

СОВРЕМЕННАЯ АРХИТЕКТУРА ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО МЕГАБАССЕЙНА – РЕЗУЛЬТАТ МНОГОЭТАПНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОМ СЕГМЕНТЕ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

П.З.Мамедов

*Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия
AZ1010, Баку, просп. Азадлыг, 20
e-mail: parviz08@list.ru*

*Наука строится из фактов, как дом из кирпичей,
но скопление фактов так же не является наукой,
как груда кирпичей – домом.*

А.Пуанкаре

*Факт сам по себе мало значит – важна его
интерпретация.*

Д.И.Менделеев

В статье на основе новых геофизических данных и сейсмостратиграфического анализа материалов сверхглубинной сейсмометрии методом ОГТ рассматриваются структурно-морфологические особенности консолидированной коры и строения осадочного чехла. Обосновывается океанический тип консолидированной коры в реликтовой впадине Южного Каспия и ее субдукция под Скифско-Туранскую платформу. Рассматриваются также особенности геодинамики и эволюционного преобразования литосферы Кавказско-Южнокаспийского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса с позиций тектоники литосферных плит. На основе сейсмостратиграфической интерпретации высокоинформативных материалов сверхглубинной сейсмометрии методом ОГТ выявлены морфологические и тектонические структуры, типичные для существовавших ранее в регионе палеобассейнов различного тектонотипа. Выявлены тектоно-седиментационные комплексы и разделяющие их поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы, фиксирующие рубежи поэтапного развития ЮКМВ. Установлены основные стадии и этапы эволюционного развития мегабассейна в рамках геотектонического (альпийского) цикла.

Введение

Южно-Каспийский мегабассейн (ЮКМБ) – крупный тектонический элемент земной коры и высокоперспективный осадочный бассейн в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП).

ЮКМБ обладает четкой тектонической позицией и включает в себе наиболее глубокопогруженную депрессию Земли – Южно-Каспийскую впадину (ЮКВ) и ее центриклинальные прогибы: с запада – Куринский прогиб (КП) и с востока – Западно-Туркменский прогиб (ЗТП) (рис. 1). Оба прогиба, раскрываясь и углубляясь, сливаются с ЮКВ. Мегабассейн обрамлен горными сооружениями Большого Кавказа, Копетдага, Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Аладаг-Беналуда.

Современная структура ЮКМБ создана активными тектоническими движениями

и интенсивными седиментационными процессами, господствующими на отдельных стадиях и этапах эволюции. В разрезе ЮКВ так же, как КП и ЗТП, встречается большое разнообразие структурных элементов и форм седиментационных комплексов, которые как по масштабу, рангу и степени сохранности, так и по индивидуальным геометрическим и морфологическим особенностям отличаются от таковых, развитых как в других бассейнах подвижного пояса, так и недалеко от него бассейнах платформенной области.

ЮКВ характеризуется высокими скоростями прогибания и седиментации. Общее опускание впадины за альпийский цикл (~180 млн.лет) составляет 25-30 км, в ней накопилась толща осадков, равная мощности континентальной коры Скифско-Туранской платформы в Среднем Каспии.

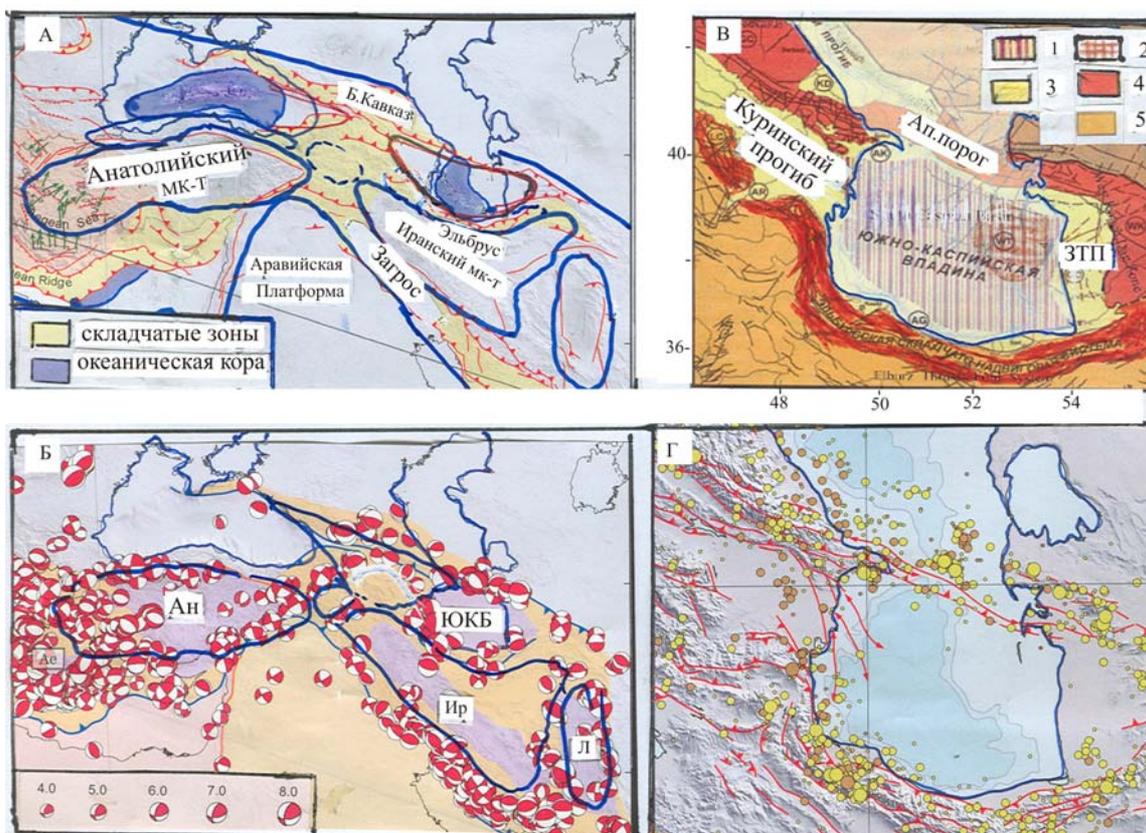


Рис. 1. а – тектоническая схема центрального сегмента АГПП; б – фокальные механизмы землетрясений с указанием их магнитуды; в – тектоническая карта ЮКМБ (по В.Е.Хаину); г – эпицентры землетрясений в ЮКМБ

1. Представления о строении земной коры и формировании ЮКМБ

Традиционно ЮКМБ рассматривался как яркий представитель геосинклинально-складчатых осадочных бассейнов (ОБ). Выдвигались предположения насчет наличия утоненной континентальной коры под ЮКВ. Наличие древних структур, массивов и комплексов (некоторые палеозойские структуры Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульский, Локский, Храмский массивы/блоки в Закавказье и Нахчыванский блок на юге), а также выявленных по гравитационным аномалиям Талыш-Вандамского (на суше) и Южно-Каспийского (в море) выступов фундамента послужило основанием для фиксистов отнести всю Южно-Каспийскую область региональному прогибанию к срединному массиву, а ЮКВ рассматривать в современном структурном плане как новообразованную и наложенную на этот массив неоген-антропогенную депрессию. Игно-

рируя данные геофизических методов, подтверждающие «безграничный» (океанический) тип консолидированной коры (КК) под впадиной, без всяких доказательств и аргументаций постулировалось наличие здесь континентального типа коры палеозойской или даже докембрийской консолидации, «гранитный» слой которой якобы частично переработан и метаморфизован, а «базальтовый» слой превращен в эклогит (Яншин и др., 1977). В этом случае раздел Мохо якобы проходит не по кровле мантии, а по поверхности сильно метаморфизованных пород нижней коры, т.е. над слоем эклогита. Между тем еще в 70-е годы прошлого века многие петрологи были твердо убеждены в том, что континентальная кора не может превратиться в океаническую с исчезновением «гранитного» слоя, ибо это противоречит законам термодинамики, и возможен только обратный процесс (Uyeda, 1971).

К сожалению, фиксистское воззрение на формирование не только ЮКМБ, но и всего

подвижного пояса на долгое время отложилось в сознании ряда геологов. Уложенный в схему ошибочной концепции фактический геолого-геофизический материал обесценивался. Произвольная трактовка результатов геофизических, петрохимических, палеомагнитных и др. исследований привели к субъективным и непоследовательным тектоническим суждениям о формировании и эволюции ЮКМБ.

По мере накопления новых геолого-геофизических материалов и данных анализа керн глубокого и сверхглубокого бурения, а также выполнения геодинамических реконструкций мобилистическая концепция тектоники литосферных плит (ТЛП) стала наилучшей основой для трактовки эволюции глубоководных впадин и горных сооружений в центральном сегменте АГПП. Основанная на данных геолого-геофизических исследований и геодинамических реконструкций эта концепция постулировала существование здесь в геологическом прошлом характерного для активной континентальной окраины ансамбля структур и геологических тел, а именно: северной ветви океана Мезотетис, вулканогенной островной дуги, Большекавказского окраинного моря (БКМ) и пассивных элементов Евразийской континентальной окраины. Формирование этих структур происходило в океаническом пространстве, где взаимодействовали Афро-Аравийская и Евразийская платформы с расположенными между ними микроконтинентами (Анатолийский, Иранский, Закавказский, Магерский, Нахчыванский и др.).

В ряде опубликованных в 1970-1980 годах работ формирование и эволюция глубоководных впадин, межгорных прогибов, а также окаймляющих их горных сооружений в центральной части АГПП трактовались с позиции тектоники литосферных плит. Глубоководные впадины Южного Каспия и Черного моря рассматривались как реликты БКОМ на активной окраине океана Мезотетис (Адамия и др., 1982; Зоненшайн и др., 1990; Mamedov et al., 1997), либо океана Тетис (Dercourt et al., 1986; Nadirov et al., 1997). В ряде работ выдвигались предположения о том, что океаническая кора формировалась в структуре типа «pull – apart», возникшей после сдвигового смещения (сброса) в Кавказском регионе в меловое вре-

мя (Sengor, 1984; Хаин, Ломизе, 2005).

Большой группой исследователей выполнен анализ геолого-геофизических данных с целью обоснования формирования и эволюции геоструктур в Черноморско-Каспийском регионе с позиции ТЛП. Были выполнены многочисленные геодинамические, плиттектонические и палинспатические реконструкции, составлены тектонические и структурные схемы (карты), геологические и сейсмогеологические разрезы и модели. При этом исследователи сталкивались с недостатком необходимых данных и материалов специальных и целенаправленных исследований (геохронологических, петрологических, изотопных, геомагнитных, геохимических, геофизических) в региональном плане. Использовались фрагментарные данные измерений, полученные в удаленных друг от друга точках или областях, коррелировались и синхронизировались геологические данные единичных обнажений или керн из глубоких скважин. Некоторые выводы, касающиеся формирования геоструктур в морских акваториях, опирались на косвенные оценки по материалам окружающей суши или были обоснованы на неоднозначно интерпретируемых материалах методов потенциальных полей и т.д. Естественно, что многие из итоговых построений и реконструкций были расценены как слишком схематичные, субъективные и даже гипотетические. Уязвимость итоговых построений требовала обязательного наличия прямого фактического материала, прежде всего о типе и параметрах консолидированной коры под ЮКМБ и рельефе поверхности Мохо, о былых процессах растяжения и оседания коры, расширения ОБ в дивергентной стадии, а также субдукционных и коллизионных процессах в конвергентной стадии. Мобилистическая трактовка истории формирования и эволюции ЮКМБ нуждалась в подтверждении соответствующими надежными и наглядными фактическими данными о перемещениях плит. Необходимо было также иметь сведения о структуре древних погребенных континентальных склонов – прямых индикаторов схождения двух плит разного типа, структуре шовных зон и характере столкновения литосферных блоков. Не менее важным является информация о региональных поверхностях несогласия,

продолжительности перерывов в осадконакоплении, масштабе эрозии.

