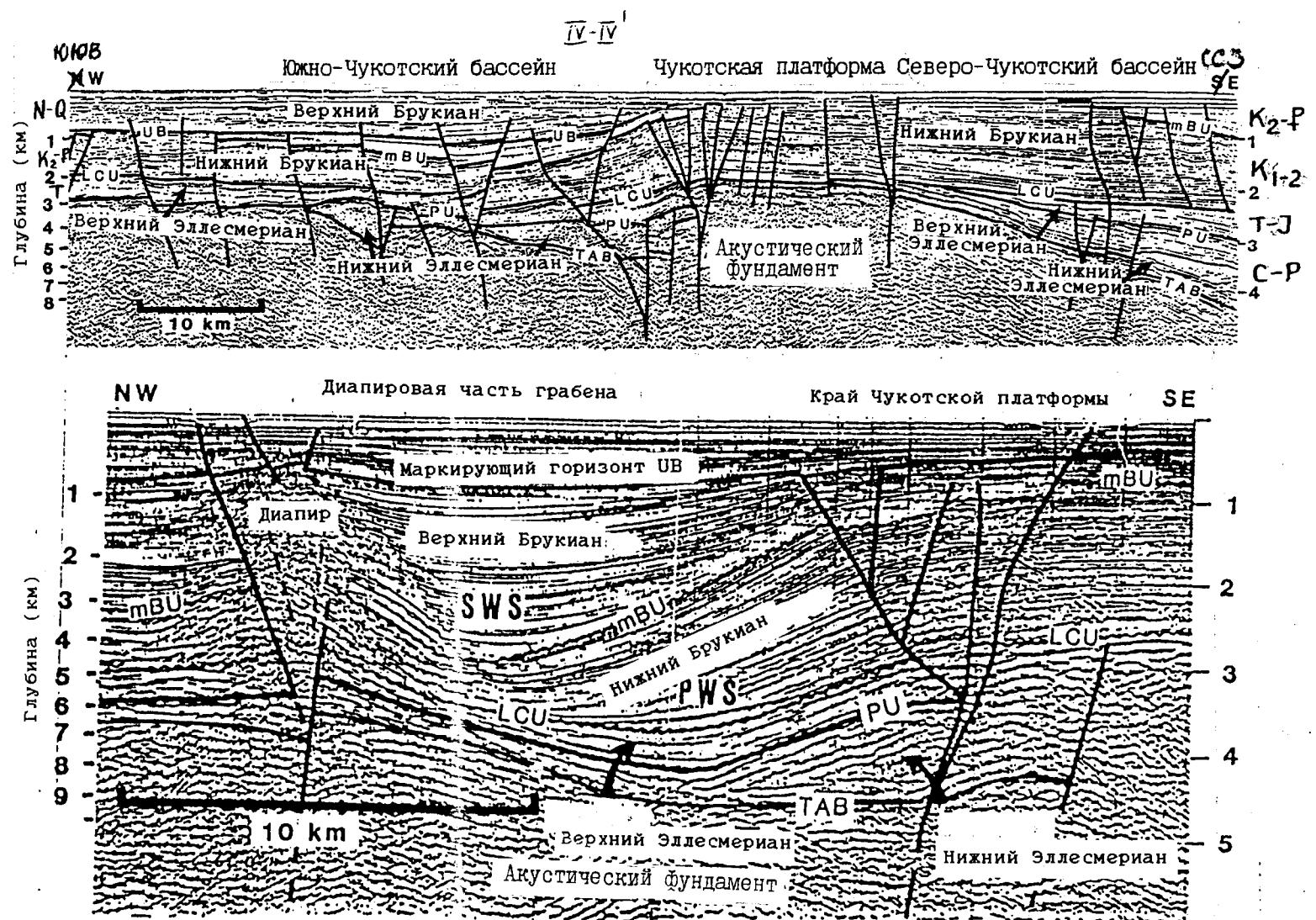


Рис. 93 Сейсмические профили через зону сочленения Южно-Чукотского и Северо-Чукотского бассейнов (Чукотскую платформу или погребенную часть складчатой зоны Геральд-Брангеля, по Thurston and Theiss, 1987)
На нижнем профиле показаны диапировые структуры

образные УВ(Арчегов и др.,1987). История нефтегазообразования в верхнемеловых отложениях весьма сложна, т.к. в палеоцене-раннем эоцене происходили поднятие региона, образование ступенеобразного (claveishного) структурного плана в ходе рифтового растяжения и размытия меловых отложений. Учитывая скачок в степени катагенной преобразованности на границе меловых и кайнозойских пород(Worrall, 1991), следует предположить, что значительная (не менее 1 км.) часть верхнемеловой и возможно палеоценовой толщи была размыта и/или тектонически перемещена. В любом случае значительные массы генерированных ею УВ были потеряны. В настоящее время генерационный потенциал верхнемеловых отложений в значительной степени исчерпан , причем это характерно преимущественно для бассейнов Южно-Чукотского и Хоуп. В северной части Северо-Чукотского бассейна общая мощность мезозойских, и в том числе, меловых пород уменьшается в пять-десять раз и ее прогрев становится незначительным.

Таким образом бассейны Хоуп и Южно-Чукотский по своим структурно-литологическим, геохимическим и палеогеотермическим условиям являются аналогами бассейнов Берингова моря (Наваринский, Анадырский, Нортон и др.).

Тепловой поток в Арктическом регионе составляет в среднем 50-70 мВт/кв.м, увеличиваясь в зонах поднятий до 80 мВт/кв.м. Геотермический градиент, с учетом охлаждающего воздействия криолитозоны составляет около 1.4 – 2.6 град. С на 100 м (Deming ets, 1992, Моря..., 1984).

Исходя из анализа осадочного чехла в бассейнах Чукотского моря возможными нефтематеринскими породами являются:

1) каменноугольная глинисто-карbonатная толща с сапропелевым веществом преобразованным до антрацитной – семиантрацитной стадий. Начало генерации – пермь, максимум – триас. Ныне потенциал

почти исчерпан;

2) пермо-триасовая глинисто-терригенная с присутствием карбонатов толща с сапропелевым веществом, находящаяся в нефтяном окне. В этой важной нефтематеринской толще Северо-Чукотского бассейна генерация могла начаться уже в юре;

3) юрско-меловая паралическая терригенная угленосная толща с органическим веществом гумусово-сапропелевого типа, преобразованная до стадий К-ОС и может генерировать нефть и конденсат, включает угленосные толщи, генерирующие сухой газ. Начало генерации в Северо-Чукотском бассейне относится к олигоцену, максимум был достигнут в плиоцене. Южнее зоны поднятий Геральд-Врангеля толща прогрета до коксовых и антрацитовых стадий. Генерационный потенциал в целом не исчерпан;

4) мел-палеоценовая континентальная озерная слабоугленосная на севере прогрета до нефтяного окна, на юге прогрета до стадий коксовой-антрацитовой;

5) эоцен-олигоценовая прибрежно-морская песчано-глинистая толща с органическим веществом гумусово сапропелевого типа, преобразованным до стадий Г-К (нефтяное окно) только в центральной части Южно-Чукотского и в удаленной северной части Северо-Чукотского бассейнов. Начало генерации - плиоцен, максимум не достигнут;

6) олигоцен-миоценовая морская глинисто-кремнистая толща с органическим веществом сапропелевого типа, преобразованным преимущественно до буроугольной стадии, т.е. в настоящее время толща генерирует только биогенные газы.

Основные коллекторские горизонты развиты в юрско-меловых отложениях, и их нефтенасыщенность практически не вызывает сомнений из-за повсеместной продуктивности этих толщ во всем Арктическом регионе (Баренцево и Карское моря, Арктический склон Аляс-

ки) (Геодинамика и нефтегазоносность.., 1993, Моря.., 1984). Максимальное практическое значение имеют тонкозернистые шельфовые песчаники средней юры и неокома.

В кайнозойских толщах развитие коллекторов особенно значительно в северной части Северо-Чукотского бассейна вблизи кромки шельфа в районах древних дельт.

Весьма вероятны коллекторы в пермо-триасовых прибрежно-морских песчаниках. Возможны порово-трещинные и трещинные коллекторы в девон-каменноугольных терригенно-карbonатных отложениях. Основные коллекторские горизонты развиты в мел-палеоценовых отложениях, но проблематична их нефтенасыщенность из-за отсутствия под ними ныне генерирующих нефтематеринских толщ.

Доказанные коллекторские горизонты известны в прибрежных месторождениях Аляски (рис 95). Основными из них являются следующие резервуары: Барроу (ранняя-средняя юра), Садлерочит (пермо-триас), Киньянк (средняя-поздняя юра) и Колвилл (мел).

Основными региональными покрышками являются эоценовые и олигоценовые глинистые и плиоценовые глинисто-кремнистые толщи. Наибольшее практическое значение имеет региональная нижнемеловая покрышка в Северо-Чукотском бассейне (по аналогии с районом свода Барроу). Локальные покрышки могут быть характерны для всех секций разреза.

Начало нефтегазообразования в Северо-Чукотском бассейне относится еще к позднепермскому времени, когда девон-каменноугольная глинисто-карbonатная толща вошла в нефтяное окно. Максимум достигнут в триасе. Потенциал в настоящее время почти исчерпан.

Основной этап генерации связан с вхождением в нефтяное окно пермо-триасовой глинисто-терригенной с присутствием карбонатов толщи, начавшимся в юрское время с максимумом в конце мела .

Юрско-меловая паралическая угленосная толща начала генерацию УВ в конце палеогена, но максимум генерации был достигнут только в плиоцен-четвертичное время (за исключением периферийных зон, где происходит размыв осадочной толщи).

Существенно иная ситуация отмечается в Южно-Чукотском бассейне, т.к. в нем практически отсутствуют или сильно метаморфизованы палеозойские и триас-юрские отложения.

Начало нефтегазообразования в верхнемеловых-палеоценовых отложениях относится к олигоцену. Первичная миграция активизировалась в миоцене, вторичная в плиоцене.

Эоцен-олигоценовые нефтематеринские толщи вступили в главную фазу нефтеобразования только в позднем плиоцене и то в ограниченных, погруженных на глубины более 2,5 км. зонах. Максимум не достигнут.

Миоценовые толщи не вступили в главную фазу нефтеобразования даже в самых погруженных зонах и генерируют ограниченные объемы биогенного газа. Вторичная миграция затронула именно эти газы ранней генерации и происходила в основном в квартере.

В целом, в бассейнах Чукотского моря генерация и миграция УВ происходит преимущественно в Северо-Чукотском бассейне в отложениях пермо-триасового и юрско-мелового комплексов. Условия миграции благоприятные, что доказывается развитием на Аляске в подобных толщах крупных скоплений нефти и газа(Bird,1993). Особенно благоприятны условия для миграции в северной части Северо-Чукотского бассейна, где проходит полоса приконтинентально-склоновых поднятий. Эта полоса простирается вдоль всего континентального склона Северного Ледовитого океана и является крупнейшей зоной нефтегазонакопления, включающей в себя нефтяной гигант Прадхо-Бей и газовые месторождения свода Барроу (Perrodon,1985)(рис.94).

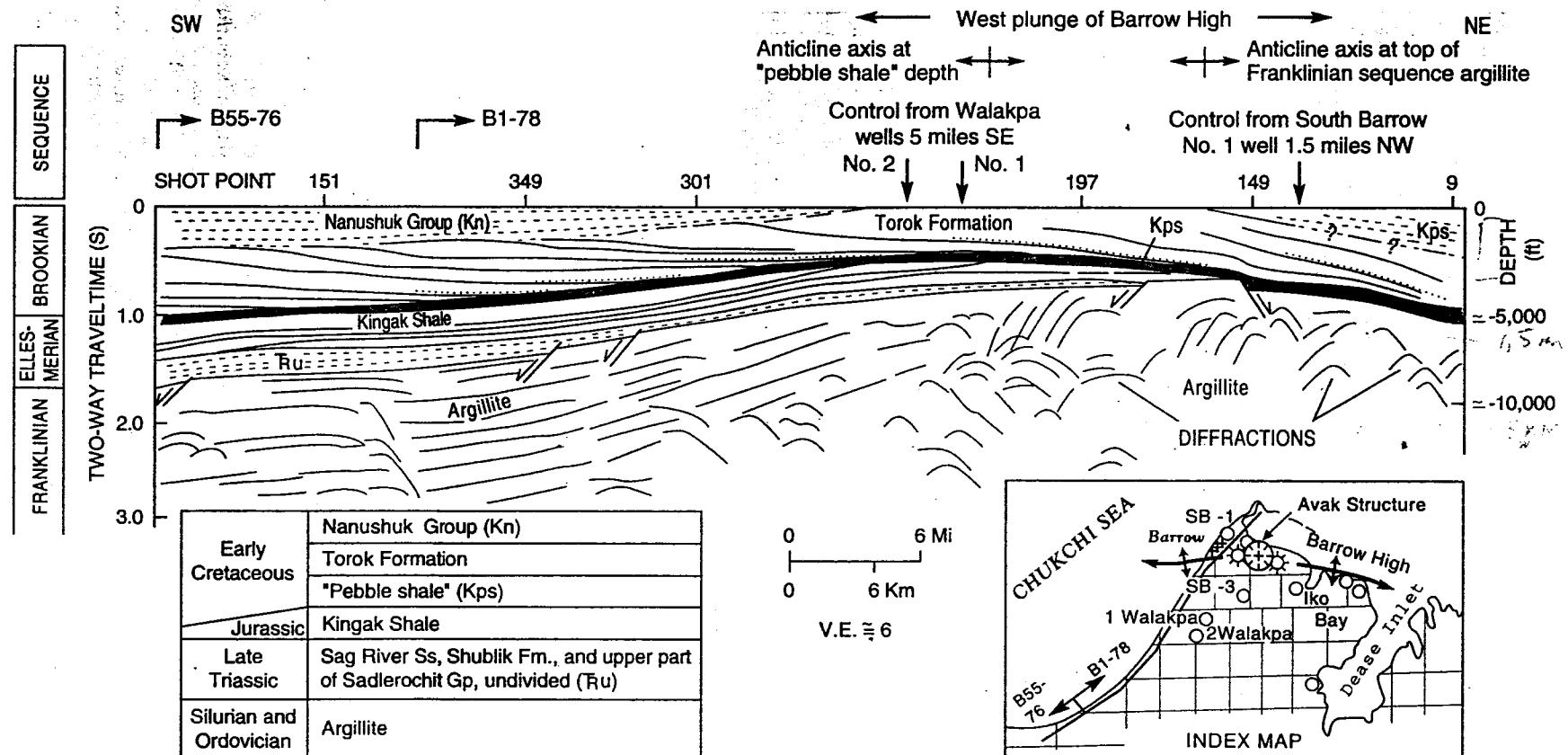


Figure 4—Regional stratigraphy in the Avak area, as interpreted on regional compressed seismic-reflection lines B55-76 and B1-78. See inset map for location.

Рис94 Сейсмогеологический профиль по северо-западному побережью Аляски (провинция Арктического склона, по Kirschner C.E., Grantz A., Mullen M.W., 1992)

В пределах бассейнов Чукотского моря промышленных скоплений УВ не выявлено, на прилегающей суше Аляски в районе мыса Барроу выявлены три газовых месторождения(Kirschner ets, 1992).

Северо-Чукотский бассейн генетически сходен с бассейнами Арктического склона Аляски и дельты Маккензи, которые содержат месторождения нефти и газа пермо-триасовые, юрско-меловые, мел-палеоценовые и эоцен-плиоценовые нефтегазоносные комплексы (рис.90). В пермо-триасовом комплексе известно гигантское месторождение Прадхо-Бей(International., 1994). Однако, южная часть бассейна более похожа на провинцию Южные Предгорья – хребет Брукса, где по результатам бурения 14 скважин выявлено только 2 непромышленные залежи газа(Bird, 1993).

Южно-Чукотский бассейн является аналогом бассейна Хоуп (Аляска), где на суше пробурено 2 скважины, которые показали в бассейне только возможность генерации газа(Fisher, 1993).

В Северо-Чукотском бассейне выделяются три нефтегазовых комплекса: палеозойский, пермско-мезозойский и верхнемеловой-кайнозойский(рис.95).

Палеозойская имеет коллекторы и покрышки преимущественно карбонатного состава, обычно невысокого качества и существенно катагенно измененные. Преобладают УВ газового состава.

Пермско-мезозойская система содержит высококачественные коллекторы и надежные покрышки и преобразована до средних стадий катагенеза, что предопределяет ее повышенную нефтегазоносность. Сохранность скоплений УВ высокая, но в результате плиоцен-четвертичных подвижек вблизи системы поднятий Геральд-Врангеля уничтожены и переформированы палеоскопления в этой зоне.

Верхнемеловая-кайнозойская система также характеризуется развитием хороших коллекторов и покрышек, но степень их латераль-

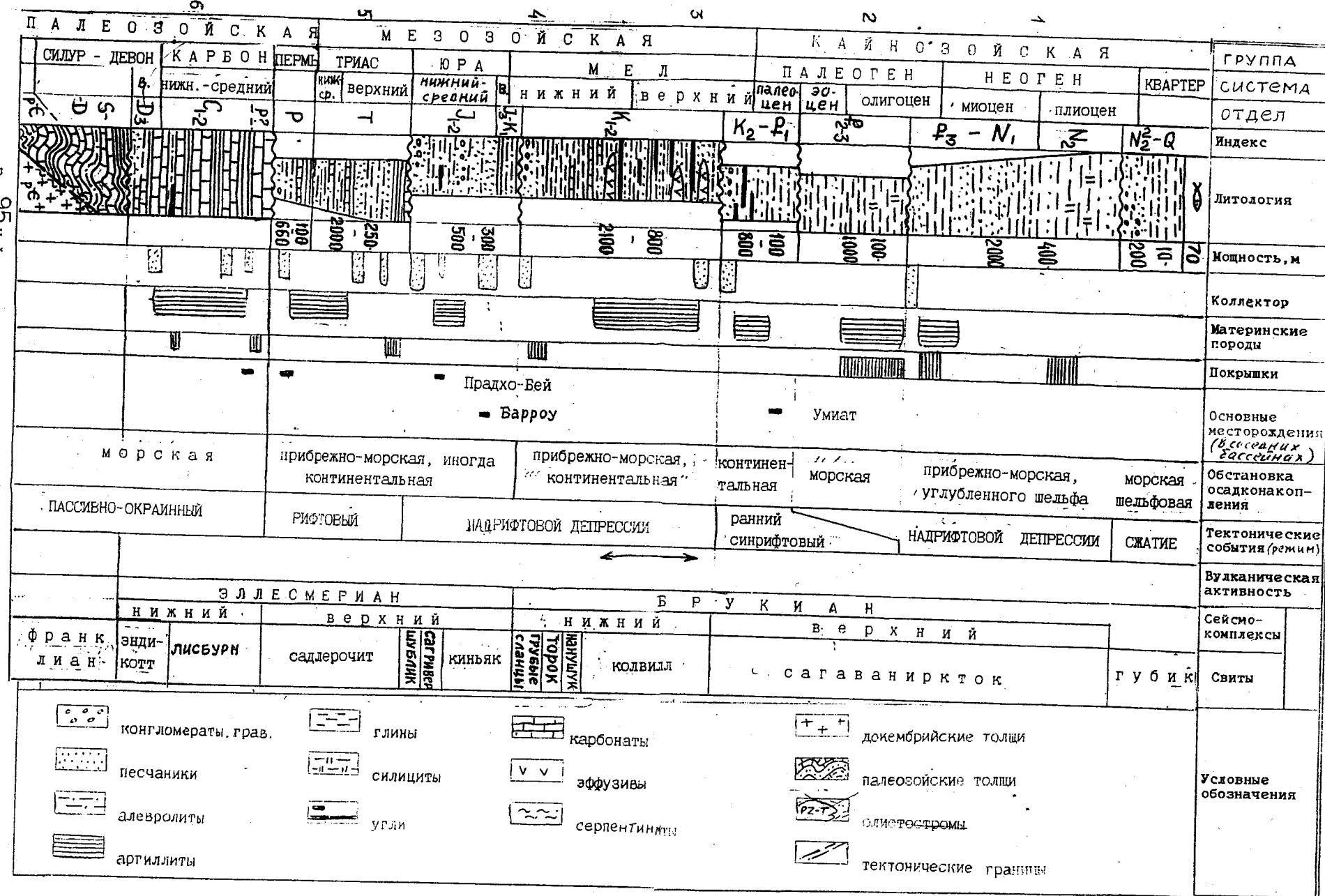


Рис. 95 Нефтегеологическая колонка бассейнов Чукотского моря

ной выдержанности невелика.

В целом из-за активной геодинамики региона все три системы в зонах разломов оказываются связанными, но основное значение имеет средняя пермско-мезозойская система.

В Южно-Чукотском бассейне выделяются две нефтегазовые системы: мезозойская и верхнемеловая-кайнозойская

Мезозойская (преимущественно триасовая и меловая) отличается высоким катагенезом толщ, развитием нарушенных, плохоопронациаемых несвязанных резервуаров. Сохранность скоплений УВ плохая в связи с юрским и предэоценовым размывами.

Верхнемеловая-кайнозойская система характеризуется мелкими локальными гидродинамически разобщенными резервуарами, что препятствует дальнейшей латеральной миграции. Однако, в зонах разломов, субгоризонтальных срывов и глинистого диапризма возможны более активные перетоки флюидов.

Наиболее перспективный Северо-Чукотский бассейн несомненно будет нефтегазоносным поскольку в нем сейсмическими работами доказано существование мощного верхнепалеозойско-мезозойского чехла, регионально нефтегазоносного во всей Арктике (Геодинамика., 1993). В целом бассейн имеет черты платформенного (типа бассейнов Баренцева и Карского морей), т.е. должен иметь крупные ненарушенные ловушки, в которых будут аккумулироваться значительные объемы УВ. К факторам, определяющим распределение возможных скоплений УВ и их фазовый состав относятся:

- наличие структурных ловушек пермско-мезозойском этаже;
- наличие коллекторских горизонтов в кайнозойском чехле;

Основным критерием для выделения наиболее перспективных для поисков нефти и/или газа зон нефтегазонакопления является наличие крупных антиклинальных валов и локальных поднятий в районах раз-

вития пермско-мезозойских толщ. Их площадь не должна быть менее 50 кв. км., чтобы обеспечить экономическую рентабельность поисков в экстремальных условиях полярного арктического шельфа.

Чукотское море имеет высокие перспективы открытия залежей нефти и газа в Северо-Чукотском(юра, триас, мел, пермь, палеоген) и газа в Южно-Чукотском (мел, палеоген, миоцен) бассейнах. Однако в Южно-Чукотском и в бассейне Хоуп поисково-разведочные работы в ближайшие годы не будут экономически рентабельными, т.к. вероятность открытия в них крупных месторождений весьма низка.

Основной проблемой является поиск крупных антиклинальных зон нефтегазонакопления, под которыми развит пермско-мезозойский разрез осадочных отложений.

В Южно-Чукотском бассейне (аналог бассейна Хоуп) возможны открытия мелких и средних преимущественно газовых месторождений.