Таким образом, гносеология концепции ТЛП в Кавказско-Каспийском регионе должна сводиться к отысканию в разрезе погребенных структур и морфоэлементов, осадочных и вулканогенных комплексов, характерных для разнотипных палеобассейнов. Лишь совместное использование структурно-геологических, литолого-формационных особенностей, геофизических и петрофизических параметров и признаков, типичных для бассейнов разного генетического и тектонического типов позволит составить реальную тектоно-седиментационную модель ЮКМБ, снизить долю гипотетических элементов в представлениях о механизме его формирования и научно-обоснованно расшифровать историю развития.

2. Геотектонический цикл эволюции литосферы. Эволюционный ряд бассейнов в подвижных поясах

Ключ к последовательному геодинамическому анализу формирования и эволюции осадочных бассейнов дает концепция ТЛП. С позиции ТЛП осадочные бассейны рассматриваются как динамические системы. Весь сложный процесс формирования и развития ОБ определяется закономерностями геодинамической и термической эволюции литосферы, сопровождаемой деструкцией «старой» коры и формированием «новой», а также сменой тектонотипа палеобассейнов.

Уилсон (Wilson, 1970) впервые показал, что перестройка тектонического режима и смена тектонотипов в ОБ мира происходили закономерно от рифтогенеза до орогенеза в рамках одного крупного геотектонического цикла термической и геодинамической эволюции литосферы. Геотектонический цикл в своей первой дивергентной стадии начинается с внутри- или окраинно-континентального рифтообразования, за которым следуют раскрытие океана и развитие пассивных окраин континента. Субдукция, континентальное столкновение, закрытие бассейна и орогенез отмечают вторую конвергентную стадию цикла. Последовательность раскрытия-закрытия ОБ (рифтогенеза-орогенеза) различна по длительности, но универсальна и одинакова для всей истории континентогенеза. Каж-

дая стадия цикла состоит из нескольких этапов. Каждому этапу эволюции соответствует свой тектонотип бассейна, отличающийся своей структурной формой, типом коры и набором седиментационных комплексов. Переходы от этапа к этапу сопровождаются сменой тектонотипа палеобассейнов. Со временем образуется латеральный и вертикальный (временной) эволюционный ряд разнотипных бассейнов. Тектонические и морфоструктурные элементы последних в той или иной степени сохраняются в строении результирующего бассейна.

Все современные сложнопостроенные ОБ представляют собой интегральную сумму разнотипных палеобассейнов (или их фрагментов), существовавших на предыдущих этапах. Анализ геологических данных показал, что одни бассейны прошли полный цикл от рифтогенеза до орогенеза, в других этот цикл был прерван на одном из этапов. В некоторых древних ОБ произошло полное или частичное повторение цикла.

Эволюционный ряд бассейнов наиболее полно изучается в развитии АГПП, поскольку в его пределах хорошо прослеживаются процессы, начиная от рифтогенеза до орогенеза.

Применение концепции ТЛП к этому подвижному поясу (геосинклиналям) показало, что он имеет несколько современных геодинамических аналогов. Прежде всего это – активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с окраинными морями и островодужными системами (Митчелл и Реддинг, 1985). Было выяснено, что ближайшим геодинамическим аналогом центрального сегмента АГПП в юрско-эоценовой эпохе можно считать западную активную окраину Тихого океана в кайнозой-кватере. Концепция ТЛП позволила не только переосмыслить эволюцию впадин внутренних морей и разнотипных межгорных бассейнов в АГПП, но и весьма удовлетворительно объясняла тектоническую историю и структурную организацию окаймляющих их складчатых поясов. Согласно этой концепции главным итогом развития подвижного пояса является новообразование континентальной коры за счет океанической. Развитие подвижного пояса начинается с этапа угасания океана, когда на его активной окраине развивается островодужный вулканизм и раскрывается окраинное мо-

ре. Общеизвестно, что окраинные моря образуются путем растяжения, в какой то мере сходного с формированием новой коры в зонах спрединга океанов (Karig, 1974).

К настоящему времени с позиций мобилизма разработаны многочисленные варианты историко-тектонической типизации (классификации) ОБ, основу которых составляет геотектонический цикл (Соколов, 1985; Кучерук, 1990; Perrodon, 1985 и др.). Конечными элементами большинства классификаций являются следующие типы ОБ: внутрикратонные, рифтовые, пассивных и активных континентальных окраин, субдукционные (в том числе задуговые, междуговые, преддуговые), предгорные (передовые) и межгорные (наложенные, реликтовые).

ЮКМБ в целом имеет полигенный характер, поскольку по ходу его развития изменялся тип палеобассейнов, и сегодня отдельные его суббассейны (ЮКВ, КП, ЗТП) и окаймляющие их горные системы находятся на разных уровнях развития. Последовательность процессов рифтинга, расширения, сужения, субдукции и коллизии плит и орогена была оптимальной геодинамической обстановкой и для развития ЮКМБ на месте окраинно-морского бассейна.

В классификации ОБ, основанной на эволюции литосферы (Кучерук, 1990), ЮКМБ с океанической корой в центре (в ЮКВ) отнесен к межгорному типу в группе ОБ внутренних морей реликтового класса, формировавшемуся после закрытия окраинных морей, столкновения литосферных плит типа континент-дуга, континент-микроконтинент. Современная архитектура ЮКМБ формировалась в конце орогенного этапа развития.

В связи с изложенным, главными компонентами при уточнении особенности земной коры и разработке модели эволюционного развития ЮКМБ являются: а) тип коры в ЮКВ и межгорных прогибах; характер контакта смежных плит; б) структура и стратиграфический каркас осадочного чехла, седиментационные комплексы; в) поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы, фиксирующие рубежи этапов эволюции мегабассейна; г) тектонические и морфоструктурные элементы, характерные для разнотипных палеобассейнов; д) скорости по-

гружения и седиментации и батиметрия в исторически сменивших друг-друга палеобассейнах; е) эволюционный ряд палеобассейнов в рамках геотектонического цикла.

3. Геофизическая информация о строении земной коры мегабассейна и основных геодинамических границах

Основными проблемами геологии ЮКМБ являются установление генетического типа и структуры его земной коры и выявление основных геодинамических границ.

Важнейшими границами в земной коре ЮКМБ являются поверхности Мохо (М) и фундамента (F), а также региональные поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы в осадочном чехле. Необходимость их выявления определяется прежде всего тем, что им соответствуют важнейшие геодинамические рубежи. Поверхности Мохо и фундамента маркируют время начала и конца геологических процессов, при которых была образована консолидированная кора. Они также расчленяют литосферу на три генетически и вещественно разнородных этажа, которые существенно отличаются и по внутренней структуре: осадочный чехол, магмометаморфическая или консолидированная кора (КК) и надастеносферная верхняя мантия. Поверхность М определяет время начала формирования земной коры новой генерации в процессе рифтинга и раскрытия Большекавказского окраинного моря (БКМ) в средней юре. А стратиграфический уровень поверхности F отвечает времени завершения в бассейне активных магматических, метаморфических и тектонических процессов, приводящих к формированию КК океанического типа.

В настоящее время КК и осадочный чехол наиболее полно могут быть описаны по данным сейсмометрии в поле параметров скорости упругих волн и акустических жесткостей слоев, а также по особенностям волнового поля.

Долгое время основным и единственным источником информации о КК мегабассейна служили материалы ГСЗ. По ним составлены уточненные скоростные модели с четырьмя границами: две в осадочном чехле, поверхность фундамента и раздел Мохо (Ба-

ранова и др., 1990). Установлено, что под мощным осадочным чехлом на глубинах 25-27 км залегает тонкая (6-8 км в западной, 10-12 км в восточной части ЮКВ) КК. Скорости продольных волн в ней повышены до 6,8-7,5 км/с. Раздел Мохо залегает на глубинах 30-35 км. В глубокопогруженной части впадины обе поверхности (F и M) плавно погружаются в северном направлении. Резкий подъем поверхности F в южном - Прилянкяранском отрезке модели (подъем до 5-7 км в интервале 50-75 км) в работах (Баранова и др., 1990; Гулиев и др., 1988) связывается либо с погрешностью прерывистой корреляции слабoreгулярного поля, либо со сложностью определения первых вступлений двух волн (предположительно от фундамента и раздела M) в трудноразделимом интерференционном колебании. Раньше мы отмечали (Mamedov, 2004; Мамедов, 2008) хорошую увязку воздымающегося отрезка границы F с границей «d'''» на восточном конце сухопутного профиля ГСЗ-3, где это гра-

ница по данным бурения приурочена к поверхности эоценовых андезитобазальтов. Отсюда следует, что поверхность F на скоростной модели ГСЗ-1-2 от о. Чиллов (Жилой) до Лянкяранского побережья на своем пути пересекает разновозрастные магмометаморфические и вулканические породы – от базальтовых магматитов средне-позднеюрского возраста до андезитобазальтов эоцена, поступающих сюда из Талыша. Последние хорошо идентифицируются по специфическому рисунку отражений на разрезах, полученных методом ОГТ, в Прилянкяранской акватории. Сейсмическим профилированием методом сверхглубинного ОГТ установлено, что фундамент здесь залегает на глубинах 14-16 км, погружаясь в северном направлении до 30 км в районе Абшеронского порога. На разрезе субширотного профиля (рис. 2) показано, что на западе впадины над КК залегают юрские-раннемеловые вулканилиты мощностью 3-4 км, которые протягиваются сюда из Куринского прогиба.

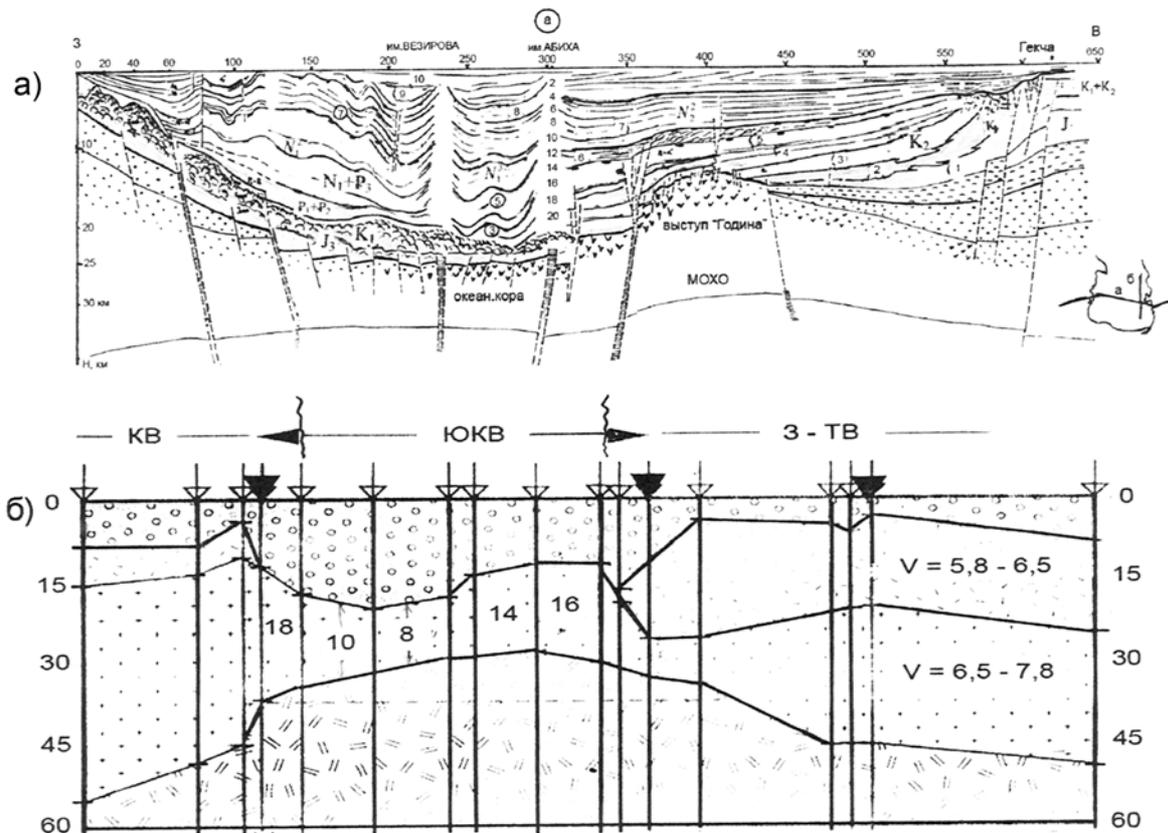


Рис. 2. Региональный сейсмостратиграфический разрез по субширотному профилю (Мамедов, 1991) и разрез литосферы по методу RFA (Jackson et al., 2001): 1 – осадки; 2 – «гранитный» слой; 3 – «базальтовый» слой; 4 – верхняя мантия

По данным ГСЗ также установлено, что осадочный чехол ЮКВ характеризуется аномально низкими средними скоростями продольных волн ($V_p < 4,8$ км/с.), тогда как в большинстве ОБ мира уже на глубинах 5-7 км средние скорости более высокие ($> 5,5$ км/с.). Это свидетельствует о значительной пористости осадочного чехла, слабом уплотнении осадков.

Морские и спутниковые гравитационные наблюдения над ЮКВ и прилегающей сушей (с учетом поправок на высоту) показали резкое уменьшение силы тяжести от Эльбурса до Южного берега Каспия. В западной части ЮКВ сила тяжести характеризуется слабыми отрицательными аномалиями (-10, -15 МГал). Крупная негативная линейная аномалия (до -130 МГал) наблюдается в зоне сопряжения впадины с платформой, где глубина моря незначительная (20-100 м) и топография дна пологая. Большая негативная аномалия не была бы неожиданной для западной и центральной частей ЮКВ, где под водным слоем (около 1 км) и мощным (25-27 км) осадочным чехлом залегает тонкая и жесткая КК. Однако там она очень слабая, близкая к нормальной. Значит, большая отрицательная аномалия скомпенсирована действием уплотненных масс в области верхней мантии, которые в настоящее время поддерживают изостатическую обстановку в зоне контакта кора – мантия, обеспечивая тем самым необычную стабильность коры в центре ЮКВ. А в переходной зоне дефект массы указывает на то, что здесь не только КК, но и кровля мантии находятся глубже, чем это требуется для изостазии. Значит, существует какой-то механизм, который затягивает КК вниз в мантию против закона Архимеда. А таким механизмом, как это показывают данные сейсморазведки, является субдукция КК.

Некоторые дополнительные сведения о земной коре получены данными сейсмической томографии путем просвечивания земной коры рэлеевской волной (ПРВ), приходящей от землетрясений (Якобсон, 2000). В томографической модели выделяется всего 4 слоя: три слоя в осадочном чехле и слой, относящийся к фундаменту. Фундамент характеризуется базальтовыми скоростями поперечных волн ($V_s > 3,9-4,5$ км/с.). Установле-

но, что в большей части Южного Каспия осадочный чехол подстилается тонким базальтовым субстратом, который местами прорван высокоскоростным мантийным веществом, где $V_s \geq 4,6$ км/с.

Упрощенная модель литосферы Южно-Каспийского региона с двумя-тремя границами составлена по данным функционального анализа волн от землетрясений методом телеметрических измерений RFA – Receiver function analysis (Jackson et al., 2002; Mangino and Priestley, 1998). Геометрия выделяемой КК в общих чертах соответствует таковой на составленном нами разрезе субширотного профиля (рис. 2). Эти авторы предполагают, что в западной части Южного Каспия КК представлена 8-11 километровой, а в восточной части 14-16 километровой базальтовой корой. Под КП и ЗТП залегает типичная континентальная кора мощностью 45-50 км с «гранитным» и «базальтовым» слоями.

Высокоинформативный сейсмический метод ОГТ до 1990 года применялся в Каспийском море для решения поисково-структурных задач, с разверткой записи 6-8 сек. В глубоко погруженной области ЮКВ освещалось в основном строение неоген-четвертичных осадочных комплексов до 9-12 км. При отсутствии информации о более древних осадочных комплексах и КК, естественно, оставался широкий простор для домысливания глубинного строения впадины и гипотетических умозаключений о возрасте, типе и строении ее фундамента, мощности, стратиграфическом диапазоне и составе толщ «невидимой» части разреза.

Для изучения глубокопогруженных слоев земной коры в Южном Каспии методом ОГТ был отработан один региональный субширотный профиль Бяндован – Окарем (Б-О) длиной ~300 км, с 12-секундной разверткой записи. Разрез профиля осветил строение земной коры до 22 км. На сейсмическом разрезе мы впервые увидели на глубинах 16-22 км выступ фундамента в восточной части впадины, который достаточно ярко выделялся по рубежам волновых полей.

На основе разреза регионального профиля Б-О и разрезов связующих профилей ОГТ, отработанных в КП и ЗТП с привлече-

нием данных ГСЗ автор составил сводный сейсмостратиграфический разрез протяженностью ~ 560 км (рис. 4). Этот разрез в качестве модели земной коры Южно-Каспийской области прогибания широко используется нефтяными компаниями и исследовательскими центрами для решения ряда задач геологии и нефтегазоносности ЮКВ (Lerch et al., 1997; Tagiyev et al., 1997; Brunet et al., 2003; Гулиев и др., 2003 и др.).

Во второй половине 90-х годов XX века в результате расширения технических и методических возможностей сейсмических работ методом ОГТ в море и на суше (новые способы возбуждения волн, цифровая запись и углубленная обработка, высокая разрешающая способность, большая глубинность, новые способы изображения среды 2Д и 3Д) стало возможным просвечивание более глубоких слоев земной коры. Трестом «Каспморнефть-геофизразведка» и СП «Caspian geophysical» в Южном и Среднем Каспии были отработаны региональные сейсмические профили методом сверхглубинной сейсмометрии (СГ-ОГТ) с временной разверткой записи 16-20 сек. Получены уникальные разрезы, которые представляют прямую информацию о строении глубоких недр до 40-50 км. Разрезы СГ-ОГТ по сети региональных профилей дают возможность объемного рассмотрения структуры ЮКВ (Мамедов, 2006, 2008). В них отображаются крупные региональные формы рельефа, поверхности углового и стратиграфического несогласия, штамповые или инверсионные (безкорневые) формы структур, разломы и разрывные нарушения.

Интерпретация материалов региональных профилей убедила автора, что на большинстве временных разрезов поверхности Ф и М (кровля и подошва КК) более или менее уверенно отбиваются по особенностям волновых полей и местами прослеживаются путем групповой корреляции отражений. Граница чехол-фундамент на 13 с (26-28 км) выделяется на низкочастотной фильтрации (4-8-12-16 Гц) в виде высокоамплитудной секции прерывистых субпараллельных отражений (рис. 3). Ниже 14-16 с (34-40 км) выделяется полоса скопления очень слабых низкочастотных и прерывистых осей синфазности. Эта часть

разреза известна как зона «рефлективити» (Павленкова, 1996), по нижней кромке которой можно трассировать поверхность Мохо. На разрезах профилей СГ – ОГТ в западной части впадины КК имеет мощность 6-8 км, что с учетом высоких значений скоростей в ней ($V_p > 6,5-7,8$ км/с), характерных исключительно для магматических (базальтовых) пород, не оставляют сомнений о ее океаническом типе. В пределах КК выделяются отдельные «мутные» зоны (блоки), которые сменяются относительно «прозрачными» зонами. Такая сейсмическая контрастность отображает гетерогенную структуру КК, которая, по-видимому, связана с ее блочным строением и пестрым вещественным составом. Отображение неоднородностей в волновом поле в несколько расплывчатой форме обусловлено соотношением их размеров и размеров диска Френеля. По нашим расчетам в земной коре ЮКВ ниже 25 км неоднородности КК с диаметром меньше 5-6 км и высотой 1-2 км не могут быть отображены четко на отраженном волновом поле, а неоднородности, размеры которых превосходят эти цифры могут обусловить «штриховое» поле отраженных волн.

В районе Абшеронского порога на сейсмических разрезах субмеридиональных профилей наблюдается изгиб и погружение КК в северном направлении под СКТ. Над КК наблюдается вздутие вверх сильно деформированных базальных (мезозой-палеогеновых) толщ осадочного чехла (рис. 3б). Складчато-надвиговая, чешуйчатая структура осадочных образований присуща аккреционным призмам над субдуцируемыми плитами океанов и окраинных морей. Аккреционная призма в районе Абшеронского порога образовалась за счет соскабливаемых с поверхности КК пород. В нее вошли пострифтовые (меловые и палеоценовые) и синрифтовые (от средне- до позднеюрских) породы. Северная аккреционная призма приподнята и полого надвинута на фронтальную область СТП. Временной разрез (рис. 3б) трансформирован в глубинный разрез, на котором КК в центре ЮКВ залегает на глубинах 23-25 км, плавно погружается в северном направлении и в районе АП достигает глубины 30-32 км.