В Северо-Чукотском бассейне возможно открытие не только крупных и средних месторождений нефти и газа, но и обнаружение гигантов, подобных месторождению Прадхо-Бей (Северная Аляска).

Существенно осложняют проведение геолого-разведочных работ не только экстремальные природно-климатические условия, но и жесткие экологические ограничения, в частности, о. Врангеля является естественным "родильным домом" для почти всей популяции арктических белых медведей.

Наиболее интересной с точки зрения поисков углеводородов является Северо-Чукотская впадина, в которой мощность осадочного чехла может достигать 12 км. В основном терригенный разрез представлен пермо-триасовой и мел-кайнозойской толщей с несогласием перекрывающей терригенно-карбонатный палеозойский комплекс. По геоструктурному положению Северо-Чукотская впадина входит в единую обширную систему прогибания включающую в себя известные неф-

тегазоносные бассейны Северной Аляски – предгорный прогиб Колвилл, прогиб Маккензи (так называемые бассейны западного шельфа моря Бофорта).

На суше северо-западной Аляски известно гигантское нефтяное месторождение Прадхо-Бей. Кроме того, на шельфе выявлен ряд месторождений со стратиграфическим диапазоном промышленной нефтегазоносности от карбона до палеогена включительно. Наибольшими запасами характеризуются терригенные отложения формации Садлерочит (триас-пермь). По-видимому, сходный разрез и близкие условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления будут выявлены и в Северо-Чукотской впадине. По результатам рекогносцировочных геофизических исследований в мел-кайнозойской части разреза известны дипировые структуры, свидетельствующие об активном и замкнутом характере гидродинамического режима бассейна. В восточной части впадины по краю континентального шельфа выявлены вытянутые вдоль склона малоамплитудные антиклинальные складки (Шипилов и др., 1989).

Таким образом, геоструктурная приуроченность Северо-Чукотского бассейна к единой системе нефтегазоносных бассейнов Арктического склона Аляски, наличие мощной осадочной толщи, зон антиклинальных складок и благоприятный гидродинамический режим свидетельствуют о высоких перспективах северной половины Чукотского моря.

Есть все основания считать, что геологическое строение Северной Аляски и северных акваторий Чукотского моря являются сходными. Это позволяет предполагать идентичность условий залегания в этих регионах скоплений углеводородов.

По результатам исследований Л.Э.Левина, М.С.Моделевского и О.В.Васильева, И.С.Грамберга плотность геологических ресурсов на этих акваториях превышает 50 тыс.т. условного топлива на 1 км². Несколько ниже перспективы нефтегазоносности бассейнов южной по-

ловины Чукотского моря (Южно-Чукотская и Хоуп). Отмечается омоложение разреза по направлению к юго-востоку (к Берингову проливу). Если в северной части Южно-Чукотской впадины разрез осадочной толщи слагается меловыми и кайнозойскими отложениями, то в юго-восточном бассейне Хоуп осадочный разрез начинается с эоценовых отложений. В этом отношении строение южной части Чукотского моря имеет существенные черты сходства с Берингоморским шельфом, где известны мелкие и средние месторождения углеводородов в кайнозойских отложениях Анадырского и Хатырского бассейнов (Россия) и бассейнов залива Кука(Magoon,1993), Бристольского и Южно-Аляскинского (США)(Крылов и др.,1988).

По результатам прогнозной оценки, произведенной на 1.01.93г. (И.С.Грамберг, О.И.Супруненко, Д.В.Лазуркин) площадь перспективных Чукотских акватории равна 340 тыс.км², где сосредоточено более 5 млрд.т. условного топлива, из них извлекаемые ресурсы составляют до 2,5 млрд.т. Извлекаемые ресурсы нефти и газа примерно одинаковы, а ресурсы конденсата прогнозируются на порядок меньше. Однако, такая оценка обеспечивает среднюю плотность ресурсов углеводородов всего 15,2 тыс.т./км² (геологические) или 7,6 тыс.т. км² (извлекаемые). Несомненно, что при получении дополнительной геолого-геофизической информации и, в первую очередь сейсмической, эта оценка будет существенно уточнена.

В настоящее время необходимо провести детальные тематические исследования по анализу и обобщению имеющих материалов по Чукотскому морю, а также по прилегающим акваториям моря Бофорта и территориям Северной Аляски с целью разработки направлений геолого-разведочных работ и рекомендаций по проведению сейсмических исследований МОВ ОГТ и параметрического бурения. Несомненно одна - южная часть Чукотского моря не может быть первоочередным объектом

лицензирования для российских компаний, поскольку вероятность открытия на ней экономически рентабельных месторождений по геодинамическим критериям представляется крайне низкой. Северо-Чукотский бассейн, напротив, имеет существенно лучшие перспективы. Его строение (в виде системы мегаклиноформных, проградационно смещающихся от взбросо-надвиговой зоны Геральд-Врангеля к северу осадочных тел или структурно-формационных комплексов), наличие крупного валообразного поднятия, сочленяющегося с нефтегазоносной зоной Прадхо-Бей- Барроу, значительная мощность осадочного чехла обеспечивают возможность открытия не только крупных, но и гигантских месторождений углеводородов.

Глава 5. ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПОДВИЖНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Гравитационная геодинамика существенно изменяет наши представления о геологической истории и тектонике осадочных бассейнов. Самое принципиальное нововведение – это представление о постоянно движущемся фундаменте. Поверхность земной коры представляет собой пакеты чешуйчато расположенных пластин, непрерывно перемещающихся (но, разумеется, с разной скоростью, обычно изменяющейся от 1 до 5, реже 10 см./год) по реологическим разделам в сторону региональных понижений – океанических котловин и рифтовых поясов. Подобное грандиозное по масштабам "шелушение" коры приводит к тектонической денудации сначала древних обычно метаморфических структурно-формационных комплексов а впоследствии ее глубинного гранито-гнейсового слоя. Собственно, таковыми перед нами представляют горные сооружения с их характерным квестовым рельефом и гранитными ядрами гор (Миясира, Аки, Шенгер, 1985).

В целом верхняя кора ведет себя как своеобразный "каменный ледник", сползающий по хрупко-вязкому и другим реологическим поверхностям внутри коры и осадочно-метаморфического слоя. Аналогия тектонических ледниковых структур очевидна и отмечалась уже давно (Беммелен, 1956, Миясира и др., 1985, Пейве, 1991, Сейферт, 1990, Рамберг, 1985). Детальные исследования ледников полностью подтвердили правомочность такой аналогии, поскольку геометрия разломов, характер деформационных тел в леднике полностью соответствует структурам складчатых областей (Каплянская, Тарноградский, 1993). Именно поэтому поверхность складчатых систем и поверхность ледников весьма похожи по рельфу и структуре.

Гравитационная геодинамика характерна не только для Земли.

Основным необходимым условием развития гравитационно-геодинамических явлений выступает растяжение коры и/или верхней мантии в системе глобальных рифтов вероятнее всего при расширении планеты. Чрезвычайно важна также реологическая и флюидодинамическая расслоенность верхних оболочек планеты. Поэтому гравитационно-геодинамические процессы могут иметь место на таких геологически активных планетах как Венера и Марс. Особенno это касается Венеры, где поверхность нагрета до сотен градусов, а значит хрупко-вязкий раздел расположен на глубине всего нескольких (а возможно и одного) километров. Значит поверхность Венеры является чрезвычайно подвижной. И действительно, радиолокационными исследованиями доказана сложная картина рельефа планеты, составленная высокими плато, горными хребтами и рассеченными закономерными трещинами равнинами (тессерами). Изображение вулканического плато Лакши и окружающих его горных сооружений (Базилевский, Аким, Захаров, 1995) практически полностью соответствует структурному рисунку активных окраин Западно-Тихоокеанского подвижного пояса с характерными островными дугами и задуговыми зонами рассеянного растяжения (рис.96).

Геодинамически рифты и горы – структуры растяжения. Отличие рифтов от горных сооружений заключается в том, что в рифте растяжение концентрируется в низах коры и инициируется глубинными мантийными движениями при расширении планеты, а в горных системах растяжение порождено срывами и движением пластин верхней коры в рифтовые понижения, т.е растяжение захватывает верхи коры.

Скорость движения сорванных с основания пластин составляет первые сантиметры в год, иногда больше, а на щитах и выступах кристаллического основания (тыловых частях срывов) она минимальна, что и подтверждается спутниковыми наблюдениями (Стейн, 1989).

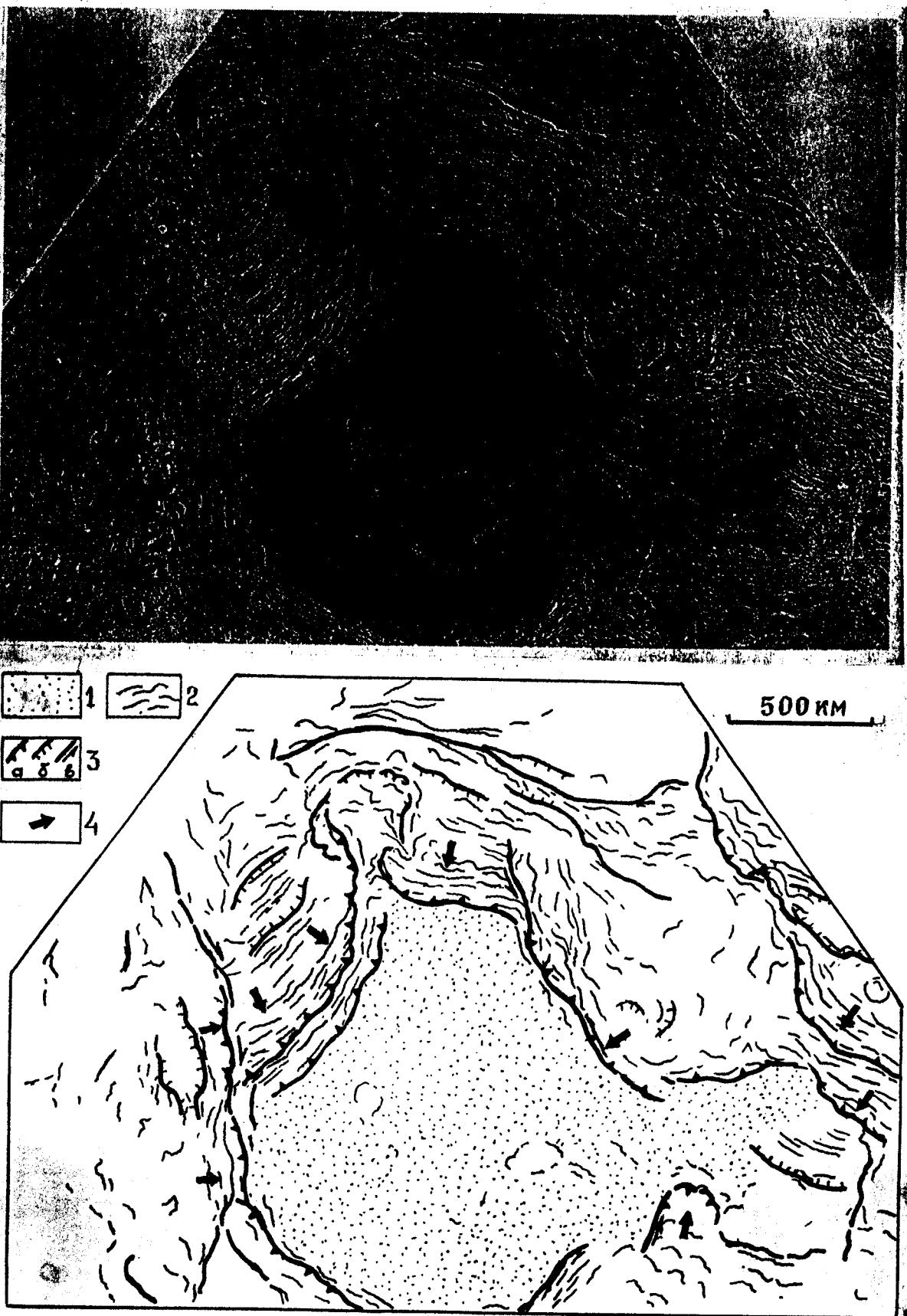


Рис 96 Структура вулканического плато Лакшми и окружающих его горных сооружений на Венере (по А.Т.Базилевскому и др. 1995). Условные обозначения: 1-плато; 2-горные сооружения; 3-разломные зоны: а-взбросо-надвиговые, б-сбросовые, в-сдвиговые; 4-направления срывов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

После рассмотрения тектоники, формаций, конкретных примеров динамических структур и особенностей нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов внутриконтинентальных и окраинноконтинентальных зон земной коры попробуем сформулировать некоторые их общие особенности и закономерности развития.

При анализе эволюции бассейнов четко выявляется, что господствующим геодинамическим режимом их развития является растяжение. Практически все этапы седиментогенеза можно назвать рифтовыми. Перемежаются они с периодами денудации и поднятий опять-таки вызванными сильными растяжениями, т.к. орогенез есть последствие гравитационно-геодинамических срывов, которые сами вызваны рифтингом. Таким образом главным динамическим режимом развития Земли является импульсное, но непрерывное растяжение, что обеспечивается в рамках концепции расширяющейся планеты. Наиболее общие последствия господства подобного режима – это кажущееся увеличение во времени площади развития отложений стратиграфических комплексов и грабенообразное строение ложа осадочных бассейнов. Действительно, начало образования каждого структурно-формационного комплекса знаменуется преобладанием рифтовых условий, а конец – значительным расширением площади бассейна седиментации в условиях надрифтовой депрессии. Тектонические особенности этого процесса хорошо изучены в концепции переходных (тафрогенных) комплексов (Крылов, 1969, Летавин, 1970). Первопричиной бассейнообразования является глобальный импульс рифтогенеза, который вызывает прогибание земной коры и осадконакопление; при вхождении ложа бассейна в зону хрупко-вязкого раздела (обычно на глубине 12+/-5 км.), с

бортов гравитационно срываются реологически расслоенные пластины чехла и фундамента, что вызывает инверсию и/или смещение депоцентров осадконакопления. В целом, осадочные бассейны развиваются на постоянно движущемся основании, что обуславливает их разрывы (по зонам максимальных мощностей) и горизонтальное растаскивание фрагментов. Ширина гравитационно-геодинамического потока имеет свои пределы, по видимому определяемые кривизной поверхности Земли, мощностью и вещественным составом сорванных пластин. Интересно, что краевые части региональных срывов представляют собой области завершенных гравитационно-геодинамических срывов осадочного чехла, т.е. относительно неглубоких срывов. Так, срыв чехла с Памира и Каракорума обусловил их изостатические поднятия, которые не позволили развиваться дальнейшему течению верхней коры в южном направлении. В окраинно-континентальных условиях, например, на Чукотке, разрыв по осевой зоне Анадырско-Хатырско-Наваринского палеобассейна и воздымание на ее месте Корякского орогена прервали более глубинные срывы коровых пластин. Таким образом и Пенджабский и Корякский синтаксисы обязаны своим происхождением первичным относительно мелким срывам, которые не позволили развиться в этих зонах более масштабным глубинным срывам. После срыва осадочного чехла развиваются изостатические поднятия, нарушающие сплошность нижнекоровых плоскостей срыва. Часто изостатические поднятия инициируют внедрения гранитных батолитов (например, на Памире), а этот батолит еще больше стабилизирует кору, действуя как глубокий (до 70 км.) жесткий массив. Поэтому региональные срывы имеют в плане вид системы дуг, сочлененных основаниями.

Итак, наиболее общими региональными признаками развития гравитационно-геодинамических процессов являются:

- дугообразные формы структурных элементов, направленные выпук-

лостью в пониженные зоны;

- наличие древних, в том числе докембрийских блоков в тылу дугообразных зон;
- развитие зеленокаменных серпентинитовых и офиолитовых поясов в межбассейновых структурах;
- высокая степень катагенеза или метаморфизм толщ межбассейновых поднятий вследствие тектонической денудации.

Обнаружение грабенов и полуграбенов в основании осадочного чехла бассейнов также является прямым признаком срыва и течения фундамента (верхней коры).

Выявляются общие тектонические события, происходящие одновременно на всей планете – это периоды глобального рифтинга, группирующиеся в позднегерцинский (C_2 – z – P_1 ; P_2 – T_1), киммерийский (T_2 ; T_3 – J_1 ; J_1 – z ; J_3 – K_1) и альпийский (K_2 – P_1 ; P_2 ; P_3 – N_1 ; N_2 – Q) импульсные циклы (Милановский, 1991, 1993) (рис. 97). Следы более ранних событий в рассматриваемых регионах сильно переработаны, поскольку в них особенно мощное развитие получили альпийские движения. Поэтому в межгорных впадинах Центрально-Азиатского орогенного пояса и окраинно-континентальных бассейнах Тихоокеанского подвижного пояса кайнозойская тектоно-седиментационная эволюция принципиально сходна. Позднепалеозойско-мезозойские события в этих двух регионах сильно различаются по масштабам проявления. На активной окраине масштаб прогибаний был существенно больше и соответственно более значительны последующие инверсия и размыты.

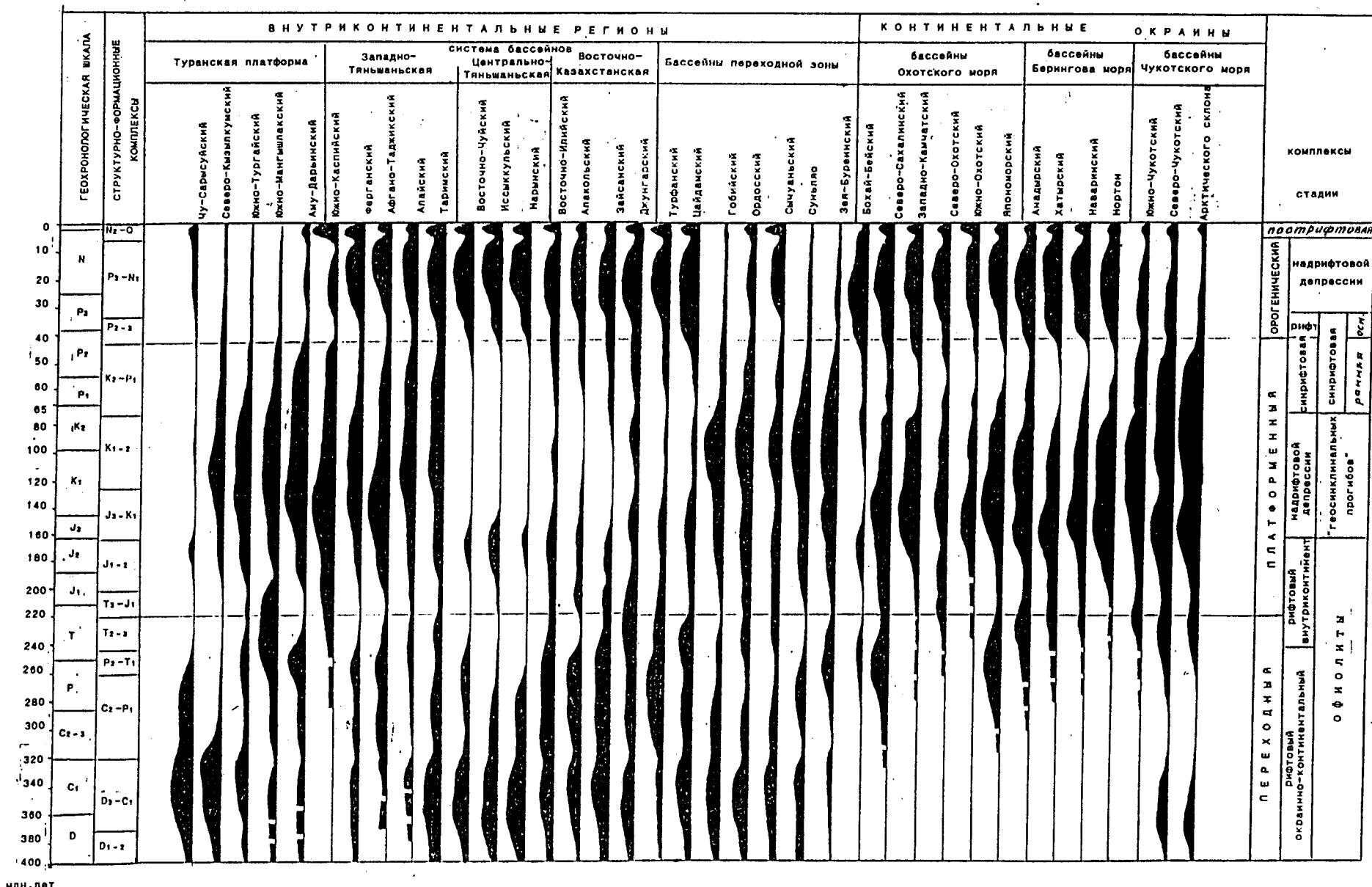


Рис. 97. Графики развития осадочных бассейнов подвижных зон земной коры. Изменение масштабов осадконакопления в бассейнах Азии, Китая и Дальнего Востока.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В осадочном бассейне площадь развития формаций увеличивается с их омоложением или снизу вверх. Увеличивается также степень глинистости и/или карбонатности осадочных формаций. Эта система частных закономерностей, объединяется в правило подобия формационных рядов в одного структурно-формационного комплекса в различных системах впадин (в пространстве), а также подобия рядов различных комплексов (во времени). Действительно, начальные стадии их развития происходят в условиях растяжения земной коры. Затем следует стадия грабена с его характерными молассоидными, континентальными, красноцветными или сероцветными угленосными (в гумидном климате) формациями. Завершение развития осадочного бассейна фиксируется стабильными тектоническими условиями, в которых накапливаются синеклизные терригенно-карбонатные морские, соленосные, лагунные формации, или континентальными условиями формации кор выветривания (Обухов, 1990).

Весьма полезно правило подобия для анализа формационных рядов различных территорий. Поскольку формация – это овеществленный тектонический режим и климат, то любое изменение одного из этих факторов неизбежно приводит к смене формаций (Обухов, 1978.1979). Однако тектонический режим и климатическая обстановка седиментогенеза – факторы достаточно общие, региональные, и весьма трудно представить себе ситуацию, когда эти две глобальные характеристики менялись бы только на одном, пусть даже крупном, участке земной коры. Понятно, что такие изменения неизбежно затронут и прилегающие регионы, хотя характер изменений в последних может быть совершенно иным. Тем не менее важен сам фактор изменчивости, и это дает основания заявить, что смена формаций на тектонически

различных, но соседствующих территориях будет происходить одновременно (Крашенинников, 1984, Мальцева, Крылов, 1986) .

Принцип подобия формационных рядов позволяет использовать такое понятие, как голотип структурно-формационного комплекса, под которым понимается переходный (рифтовый) платформенный или орогенический комплекс, представленный в какой-либо впадине самым полным формационным рядом и, чаще всего, с наиболее мощным разрезом. Такими голотипами являются: для переходного (верхнепалеозойского) – Зайсанская (а для прилегающих территорий – Южно-Мангышлакская), платформенного – Афгано-Таджикская, орогенического (раннего) – Ферганская, позднеорогенического – Южно-Каспийская.