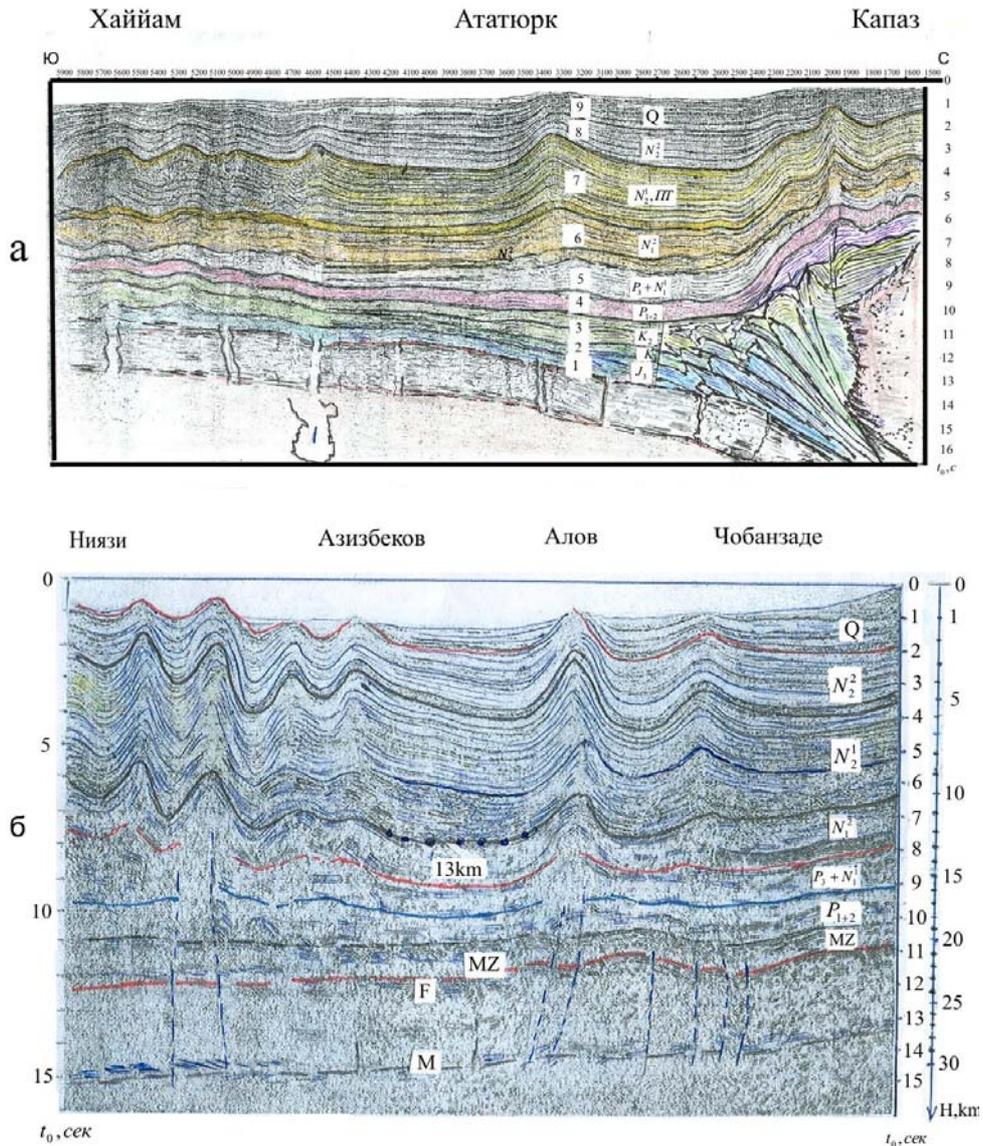


Рис. 3. Сейсмические временные разрезы СГ-ОГТ, по меридиональному и субширотному профилям отображающие консолидированную кору и седиментационные комплексы осадочного чехла

На основе глубинного разреза (рис. 4) с привлечением данных методов ОГТ и ГСЗ в Среднем Каспии, а также данных о тектонике Центрального Эльбурса (Nazari, 2006), нами составлен региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу длиной 520 км (рис. 4). На этом разрезе хорошо отображены глубокопогруженная депрессионная структура с многокилометровым осадочным чехлом и характер ее сочленения с континентальными блоками с юга и севера. Осадочный чехол ЮКВ с севера контактирует с метаморфическим субстратом эпигерцинской СТП, с юга – с блок-

массивами Иранского микроконтинента рифейской и додевонской консолидации.

Изгиб и погружение КК в районе Абшеронского порога нашли отображение также на моделях, составленных по сейсмическим материалам (Knapp et al., 2004; Green et al., 2009). В них погружение КК в северном направлении с учетом данных о гипоцентрах сильных ($M > 5$) землетрясений трактуется в рамках субдукционной модели. В работах (Allen et al., 2002; Мамедов, 2002) быстрое прогибание впадины в плиоцене связывается с регенерацией субдукции КК в позднем миоцене.

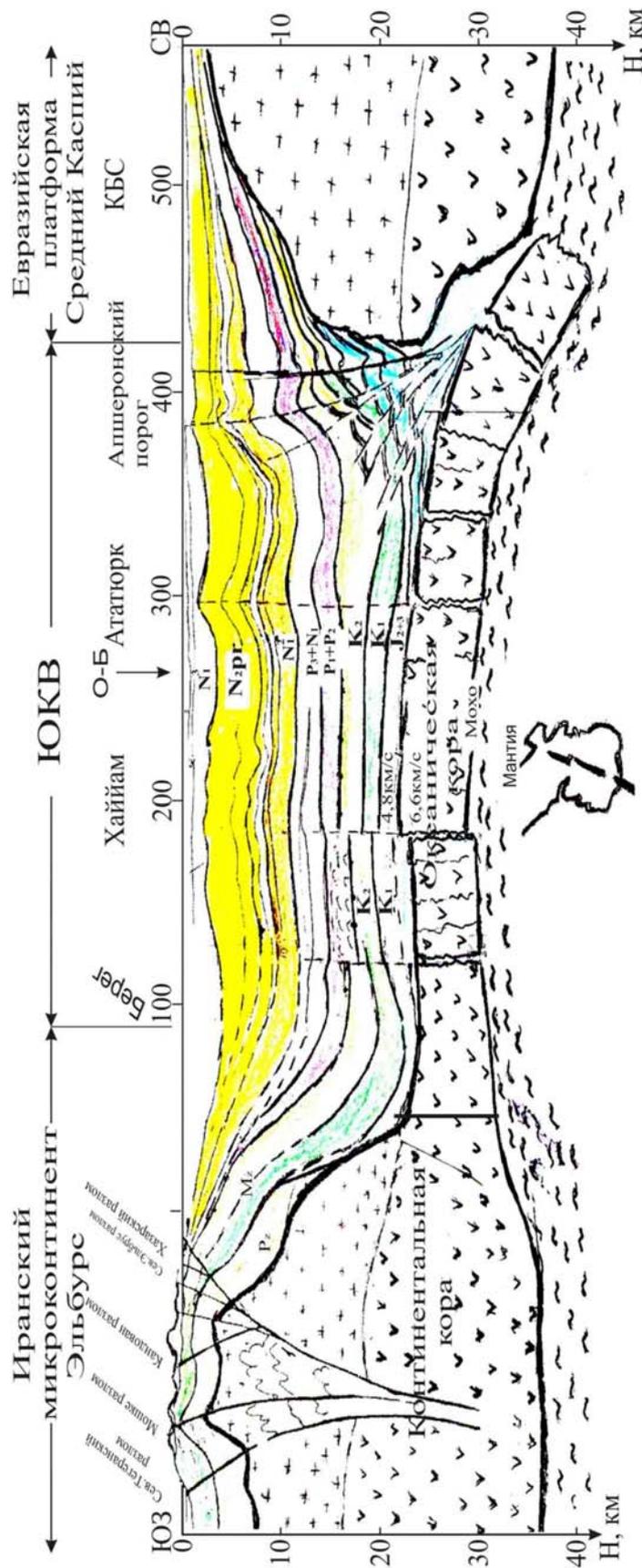


Рис. 4. Региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотранверсу через Центральный Эльбурс – ЮКВ – Средний Каспий (составил П.З.Мамедов)

Субдукция КК нашла отображение также на плотностной модели земной коры ЮКВ, составленной по данным спутниковых наблюдений (Granath et al., 2000). Большая отрицательная аномалия фиксируется в переходной к платформе области, где поверхность Мохо углубляется до 60-70 км и создается дефицит плотного мантийного вещества. Подобные отрицательные аномалии характерны для желобов в зонах субдукции океанической коры на активных окраинах современных океанов и в задуговых морях.

В пользу субдукционной модели работают также такие дополнительные факторы, как наличие в переходной зоне цепочки положительных аномалий магнитного поля и высокий тепловой поток (хотя и фрагментарно), а также региональная высокая сейсмичность с глубокими (до 60-75 км) гипоцентрами в северной от АП области (рис.1б).

Важную информацию о субдукции КК и зоне Беньюфа в переходной зоне от ЮКВ к платформе представляют исследования локальных механизмов землетрясений и глубин их эпицентров. ЮКВ с запада, юга, востока окружена активными сейсмическими поясами, которые характеризуются близповерхностными землетрясениями с $M > 5$ на глубинах до 30 км, в то время как северный край бассейна отличается более сильными и глубокофокусными землетрясениями на глубинах 45-80 км. Эти землетрясения на северной границе ЮКВ рассматриваются как следствие поддвига ее океанической коры под платформу, а мелкофокусные на ее обрамлении – как свидетельство продолжающихся сближений и столкновений плит.

Большая часть глубокофокусных землетрясений происходила ближе к северной складчатой зоне Абшеронского порога – на удалении 40-80 км. Это означает, что длина субдуцируемой части КК с учетом ее изгиба должна была быть не менее 80 км. Этап сжатия бассейна и поглощения ее КК начинался в конце олигоцена и продолжался до плиоцена. Соскабливанию с поверхности КК, смятию и последующему надвигообразованию подвергались базальные толщи осадочного чехла в течение почти 30 млн.лет. На рубеже миоцен-плиоцена произошло резкое углубление бассейна над зоной субдукции, после чего насту-

пила кратковременная фаза успокоения тектонических процессов, о чем свидетельствует субпараллельность границ свит ПТ, которая не нарушилась даже после их смятия и образования антиклинальных складок в позднем плиоцене. Экстремальное сжатие литосферы региона, вероятно, обусловило регенерацию процесса субдукции и региональную поперечную компрессию всех толщ неогена. Наличие пластических глин майкопа под ними было ключевым фактором структурной организации складчатых зон, главным образом АПСЗ. Над зоной субдукции образовались линейные складчатые зоны, в формировании которых значительную роль сыграли нагнетание в их ядра пластических масс и грязевой вулканизм. На сейсморазрезах достаточно четко выявляются погребенные кратера и каналы грязевых вулканов на вершинах многих плиоценовых брахиантиклинальных складок. Естественно, что за относительно короткое время крупных надвигов не возникло, но образовались сбросы и взбросы, сместившие южные крылья брахиантиклиналей вниз по пологонаклоненным разрывам. Относительно заметные взбросы образовались в западной части порога, ближе к северо-восточному краю Абшеронского п-ва, где аккреционная призма приподнята до уровня 3-4 км. Логично предположить, что это явление связано в большей степени с региональным сжатием и, возможно, с катализирующей ролью продолжающихся смещений в подстилающей аккреционной призме.