При анализе эволюции осадочных бассейнов подвижных зон земной коры выявлено также правило постоянства суммарной мощности неметаморфизованных структурно-формационных комплексов. Их общая мощность составляет около 12+/-5 км. В рамках гравитационной геодинамики это правило является закономерным следствием начала срывов после вхождения ложа осадочного бассейна в зону хрупко-вязкого раздела на указанной глубине. Из этого также следует еще один важный вывод: депоцентры (зоны максимальных мощностей) структурно-формационных комплексов не совпадают и, как правило, направленно мигрируют во времени к современной оси впадин.

Правило постоянства суммарной мощности структурно-формационных комплексов позволяет прогнозировать осадочный разрез в различных частях впадин и объясняет основные закономерности строения осадочного чехла бассейнов орогенных областей. Первой такой закономерностью является то, что образования переходного комплекса имеют наибольшую мощность в бортовой части впадин, платформенного комплекса – в прибортовой части, а орогенического – в центральной

(Обухов, 1988, 1990). Пути развития межгорных впадин многообразны, но главное направление закладывается еще в переходный этап развития. В случае активного проявления этого этапа последующие стадии развития могут оказаться весьма плохо выражеными в осадочных толщах, как это случилось, например, в Зайсанской впадине, где активный верхнепалеозойский цикл седиментогенеза обусловилrudиментность развития платформенного и орогенического этапов.

Самым оптимальным для нефтегазонакопления и нефтегазообразования является случай, когда во впадине равноценно представлены все основные структурно-формационных комплексы и такая полоса непрерывного (точнее, наименее прерывистого) осадконакопления существует во всех рассмотренных бассейнах. И хотя каждый из них будет иметь относительно уменьшенную мощность, но представлены они в основном формациями, завершающими разрезы комплексов (синеклизыми) и сложенными терригенно-карбонатными, угленосными и/или соленосными образованиями. Однако впадины, в которых осадочный чехол состоит из трех комплексов одинаковой мощности, скорее исключение, чем правило, но зато в любом осадочном бассейне существует та самая полоса непрерывного (точнее, наименее прерывистого) осадконакопления, о которой уже упоминалось ранее. Чаще всего эта полоса приурочена к южной прибрежной зоне межгорных впадин, однако ничто не ограничивает развитие во впадинах двух, а возможно, и нескольких подобных полос и/или очагов.

Рассмотрим конкретно, как в разных впадинах различных систем проявляются указанные закономерности (рис. 98). Во впадинах Центрального Казахстана наиболее полно представлен разрез средне-верхнепалеозойского переходного комплекса, мощность которого в некоторых зонах превышает 5000 м. Вместе с тем, например в Чу-Сарысуйской впадине, переходный комплекс подразделяется на два

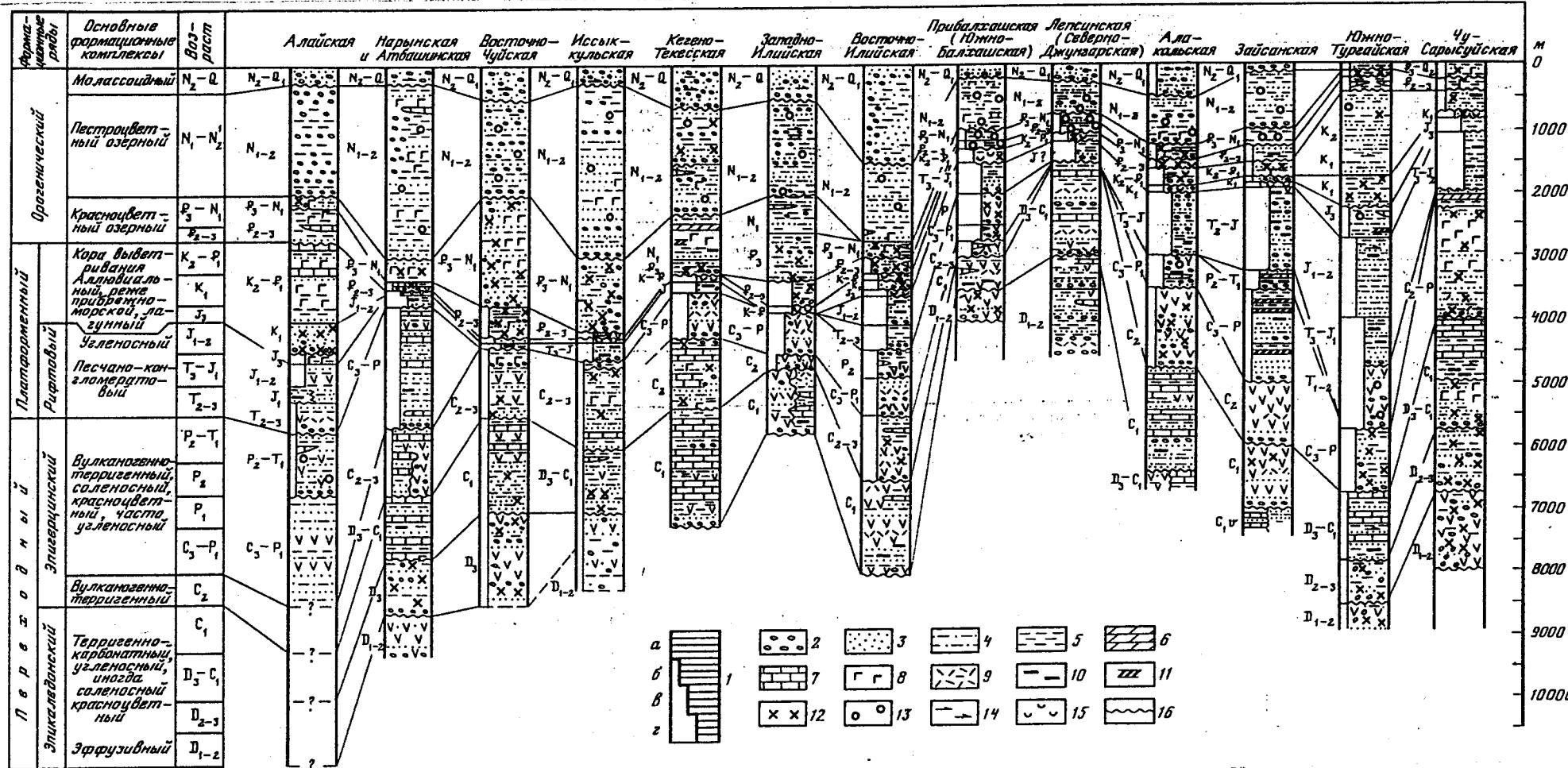


Рис. 98. Схема сопоставления сводных литолого-стратиграфических разрезов осадочного чехла межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса

I Расстановка толщ: а-региональная, б-на большей части впадины, в-на меньшей части впадины, -локальная. Остальные условные обозначения см. рис.

структурных яруса – среднепалеозойский и верхнепалеозойский. Так, нижнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс отложений максимальные мощности имеет в пределах Нижнечуйской солянокупольной зоны и хребта Карагатай (Ли и др., 1982), тогда как депоцентры верхнего структурного яруса смешены во внутренние зоны впадины и совпадают с герцинскими прогибами – Муюнкумским, Таскура-Тесбулакским и др.(Обухов, Тимонина, 1984). Полномасштабное проявление переходного этапа в Чу-Сарысуйской впадине, выраженное его непрерывным формационным рядом, объясняет весьма слабое распространение платформенного и орогенического комплексов (общая мощность не превышает 700 м). Приуроченность их к Сузакско-Байкадамскому и Муюнкумскому прогибам объясняется тем, что в последних относительно сокращен разрез средне-верхнепалеозойских толщ. Интересно отметить, что в пределах хребта Карагатай и Берликской ступени, где большую мощность имеют среднепалеозойские отложения и практически отсутствуют верхнепалеозойские, расположены юрские Таскомырсайский и Хантауский грабены (Бувалкин, 1978). То есть, на этих территориях был пропущен в связи с девон-каменноугольной седиментационной активностью верхнепалеозойский тектоно-седиментационный цикл, но развился триас-юрский грабенообразовательный процесс, после которого осадконакопление уже не возобновлялось в связи с достижением той самой критической толщины осадочного слоя (12+/-5 км).

Столь же ярко правило постоянства суммарных мощностей проявлено во впадинах Центрального Тянь-Шаня, и в частности в сопредельной с Чу-Сарысуйской – Восточно-Чуйской впадине. Здесь переходный комплекс, протягиваясь из Муюнкумского прогиба, заметно уменьшается в мощности в основном за счет пермских отложений (скважины Курагатинская и Луговая) (Дитмар, 1966). Столь же пассивной оставалась территория Центрального Тянь-Шаня и в платфор-

менный этап развития, когда образовались только вытянутые триас-юрские угленосные грабены. Но зато, когда начались орогенические подвижки, блоки будущих впадин оказались втянутыми в интенсивное (до 4-5 км) погружение, и, таким образом, пассивность развития в течение переходного и платформенного этапов была компенсирована активной историей орогенического цикла седиментогенеза.

Весьма показателен пример Нарынской впадины. В северных складчатых обрамлениях, сложенных мощными девон-каменноугольными толщами, протягивается субширотный юрский Кавакский грабен (аналог Таскомырсайского). В Нарынской впадине орогенический комплекс лежит непосредственно на размытую поверхность нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений. А в южной части впадины (скважины Акташская и Карабукская) появляются верхнепалеозойские и юрские образования. И наконец, в самом южном тектоническом элементе, в Атбашинском прогибе, получают развитие верхнекаменноугольные и пермские отложения, и одновременно мощность орогенического комплекса сокращается до 2800 м. (Обухов, 1990).

Таким образом, отчетливо видно, как происходит увеличение мощностей одних структурно-формационных комплексов за счет уменьшения мощностей других, т.е. отмечается миграция депоцентров – среднепалеозойских, верхнепалеозойских и кайнозойских отложений от бортов впадины к ее центру.

Во впадинах Восточного Казахстана девон-нижнекаменноугольный комплекс отложений имеет весьма изменчивую мощность (от 2000 до 5000 м), высокую степень катагенеза (стадии ОС-А) и значительную тектоническую нарушенность и потому чаще всего относится к Герцинскому фундаменту (Ли, 1975). Характерной особенностью впадин этой системы является развитие протяженных верхнепалеозойских (C_2-P-T_1) мульд, обычно приуроченных к южным прибрежным зонам

Активность средне-верхнепалеозойского этапа развития этого региона обусловила относительно уменьшенное проявление платформенного и орогенического этапов, но значительная латеральная неоднородность средне-верхнепалеозойского цикла седиментогенеза предопределила появление серии триас-юрских грабенов, перекрытых маломощным меловым чехлом. Именно в этой системе впадин ярко выражены полосы миграций депоцентров структурно-формационных комплексов. Например, в прибортовой Сарыбулакской скважине вскрыт почти непрерывный стратиграфический разрез отложений от верхнего карбона до плиоценена (по В.С.Ерофееву, 1987 г.), тогда как в центральной Даирновской скважине олигоценовые толщи залегают на среднекаменноугольных (по В.К.Василенко, 1959 г.). Такая же полоса непрерывного развития бассейна отмечается в южной приосевой части Восточно-Илийской впадины (по данным сейсмогеологического анализа, проведенного С.Ж.Даукеевым, 1988 г.).

Но самым явным образом миграция депоцентров структурно-формационных комплексов выражена во впадинах Западно-Тяньшаньской системы. Так, в Алайской впадине верхнепалеозойские (в основном пермские) отложения слагают южный склон Заалайского хребта. К осевой части последнего приурочена инверсионная центральная зона платформенного комплекса. Здесь, в пределах Курумдинского веерного антиклиниория, отмечается наибольшая мощность меловых и палеогеновых образований (по данным Д.П.Резвого). Севернее, в центральной части Предзаалайского прогиба, расположена ось кайнозойского бассейна).

Такая же миграция депоцентров осадочных комплексов с юга на север отмечается в Ферганской впадине. По результатам регионального сейсмопрофилирования МОГТ в южной бортовой зоне (Сох-Шахи-марданский участок) выявлены глубокие тектонически ограниченные

мульды, выполненные мезозойскими толщами и в южной части, возможно, верхнепалеозойскими толщами общей мощностью более 5000 м. Юрские отложения имеют максимальную мощность в южной прибрежной зоне, а орогенический комплекс – в центральной и северной частях впадины (Обухов и др., 1991). Показателен также пример Восточно-Ферганской складчатой зоны, в центральной части которой инверсирован крупный юрский палеобассейн. В этом регионе раннемезозойский этап седиментогенеза наследует позднепалеозойский, что предопределило прекращение осадконакопления в последующие геологические эпохи.

В Афгано-Таджикской впадине в южных и юго-восточных зонах (Дарвазский хребет) мощности пермо-триасовых и юрских образований также являются максимальными (соответственно до 2500 и 2200 м). Следовательно, суммарная мощность переходного комплекса и триас-юрской части платформенного достигает 4700 м, что, видимо, и обусловило их инверсионный характер. В этой впадине существовало несколько поясов бассейнообразования, что выражено в чередовании современных мегасинклиналей и мегантиклиналей. Вероятно, последние соответствуют инверсионным узким верхнепалеозойско-нижнемезозойским палеобассейнам. Вообще весьма активная мезозойско-кайнозойская история седиментогенеза, обусловившая накопление осадков общей мощностью более 8 км, свидетельствует о том, что в предшествующие палеозойские тектоно-седиментационные этапы здесь располагался пассивный блок, т.е. в некоторых глубокопогруженных зонах платформенный комплекс может залегать непосредственно на докембрийских образованиях или на каком-то весьма экзотичном фундаменте.

Такие же закономерности в размещении структурно-формационных комплексов намечаются и в Западно-Туркменской впадине.

Существенный интерес при изучении проблем тектоники и нефте-

газоносности Центрально-Азиатского орогенного пояса представляют сведения о сопредельных перспективных территориях Северо-Западного Китая и материалы по межгорным впадинам других орогенных поясов. Так, А.А.Арбатов и А.В.Кондаков на примере мелких (площадь менее 25 тыс.км²) межгорных впадин Северной и Южной Америки, Австралии и Китая убедительно показали высокие перспективы нефтегазоносности этих ограниченных бассейнов. С позиций гравитационной геодинамики этот факт получает наиболее естественное и логичное объяснение, поскольку практически все межгорные впадины представляют собой тектонические фрагменты более крупных осадочных депрессий с давней историей нефтегазообразования и разделенных преимущественно в новейший плиоцен-четвертичный этап.

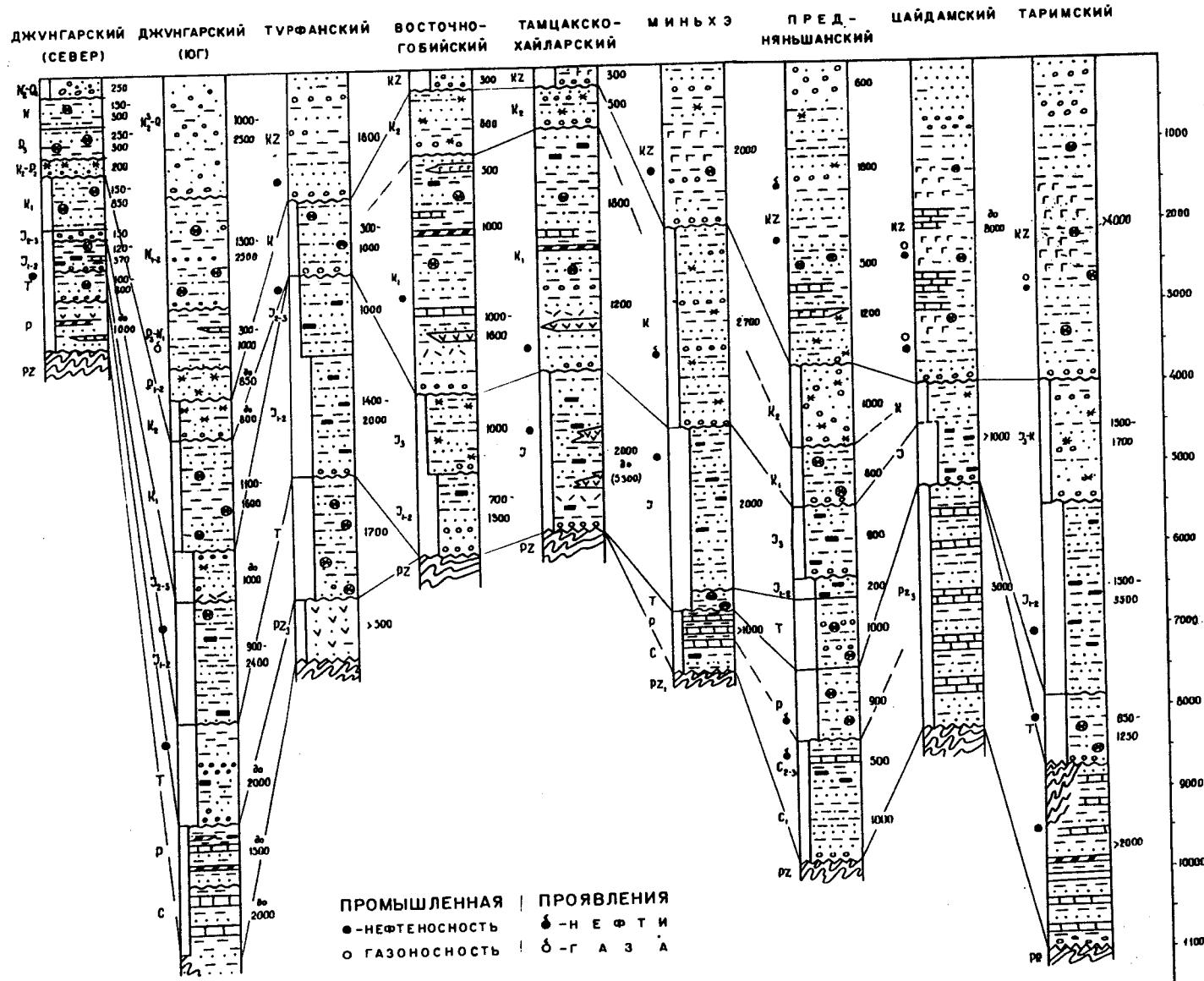
Интенсивные геологоразведочные работы проводятся в Джунгарском бассейне, где открыты крупные и средние месторождения нефти и газа – Карамай, Цигу, Ицикэлике, Икоя, Цикэтай и др.(Высоцкий и др.1980). Активно развивается нефтедобывающая промышленность в Цайдамском, Таримском и других бассейнах (Tien, 1983, Graham ets., 1990). Закономерности строения осадочного чехла (рис. 99), тектоники и нефтегазоносности, отмечающиеся на этих сравнительно хорошо изученных территориях, могут быть распространены и на малоизученные межгорные впадины в сопредельных частях СНГ. К таким закономерностям могут быть отнесены широкое развитие в НГБ Северо-Западного Китая триас-юрских грабенов, заполненных угленосными формациями, и проявление вдоль бортовых зон крупных нефтегазоносных взбросо-надвиговых дислокаций (как, например, надвиговый пояс Карамай-Уэрхэ в Джунгарской впадине). Существенным является также обоснование роли континентальных угленосных отложений как генераторов нефти и газа (Fun Ru, 1980, Zhang ets., 1987).

Весьма характерно разломное ограничение практически всех

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ НГБ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КИТАЯ

Составил Обухов А.Н. по материалам В.И. Высоцкого, И.В. Высоцкого, Н.Л. Туаева, Tien Zaiyi, 1983г.; Yang Zhilin, 1984г.; Li Desheng, 1982г. и др.

1987г.



осадочных бассейнов Китая. К их бортам мощность осадочного чехла увеличивается и резко обрывается крупными взбросо-надвигами и сдвигами в горных областях и столь же масштабными (амплитудой иногда более 5 км.) сбросами в равнинных областях (рис. 100). Причем взбросо-надвиговое ограничение бассейнов Китая наблюдается только в горных областях и даже в пределах Желтого моря, где под воздействием глубинного субгоризонтального срыва Кангдонг (Yang, Xue, 1994) развивается обширная область растяжения, вблизи горных сооружений Тайваня появляются надвиги. То есть надвиги связаны прежде всего с гравитационным расположением гор согласно правилу Леукса и классическим разработкам Р. ван Беммелена (1956).

Итак, мы видим, что эволюция осадочных бассейнов подвижных зон земной коры подчинена строгим закономерностям и их развитие во многом предопределено еще средне- позднепалеозойской историей. Однако образование и становление осадочных бассейнов внутри такого гетерогенного региона, как южный и восточный сектора Евразийского континента, – процесс взаимосвязанный, характер тектонических движений в одном бассейне неизбежно сказывается на темпе подвижек в другом. Сложная суперпозиция различных тектонических режимов предопределяет разнообразие разрезов осадочного чехла бассейнов региона. Тем не менее существуют своеобразные атTRACTоры ("притягивающие", чаще всего реализуемые направления) эволюции, что выражается в развитии систем межгорных впадин или групп впадин, имеющих сходный тип развития.

Обратимся к аппарату генетического кодирования (Обухов, 1978, 1989) для того, чтобы в краткой форме отразить соотношение главных структурно-формационных комплексов. Обозначим в переходном комплексе эпикаледонский структурный ярус кодом "К", эпигер-

1:100 100

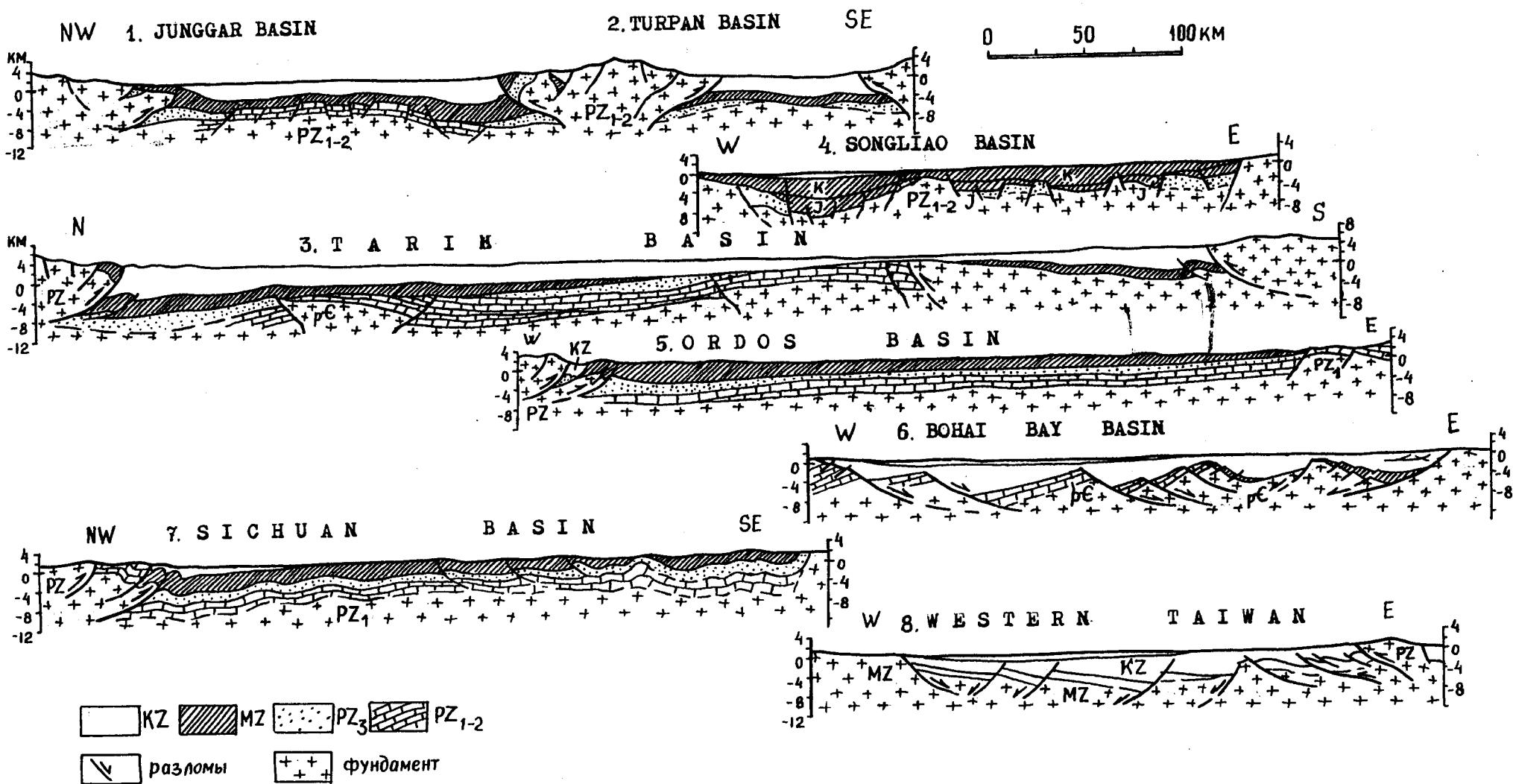


Рис. Геологические разрезы нефтегазоносных бассейнов Китая
1-Джунгарский, 2-Турфанский, 3- Таримский, 4- Суньляо, 5-Ордосский, 6-
Бохай-байский, 7-Сычуанский, 8-Западно-Тайваньский.