Сейсмические разрезы внесли коррективы в представления о формировании АПСЗ. Традиционно его морфологию и генезис связывают с Большим Кавказом и Копетдагом. Орогены Большого Кавказа и Копетдага начали расти в среднем и позднем миоцене в результате столкновения микроконтинентальных блоков с платформой на месте ранее существовавших седиментационных бассейнов. АПСЗ же образовалась в конце плиоцена в зоне схождения и контакта двух генетически разнотипных плит, т.е. над зоной субдукции океанической коры впадины под континентальную кору платформы. Тектонической причиной возникновения АПСЗ является экстремальная компрессия морского бассейна. Линейные антиклинальные складки

здесь уравнивают (или компенсируют) непрерывное сокращение литосферы и деформируют терригенные породы плиоцена мощностью 7-8 км. С Большим Кавказом связана Северо-Абшеронская складчатая зона, которая является морским продолжением Тенги-Бешбармагского антиклинория.

Данные СГ-ОГТ внесли также ясность в представления о тектонике и характере сочленения двух типов земной коры в переходной зоне от Южного в Средний Каспий. На временном разрезе краевая часть фундамента Скифско-Туранской платформы выделяется как реальная крупная континентальная структура, резко контрастирующая с осадочным чехлом и тонкой КК ЮКВ (рис. 5). В пределах фундамента платформы выделяются отдельные «мутные зоны», что, по-видимому, обусловлено гетерогенным и пестрым вещественным составом метаморфического субстрата. Внутри него какой-либо протяженной (или даже прерывистой) отражающей границы, разделяющей КК на «гранитный» и «базальтовый» слои, не наблюдается. Этот вывод согласуется с результатами данных сейсморазведки во многих эпиконтинентальных бассейнах, согласно которым такой границы в КК вообще не существует (Кунин, 1989). Фронтальная часть платформы достаточно четко фиксируется по контрастному рубежу волновых полей. В низах фундамента платформы наблюдается скопление коротких отражающих площадок (рефлективити), пространственная упорядоченность которых подчеркивает сложную структуру и конфигурацию подошвы метаморфического субстрата. Такая форма подошвы фундамента свидетельствует о незеркальном и нерезком разделе сред (консолидированной коры и верхней мантии) с разными реологическими и петрофизическими свойствами. Прерывистые и хаотические элементы в низах фундамента, безусловно, являются «кусочками» шероховатой поверхности над уровнем раздела Мохо.

Согласно классической характеристике фундамента молодых платформ, они представляют собой складчато-кристаллическое основание (субстрат), пережившее геосинклинальную стадию, после которой наступил спокойный платформенный режим. Судя по

сейсмическим разрезам, фундамент Скифско-Туранской платформы не испытывал геосинклинальной складчатости. Складчатые структуры выявлены только в областях Южно-Мангышлакской и Карауданской систем грабен-прогибов, в которых развит пермотриасовый переходный комплекс. Эти факты согласуются с данными Н.Я.Кунина (1989) о том, что в значительной части молодых платформ (до 80-90%) фундамент не прошел геосинклинальной стадии развития. Слоистые толщи хорошо выделяются над метаморфическим фундаментом платформы. Здесь тонкий (1,5-2 км) плитный комплекс сложен из карбонатно-терригенных отложений юрско-мелового и палеогенового возрастов.

Очень мало геофизической информации о параметрах и вещественном составе нижнего этажа литосферы – подкорковой мантии под ЮКВ. Некоторые сведения о ней дают методы ГСЗ и сейсмотомографии. Граничная скорость преломленной (или рефрактированной) волны вдоль (или ниже) границы Мохо характеризует упругие свойства верхней части мантии. Скорость здесь изменчива, меняется в пределах 7,9-8,3 км/с, что свидетельствует о неоднородном составе субстрата подкорковой мантии под ЮКВ. Ряд исследователей склонны связывать очень высокие граничные скорости под КК с ультраосновными породами типа перидотит, пироксен, пиролит, эклогит и т.д. Однако попытки отнести различные ультраосновные породы к верхнемантийному субстрату являются весьма дискуссионными, поскольку при экспериментах значения скорости продольной волны в указанных породах оказались не более 7,2 км/с (Кунин, 1989). Вместе с тем по данным методов ПРВ и RFA в пределах верхнемантийной толщи литосферы ЮКВ выделяется волновод, то есть слой пониженной скорости ($V_s=2,4-2,9$ км/с), который идентифицируется с астеносферой. Следует отметить, что понятие астеносфера на современном уровне геофизической науки не приобрело большей определенности и однозначности. Оно традиционно используется для обоснования концепции об изостазии и объяснения магматической «жизни» в бассейнах. Волновод по данным ПРВ наиболее выражен в районе Бакинского архипелага и к

юго-востоку от него (Якобсон, 2000). К области подъема волновода приурочены относительно низкие значения скоростей в юрско-меловом и палеоген-миоценовом осадочных комплексах. Здесь же располагается большинство выявленных в регионе подвод-

ных грязевых вулканов. В указанном районе Каспия установлена также положительная корреляция значений скоростей волн V_s в верхней мантии со значениями теплового потока и расчетными значениями температуры на подошве земной коры (Родкин, 1993).

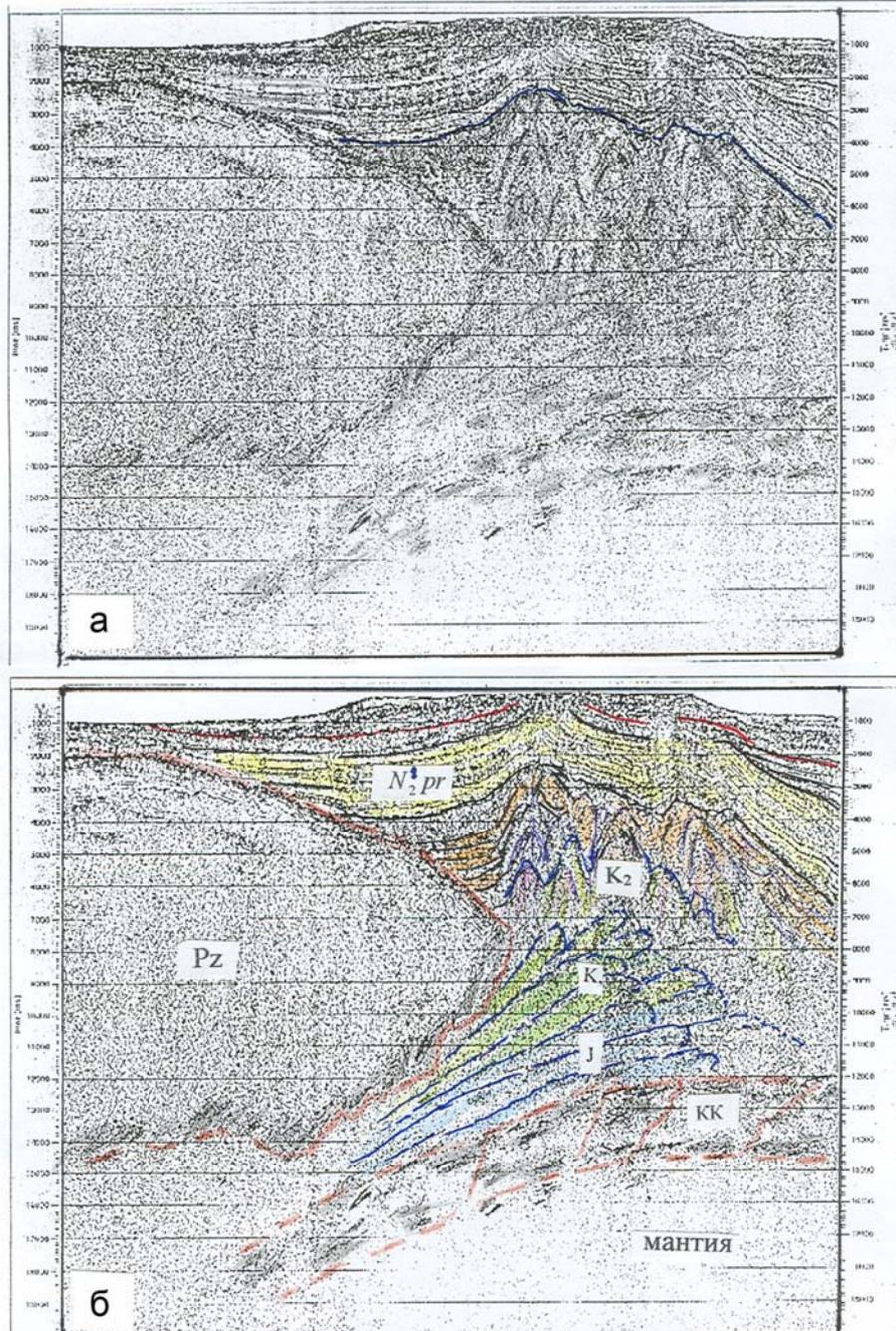


Рис. 5. Отображение Южной оконечности Скифо-Туранской платформы в Каспии и субдукции консолидированной коры ЮКВ аккреционной призмы и складчатых структур в районе Абшеронского порога: а – до, б – после сейсмостратиграфической интерпретации

Полученные в последние годы как классическими сейсмическими методами (ГСЗ и МОВ-ОГТ), так и другими методами (сейсмотомография в модификациях ПРВ и RFA, сейсмология землетрясений, спутниковая альтиметрия) данные о земной коре ЮКВ и обрамляющих ее геоструктурах нашего расширяют наши представления о геофизических параметрах и структурных особенностях земной коры. Оценивая информацию о КК по степени достоверности и репрезентативности, следует на первое место поставить сведения о ее мощности и структуре по данным СГ-ОГТ, которые определяются непосредственно по сейсмическим разрезам с достаточно высокой точностью.

На сейсмических разрезах СГ-ОГТ находят отображение погребенные древние морфоструктуры и тектонические элементы (или их фрагменты), характерные для стадии расширения бассейна. К таковым относятся структуры растяжения и оседания блоков, континентальные склоны и шельфы в северной бортовой зоне, погребенные структуры вулканической островной дуги на южном борту Куринского прогиба (рис. 10). Выделяются также структуры и геологические тела, характерные для стадий сжатия и сокращения литосферы региона. К таковым относятся изгиб и субдукция океанической коры, осложненная системой надвигов аккреционная призма над ней, состоящая из слоев мезозой-палеогенового макрокомплекса, структуры сжатия в неоген-антропогенных толщах (складчатые зоны, надвиги, взбросы), тектонические срезы, поверхности размыва и несогласия (рис. 3). На сейсмических разрезах отображаются также субвертикальные разрывы, осложняющие системы грязевых вулканов в складчатой толще. Эти материалы составляли фактическую основу при построении нами объективной тектоно-седиментационной модели ЮКМБ и расшифровке его реальной истории развития.

Получение высокоинформативных материалов СГ-ОГТ можно назвать поворотным моментом истории изучения ЮКМБ. Оно завершило этап косвенной оценки глубинного строения впадины по недостаточно конди-

ционным материалам других геофизических методов и по результатам геологических исследований на окружающей суше.