цинский (верхнепалеозойский) - "Г", комплексы платформенный - "П" и орогенический - "О" и для систем впадин (таблица 2) расставим эти коды в порядке убывания по степени значимости соответствующих этапов седimentогенеза (т.е. по объему накоплений, образованный в эти этапы). Аналогичную операцию проведем для бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, где наиболее интересно соотношение мел-кайнозойских структурно-формационных комплексов. Обозначим ранний рифтовый комплекс как Р, синрифтовый - С, надрифтовой депрессии - Н, пострифтовый - П (таблица 3). Последняя графа таблиц 2 и 3 отражает описание состава осадочного чехла бассейнов с помощью тетраплетного дескриптивного (описательного) кода, составляемого по следующей таблице (А, В, С, Д - компоненты кода, ААВС - код)(Обухов, 1978, 1989):

Кодировочная таблица для тетраплетного кода

A , %		B , %		C , %		D , %		Код
мин	макс	мин	макс	мин	макс	мин	макс	
62,50	83,33	8,33	20,83	8,33	16,66	0	8,32	AABC
50,00	70,83	20,83	33,3	8,33	16,66	0	8,32	ABAC
45,833	66,66	16,66	29,16	16,66	25,00	0	8,32	ABCA
41,666	58,33	33,33	45,83	8,33	16,66	0	8,32	ABBC
37,50	54,16	29,16	41,66	16,66	25,00	0	8,32	ABCB
33,33	50,00	25,00	37,50	25,00	33,33	0	8,32	ABCC
25,00	45,83	25,00	33,33	20,83	25,00	8,33	25,00	ABCD

Таблица 2. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЖГОРНЫХ ВЛАДИН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Владина	Структурно-формационный комплекс	Размеры			Глубина залегания возможно нефтенакопительных толщ, км	Возраст возможно нефтенакопительных толщ	Тип органического вещества, %	Степень катагенеза	Преобладающий тип почвенных структур	Наличие нефтегазоизъявлений	Баллы по перспективности	Декримитивный код осадочного чехла
		Площадь, км ²	Средняя мощность, км	Объем, км ³								
Западно-Тяньшаньская СМВ												
Ферганская	0	20 800	4,0	80 000	1-3	P ₃ -N ₁	Г, С(0,5)	ПК	С	Н, Г	1	00ПГ
	II	18 600	1,2	22 000	2-6	J, K, P	Г, С(1,0)*	МК1-4	С, Т, Л	Н, Г	5	
	Г	5 000	1,0	5 000	3-8	S-D, C-P	С(1,5)	МК4-5	Э, Ст, Р, Т	Б, ВГ	2	
Афгано-Таджикская	0	25 000	4,5	92 500	1-3	P ₃ -N ₁	Г, С(0,5)	ПК	С	ВГ, Н	1	ППОП
	Пнадсоя.	37 800	2,5	94 500	2-6	J, K, P	Г, С(1,0)*	МК1-4	С, Т, Л	Н, Г, К	5	
	Пподсоя.	22 000	1,5	33 500	3-9	P, T, J		МК3-5	Т, Ст, Р, Э	Г, К	5	
Алайская	0	2 800	2,0	5 400	1-3	P ₃ -N ₁		ПК	С	Нет данных	1	ПООГ
	II	3 000	2,5	7 500	2-6	J, K, P	Г, С(1,0)*	МК1-4	С, Т, Л	ВГ, Б	5	
	Г	1 500	1,0	1 500	3-8	P		МК3-5	Э, Ст, Р	Нет данных	2	
Центрально-Тяньшаньская СМВ												
Наринская	0	8 700	2,5	22 000	1-5	P ₂₋₃ , N	Г, С(0,2-1,0)	ПК3	С, Т	ВГ	2	00КГ
	Г	4 000	1,0	4 000	2-7	C ₃ -P	Г, С(0,3-0,6)	МК1-3	С, Т, Э	ВГ, Б	4	
	К	8 100	0,5	4 000	2-8	D ₃ -C ₁	СГ(0,1-0,3)	МК3-6	С, Э	ВГ, Б	2	
Восточно-Чуйская	0	8 500	2,0	17 000	1-5	P ₃ -N ₁	Г, С(0,2-1,1)	ПК3	С, Т	ВГ	1	00КГ
	Г+К	4 000	1,0	4 000	1-6	D ₃ -C ₁	С, Г(0,1-2,0)	МК	Э, Л	ВГ, Б	2	
Иссик-Кульская	0	12 500	2,5	31 250	1-5	P ₃ -N ₁	Г, С(0,2-1,1)	ПК3	С, Т	ВГ, Б, Г	2	00ГК
	П(J)	1 000	0,3	300	1-5,5	J	Г(5,0)	МК1	Т, Л, С	Нет данных	3	
	Г+К	6 000	1,5	9 000	2-7	D ₃ , С	С, Г(0,2)	МК2-5	Э, Л, ст	ВГ	3	

Кегено- Текесская	0 Г+К	Восточно- Казахстанская СМВ					ПК ₃ ПК ₃₋₅	С, Т Э, Ст	Г, ВГ Нет данных	3 2	00ГГ	
		4 500 4 000	2,0 0,5	9 000 2,000	1-4,5 1-5	Р ₃ -N ₁ C ₁	С, Г(1,0-5,0) С, Г(0,1-0,3*) 0,3†					
Западно- Илийская	0 Г+К	9 000 9 000	2,0 1,5	19 800 13 500	1-4,5 1-6	Р ₃ -N ₁ C ₁	Г, С Г(0,1-1,0)	ПК ₃ ПК ₃₋₅	С, Т Э, Ст	То же "	1 2	0КГ
Восточно- Илийская	0 П Г	14 000 4 000 6 000	2,5 0,8 1,0	35 000 3 200 6 000	1-5 1-6 2-7	Р-N T-J C ₂ -P	ГС Г(до 18) С, Г	ПК ₃ ПК ₃₋₅ -ПК ₁ ПК ₂₋₄	С, Т С, Я, Ст Э, С, Я	ВГ, ВГ, Г ВГ, Г	2 4 3	00ГП
Алакольская	0 П Г	24 000 4 000 8 000	0,8 1,0 1,5	17 200 4 000 13 000	0,5-3 0,5-4 1-5	Р, N T-J C ₃ -P	С(до 10) Г(до 10) Г, С	ПК ПК-ПК ₁ ПК ₂₋₃	С, Т Т, С, Я Э, Ст	Б Нет данных То же	1 3 3	0ГГП
Зайсанская	0 П Г	30 000 2 000 8 000	1,0 0,5 1,5	30 000 1 000 12 000	0,5-1,5 1-3 2-7	Р T-J Р	С Г(10) Г, С(2,0)	ПК ПК-ПК ₁ ПК ₂₋₄	С, Т Я, Ст, Г Т, Я, Э	ВГ Б Н, Б	1 3 5	00ГП
Центрально-Казахстанская СМВ												
Чу-Сарысуйская	Г+К	240 000	2,8	675 000	1-6	D ₃ -C ₁ , Р	С, Г, 1,0-5,0	ПК ₂₋₅	С, Т, Я, Э, Р	Г, К, ВГ, Б	5	КГГК
Впадины прилегающих территорий												
Минно-Тургай- ская	П Г+К	55 000 25 000	2,0 2,0	120 000 50 000	0,5-6 0,5-9	T-J, K D ₃ -C ₁	Г, С(до 10) С, 7(1,0-3-0)	ПК-ПК ₂ ПК ₂₋₅	С, Я, Т, Э Э, С, Ст	Н, Г, ВГ Б, Н, Г	5 2	ППКГ

†/ Данные приводятся по аналогии с прилегающими территориями.

Приимечание: СМВ - системы межгорных впадин; структурно-формационные комплексы: 0 - орогенический, П - платформенный, Г - эпигерцинский (верхнепалеозойский), К - эпикаледонский (среднепалеозойский); тип органического вещества: С - сапропелевое (алиновое), Г - гумусовое (арконое); преобладающий тип локальных структур: С - сводовые пластовые, Т - тектонически экранированные, Я - литологически экранированные, Ст - стратиграфические, Э - эрозионных выступов, Р - рифогенные; наличие нефтегазопроявлений: Н - нефть, Г - газ, К - конденсат, Б - битумопроявления, ВГ - водорастворенный газ; баллы по перспективности: 5 - весьма перспективные, 4 - высокоперспективные, 3 -перспективные, 2 - с ограниченными перспективами, 1 - малоперспективные.

Подобный метод представления фактического материала позволяет в сжатой, компактной форме отразить состав осадочного чехла межгорных впадин и тем самым определить основные этапы их развития, наметить их сходство и различие. Этот метод также позволяет сооздать семантический фонд известных и возможных типов межгорных впадин, для чего с помощью правил комбинаторики определяются все возможные сочетания основных элементов (К, Г, П, О) осадочного чехла. Однако не все сочетания реализуются в природе. Существуют некоторые наиболее предпочтительные комбинации, характеризующие по сути тектоническую эволюцию земной коры в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Не менее определенно проявляются закономерности строения осадочного чехла бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, где проградационное соотношение структурно-формационных комплексов выступает их самой яркой структурной особенностью.

Территория Центрально-Азиатского орогенного пояса, Юго-Восточной Азии и Дальнего Востока представляет собой сложную систему палеозойских и мезозойских складчатых зон, перемежающихся с до-кембрийскими массивами, с включенными в нее овальными вытянутыми мезозойско-кайнозойскими осадочными бассейнами. Согласно гравитационно-геодинамическим построениям все эти бассейны в своей доплиоценовой истории располагались гораздо ближе к друг другу и к центру континента, а в доолигоценовый период возможно вообще составляли единый окраинно-континентальный пояс бассейнов с редкими и мелкими зонами отсутствия седиментации. Мощный импульс растяжения в зоне Альпийско-Гималайского пояса и Восточно-Азиатского рифта сформировал значительные уклоны на границе континент – океан и вызвал массированные срываы пластин верхней коры в южном и

Таблица 3. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ
ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИИННОГО ПОЯСА

Бассейн	Структурно-формационный комплекс	Размеры			Глубина залегания возможно нефтегазоносных продуктивных толщ, км	Возраст возможно нефтегазоносных толщ	Тип органического вещества, % (средние)	Степень катагенеза	Преобладающий тип локальных структур	Наличие нефтегазопроявлений	Баллы по перспективности	Дескриптивный код осадочного чехла
		Площадь, км ²	Средняя мощность, км	Объем, км ³								

Охотоморский регион

Западно-Камчатский	Н	286 000	3,5	1000 000	1-6	Р ₃ -Н ₂	С, Г (1,3)	ПК ₁ -МК ₁ С, Л, Т	Н, Г, К	5	ННРС
	С	220 000	0,5	110 000	2-7	Р ₂ -3	Г, С (2,5)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	4	
	Р	150 000	2,0	300 000	2-7	К ₂ -Р ₁	Г (3,0)	МК ₁₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	2	

Северо-Охотский	Н	156 000	3,5	550 000	1-5	Р ₃ -Н ₂	С, (1,2)	ПК ₁ -МК ₁ С, Л, Т	Н, Г, К	4	ННРС
	С	94 000	0,5	50 000	1-6	Р ₂ -3	С, Г (2,0)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	3	
	Р	55 000	2,0	110 000	1-7	К ₂ -Р ₁	Г (В/Д)	МК ₁₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	2	

Северо-Сахалинский	Н	94 000	1,0	94 000	0,5-8	Р ₃ -Н ₂	С, Г (1,2)	ПК ₁ -МК ₁ С, Л, Т	Н, Г, К	5	НРСР
	С	70 000	0,5	35 000	2-8	Р ₂ -3	С, Г (1,3)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	4	
	Р	35 000	2,0	70 000	2-9	К ₂ -Р ₁	Г (1,7)	МК ₁₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	3	

Восточно-Охотский	Н	75 000	1,0	75 000	0,5-6	Р ₃ -Н ₂	С (1,4)	ПК ₁ -МК ₁ С, Л, Т	Н, Г, К	3	ННРС
	С	9 000	0,5	4 500	1-6	Р ₂ -3	С, Г (1,2)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	2	
	Р	5 000	2,0	10 000	1-7	К ₂ -Р ₁	С, Г (1,3)	МК ₂₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	2	

Беринговооморский регион

Анадирский	Н	55 000	3,0	165 000	0,5-7	Р ₃ -Н ₂	С, Г (1,0)	ПК ₁ -МК ₂ С, Л, Т	Н, Г, К	4	ННРС
	С	21 000	2,5	52 500	1-7	Р ₂ -3	С, Г (0,8)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	3	
	Р	7 000	1,5	10 500	2-8	К ₂ -Р ₁	Г (1,1)	МК ₃₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	2	

Хатырский	Н	30 000	1,0	30 000	0,5-7	Р ₃ -Н ₂	С, Г (0,9)	ПК ₁ -МК ₂ С, Л, Т	Н, Г, К	4	ННРС
	С	19 100	0,5	9 550	1-7	Р ₂ -3	С, Г (0,8)	ПК ₃ -МК ₂ С, Т, Л	Г, ВГ, Б	3	
	Р	1 500	1,0	1 500	3-8	К ₂ -Р ₁	Г (В/Д)	МК ₃₋₅ Т, З, Ст	ВГ, Б	2	

1
326
1

Баваринский	Н	83 400	1,0	83 400	0,5-8	P ₃ -N ₂	С,Г (0,8)	ПК ₁ -МК ₂	С,Л,Т	Н,Г,К	4	НРС
	С	50 000	0,5	25 000	1-8	P ₂ -3	С,Г (1,5)	МК ₁ -2	С,Т,Л	Г,ВГ,Б	3	
	Р	14 000	2,0	28 000	2-8	K ₂ -P ₁	Г (1,2)	МК ₃ -5	Т,9,Ст	ВГ,Б	2	

Чукотское море

Ижо-Чукотский	Н	46 000	1,0	46 000	1-2,5	P ₃ -N ₂	С,Г (0,5) *	ПК ₁ -3	С	ВГ *	2	НРС
	С	34 000	0,5	17 000	1-3	P ₂ -3	С,Г (0,6) *	ПК ₁ -МК ₁	С,Л	ВГ,Б *	2	
	Р	18 000	2,0	36 000	1-5	K ₂ -P ₁	Г,С (0,8) *	ПК ₃ -МК ₂	Т,9,Ст	ВГ,Б *	1	
Хоуп	Н	15 000	2,0	30 000	1-2,5	P ₃ -N ₂	С,Г (0,5) *	ПК ₁ -3	С	ВГ *	2	НРС
	С	20 000	0,5	10 000	1-3	P ₂ -3	С,Г (0,6) *	ПК ₁ -МК ₁	С,Л	ВГ,Б *	2	
	Р	26 000	1,0	26 000	1-5	K ₂ -P ₁	Г,С (0,8) *	ПК ₂ -МК ₁	Т,9,Ст	Г, ВГ,Б *	1	
Северо-Чукотский	Н	50 000	0,7	35 000	1-3	P ₃ -N ₂	С,Г (0,5) *	ПК ₁ -3	С,Л	Н,Г,К *	2	НРСГ
	С	50 000	0,4	20 000	1-3,5	P ₂ -3	С,Г (0,6) *	ПК ₁ -МК ₁	С,Л	Г,Н,К *	2	
	Р	120 000	0,5	60 000	1-4	K ₂ -P ₁	Г (0,9) *	ПК ₂ -МК ₁	С,Т,Ст	Н,Г,К *	3	
	П**	50 000	1,2	60 000	1-6	J-K	С,Г (1,5) *	МК ₁ -2	С,Т,Ст	Н,Г,К *	5	
	Г**	50 000	0,5	25 000	1-6	P-T	С,Г (2,0) *	МК ₁ -5	С,Т,9	Н *	5	
	К**	70 000	1,5	100 000	1-7	С	С,Г (1,0) *	МК ₂ -5	С,Т	Н,Г,К *	4	

*/ Данные приводятся по аналогии с прилегающими территориями. **/ смотри таблицу 2

Примечание: структурно-формационные комплексы: ранний рифтовый - Р; синрифтовый - С; надрифтовой депрессии - Н; пострифтовый - П; тип органического вещества: С- сапропелевое (алиновое), Г- гумусовое (арконое); преобладающий тип локальных структур: С - сводовые пластовые, Т- тектонически экранированные, Л- литологически экранированные Ст - стратиграфические, 9 - эрозионных виступов, Р- рифогенные; наличие нефтегазопроявлений: Н- нефть, Г- газ, К - конденсат, Б - битумопроявления, ВГ- водорастворенный газ; баллы по перспективности: 5 - весьма перспективные, 4 - высокоперспективные, 3 - перспективные, 2 - с ограниченными перспективами, 1- малоперспективные.

восточном направлении. Эти грандиозные тектонические потоки (каменные "ледники") и образовали ныне наблюдаемую мозаику бассейнов (рис.101), разделенных всплывшими массивами метаморфических толщ и докембрийских массивов.

ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Условия онтогенеза углеводородов в осадочных бассейнах подвижных зон земной коры отличаются существенной изменчивостью характеристик в объеме, локализацией продуктивности в довольно обособленных нефтегазоносных комплексах (этажах, плеях) при значительном влиянии на генерацию и миграцию тектонических факторов. Наиболее общие характеристики бассейнов приведены в таблицах 2,3.

Нефтегазоносность межгорных впадин характеризуется следующими особенностями: расположением основных нефтегазопродуцирующих и нефтегазомещающих толщ в бортовых частях впадин; значительным влиянием тектонической и палеотектонической эволюции впадин на размещение скоплений УВ; значительным влиянием срывов, надвигообразования и сейсмических воздействий на генерацию, аккумуляцию и консервацию УВ; существенной ролью континентальных озерных и угленосных формаций в генерации УВ.

Последние исследования О.Л.Кузнецова, Ю.А.Пецюхи, Т.Н.Сорокко, А.А.Трофимука, Н.В.Черского, В.П.Царева и других ученых установили влияние механохимических реакций на процесс образования углеводородных систем. Мощные тектонические напряжения, развивающиеся в зонах субгоризонтальных срывов, а впоследствии взбросо-надвигов, повышенный тепловой поток, а также проявления потоков восстановленных газов (водород, метан, окись углерода) активизируют реакции превращения органического вещества пород в жид-

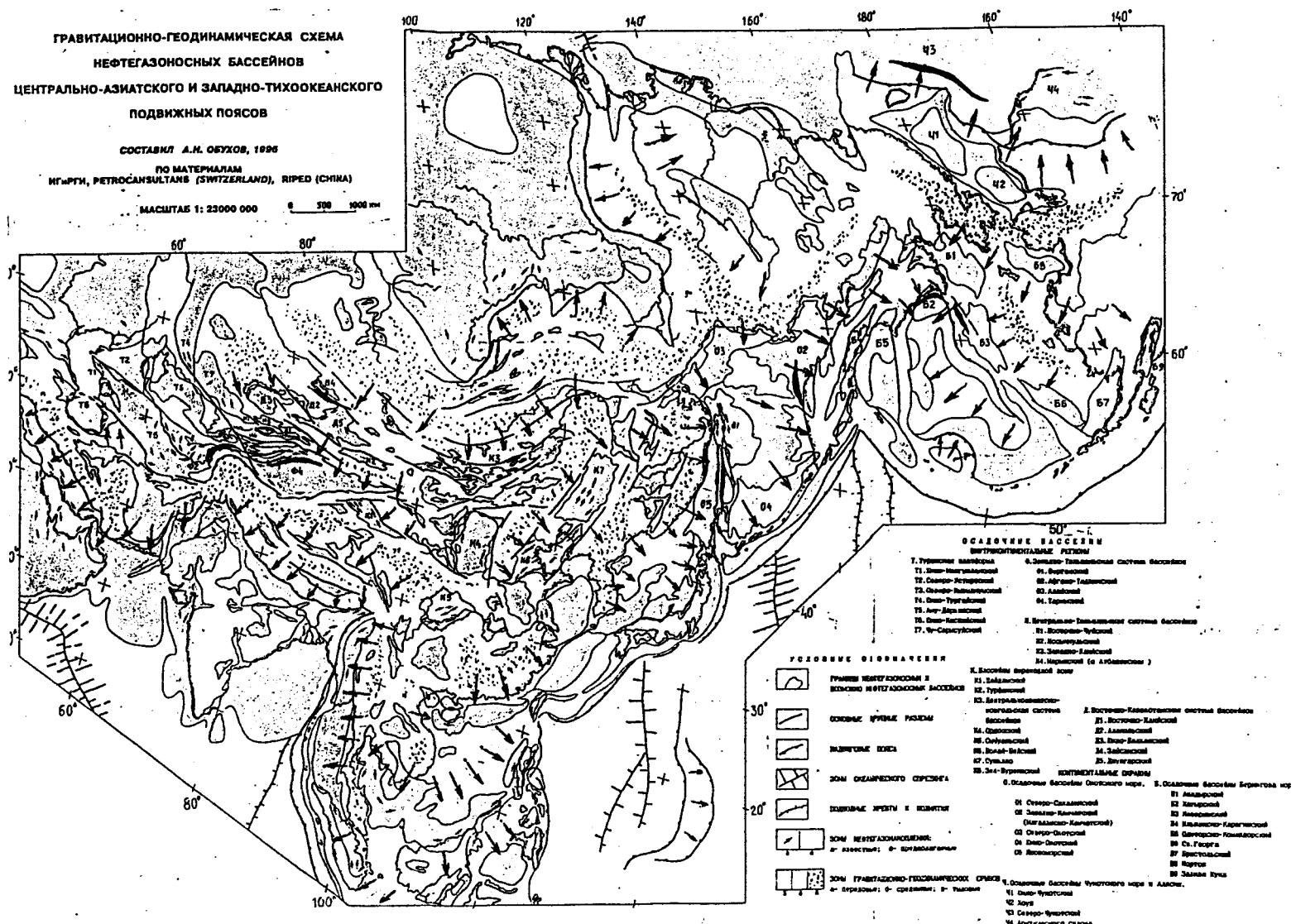


Рис. 101. Гравитационно-геодинамическая схема нефтегазоносных бассейнов Центрально-Азиатского и Западно-Тихоокеанского подвижных поясов. Условные обозначения см. на стр. 329а

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я



ГРАНИЦЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И
ВОЗМОЖНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ



ОСНОВНЫЕ КРУПНЫЕ РАЗЛОМЫ



НАДВИГОВЫЕ ПОЯСА



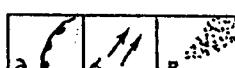
ЗОНЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО СПРЕДИНГА



ПОДВОДНЫЕ ХРЕБТЫ И ПОДНЯТИЯ



ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ:
а- известные; б- предполагаемые



ЗОНЫ ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СРЫВОВ
а- передовые; б- срединные; в- тыловые

О С А Д О Ч Н Ы Е Б А С С Е Й Н Ы
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕГИОНЫ

Т. Туранская платформа

- Т1. Южно-Мангышлакский
- Т2. Северо-Устюртский
- Т3. Северо-Кызылкумский
- Т4. Южно-Тургайский
- Т5. Аму-Дарьинский
- Т6. Южно-Каспийский
- Т7. Чу-Сарысуйский
- Т8. Южно-Тургайский

К. Бассейны переходной зоны

- К1. Цайдамский
- К2. Турфандский
- К3. Центральноазиатско-монгольская система бассейнов
- К4. Ордосский
- К5. Сычуаньский
- К6. Бояй-Бейский
- К7. Суньляо
- К8. Зея-Буреинский

Ф. Западно-Тяньшанская система бассейнов

- Ф1. Ферганский
- Ф2. Афгано-Таджикский
- Ф3. Алайский
- Ф4. Таримский

И. Центрально-Тяньшанская система бассейнов

- И1. Восточно-Чуйский
- И2. Иссыккульский
- И3. Западно-Илийский
- И4. Нарынский (с Атбашинским)

Д. Восточно-Казахстанская система бассейнов

- Д1. Восточно-Илийский
- Д2. Алакольский
- Д3. Южно-Балхашский
- Д4. Зайсанский
- Д5. Джунгарский

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

О. Осадочные бассейны Охотского моря

- 01 Северо-Сахалинский
- 02 Западно-Камчатский (Магаданско-Камчатский)
- 03 Северо-Охотский
- 04 Южно-Охотский
- 05 Япономорский

Б. Осадочные бассейны Берингова моря.

- Б1 Анадырский
- Б2 Хатырский
- Б3 Наваринский
- Б4 Ильпинско-Карагинский
- Б5 Олюторско-Командорский
- Б6 Св. Георга
- Б7 Бристольский
- Б8 Нортон
- Б9 Залива Кука

Ч. Осадочные бассейны Чукотского моря и Аляски.

- Ч1 Южно-Чукотский
- Ч2 Коуп
- Ч3 Северо-Чукотский
- Ч4 Арктического склона

кие и газообразные УВ (Трофимук и др., 1983, Пецюха, 1986,). На основании лабораторных экспериментальных данных, теоретических исследований и анализа фактических геологических материалов обоснованы представления о каталитической активизации органических и неорганических компонентов метаморфических и изверженных горных пород под воздействием тектоно-сейсмических, а также тепловых полей при участии интенсивной миграции пластовых флюидов. Это обстоятельство позволяет предположить, что в зонах тектонической активизации даже образования складчатого фундамента могут иметь некоторый нефтегазогенерационный потенциал. Особенно важны флюидодинамические процессы, происходящие в зонах срыва по хрупко-вязкому разделу. Если такой срыв развивается в толще осадочных образований, то он приводит не только к метаморфизму пород, но и наиболее полной мобилизации и преобразованию рассеянного ОВ.

Эти новые теоретические и экспериментальные положения существенно расширяют стратиграфический диапазон возможной нефтегазоносности. Однако в настоящее время не представляется возможным производить какие-либо количественные оценки масштаба генерируемых подобным образом УВ.

Менее очевидна в нефтегазообразовании роль глубинного флюидопотока, наличие которого в рифтовых и орогенных поясах доказано многочисленными исследованиями (Черский, Царев, 1988). Обычное в межгорных впадинах надвигообразование сопровождается изменением гидродинамического режима артезианского бассейна этих впадин. В целом для них характерен инверсионный гидрогеологический профиль (Гидрогеология, 1974), признаками которого являются постепенное увеличение минерализации сверху вниз и уменьшение ее в породах фундамента вплоть до опреснения. Горизонтальный стресс в принадвиговых зонах впадин обуславливает развитие гидродинамически

замкнутых резервуаров, в которых отмечается проявление АВПД.

В целом термо- и флюидодинамический режим зон срывов несомненно благоприятствует не только миграции, но и нефтегазообразованию. Очевидна его роль как структурообразующего фактора, формирующего на бортах впадин системы валообразных поднятий.

С гравитационно-геодинамических позиций во внутреннеоконтинентальных зонах очень важно установить первичную структуру ныне разобщенных осадочных бассейнов. В Центрально-Азиатском орогенном поясе новейшие горизонтальные движения образовали целые системы межгорных впадин, разделенные тектонически денудированными зонами, выраженными в современном рельефе горными сооружениями. В доолигоценовой истории Ферганская, Алайская, Афгано-Таджикская, Таримская, Джунгарская, а также многочисленные впадины Киргизии и Южного Казахстана образовывали единый пояс окраинно-континентальных осадочных депрессий. Разумеется они имели определенные различия в составе осадочного чехла, вполне объяснимые их палеоструктурным положением. Так, наиболее континентальные впадины Киргизии и Казахстана по Таласо-Ферганскому сдвигу вслед за глубокой Таримской впадиной вдвинулись к югу на 250-400 км., разорвав тем самым субширотный пояс формационно близких Афгано-Таджикской, Ферганской и Таримской впадин(рис.102). Таким образом в этом регионе основной задачей является палинспастическая реконструкция додеформационного размещения осадочных тел, которая в первом приближении решается путем "собирания" всех бассейнов и их фрагментов в единую окраинно-континентальную депрессию, причем практически все выходы домезозойских пород (горные складчатые зоны) оказываются перекрытыми плащом мезозойско-кайнозойских формаций. После выполнения этой операции необходимо определение типа срыва, т.е. следует установить по каким субгоризонтальным поверхностям

рис 102

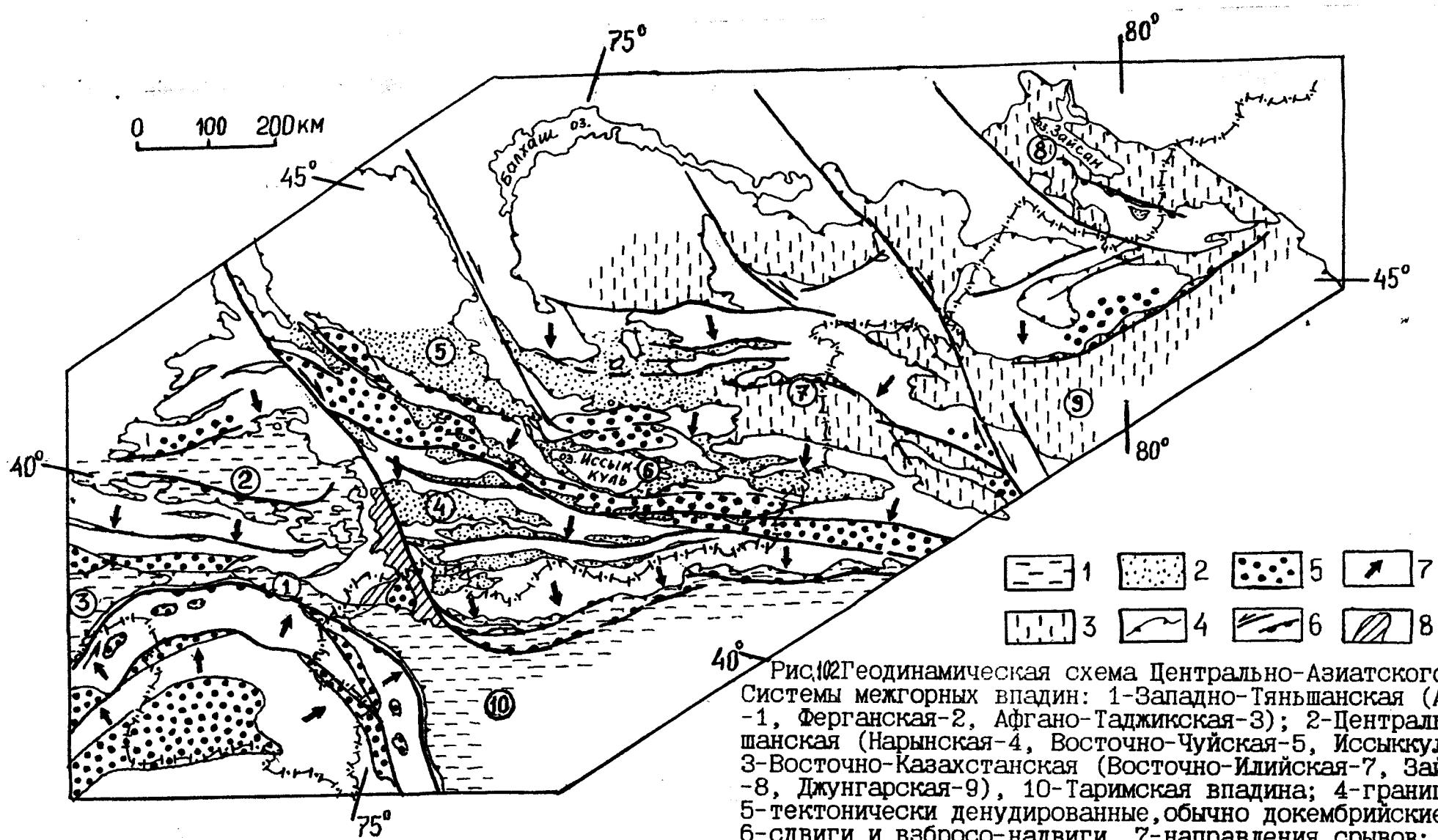


Рис.102 Геодинамическая схема Центрально-Азиатского региона
Системы межгорных впадин: 1-Западно-Тяньшанская (Алайская-
1, Ферганская-2, Афгано-Таджикская-3); 2-Центрально-Тянь-
шанская (Нарынская-4, Восточно-Чуйская-5, Иссыккульская-6);
3-Восточно-Казахстанская (Восточно-Илийская-7, Зайсанская-
8, Джунгарская-9), 10-Таримская впадина; 4-границы впадин;
5-тектонически денудированные, обычно докембрийские выступы;
6-сдвиги и взбросо-надвиги, 7-направления срывов; 8-Восточ-
но-Ферганский инверсированный бассейн.

происходит перемещение аллохтонных пластин. Срывы по реологическим поверхностям внутри осадочного чехла (по солям и/ или эвапоритам часто ухудшают условия нефтегазонакопления. Наиболее благоприятны зоны, в которых срывы осуществляются по мощной призме осадочных образований (по хрупко-вязкому разделу). Обычно это зоны клиноформного сочленения различных структурно-формационных комплексов и в них отмечается наиболее полный стратиграфический разрез осадочного бассейна. Такова например Южно-Ферганская структурно-формационная зона, протягивающаяся через глубокий Восточно-Ферганский верхнепалеозойско-мезозойский прогиб в Северо-Таримскую палеозойско-мезозойско-кайнозойскую структурно-формационную зону, с которой связан один из крупнейших срывов в Центральной Азии. Действительно, большая глубина северного борта Таримской впадины (Западно-Кашгарский и Кучарский прогибы), развитие в них неогеновых солей и главное – большая мощность палеозойских отложений обусловили гигантский региональный срыв палеозоид Центрального и Южного Тянь-Шаня на юг. По-видимому, этот срыв начался еще в триасе, но максимум его приходится на плиоцен-четвертичное время, когда окончательно оторвались друг от друга будущие межгорные впадины Центрального Тянь-Шаня (Восточно-Чуйская, Иссыккульская, Нарынская и др.) и образовался складчато-надвиговый северный борт Таримского бассейна. По гравитационно-геодинамическим критериям на этом борту ожидаются весьма значительные отрытия, но связаны они будут с глубокими горизонтами, там где зона срыва подходит к ложу бассейна (рис.103).

В целом определение перспектив нефтегазоносности по гравитационногеодинамическим критериям включает в себя:

– восстановление или палинспастическую реконструкцию первичного положения осадочных бассейнов и их оторванных фрагментов, а также

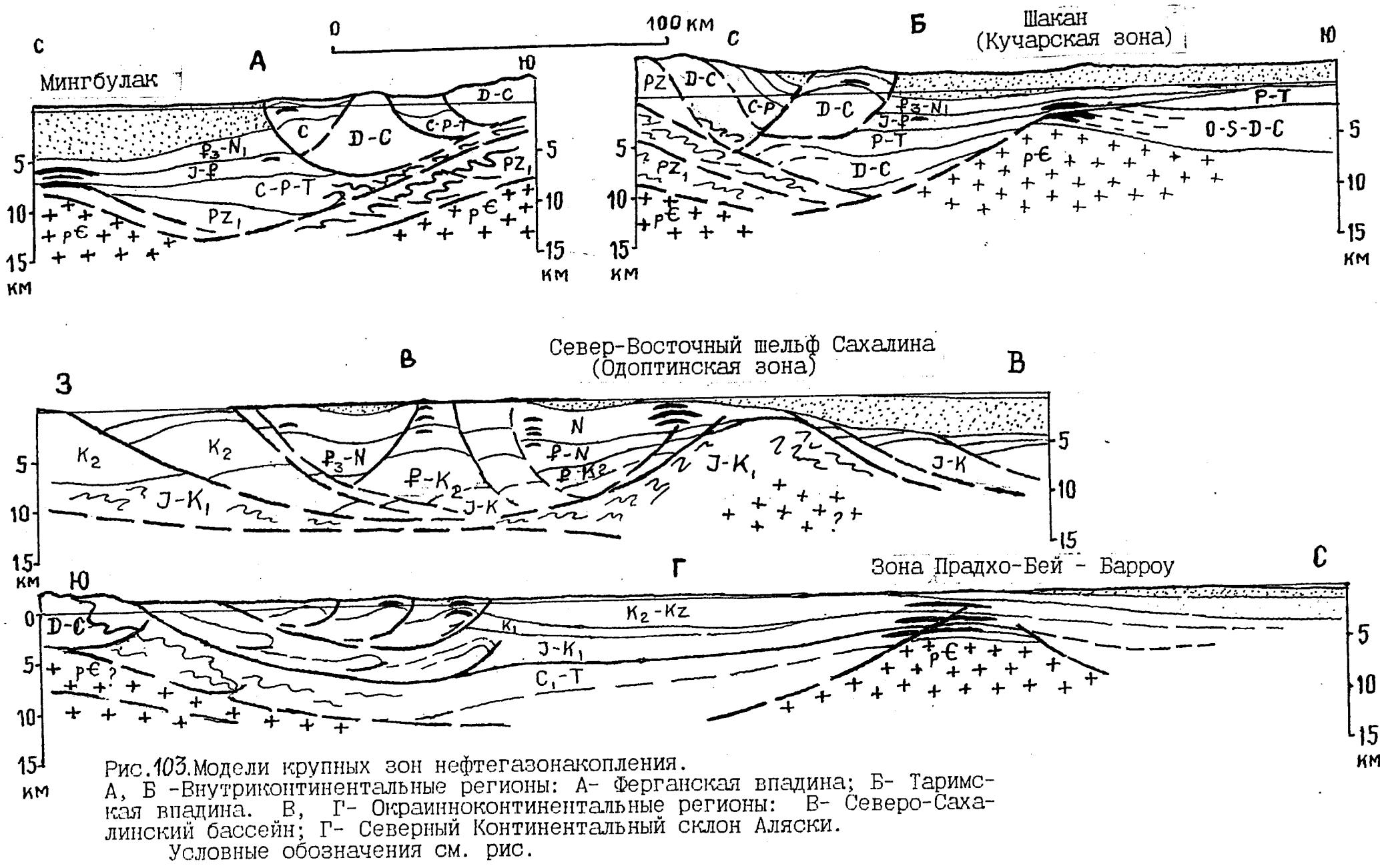


Рис.103. Модели крупных зон нефтегазонакопления.

А, Б - Внутриконтинентальные регионы: А- Ферганская впадина; Б- Таримская впадина. В, Г- Окраинноконтинентальные регионы: В- Северо-Сахалинский бассейн; Г- Северный Континентальный склон Аляски.

Условные обозначения см. рис.

зон нефтегазонакопления и структурно-фациальных зон;

- выявление передовых наиболее перспективных зон срыва;
- установление типа срыва (наиболее благоприятны сробы, проходящие по мощной осадочно-метаморфической толще).

На основании анализа этих общих особенностей нефтегазоносности внутриконтинентальных зон и использования гравитационно-геодинамических критериев в работе осуществлен прогноз возможных крупных зон нефтегазонакопления. В Центрально-Азиатском регионе выделяются следующие зоны:

- Кулябско-Алайская (палеоген, мезозой, пермь);
- Ферганская Глубокая (палеоген, мезозой, палеозой);
- Зайсанская Поднадвиговая (юра, триас, пермо-карбон);

Крупные зоны нефтегазонакопления обычно приурочены к валообразным поднятиям фундамента, по осевой линии которых проходит полоса мегаклиноформного (проградационного) совмещения структурно-формационных комплексов (полоса непрерывного стратиграфического разреза). Расположены крупные зоны нефтегазонакопления в передовой части регионального гравитационно-геодинамического срыва, но еще не вовлечены в инверсионные поднятия. Таковы, например, Одотинская зона на Северо-Восточном шельфе Сахалина, зона Прадхо-Бей – Барроу на Аляске. Во внутриконтинентальных регионах крупные зоны нефтегазонакопления также связаны с зоной клиноформного сочленения структурно-формационных комплексов, которая в межгорных впадинах проходит в их внутренних прибрежных частях. Заметим также, что внешние борта впадин, нарушенные взбросо-надвигами, смятые в узкие антиклинали и частично размытые содержат мелкие и средние месторождения УВ, а крупные ожидаются в погруженных частях перед взбросо-надвигами. Таковы месторождения в Центральном грабене Ферганской впадины (Мигбулак, Махрам) и южной части Ку-

чарского прогиба Таримской впадины (Ша Кан на Табейском поднятии) (рис. 103). Отличительная черта межгорных впадин – приуроченность крупных зон нефтегазонакопления к глубокопогруженным частям впадин, которые до настоящего времени слабо описаны, т.е. основные открытия в них еще впереди.

При прогнозе нефтегазоносности территорий и акваторий необходимо учитывать геодинамическую эволюцию региона. Вновь отметим, что современное положение осадочных бассейнов и их структурных элементов образовано вследствие активных гравитационно-геодинамических процессов и существенно отличается от первичного додеформационного положения. Это означает, что фрагменты бассейна, ныне разделенные широкими выступами фундамента или разорванные протяженными сдвигами ранее могли составлять единую депрессию. Таким образом, на первом этапе исследований необходимо производить восстановление первичной структуры осадочных бассейнов. Наиболее эффективно это осуществляется по региональным сейсмическим профилям и структурным картам по отдельным сейсмокомплексам. Такие палинспастические реконструкции необходимы для выяснения истинных закономерностей распространения литолого-фациальных зон и формаций внутри бассейна.

Для регионов, подвергнутых гравитационно-геодинамическим процессам, весьма характерна фрагментарность, мозаичность расположения мезозойско-кайнозойских бассейнов. Главнейшим признаком их разрыва является увеличение мощностей осадочных формаций к бортовым зонам а также сочленение с толщами обрамления по взбросо-надвигам в межгорных впадинах и сбросам в равнинных и акваториальных впадинах. Генеральные направления срыва и субгоризонтального перемещения пластин верхней коры вместе с расположенными на них осадочными бассейнами оказывают важное воздействие на нефтегазо-

носность. Тыловые зоны срывов почти всегда характеризуются плохими условиями сохранности скоплений УВ, незначительным масштабом структурообразования и в региональном плане имеют соответственно меньшие плотности ресурсов. Передовые, напротив отличаются более благоприятной флюидодинамической обстановкой (направление тектонического стресса контролирует и флюидопотоки, т.е. миграцию УВ). Здесь также формируются валообразные антиклинальные зоны и, в связи с резкой изменчивостью тектоно-седиментационных условий, образуются надежные природные резервуары. Важно также по каким толщам проходит срыв и каков тип срыва в целом. Известно, что во внутриконтинентальных регионах основные срывы происходят по хрупко-вязкому разделу на глубине около 10 км. и по реологическим разделам внутри осадочной толщи. В окраинноконтинентальных регионах основное значение приобретают срывы, развивающиеся вблизи границы Мохо, а также внутри мощных флишидно-кремнистых (геосинклинальных) формаций. В рассматриваемых регионах это мезозойские, чаще всего юрско-меловые формации, мощность которых превышает 5 км. Их терригенно-кремнисто-вулканогенный состав при общем флишидном строении обуславливает значительную реологическую неустойчивость этих окраинно-континентальных, зачастую тыловодужных бассейнов. Поэтому пояс развития мезозойских окраинно-континентальных "геосинклинальных" бассейнов, протягивающийся от Тибета через Юго-Восточную Азию к Японии, Приморью и Сахалину и заканчивающийся в Корякском нагорье и на Аляске и определил гравитационно-геодинамическую активность юго-восточной и восточной окраины Евразийского континента (рис.104).