Важным результатом интерпретации данных СГ-ОГТ является установление наличия под осадочным чехлом тонкой КК океанического типа и факта ее субдукции под платформу. Сегодня сейсмометрия располагает оптимальным графом цифровой обработки и развитой методикой интерпретации. Поэтому достоверность моделей, составленных разными авторами (Knapp et al., 2000, 2004; Мамедов, 2004; Mamedov, 2007; Green et al., 2009) по одному и тому же материалу, не вызывает сомнений. Эти модели являются не домыслом, не догадкой, как это было до недавнего времени, не умозрительной концепцией, которую можно опровергнуть. Теперь субдукция КК впадины под платформу – непреложный геологический факт, его нельзя игнорировать при изучении тектоники и обосновании эволюционного развития бассейна.

Новые модели консолидированной части земной коры ЮКВ подчеркивают две концептуально важные особенности. Во-первых, установлено, что в основании впадины лежит КК океанического типа, тем самым опровергается гипотеза о ее развитии над «срединным массивом». Во-вторых, тонкая КК под ЮКВ гетерогенна структурно, вещественно и гравитационно; она плавно погружается в северном направлении и в районе Абшеронского порога субдуцируется под платформу.

На основе интерпретации материалов СГ-ОГТ с учетом данных других методов нами составлены региональные разрезы (2D модели), схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента и схема тектоники фундамента. На схеме рельефа поверхности фундамента (рис. 6) в пределах ЮКВ показаны зоны выхода вещества с мантийными скоростями и зона с относительно меньшими значениями скоростей, типичными для сиалической компоненты коры (Якобсон, 2000). Северная граница впадины представлена линией субдукции. Она проходит параллельно Абшеронскому порогу. Но остальные границы пока не определены.

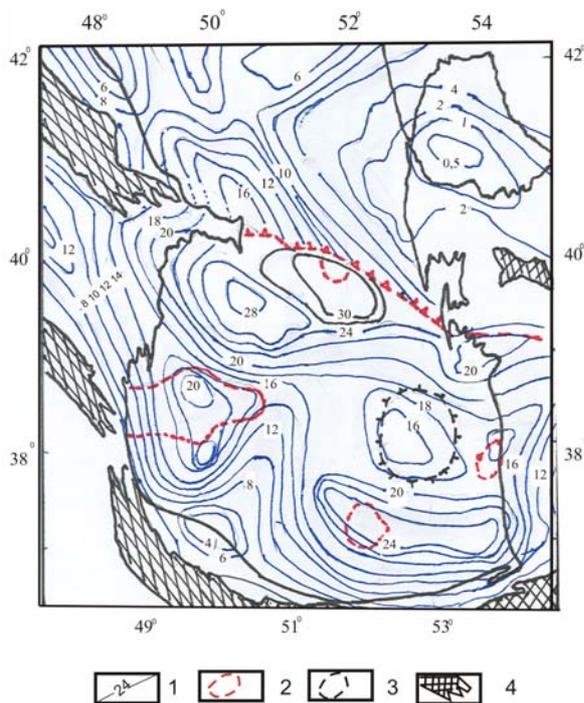


Рис. 6. Схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента

4. Тектоно-седиментационные комплексы осадочного чехла – индикаторы эволюционного развития мегабассейна

История развития ЮКМБ изобилует важными геологическими событиями, летопись которых наиболее полно запечатлена в строении и составе осадочного чехла. При его формировании определяющими являлись этапы геотектонического цикла. Эпохи чередования тектонической активности и относительного покоя являлись важными рубежами крупных геологических событий, перестроек регионального масштаба. В эти эпохи происходили существенные изменения в структурном плане, источниках сноса и формационно-литологическом составе осадочных комплексов. О строении осадочного чехла мегабассейна прямую и непрерывную информацию, которую нельзя получить другими геофизическими методами, дают сейсмические разрезы метода ОГТ. На разрезах региональных профилей отображается реальное строение бассейна «от борта до борта». На них также закодирована большая информация об истории геологического развития мегавпадины; четко выделяется

глубокий отрицательный тектонический рельеф с бортовыми структурами, прослеживаются поверхности несогласия и согласные границы, которые расчленяют осадочный чехол на разновозрастные осадочные комплексы. Все они являются объективными критериями и реперами, по которым можно наметить стадии и этапы развития мегабассейна.

Сейсмостратиграфические приемы тектонического, эвстатического и литодинамического анализа дают объективные критерии для выполнения возрастной корреляции осадочных комплексов и построения надежного стратиграфического каркаса изучаемого бассейна. Сейсмостратиграфический анализ (ССА) временных разрезов дал неоценимый материал для познания глубинного строения ЮКМБ, позволил выявить новые черты и детали строения его земной коры.

В осадочном чехле ЮКМБ по ряду сейсмостратиграфическим критериям выделяются достаточно крупные и мощные трехмерные геологические тела – макрокомплексы. Они объединяют толщи километровой диапозона с длительностью формирования в десятки миллионов лет.

Границы раздела между макрокомплексами представлены опорными сейсмическими горизонтами, которые в бортовых зонах мегабассейна приурочены к поверхностям несогласия. В центральных частях мегавпадины они сливаются с согласными границами.

Сущность выделяемых в ЮКМБ макрокомплексов заключается не в формационно-породном составе и степени дислоцированности, а в их историко-геологической значимости и, конечно, генетической связи слагающих толщ, обеспечивающей этим крупным подразделениям целостность и иерархичность. Они отличаются единством структурного плана и являются подразделениями региональной сейсмостратиграфической шкалы.

Каждый макрокомплекс состоит из пространственно-временной последовательности единиц второго ранга – секвенсов, за которыми в русскоязычной литературе закреплен термин седиментационный сейсмокомплекс (ССК) (Сейсмическая стратиграфия, 1982). Эти подразделения, как и макрокомплексы, являются единицами регионального масштаба и тектоно-седиментационной специализации.

ССК представляет собой стратиграфическую единицу разреза, сложенную последовательностью относительно согласных и генетически взаимосвязанных слоев. Он ограничен в кровле и подошве несогласиями, либо соответствующими им согласными поверхностями. Любой ССК несёт в себе хроностратиграфическую информацию, поскольку он отлагался в течение некоторого интервала геологического времени.

Для собственно стратиграфии сеймо-стратиграфическое расчленение приобретает тогда реальный смысл, когда разрезы сажаются на шкалу геологического времени, что требует привлечения биостратиграфических и по возможности других данных абсолютного датирования. Однако такие данные имеются для бортовых зон ЮКМБ, где относительно маломощный осадочный чехол вскрыт скважинами, а для центральной её части, где мощность осадочного чехла достигает 25-30 км, таких данных вовсе нет и вряд ли будут в обозримом будущем. Единичные скважины в море вскрывали только верхнюю часть разреза до глубин 6-6,5 км. А нижележащие толщи кайнозоя и мезозоя изучены исключительно сейсморазведкой. При отсутствии биостратиграфических данных для установления возраста и границ ССК можно использовать фундаментальную концепцию – глобальную синхронность относительных изменений уровня моря (ОИУМ). Вейл (Vail et al., 1977) показал, что в течение одного цикла второго порядка (цикла повышения - понижения уровня моря) образуется один ССК. На графиках цикличности ОИУМ для фанерозоя, составленных по сейсмическим разрезам, им выявлено 14 циклов второго порядка. Из них 9 циклов относятся к мезозойской и кайнозойской эрам. Исследованиями в ряде осадочных бассейнов бывшего СССР (Кунин и др., 1989; Мамедов, 1992; Шлезингер, 1998 и др.) было установлено, что в создании возрастных единиц осадочного чехла в ранге сейсмокомплекса и ограничивающих их согласных и несогласных поверхностей решающая роль принадлежит тектоническому фактору. ОИУМ могут служить дополнительным инструментом для стратификации не вскрытых бурением частей осадочного чехла. На основе ССА разрезов ЮКМБ нами доказано, что сейсмо-

комплексы в мегабассейне формировались в условиях тектонического расширения и сжатия земной коры, неравномерного погружения дна ОБ в режиме как компенсированного, так и некомпенсированного осадконакопления (Мамедов, 1992, 2009).

По объективным сеймо-стратиграфическим критериям в осадочном чехле ЮКМБ нами выделяются 9 ССК (рис. 7):

- юрский (ССК-1), терригенно-карбонатный, в верхах преимущественно карбонатный, мощностью до 1-1,5 км. Во флишевых прогибах Большого Кавказа юрские осадки подстилаются вулканогенными образованиями (2-3 км). В области погружения сооружений Большого Кавказа в сторону ЮКВ суммарная мощность юрского ССК достигает 5-6 км;
- нижне-меловой ССК-2, на обширных шельфах карбонатный, в целом терригенно-карбонатный, мощностью до 1,5-2,0 км;
- верхне-меловой, местами верхнемеловой-палеоценовый ССК-3, терригенно-карбонатный, мощностью до 2 км;
- палеоцен-эоценовый ССК-4, также терригенно-карбонатный, на юго-западе – эффузивный, мощность – 2-3 км;
- олигоцен-раннемиоценовый ССК-5 (майкопская свита), терригенный, в основном глинистый, мощность – 3-4 км. Майкопская свита считается основной нефтематеринской свитой – источником углеводородов и питает систему грязевых вулканов в мегабассейне;
- средне-верхнемиоценовый ССК-6, терригенный (глинисто-песчаный), мощность – 2-3 км;
- раннеплиоценовый (по старой номенклатуре - среднеплиоценовый) ССК-7, охватывает всю продуктивно-красноцветную толщу, песчано-глинистую основную нефтегазоносную серию осадков в регионе, мощность – 7-8 км;
- позднеплиоценовый ССК-8а, терригенный (песчано-глинистый и глинистый), акчагыльский ярус плиоцена, мощность – 0,4-1,5 км;
- позднеплиоценовый ССК-8б, глинистый, апшеронский ярус плиоцена, мощность – 1-3 км; из-за очень малой мощности акчагыльского яруса в отдельных областях ЮКМБ ССК-8а и ССК-8б объединяются и выделяются под символом ССК-8;
- четвертичный ССК-9, глинистый, с включениями песчаных образований, 2-3 км.