Проградационное соотношение основных структурно-формационных комплексов, также обусловленное гравитационно-геодинамической эволюцией осадочных бассейнов, отражается и в особенностях разме-

рис 129

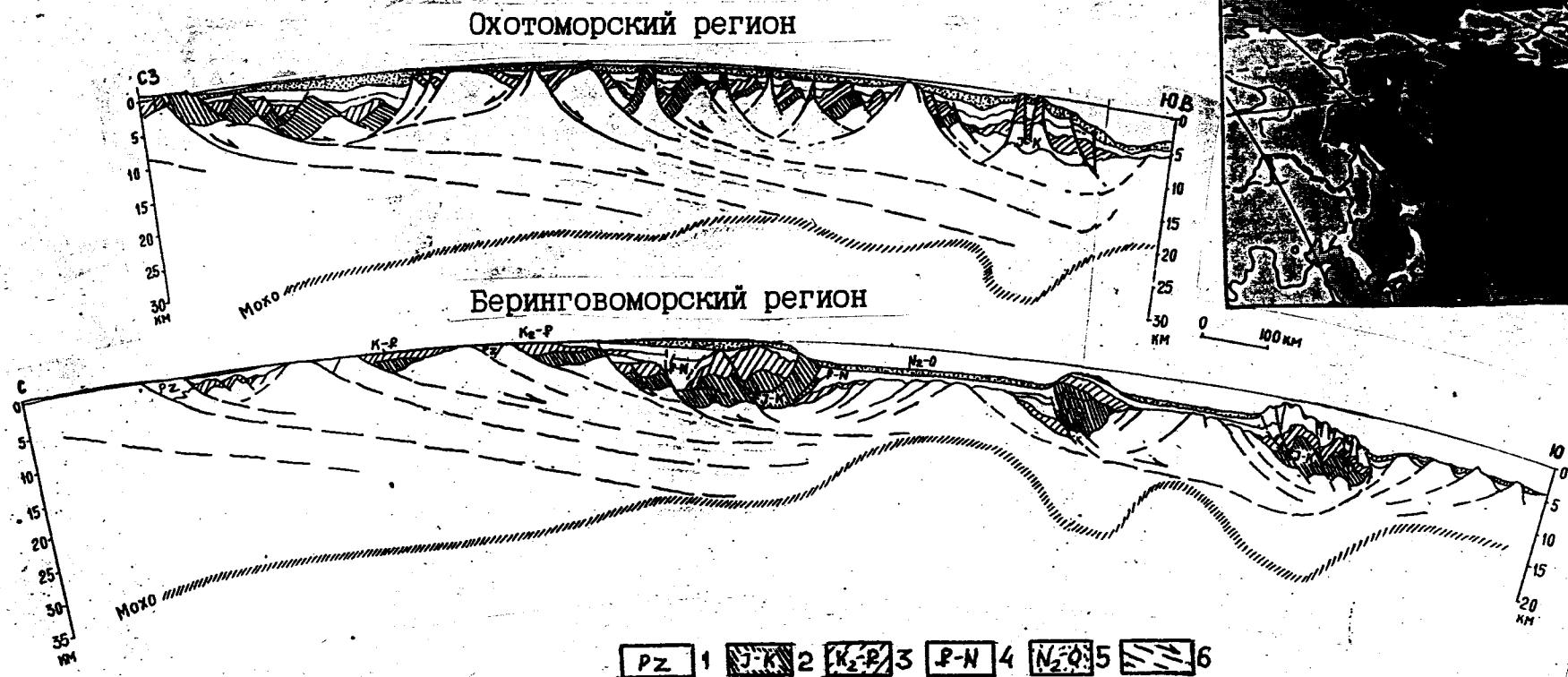


Рис. Гравитационно-геодинамические модели активных континентальных окраин. Условные обозначения: 1-5 - структурно-формационные комплексы: 1-палеозойский пассивно-окраинный, 2-юрско-меловой активно-окраинный ("аккреционный"), 3-маастрихт-палеоценовый ранний синрифтовый, 4-эоцен-плиоценовый синрифтовый, 5- плиоцен-четвертичный пострифтового обрушения и локального сжатия, 6-расслоенный фундамент

щения и распределения по стратиграфическому разрезу месторождений и залежей УВ. То есть, по направлению срыва происходит омоложение нефтегазоносных комплексов с одновременным увеличением масштабов продуктивности и доли газообразных УВ.

Так, например, осадочные тела шельфов Северо-Восточного Сахалина и Западной Камчатки еще в миоцене располагались значительно ближе друг к другу, возможно образуя единую литолого-фацальную зону.

Гравитационно-геодинамическое происхождение многочисленных грабенов и полуграбенов в ложе Охотского моря, позволяет прогнозировать низкие перспективы большинства выступов фундамента. Действительно, выступы, образованные в результате разрыва осадочных толщ в зонах повышенных мощностей (в локальных депоцентрах), именно поэтому облекаются преимущественно глинистыми осадками.

Наибольшими перспективами характеризуются зоны, передовые по отношению к региональному срыва. В этих же зонах происходит смена структурно-формационных комплексов – более древнего на молодой. Согласно клиноформной модели строения осадочных бассейнов и исходя из гравитационно-геодинамических предпосылок их эволюции получается, что при входении ложа осадочного бассейна в зону хрупко-вязкого раздела происходит срыв бортов (или окраины континента) внутрь бассейна, что вызывает частичную или полную его инверсию и смещение депоцентра седиментации по направлению срыва. Так, в районе суши Сахалина мощный (до 9 км.) преимущественно олигоцен-миоценовый бассейн сменяется на акватории северо-восточного шельфа на преимущественно плиоцен-четвертичный бассейн впадины Дерюгина (рис.105). Соответственно от суши к восточному шельфу омолаживается диапазон нефтегазоносности, увеличиваются плотности ресурсов и относительный объем газообразных УВ. Повышенные пер-

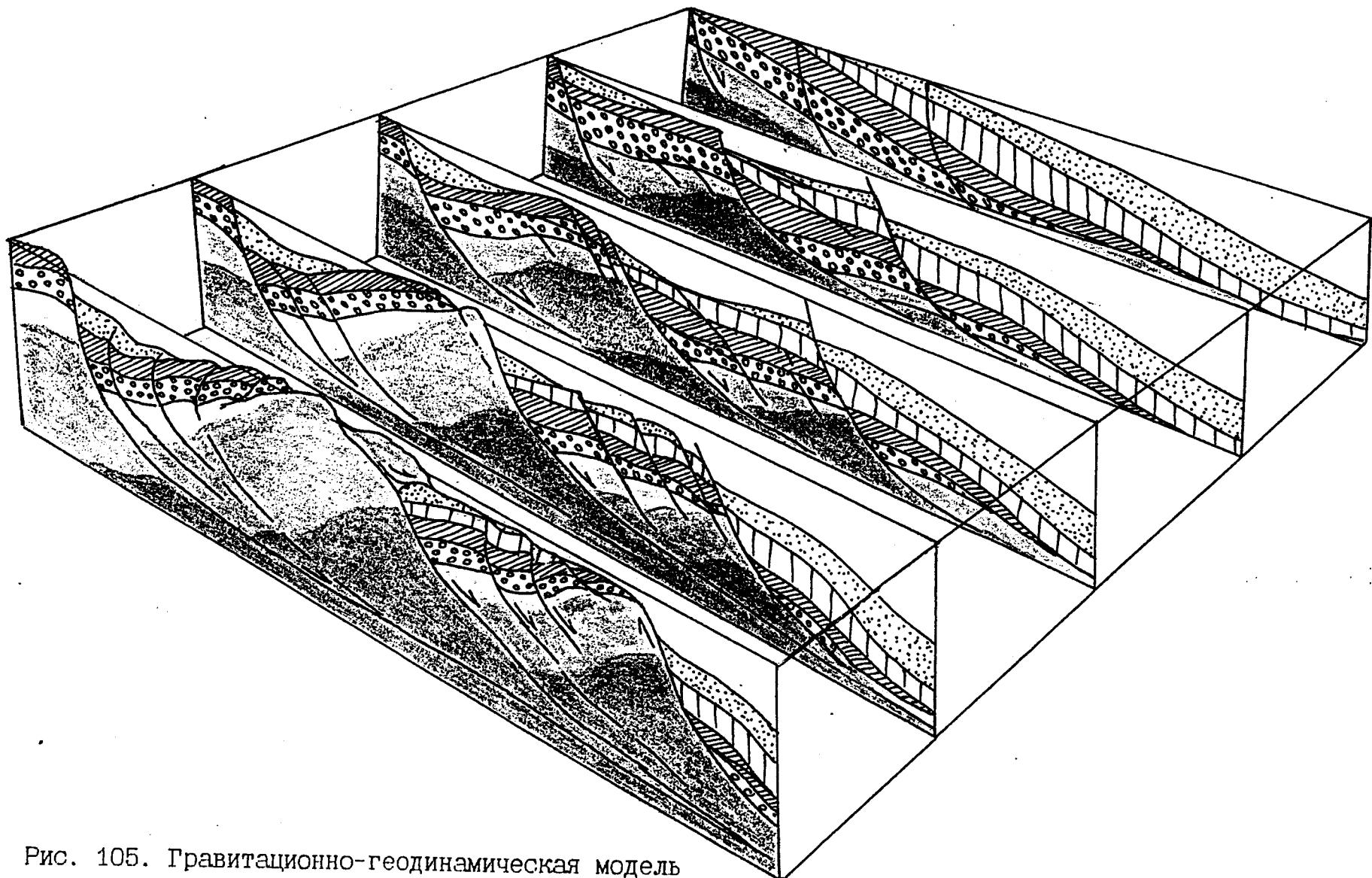


Рис. 105. Гравитационно-геодинамическая модель
формирования склоновых поднятий и разрывов осадочного чехла

пективы передовых зон срыва связаны с оптимизацией структурных условий, улучшением условий сохранности скоплений УВ и оптимальным направлением флюидодинамического стресса, направленного от очагов генерации УВ в сторону формирующихся крупных ловушек.

В Охотоморском регионе крупные зоны нефтегазонакопления расположены, кроме классического примера шельфа Северо-Восточного Сахалина, на шельфе Западной Камчатки, в виде фрагментов на северном склоне Южно-Охотской котловины (в том числе Голыгинский прогиб) и в преддуговых бассейнах Тихоокеанского побережья. Менее крупные, но имеющие практический интерес зоны нефтегазонакопления протягиваются вдоль восточных склонов Западно- и Восточно-Сахалинских гор и на востоке Шантарско-Охотской впадины(рис.101).

В Беринговоморском регионе по геодинамическим критериям наиболее перспективны шельфовые зоны Хатырского бассейна, а также южные зоны Восточно-Анадырского и юго-западные Наваринского бассейнов, но в целом из-за весьма значительных масштабов гравитационно-геодинамических процессов трудно ожидать открытие здесь гигантских скоплений углеводородов. Разрыв палеодепрессий складчатым сооружением Корякского нагорья привел к расчленению нефтегазовых систем и невозможности массовых миграционных потоков по направлению тектонического стресса. В этом регионе определенный интерес представляют осадочные клинья у подножья континентального склона, в том числе и в преддуговой позиции. Таков например нефтегазоносный бассейн залива Кука (Magoon, 1993).

Крупнейшая зона нефтегазонакопления ожидается в Северо-Чукотском бассейне. Здесь вдоль северного борта погребенной складчато-надвиговой зоны Геральд-Врангеля происходит клиноформное замещение верхнепалеозойского комплекса на мезозойский а далее к северу расположено крупное валообразное поднятие, протягивающееся

вдоль континентального склона через гигантское нефтяное месторождение Прадхо-Бей и свод Барроу в Северо-Чукотский бассейн.

Таким образом, в Западно-Тихоокеанском регионе по гравитационно-геодинамическим критериям прогнозируются следующие крупные зоны нефтегазонакопления (на малоизученных территориях и акваториях:

- Западно-Камчатская шельфовая (палеоген, миоцен);
- Сахалинская Поднадвиговая (мел, палеоген, миоцен);
- Западно-Хатырская шельфовая (палеоген, миоцен);
- Северо-Чукотская шельфовая (мезозой, палеоген) (рис.106).

В целом Гравитационно-геодинамические критерии нефтегазоносности позволяют учитывать при прогнозной оценке территории и акваторий и планировании геолого-разведочных работ на нефть и газ горизонтальные подвижки земной коры, значительные масштабы которых в настоящее время надежно доказаны инструментальными наблюдениями. Более того, намечаются направления количественной оценки влияния горизонтальных движений фундамента и чехла осадочных бассейнов на объемы генерации УВ, направления и характер их миграции и условия накопления и консервации.

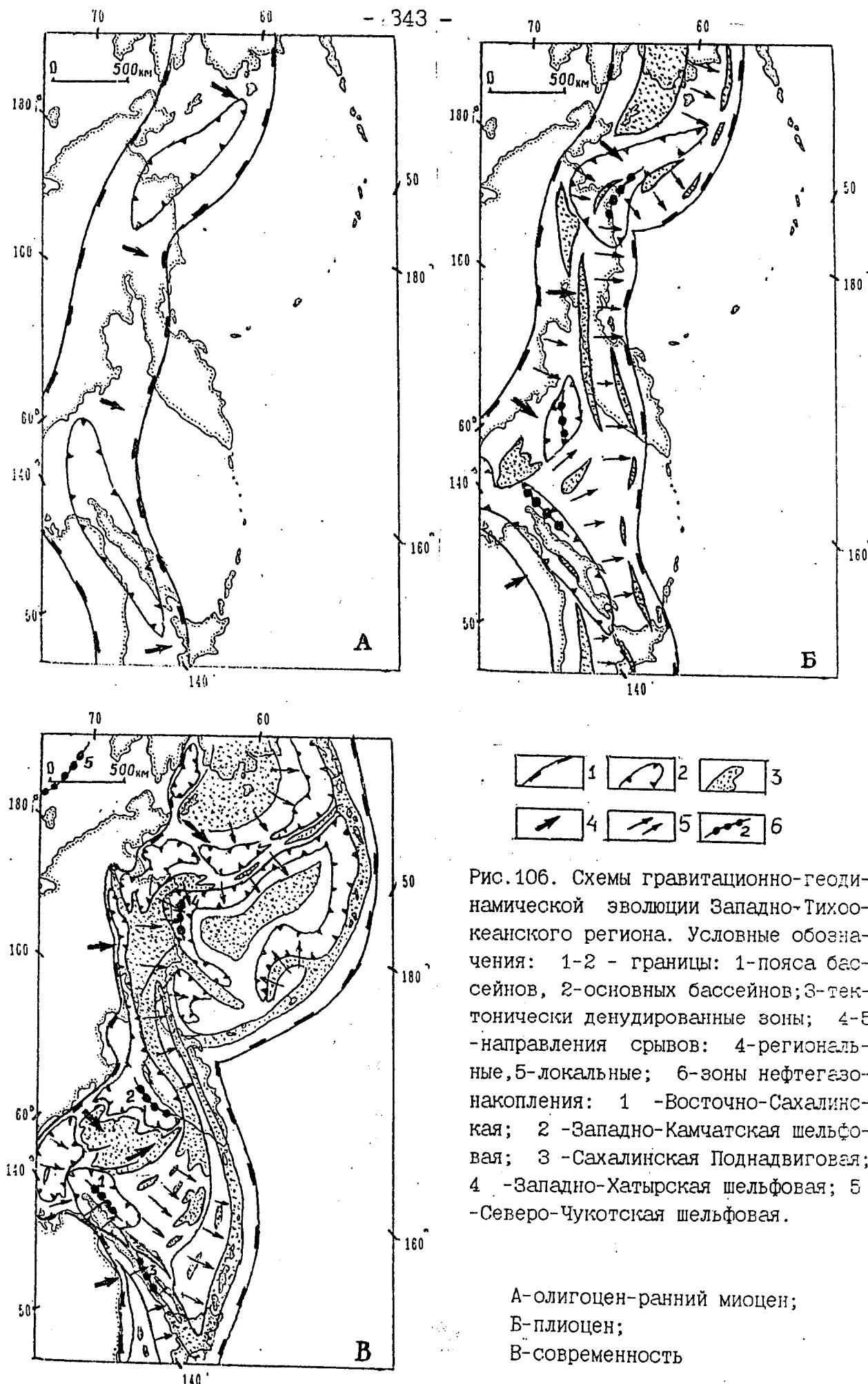


Рис. 106. Схемы гравитационно-геодинамической эволюции Западно-Тихоокеанского региона. Условные обозначения: 1-2 - границы: 1-пояса бассейнов, 2-основных бассейнов; 3-тектонически денудированные зоны; 4-5 - направления срыва: 4-региональные, 5-локальные; 6-зоны нефтегазонакопления: 1 - Восточно-Сахалинская; 2 - Западно-Камчатская шельфовая; 3 - Сахалинская Поднадвиговская; 4 - Западно-Хатырская шельфовая; 5 - Северо-Чукотская шельфовая.

А-олигоцен-ранний миоцен;
Б-плиоцен;
В-современность

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочно-метаморфический слой и верхняя "хрупкая" часть земной коры находятся в почти постоянном движении, перемещаясь под воздействием субгоризонтальных гравитационных срывов по флюидо-реологическим экранам. Главным импульсом этих гравитационно-геодинамических явлений служит рифтогенез.

Для поверхностных тектонических процессов определяющими являются хрупко-вязкий раздел (на глубине 12+-5 км) в земной коре и реологические границы в осадочной толще (по солям, глинам).

При образовании осадочного бассейна формируется региональный уклон хрупко-вязкого и реологических разделов, по которым с активным участием флюидодинамики происходит тектоногравитационный срыв пласти компетентных осадочных толщ и вдвигание массивов складчатого обрамления внутрь впадины. Освободившиеся от их веса (тектонически денудированные) участки всплывают под воздействием изостазии, усиливая региональный уклон и, как следствие, гравитационные срывы.

Глубина осадочного бассейна в 12+/-4 км является критической, после превышения которой обязательно начинается тектоногравитационный срыв. Если общая мощность осадочных тел в какой-либо зоне превышает критическую величину, то верхняя часть земной коры начинает вести себя как единый тектонический поток, как подвижная "селевидная" масса, легко перемещающаяся по региональному уклону.

В Центрально-Азиатском регионе глубокие наложенные верхнепалеозойско-мезозойские прогибы (например, Восточно-Ферганский) определили высокую подвижность верхних зон земной коры. Из-за этого в кайнозое под воздействием общего позднеолигоценового импульса растяжения образовались рифтовые бассейны осадконакопления – бу-

дущие межгорные впадины. Сначала они были обособлены листрическими разломами, которые в конце плиоцена – четверти под воздействием тектоно-гравитационных процессов трансформировались во взбросы и надвиги. Если в разрезе впадин присутствуют соли, то масштабы горизонтальных срывов существенно увеличиваются.

Влияние тектоно-гравитационных процессов на нефтегазоносность межгорных впадин всегда положительное, но зависит от типа срыва. Срывы по реологическим разделам в осадочной толще образуют ловушки нефти и/или газа, способствуют миграции углеводородов, но одновременно и разрушают залежи. Поэтому залежи в аллохтонном комплексе в межгорных впадинах мелкие (до 1–5 млн.т) и коэффициент заполнения ловушек всего 0.2 – 0.4, но в погруженных частях впадин сами зоны горизонтального срыва из-за повышенной трещиноватости могут быть отличными ловушками (месторождение Мингбулак). Тектоно-гравитационные срывы по хрупко-вязкому разделу непосредственно влияют на процессы нефтегазообразования, являясь своеобразным реактором, в котором под воздействием высоких температур и давлений образуются углеводороды. В их образовании участвуют, во-первых, органическое вещество осадочных образований, затянутых в поднадвиг и, во-вторых, восстановленные глубинные газы и флюиды, в соответствии с концепцией механо-химической генерации углеводородов. Преимущественно продукты этого мощного очага генерации заполняют мелкие ловушки в аллохтонном комплексе и главное – должны формировать крупные скопления углеводородов в поднадвиговом этаже вблизи основной поверхности срыва. Таким образом, в межгорных впадинах наиболее крупные месторождения расположены в глубоких горизонтах (более 5 км), в зонах с наиболее полным и мощным стратиграфическим разрезом, где происходят тектоно-гравитационные срывы по хрупко-вязкому разделу.

В Джунгарском регионе на примере Зайсанской впадины показано, что в земной истории было несколько периодов активизации гравитационно-геодинамических процессов (позднепермский, триас-юрский, позднеолигоценовый и плиоцен-четвертичный). Все они причинно связаны с этапами рифтогенеза. Иными словами, вспышка рифтогенеза практически всегда сопровождается срывами в земной коре и сопутствующим им орогенезом и инверсией осадочных бассейнов. На примере Сарыбулакской площади этой же впадины продемонстрировано влияние геодинамики на нефтегазоносность. Выяснилось, что скопление высоковязкой нефти связано с повторной мобилизацией рассеянных в ранней истории палеоскоплений УВ, что обеспечено срывами внутри нефтематеринских толщ.

В Западно-Тихоокеанском поясе горизонтальные перемещения пластин расслоенной коры вместе с расположенными на них осадочными бассейнами достигли максимальных величин (более 1000 км.), что хорошо прослеживается на региональных сейсмических профилях и согласуется с палеомагнитными данными. Для этого разработана специальная методика геодинамической интерпретации сейсмических материалов. Многочисленные осадочные бассейны, развитые на восточной окраине Евразийского континента, по палинспастическим реконструкциям оказываются фрагментами некогда единого крупнейшего осадочного бассейна. В ходе олигоцен-миоценовых и, особенно, плиоцен-четвертичных срывов он был разорван на отдельные блоки, грабены и полуграбены, между которыми образовались тектонически дenuдированные выступы фундамента. При значительных масштабах срывов происходило формирование покровно-складчатых изостатически воздымающихся горных сооружений (Корякское нагорье, Камчатка).

Палеогеодинамические реконструкции показывают, что наиболее перспективная зона нефтегазонакопления Северо-Восточного Сахалина

была разорвана и северный фрагмент был перемещен в район шельфа Западной Камчатки, где и прогнозируется возможность открытия крупных скоплений УВ. Полезно использование гравитационно-геодинамических критериев для запада Берингоморского региона. Здесь Анадырская, Хатырская и Наваринские впадины в своей доплиоценовой истории составляли единую крупную депрессию, которая в плиоцен-четвертичное время была разорвана по осевой (где кора наиболее тонкая) части и между указанными впадинами поднялось Корякское нагорье. Его покровно-надвиговая структура образована не в ходе субдукционного сжатия, а в результате массированных чешуйчатых срывов фундамента по серпентинитовым реологическим разделам. Из того следует, что все бассейны рассматриваемого региона имеют близкие закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений, и крупные скопления углеводородов могут быть обнаружены на шельфе Хатырского и в юго-западной части Наваринского бассейнов.

Для изученных регионов крупная зона нефтегазонакопления – это удлиненное валообразное поднятие, соизмеримое с длиной бассейна, разделяющее проградационно залегающие структурно-формационные комплексы и приуроченное к передовой части гравитационно-геодинамического срыва.

Геодинамическая интерпретация сейсмических материалов и палинспастические реконструкции позволили установить, что многочисленные осадочные бассейны южной и восточной окраины Евразии, – это фрагменты некогда единого крупнейшего окраинно-континентального бассейна. В ходе олигоцен-миоценовых и, особенно, плиоцен-четвертичных срывов он был разорван на отдельные грабены и полуграбены, между которыми образовались тектонически денудированные выступы фундамента.

Хотя представления о важной роли гравитации в образовании ге-

ологических структур имеют давнюю историю, обоснование гравитационно-геодинамических явлений стало возможным только после значительных открытий последних лет – реологической расслоенности земной коры и связанных с ней субгоризонтальных волноводов, флюидодинамических эффектов, а также в связи с накопленным геолого-геофизическим материалом по нефтегазоносным бассейнам мира. Именно глубокие осадочные бассейны внутриконтинентальных рифтов и окраин континентов являются главными зонами развития гравитационно-геодинамических процессов.

В целом гравитационная геодинамика – это необходимое важное дополнение к современным геотектоническим концепциям, которое позволяет учитывать одну из главнейших структурообразующих тектонических сил – гравитационную, решающее воздействие которой несомненно: ведь шарообразность планет обусловлена прежде всего гравитационными причинами.

ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ.

1. Гравитационно-геодинамическая модель развития осадочных бассейнов.

Первопричиной бассейнообразования является глобальный импульс рифтогенеза, который вызывает прогибание земной коры и осадконакопление; при вхождении ложа бассейна в зону хрупко-вязкого разделя (обычно на глубине 12+/-5 км.), с бортов гравитационно срываются реологически расслоенные пластины чехла и фундамента, что вызывает инверсию и/или смещение депоцентров осадконакопления. В целом, осадочные бассейны развиваются на постоянно движущемся основании, что обуславливает их разрывы (по зонам максимальных мощностей) и горизонтальное растаскивание фрагментов.

2. Критерии нефтегазоносности территорий и акваторий на основе гравитационно-геодинамических моделей эволюции осадочных бассейнов.

Определение перспектив нефтегазоносности по гравитационногеодинамическим критериям включает в себя: – восстановление или палинспастическую реконструкцию первичного положения осадочных бассейнов и их оторванных фрагментов, а также зон нефтегазонакопления и структурно-фациальных зон; – выявление передовых наиболее перспективных зон срыва; – установление типа срыва (наиболее благоприятны сробы, проходящие по мощной осадочно-метаморфической толще).

3. Прогноз крупных зон нефтегазонакопления на малоизученных территориях и акваториях, выделенных по гравитационногеодинамическим критериям.

В Центрально-Азиатском регионе выделяются следующие зоны:
–Кулябско-Алайская (палеоген, мезозой, пермь);
–ферганская Глубокая (палеоген, мезозой, палеозой);
–Зайсанская Поднадвиговая (юра, триас, пермо-карбон);

В Западно-Тихоокеанском регионе:
–Западно-Камчатская шельфовая(палеоген,миоцен);
–Сахалинская Поднадвиговая (мел, палеоген, миоцен);
–Западно-Хатырская шельфовая (палеоген, миоцен);
–Северо-Чукотская шельфовая (мезозой, палеоген).

Литература

1. Абдрахматов К.Е. Четвертичная тектоника Фрунзенского геодинамического полигона // Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе, Илим, 1983, с.88-104.
2. Агапитов Д.И. и др. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Северо-Востока СССР.// Геология нефти и газа. 1993. N 7. С. 1-6.
3. Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мотовилов Ю.В., Тютрин И.И. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки. Геология и геофизика. 1983. N 10 с.115-118.
4. Агапитов Д.И., Бурлин Ю.К., Иванов В.Ф., Шлыкова Т.М. Образование залежей нефти и газа Верхне-Телекайского месторождения// Геология нефти и газа. 1992. N 1. С. 14-18.
5. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Листрическая тектоника платформ. ДАН. Т.346, N 4, 1996. С. 501-504.
- 6.. Акишев Т.А., Климов А.А., Шмаков Ю.Г. Строение земной коры Восточного Казахстана по данным сейсморазведки МОВ// Сов.Геология, 1984, N 2, с.100-108.
7. Акрамходжаев А.М., Ситдиков Б.В., Сайдходжаев Ш.Г. Роль новейшего орогенеза в развитии процессов нефтегазонакопления в Ферганской межгорной впадине // Геотектоника и нефтегазоносность складчатых поясов. Фрунзе, Илим, 1984, с.111-119.
8. Аксенов А.А., Воробьев В.Т., Обухов А.Н., Оруджева Д.С. Перспективы нефтегазоносности впадин юго-восточной части Средней Азии и Казахстана // Геология нефти и газа, 1986, N 9, с.22-26.
9. Аксенов А.А., Воробьев В.Т., Обухов А.Н., Оруджева Д.С., Мамаджанов Э.А., Руднев Г.И., Табачникова Е.К. Прогноз нефтегазоносности межгорных впадин Средней Азии и Казахстана на основе комплексной интерпретации космической и геолого-геофизической информации. Обзорная инф. Сер. Геол., геофиз. и разр. нефтян. мест., М., ВНИИОЭНГ, 1990, 58 с.
10. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Наука, 1978. С. Алексейчик С.Н., Евдокимова Т.И., Ковальчук В.С. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Недра.Л., 1974.183 с.
11. Али-Заде А.А., Аширмамедов М., Хаджинуров Н. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Юго-Западного Туркменистана. Ашхабад, Илим, 1985, 354 с.

12. Алиев М.М., Забанбарг А. Геологическое строение и нефтегазоносность Ирана. Баку, "ЭЛМ", 1974, 102 с.
13. Арбатов А.А., Кондаков А.В. Нефтегазоносность малых межгорных впадин // Геология нефти и газа, 1977, N 11, с.66-71.
14. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. Наука. М., 1993. 456 с.
15. Архипов В.Е., Брызгалова Г.С., Иванов М.К. Геологические предпосылки нефтегазоносности Анадырского и Наваринского бассейнов. Советская геология. 1989. N 1. С. 9-18.
16. Арчегов В.Б., Берсон Г.Л., Воронков Ю.С. и др. Осадочные бассейны Дальнего Востока и перспективы их нефтегазоносности. Л., Недра, 1987, с. 137-145.
17. Бабаджанов Т.А., Кунин Н.Я., Лук-Зильберман В.И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. М., Наука, 1986, 178 с.
18. Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотского региона по геофизическим данным . Газовая промышленность. М., 1984.с.42./Геология и разведка мор.нефт.и газовых месторождений: Обзор.информ.ВНИИЭгазпром, Вып.3/.
19. Баженова О.К., Бурлин Ю.К. Нефтегенерирующие толщи северо-западной части Тихоокеанского пояса. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Тез.докл.М.Изд-во МГУ, 1977, С.80-81.
20. Базилевский А.Т., Аким Э.Л., Захаров А.И. "Магеллан" плывет к Венере. "Природа", N 8. 1995. С. 28-44.
21. Бебешев И.И. История развития Тянь-Шаня в юре. // Литология и полезные ископаемые. 1994, N 1. С. 56-68
22. Бебешев И.И. Юрские седиментационные бассейны Центрально-Азиатского орогенного пояса. // Литология и полезные ископаемые. 1995, N 3. С. 252-272
23. Беккер Я.А. Тектоника Афгано-Таджикской впадины. //Геотектоника. 1996, N 1, с. 76-82.
24. Белоусов В.В., Вольвовский В.С., Вольвовский И.С. и др. Глубинное строение Центральной Азии по геотраверсу Тянь-Шань - Памир - Гималаи // Тр. 27 Междунар. геол.конгр., М., 1984. Докл. Т.5, с.24-32.
25. Белоусов В.В., Малявкин А.А., Максимов Б.А., Тетяев М.М. Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г. Тр. Всесоюзн. Геолого-разведочного объединения. Вып. 167. М., Л., 1932.70 с.
26. Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Егоркин А.В. и др. Глубинное

- строительство территории СССР. Наука, М., 1991, 224 с.
27. Беммелен ван Р. Горообразование. М., Иностранная литература, 1956, 103 с.
28. Бемский В.А. Некоторые особенности тектоники хребтов Васмикух и Морзомин /Юго-Западный Дарваз/. Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. "Дониш", Душанбе, 1974, с.65-71.
29. Берсенев И.И., Безверхний В.Л., Ващенкова Н.Г. и др. Геологическое строение дна Японского моря. Стратиграфия кайнозойских отложений. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1983 а, С.54.
30. Благоволин Н.С., Пшенин Г.Н. Гравитационный фактор в развитии рельефа горных хребтов // Геоморфология, 1985, № 4, с.3-16.
31. Блинов В.Ф. Лазерная дальномерия: расширение Земли, а не тектоника плит // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1992. Т.67, вып.4. С.3-16
32. Браташ В.И. Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и Восточной Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1974, с.3-11 /тр. ВНИГНИ, вып.159/.
33. Брутман В.Ш., Буценко Р.Л., Коблов Э.Г. Закономерности изменения состава нефти и прогноз качества углеводородных флюидов. Охотская нефтегазоносная провинция.// Геохимия нефти и органического вещества пород нефтегазоносных провинций и областей СССР. Недра, М., 1983. С.63-74. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 244)
34. Бувалкин А.К. Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1978, 165 с.
35. Бурлин Ю.К. О нефтегазоносности кремнистых толщ. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. З.С.134-142.
36. Бурлин Ю.К., Иванов В.Ф. Условия образования нефтегазоносных толщ западной части шельфа Берингова моря (Анадырский и Наваринский бассейны). "Литология и полезные ископаемые". 1995. № 3. С. 284-294
37. Бурлин Ю.К. Возможные площади нефтегазонакопления в Анадырской впадине на Чукотке. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1967. № 1. С. 12-19.
38. Бурлин Ю.К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М., Изд-во МГУ. 1981. 200 с.
39. Бурлин Ю.К., Новиков В.Ф. Природные резервуары Анадырского и Наваринского бассейнов. Изд-во МГУ, 1993.
40. Бурлин Ю.К., Геодекян А.А., Крылов Н.А., Лебедев Л.И. Типы

- осадочных бассейнов и нефтеносные формации краевых зон континентов. Докл. 27-го Ленинградского геол. конгресса. М., Наука, 1984. Т. 13. С. 74-81.
41. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. Недра М., 1973. 96 с.
42. Варенцов М.И., Дитмар В.И., Дорошко С.М. и др. Основные черты тектоники, классификация и нефтегазоносность впадин Средней Азии и сопредельных регионов//Тектоника нефтегазоносных впадин Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1967, с.3-80.
43. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. "Наука" М., 1994, 207 с.
44. Варнавский В.Г. Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс. Тихоокеан.геология.1986. N 3. С.3-13.
45. Воробьев В.Т., Обухов А.Н., Оруджева Д.С., Ведерников Г.В. Новые данные о геологии Зайсанской впадины. "Советская геология", N 11, 1986, с.104-108.
46. Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М., Недра, 1981.
47. Гансер А. Геология Гималаев. М., Мир, 1967, 351 с.
48. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики."Недра". М., 1993. 323с.
49. Геологическая карта Беринговоморского региона. Масштаб 1:2 500 000 Под.ред.О.П.Дундо, Б.Х.Егизарова,Л.ВСЕГЕИ, 1983.
50. Геологическая карта дна Японского моря.Масштаб 1:2 500 000 под ред. И.И.Берсенева,Л.И.Красного, Л.:ВСЕГЕИ, 1988.
51. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 /Нов.сер./. Объяснительная записка. Л., Недра, 1984, 165 с. /Лист 1 - 44, 45 - Зайсан/.
- 52 Геологическая карта Таджикской СССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000. Под ред. Н.Г.Власова, Ю.А.Дьякова, Л., 1991.
- 53 Геология и геодинамика нефтегазоносных территорий юга СССР. Тр. ВНИГРИ, вып.255, Недра, М., 1986, 232 с.
54. Геология и полезные ископаемые Афганистана. "Недра", М., 1980. Кн.1. Геология. 535 с.
55. Геология и полезные ископаемые Афганистана. "Недра", М., 1980. Кн.2. Полезные ископаемые. 336 с.
56. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Недра, 1973, т.5, кн.2, 431 с. /Угольные бассейны и месторождения Казахстана/.
57. Геология СССР, т. XXIУ. Остров Сахалин, "Недра", М., 1970. 432 с.

- 58.Геология СССР, т. ХХУ1, Острова советской Арктики, "Недра", М., 1970. 547 с.
- 59.Геология СССР, т. XXX, кн.1, Северо-Восток СССР, "Недра", М., 1970., 48, кн.2, 536 с.
- 60.Гидрогеология Азии / Под ред. Н.А.Маринова. М., Недра, 1974, 575 с.
- 61.Глубинное строение территории СССР. Наука. М., 1991. 224 с.
- 62.Гнибиденко Г.С.,Хведчук И.И. Основные черты геологии Охотского моря.ХХУП Междунар.геол.конгр.,Докл.сов.геологов. М.:Наука,1984, Т.6: История и происхождение окраинных морей,ч.2.с.12-20.
- 63.Горбачев В.Ф. Нефтегазоносность осадочных бассейнов в связи с рифтогенезом и формированием континентальных окраин.Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. М.,1983(ВНИИГАЗ)
- 64.Грантц А., Мейс С.Д. Бассейны осадконакопления и геологическое строение континентальной окраины Северной Аляски. Тр. 27 МГК. Геология Арктики. Т.4. М., 1984. С. 104-110
- 65.Григоренко Ю.Н. Зональный прогноз нефтегазоносности подводных континентальных окраин России. Дисс. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук в форме научн. докл. ВНИГРИ. СПб., 1996. 65 с.
- 66.Гурко Н.Н. и др. Нефти и конденсаты осадочных бассейнов Чукотки и Камчатки. Тихоокеанск. геология, 1986, N 4, с. 111-116.
- 67.Егиазаров Б.Х., Дундо О.П. Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л. Недра. 1985. 127 с.
- 68.Дертев А.К., Супруненко О.И. Тектоника Анадырской впадины. "Сов.геология", 1986, N 12, с. 84-91.
- 69.Дертев А.К., Смирнов В.Н. Тектоника и нефтегазоносность Хатырской впадины. "Пробл. нефтегазоносн. кайнозойск. осадочн. бассейнов Дальнего Востока СССР", Л., 1985, с. 87-93.
- 70.Дитмар В.И.Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. Наука.М., 1966. 176с.
- 71.Дундо О.П. Геологическая эволюция региона Берингова моря в фанерозое./ Геодин. исследования. М., 1988. N 11. С. 119-127.
- 72.Дундо О.П. Атлас геолого-геофизических карт Берингова моря. 261 с. ВНИИокеанология ПГО "Севморгеология", Ленинград. 1986.
- 73.Ерофеев В.С.,Шевченко Н.Я.,Какенов Ш.Г. Первая нефть Зайсана / / Вестник АН Каз.ССР,1989г., N 10, с.15-19.
- 74.Ерофеев В.С.,Краев П.И.,Цеховский В.Г.,Нестерчук В.Е. Геология и перспективы газоносности Зайсанской впадины. Геология нефти и газа.М. 1967. N7-с 39-43.

75. Журавлев А.В., Антипов М.П. Охотоморский ареал кайнозойского погружения. // Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. Наука. М., 1993. С.160-184.
76. Захаров С.А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана, Душанбе, Дониш, 1969, с.3-19.
77. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
78. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: М.: Недра, 1990.-Кн.1. с.303.
79. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: М.: Недра, 1990.-Кн.2. с.334.
80. Иванов В.В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Тихоокеан.геология. 1983. N 5. С.3-13.
81. Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии: /Сравнительный анализ/. М., Наука, 1985.208 с.
- ✓ 82. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосфера. Геотектоника, 1990, N 2. С.3-13.
83. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов. Геотектоника, 1994, N 3. С.3-12.
84. Казьмин В.Г., Коган Л.И. О природе наклонных отражающих поверхностей в коре осевой зоны Срединно-Атлантического хребта// Океанология. 1992. Т.32. Вып.2. С. 303-308.
- ✓ 85. Калвода Я. Геоморфологическая характеристика орогенных процессов в горных цепях Азии. В кн. "Геодинамика внутриконтинентальных горных областей". Наука, Новосибирск, 1990, с.30-37.
86. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. Недра. СПб., 1993. 328 с.
87. Карта нефтегазоносности СССР. Масштаб 1:2 500 000. ПГО "Центр-геология", М., 1988. (гл.ред. А.Н.Золотов).
88. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток. ДВО РАН, 1992. 144 с.
89. Клещев К.А., Альпаев А.А., Кошелев Н.И. и др. Нефтегазоносность мезозойских отложений Тургайской синеклизы // Условия формирования нефтяных и газовых месторождений и критерии прогноза нефтегазоносности Юга СССР. М., ВНИГНИ, 1986, с.107-117.
90. Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции

- и аккумуляции нефти. "Недра". М., 1973. 256 с.
91. Коблов Э.Г., Буценко Р.Л., Брутман В.Ш. Методические аспекты прогноза нефтегазоносности (на примере Сахалинской нефтегазоносной области)//Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1979. С. 85-99.(Тр. ВНИГРИ)
92. Коган А.Л. Морские сейсморазведочные работы в Чукотском море/Морские геофизические исследования в Мировом океане. ВНИИОкеангеология,Л., 1981. С..38-40
93. Коган А.Л., Шеметов Ф.А. Региональные морские сейсмические работы на Хатырской площади Берингова моря. В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА. Вып. 11, 1986. С. 43-48.
94. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в Западной Атлантике (по сейсмическим данным)//Геотектоника. 1994, N 4. С. 23-41.
95. Колман Р.Г. Офиолиты. Мир, М.,1979.261 с.
96. Колясников Ю.А. Корякское нагорье- альтернатива концепции тектоники плит и модели террейнов./ Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1992. Т.67, вып.4. С.17-24.
97. Колясников Ю.А., Маловичко А.К. Является ли субдукция реальностью?/ Бюлл. МОИП, отд.геол. 1994. Т.69, вып.4. С.72-78.
98. Конюхов А.И. Мезозойские и кайнозойские геоформации на активных окраинах материков в Тихом океане. "Осадочные бассейны и их нефтегазоносность", М., Наука, 1983, с. 194-217.
99. Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса). Геотектоника, 1991, N 1, с. 21-36.
100. Кравченко К.Н., Бархударьян А.А., Кондур В.П., Коробка В.С. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон Таджикской депрессии. В кн "Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон". Наука, М., 1990, с.115-123.
101. Крашенников Г.Ф. Генетические типы фации и формации осадочных образований // Тр. 27 Междунар. геол. конгресса, М., 1984, доклады, т.4. Секция С.04. С.43-50.
102. Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. Наука, 1971. 300 с.
103. Крылов Н.А., Бурлин Ю.К., Лебедев Л.И., Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин, "Наука", Москва,1988.246с.
104. Крылов Н.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С. и др. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений молодых платформ. М., На-

- ука, 1981, 167 с.
- 105.Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. м., "Недра", 1989. 286 с.
- 106.Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Афонский М.Н., Абетов А.Е., Даукеев С.Ж. Континентальные впадины Центральной и Восточной Азии (закономерности глубинного строения и развития). М., АН СССР, Институт физики земли, 1988, 167 с.
- 107.Кучай В.К. Трансформация тектонических движений // Геотектоника, 1983, N 3, с.3-15.
- 108.Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. Мир, М., 1991, 447 с.
- 109.Лебедев Л.И. и др. Каспийское море. Геология и нефтегазоносность. М., Наука, 1987, 295 с.
- 110.Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры. Геотектоника, 1991, N 6, с.3-20.
- 111.Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. Тр.ГИН РАН, вып.486. Наука, М.,1993. 150 с.
- 112.Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. Наука, М., 1980. 153 с.
- 113.Ли А.Б. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Южного Казахстана. Изд. Наука, Каз.ССР, Алма-Ата, 1975, 220 с.
- 114.Ли А.Б., Власов В.И., Парагульгов Х.Х. и др. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии. Алма-Ата, Наука, 1982, 160 с.
- 115.Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Наука. М., 1988. 250 с.
- 116.Лобковский Л.И., Хайн В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение. Геотектоника, 1989, N 6, с.28-40.
- 117.Ляховский В.А., Новиков В.Л., Подладчиков Ю.Ю. и др. Расслоенная литосфера: некоторые геологические, геофизические и механические аспекты проблемы. Тез. докл. XXIII Всесоюзн. тектон. сов."Геодинамика и развитие тектоносферы". М., 1990.С.28-30.
- 118.Мавринский Ю.С. Перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений Сахалина// Результаты исследований по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Недра. Л., 1969. С.144-152.
- 119.Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое – раннем мезозое. Наука. М., 1985. 104 с.