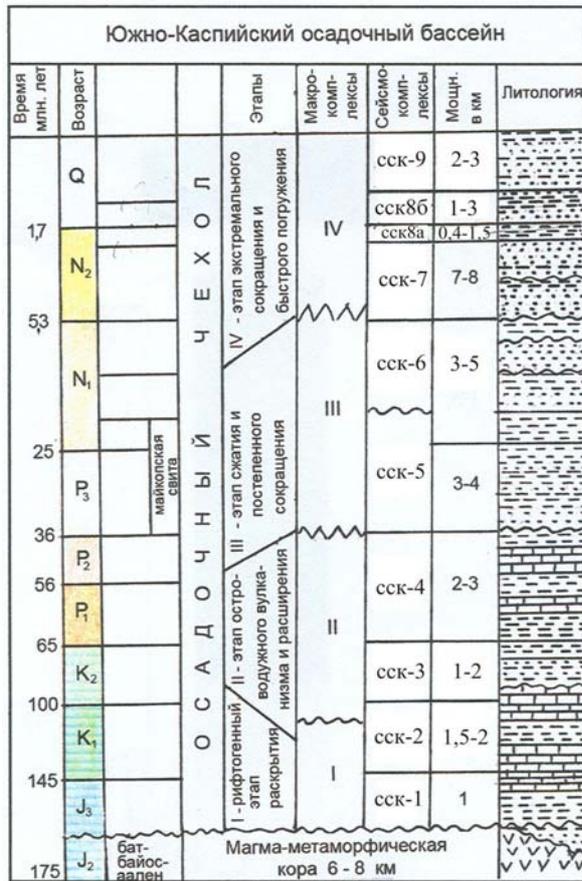


Рис. 7. Основные тектоно-седиментационные сейсмо-стратиграфические комплексы осадочного чехла

Указанные ССК сами сложены из возрастной последовательности иерархически соподчиненных единиц среднего и мелкого рангов (Мамедов, 2007).

Среди осадочных комплексов наибольшей мощностью и ритмичным чередованием песчаных и глинистых отложений выделяется раннеплиоценовый ССК-7, как типичный секвенс – системный тракт низкого уровня моря. Он отделяется несогласием от ниже лежащего системного тракта высокого уровня моря – понтического яруса. ССК-7 как по мощности, так и по объему превосходит структурные этажи и даже весь плитный комплекс в прилегающих к ЮКМБ с севера эпиконтинентальных ОБ, а также передовых и предгорных прогибов. Этот комплекс отличается обилием динамически выраженных регулярных отражений и квазиизотропными интервалами записи. Время формирования этого ССК (продуктивно-красноцветной толщи) –

около 2,2-2,5 млн. лет, что составляет 1,5% геологического времени от альпийского мега-цикла. За это время накопилась огромная масса грубообломочного материала с максимальной мощностью 7,0-8,5 км, т.е. около 25-30% от общей мощности осадочного чехла ЮКМБ приходится на долю ССК-7. Вычисление скорости осадконакопления даже без учета уплотнения пород и частых перерывов, на которые приходится 40-60% геологического времени, дает 2,5-3,0 км/млн. лет, что само по себе на порядок выше лавинной скорости седиментации. В этом отношении раннеплиоценовый палеобассейн не имеет аналогов среди палео- и современных бассейнов Мирового океана. Такая высокая сверхлавинная скорость седиментации обусловлена транспортировкой грубообломочного материала в замкнутый плиоценовый бассейн многочисленными мелкими и крупными (Палео-Волгой, Палео-Курой и Палео-Узбоем) реками.

5. Основные поверхности несогласия

Осадочный чехол мегавпадины насыщен поверхностями несогласия и размыва (рис. 8). Возможность установления длительных перерывов с неравномерными размывами ранее накопленных осадков и выявления специфических форм структур и седиментационных тел (СТ) превратила сеймо-стратиграфию в мощный инструмент для расшифровки истории поэтапного развития региона. В бортовых зонах ЮКМБ по сеймо-стратиграфическим критериям и особенностям волнового поля выделяются главным образом три региональные (структурных) поверхности несогласия, которые расчлениают разрез на четыре макрокомплекса. Они фиксируют рубежи основных этапов эволюции мегабассейна.

Нижняя поверхность несогласия (ПН₁) в северной бортовой зоне окраинного моря фиксирует поверхность терригенно-вулканогенных и красноцветных континентальных (или озерных) пород синрифтового комплекса, раздробленного разломно-блоковой тектоникой. Источниками сноса отложений служили «плечи» рифта и внутренние горсты. Выше от ПН₁, судя по данным бурения и сеймо-фациального анализа, залегают нормально-слоистые терригенные и карбонатные породы

пострифтового комплекса позднеюрского и раннемелового возрастов. Последний характеризуется относительно спокойным, ненарушенным залеганием толщ, поскольку формировался на северной «пассивной» стороне расширяющегося морского бассейна. На островодужной стороне бассейна ПН₁ фиксирует границу между юрскими, а местами даже раннемеловыми вулканогенными породами и позднемеловым карбонатным покровом. В центральной части ЮКВ ее не удается проследить из-за ухудшения разрешающей способности МОГТ на больших глубинах (22-24 км). Резкое несогласие, отделяющее нижнемеловые известняки от верхнеюрских известково-щелочных вулканитов, вскрытых Саатлинской СГ-1, по-видимому, образовалось во время раскола дуги и заложения нового трога (грабен-прогиба). Это время отвечает второму эпизоду растяжения в Чер-

номорской и Южно-Каспийской ячейках Большекавказского моря (Шрейдер и др., 1997; Mamedov, 2004; Мамедов, 2008).

Наиболее резкой границей, сопровождаемой большими перерывами, возрастными скольжениями и изменениями структурного плана, является региональная поверхность несогласия ПН₂. По ней мегавпадина распадается на зоны прогибов и поднятий. Эта поверхность срезает сверху карбонатно-терригенные слои палеоцен-эоценового седиментационного комплекса. Она хорошо трасируется в областях развития древних континентальных склонов окраинного моря, на южной периферии платформы и относительно плохо – в южной бортовой зоне Куринского прогиба, где до олигоцена развивалась островодужная система. ПН₂ фиксирует рубеж между дивергентной и конвергентной стадиями эволюции литосферы.

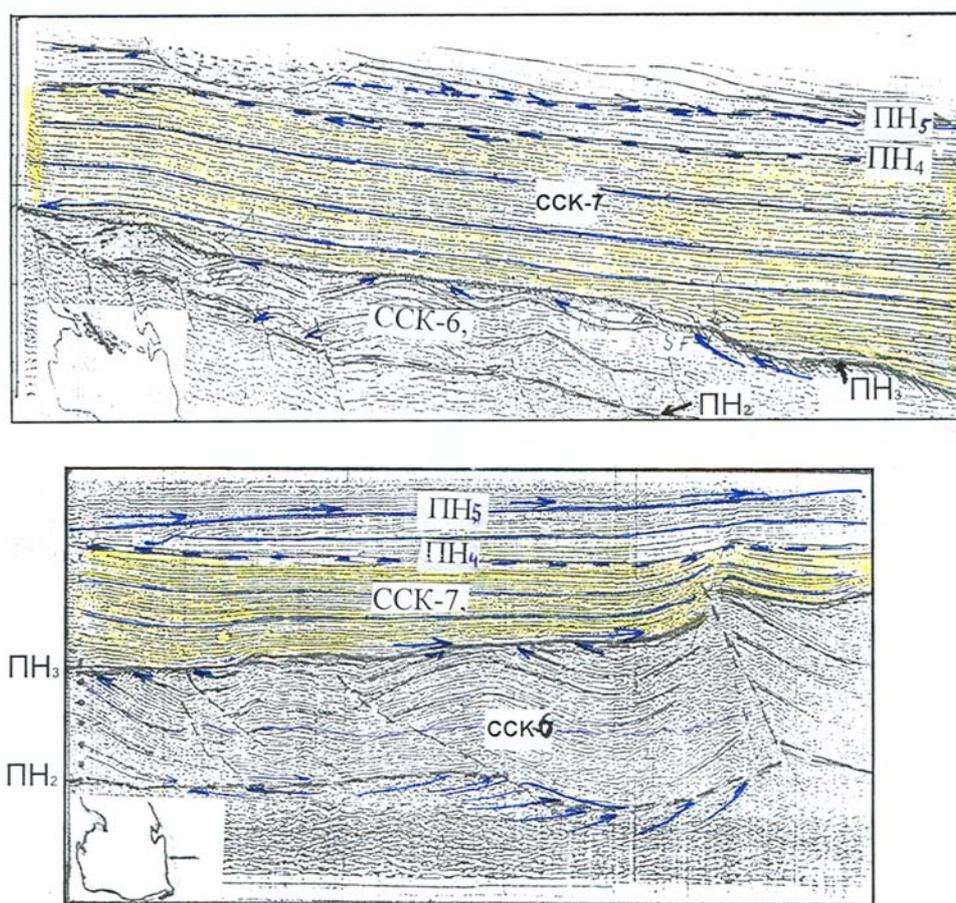


Рис. 8. Поверхности несогласия в осадочном чехле: а – Абшеронский порог; б – Западно-Туркменский прогиб

По материалам сейсморазведки в Северо-Абшеронской складчатой зоне удается трассировать поверхность несогласия ПН₃, срезающую разновозрастные слои доплиоценовых комплексов (рис. 8). Здесь она формировалась в эпоху резкого падения уровня моря в конце понта и служила поверхностью первичной седиментации отложений продуктивно-красноцветной толщи (ПКТ). Автором впервые составлена структурная схема по поверхности ПН₃, отображающая рельеф подошвы ПКТ в северо-западной части Абшеронского порога (Мамедов, 1984). ПН₃ ступенчато и террасообразно погружается в сторону топодепрессии. Совершенно аналогичную структуру имеет эта поверхность несогласия и в бортовых зонах плиоценового моря, соответственно в Куринском и Западно-Туркменском прогибах. Уступы террас имеют явные признаки тектонического прогибания и волнового воздействия. Они являются прекрасными маркерами береговых линий в трансгрессирующих морях плиоценового века.

Явные и скрытые перерывы были неотъемлемой частью осадочного процесса в ЮКМБ. Составленные хроностратиграфические разрезы для плиоцен-четвертичной толщи показывают, что более 30-40% геологического времени приходилось на перерывы в седиментации или на «обратную седиментацию», т.е. на эрозии и размывы ранее отложившихся осадков. Смена режимов осадконакопления происходила в тектонически нестабильные периоды развития бассейна, когда нарушился согласованный ход тектонических, седиментационных и эвстатических процессов.

6. Морфоструктурные элементы и осадочные комплексы в бортовых зонах ЮКМБ

На сейсмических разрезах Предкавказья и Среднего Каспия отображаются погребенные бортовые морфоструктуры юрско-эоценового моря. На краевой части Скифско-Туранской платформы сохранились следы рифтогенного растяжения и смещения блоков палеозойского субстрата в южном направлении (рис. 9). На пострифтовом этапе эволюции над ними формировались континентальные склоны и шельфы.