- 120.Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня, М., Наука, 1977, 170 с. /Тр.ГИН АН СССР, вып.307/.
- 121.Мальцева А.К., Крылов Н.А. Формационный анализ в нефтяной геологии. М., Недра, 1986, 184 с.
- 122.Матрем Э., Грантц А., Барж Д., и др. Аляска / Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, том 2, М., "Мир", 1977. С. 205-237
- 123.Мехед Л.П.,Шамшиков И.Ф. Методика и результаты сейсморазведочных работ в Зайсанской впадине. Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1987. N 5 с.80-87.
- 124.Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской области. М.: Наука,1987, с.
- 125.Милановский Е.Е. Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая. Геотектоника, 1993, N 3, с.3-12.
- 126.Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике. Геотектоника, 1991, N 1, с.3-20.
- 127.Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли // Тр. 27 Междунар. конгресса, М., 1984. Доклады. Т.7. Секция С-07, с.109-126.
- 128.Милановский Е.Е. Пульсации Земли. // "Геотектоника", 1995, N 5, с. 3-24
- 129.Миясиро А., Аки К.,Шенгер А.Дж. Орогенез. М.,Мир, 1985, 286 с.
- 130.Молнар П. Строение горных хребтов // В мире науки, 1986, N 9, с.34-46.
131. Моря советской Арктики. / под ред. И.С.Грамберга и Ю.Е.Погребицкого, Ленинград, "Недра", 1984, стр.280
- 132.Некорошев В.П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.
- 133.Нефтегазоносность осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского пояса./ под ред. Ю.К.Бурлина. Изд-во МГУ. М., 1991. 112 с.
- 134.Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня. Геодинамика внутренних континентальных горных областей. Наука, Новосибирск, 1990, с.37-46.
- 135.Обзорная карта нефтяных и газовых месторождений. ИГИРГИ, М., 1984 (ред. Крылов Н.А., Оруджева Д.С.)
- 136.Обухов А.Н., Тимонина И.В. Перспективы обнаружения залежей углеводородов несводового типа в Чу-Сарысуйской депрессии. В сб. "Вопросы поисков залежей углеводородов". Сб.научн.трудов ИГИРГИ, М., 1984, с.84-90

- 137.Обухов А.Н. Нефтегазоносные суббассейны и формации межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. В кн "Формации осадочных бассейнов". Тезисы сов. в МГУ, М., 1985, с.244-245
- 138.Обухов А.Н. Прогнозная оценка нефтегазоносности межгорных впадин Киргизии. В кн. " Оценка и анализ неразведанных ресурсов нефти". Сб. научных трудов ИГиРГИ, М., 1985, с.139-148
- 139.Обухов А.Н. Представление фактического материала с помощью дескриптивного кода. В сб. "Материалы УШ конф. молодых ученых. Горючие ископаемые", М., 1981, с.85-89 (Рукопись деп. в ВИНИТИ 16 сентября 1981 г., № 4488-81-ДСП)
- 140.Обухов А.Н. Формационные ряды межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. В сб. "Поиски нефтяных и газовых месторождений", М., ИГиРГИ, 1986, с.53-63.
- 141.Обухов А.Н. Тектоника межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. В сб. "Геологические, геофизические и аэрокосмические методы поисков залежей углеводородов", ИГиРГИ, М., 1988, с.77-85.
- 142.Обухов А.Н.Дескриптивное и генетическое кодирование. В кн."Системный подход в геологии/теоретические и прикладные аспекты/. Тез. докл. Ш Всесоюзн.конф. Часть П, кн.1, М.,1989, с.137-139.
- 143.Обухов А.Н., Оруджева Д.С. Перспективы поисков поднадвиговых зон нефтегазонакопления в Центрально-Азиатском орогенном поясе. В кн."Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон", изд. "Наука", М., 1990, с.99-107.
- 144.Обухов А.Н. Манракская взбросо-надвиговая зона в Зайсанской впадине и ее нефтегазоносность. В кн. "Геология и геодинамика нефтегазоносных бассейнов СССР", ВНИГНИ, М.,1990,196 с.151-158.
- 145.Обухов А.Н. Взбросо-надвиговые зоны в межгорных впадинах.В кн. "Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых". Тез.докл. Ин-т геол. БНЦ Уро АН СССР, Уфа, 1991, с.26-27.
- 146.Обухов А.Н. Поднадвиговые зоны нефтегазонакопления. В сб. "Состояние и перспективы развития геологоразведочных работ в Туркменистане". Тез. докл. ылым, Ашхабад, 1991, с.51-52.
- 147.Обухов А.Н., Гречишников Н.П. Условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления в Зайсанской впадине /Восточный Казахстан/. Отечественная геология,1993,№ 4. С.
- 148.Обухов А.Н.,Шебалдин В.П.,Горшенин Е.В.,Мусаев С.И.,Силич А.М. Надвиговые зоны Ферганской впадины. В сб. "Геодинамика и неф-

- тегазоносность осадочных бассейнов СССР", М., 1991, с.134-146
- 149.Обухов А.Н. Региональные исследования в межгорных впадинах. В сб."Региональные исследования и новые направления поисков нефти и газа", ИГиРГИ, М., 1992, с.121-132.
- 150.Обухов А.Н.Рифтовое происхождение межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. В кн. "Рифтогенез и нефтегазоносность". Наука. М., 1993. С. 149-156
- 151.Обухов А.Н. Рифтовая эволюция и тектоно-гравитационное сжатие бассейнов Средней и Центральной Азии. Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов. Тез.докл. Международного симпозиума, М., 1992, с.112.
- 152.Обухов А.Н. Эволюция межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. Наука, М., 1990, 88 с.
- 153.Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика в межгорных впадинах Центральной Азии. Геотектоника. 1994, N 3, с.77-89.
- 154.Обухов А.Н. Осадочные бассейны Чукотско-Берингоморского региона и их нефтегазоносность. Тез. докл. совещания "Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии" ГИН РАН. М.,1995.138-140.
- 155.Обухов А.Н., Агапитов Д.Д. Гравитационная геодинамика и нефтегазоносность Берингова моря. Тез. докл. XIY Губкинских чтений. ГАНГ, М., 1996. С.57
- 156.Обухов А.Н., Оруджева Д.С. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Охотского моря. В кн."Нефтегазоносность недр России". Ч.2, ИГиРГИ, М., 1995. С.101-109
- 157.Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика кайнозойских бассейнов Западно-Тихоокеанского подвижного пояса по сейсмическим данным Тез. докл. совещания "Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов". ГИН РАН. М., 1996. С. 111-113.
- 158.Огай В.Ф. Тектоническая природа межгорных впадин Западного Тянь-Шаня и их нефтегазоносность. Ташкент, ФАН, 1980, 117 с.
- 159.Орел В.Е., Оруджева Д.С., Силич А.М. Сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности межгорных впадин Казахстана. Обзорная информация ВНИИОЭНГа Сер. Нефтегазовая геология и геофизика, М., ВНИИОЭНГ, 1983, 60 с.
- 160.Оруджева Д.С., Воробьев В.Т., Обухов А.Н. Перспективы нефтегазоносности Алайской впадины. "Нефтегазовая геология и геофизика", М., ИГиРГИ, N 3, 1986, с.9-13.
- 161.Оруджева Д.С., Обухов А.Н. Особенности нефтегазоносных суббассейнов молодых платформ. В кн."Эволюция процессов нефтегазооб-

- разования в земной коре". Тезисы сов. в МГУ. М., 1984, с.138-139
162. Оруджева Д.С., Обухов А.Н. Условия нефтеобразования в межгорных впадинах востока Средней Азии. В сб. "Нефтегазообразование на больших глубинах", МГУ, М., 1986, с.89-90.
163. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, 1987, 263 с.
164. Павленкова Н.И. Структура земной коры глубоких осадочных бассейнов по сейсмическим данным//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1988 N 4. С. 72-82.
165. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (данные по СССР)/Межведомственный геофизический комитет при президиуме АН СССР, вып.3,4,5. 1975, 1979, 1982.
166. Параев В.В. Кайнозойская эпоха красноцветной седиментации /на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алтая/ Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций, Новосибирск, Наука, 1985, с. 38-54.
167. Паталаха Е.И., Марков С.М., Гарагаш И.А., Федоровский В.М., Атрушкевич П.А. Природа и эволюция листрических разломов. Геотектоника, 1990, N 4, с.25-37.
168. Паталаха Е.И., Хрычев Б.А. Листрические разломы в складчатых областях//Геотектоника. 1988. N 4. С. 13-21.
169. Пейве А.В. Эволюция земной коры и мобилизм. Избранные труды. Наука. М., 1991. 255 с.
170. Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система Северо-Восточной Азии.// "Геология и геофизика". 1980, N 2. С. 11-18.
171. Пецюха Ю.А. Методологические аспекты исследования генерации и первичной миграции углеводородов при тектонических деформациях нефтепроизводящих пород // Методологические проблемы геологии нефти и газа и их связь с практикой. Новосибирск, 1986, с.120-128.
172. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых. М., Наука, 1987, 333с.
173. Погребицкий Е.О. Кок-Янгак (месторождение углей Средней Азии). Геол. издательство Всесоюзного Геологического Объединения. Тр. ВГРО, вып.146. М., Л., 1932 г. 44 с.
174. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М., Недра, 1985, 457 с.
175. Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансазиатский риф-

- товый пояс Наливкина // Ташкент, ФАН, 1978, 178 с.
176. Равдоникас О.В. Нефтепоисковая гидрография Сахалина. Владивосток. 1986. 167 с.
- ✓ 177. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М., Недра, 1985, 350 с.
178. Рожков Э.Л., Шарапов В.К. Современная оценка особенностей и дальнейших перспектив газонефтеносности Заападно-Туркменской впадины. М., ВНИИЭгазпром, 1989, N 5, 43 с.
- ✓ 179. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. Наука. М., 1971. 202 с.
180. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных перемещений в формировании его альпийской структуры// Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 92. 288 с.
181. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта// Очерки тектоники Корякского нагорья. Наука, М., 1982. С.136-188.
182. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. Наука, 1990, 320 с.
183. Саркисов Ю.М., Кудымов В.М., Овчаренко А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры.// Сов. геология, 1992, N 3. С.88-96.
184. Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника, 1988, N 3, с.3-14.
185. Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. Наука. М., 1993. 222 с.
186. Сейферт К.К. Давление флюидов и происхождение надвигов и гравитационных оползней. В кн. "Структурная геология и тектоника плит", т.1, Мир, М., 1990, с.130-141.
187. Сейферт К.К. Тектоника гравитационного скольжения. В кн. "Структурная геология и тектоника плит", т.3, Мир, М., 1991, с.5-12.
188. Скринник Л.И., Краснобородкин В.К. О надвигах Юго-Восточного Казахстана // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана, Алма-Ата, 1983, с.85-94.
189. Смирнов С.Б. Ударно-волновая концепция сейсмических разрушений сооружений. "Энергетическое строительство", 9, 1992.
- ✓ 190. Сила тяжести и тектоника. Ред. К.А. Де Джонг и Р.Шолтен. Мир. М., 1976. 504 с.
191. Синицын Ф.Е. Взаимосвязь цикличности газопродуцирующих отложений нижнего карбона и тектонических движений в Чу-Сарысуйской

- синеклизе // Тектоническая цикличность и нефтегазоносность, М., Недра, 1985, с.127-135.
- 192.Синицын Ф.Е. Третичные отложения Илийской впадины. Тр. ВНИГНИ, вып.XX111, 1959.
- 193.Соборнов О.К. Структурная сегментация Восточно-Кавказского пояса надвигов. Геотектоника. 1996. N 5. С. 76-88.
- 194.Соколов Б.А. Нефтегазоносность и рифтогенез //Закономерности формирования скоплений нефти и газа в платформенных нефтегазоносных провинциях СССР. Л., 1985, с.37-47.
- 195.Соловьев В.А. и др. Газовые гидраты Охотского моря./ Отечественная геология. 1994, N 2. С.10-17
- 196.Супруненко О.И., Кудрявцева Е.И., Сайфутдинов С.Е. Некоторые вопросы нефтегазоносности неогеновых отложений Западной Камчатки//Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л., 1985. С. 49-62.
- 197.Стейн Р.С., Йетс Р.С. Скрытые землетрясения. / В мире науки, 1989, N 8, с.18-29.
- 198.Тектоника Евразии(Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). Наука. М., 1966. 487 с.
- 199.Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983, 199 с.
- 200.Тектоника, формации и нефтегазоносность межгорных впадин. Средняя Азия и Казахстан. М., Наука, 1988, 128 с.
- ✓ 201.Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Наука. М., 1990. 293 с.
- 202.Тетяев М.М. Геотектоника СССР. ГОНТИ. Л.,М., 1938. 298 с.
- 203.Теркот Д.,Шуберт Дж. Геодинамика Мир. М.,1985.Ч1-374,Ч2-730с.
- 204.Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. и др.. Сейсмотектонические процессы – фактор, вызывающий преобразование органического вещества горных пород // Докл. АН СССР, 1983, т.271, N 6, с.1460-1464.
- 205.Трубицын В.П., Белавина Ю.Ф., Рыков В.В., Шлесберг С.Г.. Влияние надвига континентов на наклон зон субдукции.// Докл. РАН, т.344, N 3, 1995, с,391-393
- 206.Филиппьев Г.П., Цирельсон Б.С., Мурсалимов С.Д. и др. О соотношении структурных планов триас-юрских и мел-кайнозойских отложений Арыскумской зоны Южного Тургая в связи с нефтегазоносностью // Изв. АН КазССР. Сер.геол., 1986, N 4, с.41-50.
- 207.Фрайер П. Грязевые вулканы в районе Марианских островов//В мире науки. 1992, N 4. С. 14-21.

- 208.Хайн В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса – коллизия или мантийный диапиризм. В кн. "Геодинамика внутриконтинентальных горных областей". Наука, Новосибирск, 1990, с.5-8.
- 209.Хайн В.Е., Зверев А.Т. Сейсмическая томография и геодинамика. //Геотектоника. 1992. N 1. С. 34-46
- 210.Халимов Э.М., Силич А.М., Обухов А.Н. Результаты нефтегазопоисковых работ в Зайсанской впадине. "Геология нефти и газа", N 10, 1991, с. 11-14.
211. Харахинов В.В., Терещенков А.А., Бабошина В.А. и др. Тектоника осадочных бассейнов Охотоморского региона. М., 1985. 31 с./Геология и разведка мор.нефт.и газовых месторождений:Обзор.инф-форм./ВНИИЭгазпром: Вып.72/.
- 212.Хауэлл Д.Г., Бэрд К.Дж., Каннингхем Р. Тектоника зон сжатия и прогноз запасов природного газа. Нефть. газ и нефтехимия за рубежом. N 11-12, 1992. С.31-34.
- 213.Хисамутдинов М.Г., Авров Д.П., Василевская Е.Д. и др. Геологические формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы. М., Недра, 1972, 231 с.
- 214.Чакабаев С.Е. О морском палеогене Илийской впадины. Докл.АН СССР, т.133, N 4, 1960.
- 215.Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 313 с.
- 216.Чедия О.К. О вертикальной и горизонтальной составляющих в процессе новейшего горообразования Тянь-Шаня // Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе, Илим, 1983, с.62-76.
- 217.Черезов А.М. Модель геотектонического развития Центральной Азии. Наука, 1991. 320 с.
- 218.Черский Н.В., Царев В.П. Зоны субгоризонтальных нарушений консолидированной материковой коры и углеводороды. Сов.геология, 1988, N 6, с.53-59.
- 219.Циркумполярная геологическая карта Арктики. Ред. Окулич А.В., Лопатин Б.Г., Джаксон Х.Р. МГУ. 1989.
- 220.Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. Тр.ГИН, вып.302, Наука, М., 1977, 160 с.
- 221.Шеин В.С., Клещев К.А. Новые теоретические предпосылки оценки перспектив нефтегазоносности. Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М., ВНИИОЭНГ, 1984.
- 222.Шеин В.С., Куницкая Т.Н., Кравченко К.Н. и др. Геология и гео-

- динамика нефтегазоносных территорий юга СССР. М., Недра, 1980, 232 с.
- 223.Шипилов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1989. N10. С. 96-107.
224. Шипилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю., Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным , "Геотектоника", 1989, №5, стр. 99-109.
225. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. ВО "Наука". Новосибирск, 1994. 258 с.
- 226.Шлезингер А.Е. Основные закономерности развития глубоководных бассейнов окраинных и внутренних морей.// Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. Наука. М., 1993. С.16-19.
- 227.Шлезингер А.Е. Роль тектонических движений и седиментационных процессов в образовании осадочного чехла .// Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. Наука. М., 1993. С.27-39.
228. Шульга В.Ф., Коробов В.Ф., Обухов А.Н. Особенности развития трещиноватости в угленосных отложениях среднего карбона западной части Донбасса. Добыча угля подземным способом. Научн.-техн.реф.сб., ЦНИИЭИуголь, 1978, N 3, с.17-19
229. Шульга В.Ф.,Обухов А.Н., Коробов В.Ф., Строк Н.И. Трещиноватость в среднекарбоновых угленосных отложениях северной части Донецкого бассейна. Добыча угля..., 1978, N11, с.25-27
230. Шульга В.Ф.,Обухов А.Н. Строк Н.И., Коробов В.Ф.Трещиноватость в угленосных отложениях восточной части Донбасса . Добыча угля..., N 12, 1979, с.23-26
231. Шульга В.Ф., Строк Н.И.,Обухов А.Н., Пожидаева М.Ф., Коробов В.Ф. Особенности расщеплений разрабатываемых угольных пластов Донбасса. Добыча угля..., N 6, 1980
- 232.Шульц С.С.Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз. М., 1948.
- 233.Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, N 1, 1966, с. 3-22.
- 234.Щерба И.Г. Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня.// Геотектоника, 1990, N2, с. 42-53
- 235.Юдахин Ф.Н. Нарынская рифтовая зона в Срединном Тянь-Шане// Изв. АН КиргССР, 1981, N 2, с.21-27.
- 236.Юркова Р.М. Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород севе-

- ро-западного обрамления Тихого океана (офиолиты и нефть).
Тр.ГИН. Вып.483. М.,1993. 118 с.
- 237.Aksyonov A.A., Obukhov A.N., Orudzheva D.S., Khalimov E.M., Silich A.M. Results of Petroleum Exploration in the Zaisan, East Ili and Alai Depression // Symposium on Sino-Russia Northeast Asia Petroleum Geology & Hydrocarbon Prospect Seminar by China Petroleum Industry Press. 1994. pp 134-141.
- 238.Aubouin J. About mountain building // Men. Geol. Soc. China, 1981, N 4, p.33-53.
- 239.Barber A.J., Tjokrosapoetro S., Charlton T.N. Mud volcanoes, shale diapirs, wrench faults and melanges in accretionary complexes, eastern Indonesia // Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geo1. 1986. V.70. N 11. p.1729-1741.
- 240.Bond G., Pitman W.C. The evolution of sedimentary basins // Columbia University. Lamont-Doherty Geological Observatory. Yearbook, 1981-1982. Vol.8. P.23-28.
- 241.Bird Kenneten J. Arctic Coastal Plain province. US Geol. Surv. Bull. 1993. N 2034-A. P. A8-A25.
- 242.Bird Kenneten J. Brooks Range province. US Geol. Surv. Bull. 1993. N 2034-A. P. 32-37.
- 243.Brunn Terry R. Gulf of Alaska province (069). US Geol. Surv. Bull. 1993. N 2034-A. P. 60-63.
- 244.Christie-Blick Nicholas, Biddle Kevin T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // Econ.Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1985. N 37. P. 1-34.
- 245.Crowder.R.K., Permian and Triassic sedimentation in the Northeastern Brooks Range, Alaska,: Deposition of the Sandlerochit group // AAPG, V.74 N 9, (September 1990), p.1351-1370
246. Deming D., Sass I.H., Lachenbruch A.N., De Rito R.F., Heat flow and subsurface temperature as evidence for basinscale ground-water flow, Nort Slope of Alaska.//Geological Society of America Bulletin, v.104, p.528-542, May 1992
- 247.Epard J.-L., Groshony R.H. Excess Area and Depth to Detachment // AAPG. v.77, No 8, 1993 p.1291-1302
- 248.Fisher Michael A. Hope basin province. US Geol. Surv. Bull. 1993. N 2034-A. P. 50-51.
- 249.Fun Pu, Luo Binjie, Huang Ruchang, ets. Formation and migration of continental oil and gas in China (1). A fundamental geological condition for the formation of continental oil and gas

- // Sci.sinica, 1980. V.23. N 10. P.1286-1295.
250. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. XIX.
Kodiak, Alaska to Yokohama, Japan. 1971, 1973. 913 p.
251. International Petroleum Encyclopedia. PennWell Publishing Co.
1994. 368 p.
252. Geological map of China, 41. M. 1 4000 000. 1976.
253. Li Ziqiang, Cao Xinling, Chen Jiageng, etc. Some considerations on the recent tectonic stress field of China // Tectonophysics, 1985, V.117. N 1-2. P.161-176.
254. Geological Map of Iran. 1:2500000. Compiled by the Geological Staff of the IRAN company.
255. Graham S.A., Brasseur S., Carroll A.R. and etc Characteristics of selected petroleum source rocks, Xianjiang Uygur Autonomous Region , Northwest China. AARG, V.74, N 4 (April 1990). p.493-512.
256. Guennoc,P., Debeglia,N., Gorini,C., Le Marrec,A. & Mauffret,A. Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion-sud France): apports des donnees geophysiques. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 18, 1, 33-57, Boussens, 30 june, 1994.
257. Khalimov E., Lovelock P., Obukhov A. Orudzheva D. New Petroleum Fields and Offshore Provinces in Russia // 14- th World Petroleum Congress, Stavanger, Norway, 1994
258. Kirby S.N., Kronenberg A.K. Reology of the litosphere// Rev. Geophys. 1984. Vol. 25. P. 1219-1244
259. Klemperer S.L. Continental heat flow and the seismic reflectivity of lower continental crust// Terra cong. 1990. Vol. 6. P.347
260. Kirschner C.E., Grantz A., Mullen M.W. Impact Origin of the Avak Structure, Arctic Alaska, and Genesis of the Barrow Gas Fields // AAPG, v. 76, No 5, 1992, p. 651-679
261. Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya, etc. Tectonic evolution of Asia // Тр. Междунар. геол. конгр. М., 1984, 293 с.
262. Magoon Leslie B. Cook inlet province. US Geol. Surv. Bull. 1993. N 2034-A. P. 52-57.
263. McDougall L.M., Hussain A. Fold and Thrust Propagation in the Western Himalaya Based on a Balanced Cross Section of the Surghar Range and Kohat Plateau, Pakistan, AAPG, 1991, v 75, N 3, p.463-478.
264. Molnar Peter, Tapponier Paul. Active tectonics of Tibet // Journal of Geophysical Research, 1978. V.83. N 11. P.5361.

- 265.Molnar Peter, The geologic history and structure of the Hymalaya // Amer.Sci., 1986. N 2. P.144-154.
- 266.Neugebauer Horst J. Mechanical aspect of continental rifting // Tectonophysics, 1983. V.94. P.91-108.
- 267.Penck E.S., Lillie R.J., Agha Sher Zaman, Mohammad Yousaff. Structural interpretation of seismic reflection data from eastern Salt Range and Potvar plato, Pakistan, AAPG, v 73, N 7, 1989, p.841-857.
- 268.Petroleum Potential Map of Northeast Asia. Scale 1:5000000. China Petroleum Industry Press. 1996.
- 269.Perrodon A. Histoire des grandes decouvertes petrolieres. Un certain art de l'exploration. Elf Aquitaine et Masson, Pau et Paris, 1985. 222 p.
- 270.Pratsch J/-C. Oil and gas accumulations in overthrust belts // J.Petrol.Geol., 1985. V.8. Part 1-2. N 2,3. P.297-322.
- 271.Ranalli G., Mugphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics, 1987, v 132, N 4, p.281-295.
- 272.Tapponier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // Collis. tecton., 1986. P.115-157.
- 273.Tien Zaiyi. Характеристика нефтегазоносных бассейнов Китая и оценка их перспективности // Шию сюэбао, Acta petrol.sin., 1983. N 1. P.1-10.
- 274.Thurston, D.K. and L.A. Theiss, 1987, Geologic report for the Chukchi Sea planning area, Alaska: United States Departament of the Interior, Mineral Management Service, OCS Report MMS 87-0046, 193 p.
- 275.Turner R.F.(editor). Geological and operation summary Navarin Basin COST N 1, Bering Sea, Alaska: U.S. Mineral Management Services OCS Report MMS 84-0031, 1985, 245 p.
- 276.Wallace W.K., Hanks C.L.. Structural province of the Northeastern Brooks Range, Arctic national wildlife Refuge Alaska.// AAPG, v.74. No 7(july 1990).P 1100-1118
- 277.White R.S., Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P. New seismic images of oceanic crustal structure// Geology. 1990. V.18. N 5. P.462-465.
- 278.Worrall D.M. Tectonic histori of Bering Sea and the evolution of tertiari strike-slip basins of the Bering Shelf // Geol. Soc. America. Spec. Paper. 1991. V. 257. 120 p.

279. Wu Qingfu. О механизме формирования тектонического покрова Карамай-Сяцзыцзе // Шию сюэбао, Asya petrol. Sin., 1985. V.6. N 3. P.29-34.
- 280.Zhang Dajiang, Huang Difan and Li Jinchao. Biodegraded sequence of Karamay oils and semiquantitative estimation of their biodegraded degrees in Junggar Basin, China. Org. Geochem. Vol.13, N1-3, 1988, p.295-302.
- 281.Yang B.,Q.Ma, Z.Gan, 1985. Thermal evolution of organic matter and petroleum generation threshold for well Aican-1; Oil and Gas Geology,1987. V.4, p.380-385.
- 282.Yang Xiaoqiu, Xue Shirong. Discussion on the Genesis of Composite Oil and Gas Accumulation in the Beidagang Complicated Fault Blocks. // Symposium on Sino-Russia Northeast Asia Petroleum Geology & Hydrocarbon Prospect Seminar. China Petroleum Industry Press, 1994, pp 52-69.
- 283.Zhu Xia. On Tectonics of the Chinese Oil and Gas Bearing Basins. China Petroleum Industry Press. 1986.
- 284.Xiao H., Suppe J. Origin of Rollover // AAPG, v.76, No 4, 1992, p. 509-529