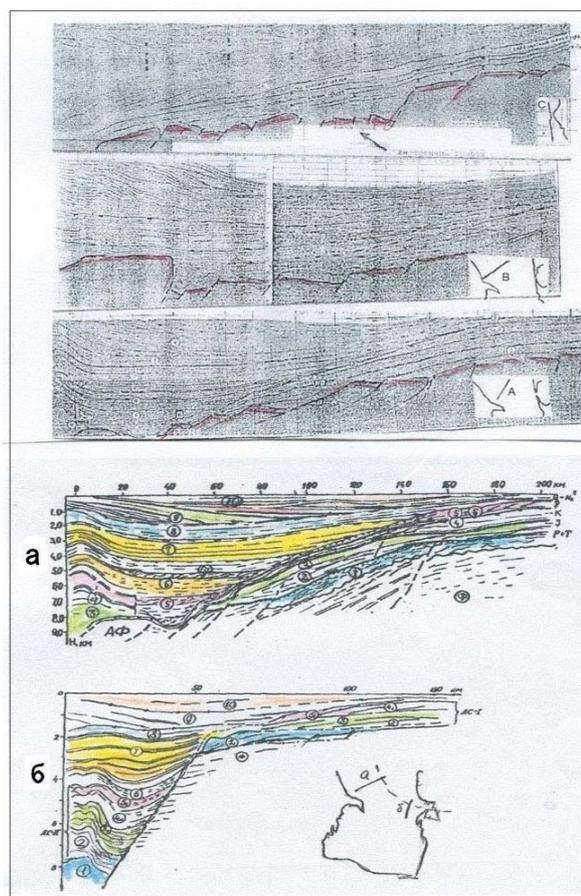


Рис. 9. Отображение на сейсмических разрезах структур раздвига, растяжения и оседания блоков фундамента Скифско-Туранской платформы и континентальных склонов

Весьма примечательными структурами в северной бортовой зоне БКОМ являются погребенные под мезозойские толщи выступы палеозойского субстрата. Они выделяются на сейсмических разрезах как акустический фундамент. Их поверхность представляет собой шероховатую границу с явными признаками эрозии и подводной денудации. Такими являются южные блоки Карабогазского, Агзыбирчалинского и других выступов.

Выступы фундамента сыграли роль краевых поднятий, отделяющих глубоководную впадину окраинного моря от мелководных эпиконтинентальных бассейнов (ЭКБ) на платформе. Последние образовались на обширных шельфовых пространствах в эпохи поздне-мезозойских и раннепалеогеновых трансгрессий.

Из анализа сейсмического материала следует, что в мезозое и в большей части

палеогена континентальные склоны формировались во внешних крыльях краевых поднятий. Относительно крутые (до 16°) и высокие (3-4 км) континентальные склоны хорошо читаются на сейсморазрезах на южном крыле Карабогазского свода (рис. 9). Здесь фиксируются плоскостные срезы, разорванные клиноформы и тела обрушения. Судя по разрезам, склон формировался длительное время – начиная от поздней юры до олигоцена. Отсутствие отложений на склоне указывает на то, что он был областью транзита. Поверхность склона местами совсем размылась и избороздилась системой долин и каньонов. На сейсмических разрезах хорошо запечатлены также оползневые сейсмофации на верхней, относительно пологой террасе склона (рис. 9).

Одновозрастные комплексы (секвенсы) выделяются на двух уровнях: на шельфе и у подножия склона. Главным регулирующим механизмом переброски осадочного чехла явились циклические понижения уровня моря.

Погребенные континентальные склоны на Каспии по морфологии и высоте (до 3-4 км) совершенно однотипны с таковыми, выявленными сейсморазведкой на южной краевой части Скифско-Туранской плиты на Предкавказье и в Черном море. Этот факт свидетельствует о том, что древние континентальные склоны были крупными морфоструктурными элементами регионального масштаба. Они протягивались вдоль северного борта единого окраинно-морского бассейна.

При строгом рассмотрении структурных и морфологических особенностей прибортовой зоны бассейна в Среднем Каспии выясняется, что они подчиняются общей классической модели «пассивной» стороны окраинных морей.

Активная окраина развивалась в юрско-меловом периоде на противоположном борту Большекавказского моря, где на северных перифериях микроконтинентов формировалась вулканогенная островная дуга (ОД). Здесь сейсмические разрезы дают сведения о погребенных вулканических выступах, тектонических разрывах, связанных с растяжением и распадом Малокавказской ОД на фронтальную (южную) Предмалокавказскую и внутреннюю (северную) Мингячевир-Гейчай-Саатлинскую

дуги. Морфоструктура преддуговой области, а именно желоб и внешний склон ОД полностью уничтожены в результате конвергенции плит. А морфоструктура внутренней ОД подвергнута слабым тектоническим воздействиям и хорошо сохранилась в разрезе Куринского прогиба. Достаточно высокий (до 3-5 км) и широкий (от 20 до 70 км) вулканогенный хребет общекавказской ориентации четко прослеживается на сейсморазрезах от Предталышья почти до Дзирульского массива. Содержание и характер распределения редких и редкоземельных элементов в вулканических породах Саатлинской СГ-1 полностью соответствуют таковым в вулканитах современных ОД.

На северо-восточных склонах внутреннего сегмента островной дуги наблюдается характерное скольжение блоков магматического массива по наклонным сбросам в сторону глубоководного бассейна и заполнение образовавшихся узких озер синрифтовыми осадками. Веерообразное расхождение слоев карбонатных толщ на вершинах блоков является типичной особенностью осадочных призм в подобных структурах (рис. 10а). Отмечается абсолютная идентичность наблюдаемых волновых полей с известными из литературы специфическими сейсмическими изображениями осадочных призм в островодужных системах.

Сейсмические изображения вулканического массива наряду с петрофизическими характеристиками (принадлежность вулканитов к базальт-андезит-риолитовой формации, наличие в их составе характерных для островодужного вулканизма редкоземельных элементов) являются дополнительными и объективными индикаторами островодужного генезиса рассматриваемых вулканических выступов. Их облегают мощные карбонатные толщи (до 800 м) мелового возраста. В связи с понижением уровня моря в конце мела в течение почти 50 млн. лет здесь господствовал котинентальный режим. Размытая поверхность карбонатного покрова длительное время (поздний мел – палеоген) служила южным бортом окраинного моря. Судя по мощности прилегающих слоев, высота островного склона составила 3-4 км, что полностью соответствует таковой на северной пассивной окраине БКОМ.

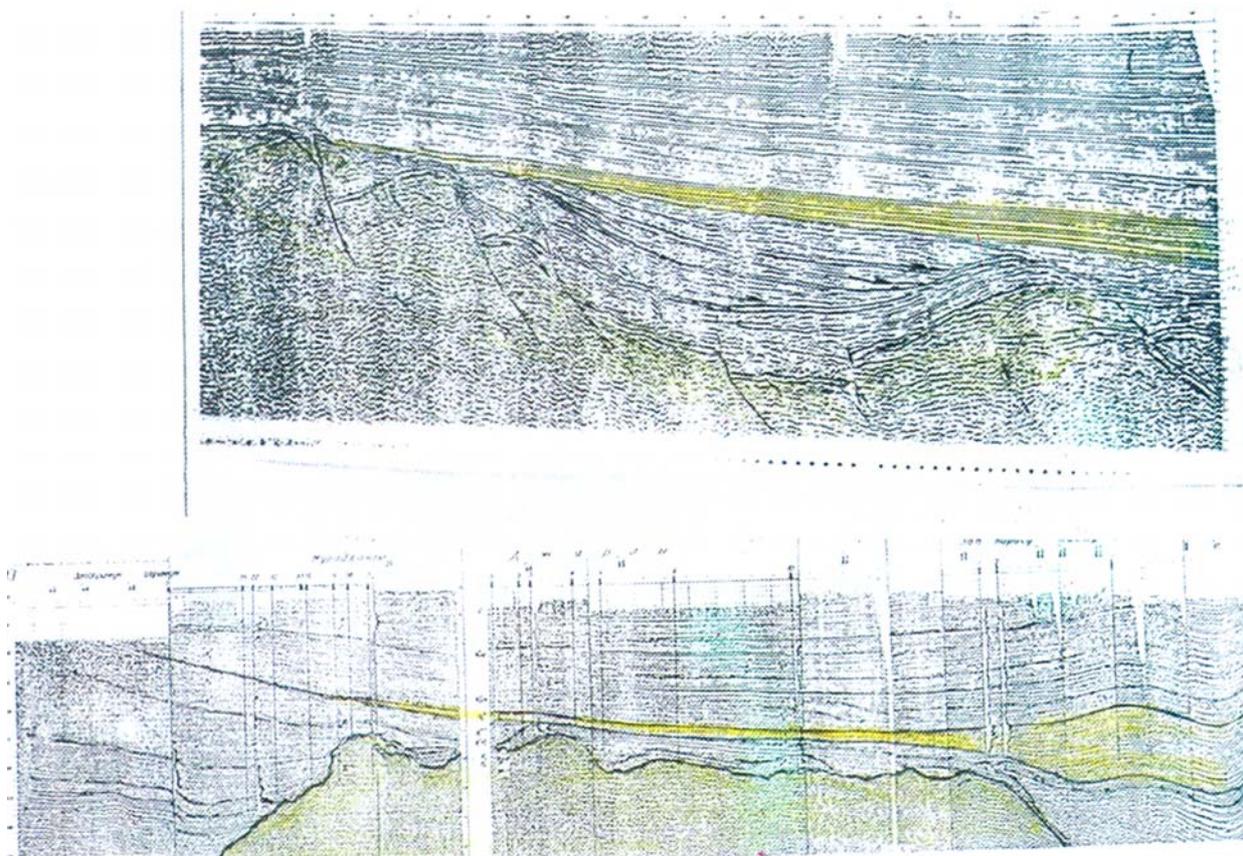


Рис. 10. Отображение на сейсмических разрезах погребенной вулканогенной островной дуги (б) и структур растяжения и смещения блоков магматического субстрата (Южный борт Куринского прогиба) (а)

7. Некоторые результаты моделирования погружения земной коры ЮКВ

Реконструкция истории погружения земной коры является необходимым исходным элементом исследования эволюции любого ОБ, в том числе ЮКМБ. Погружение коры и колебания уровня моря создают аккомодационное пространство, которое затем заполняется осадками. Стадийная эволюция ЮКМБ отображается также на моделях истории погружения земной коры и схемах тектонического прогибания фундамента (Brunet et al., 2003; 2005; Мамедов, 2008), численное моделирование истории погружения ЮКВ по данным глубоких скважин и обнажений на ее обрамлениях выполнено методом обратной разгрузки – «backstripping analysis» (Steekler and Wats, 1978). Согласно обобщенной модели (рис. 11), в средне-позднеюрскую эпоху на этапе расширения моря за счет термального погружения КК оседала на 1,2 км со скоростью

50-60 м/млн.лет. К началу мелового периода с учетом нагрузки осадочных вулканогенных толщ и водного слоя (высотой 2,5-3,5 км) общее тектоническое погружение КК доходило до 5-6 км. В меловом периоде КК погружалась с меньшей скоростью (10-20 м/млн.лет) всего на 3 км (итого 9 км). Бассейн оставался глубоководным и в палеоцен-эоцене. К началу олигоцена расширение моря практически приостановилось, резко замедлилось тектоническое погружение (5-8 м/млн. лет). Известно, что термальное погружение новообразованной коры в океанах и окраинных морях практически заканчивается через 80-100 млн.лет после их раскрытия (Кукал, 1987). К концу эоцена КК погружалась на 1 км за счет только нагрузки осадков. Общая амплитуда погружения достигала 10,5 км. Исследования показывают, что кора ЮКВ в олигоцен – раннем миоцене тектонически погружалась очень медленно, в основном за счет увеличения нагрузки осадочной толщи, мощность которой

достигала 14-16 км. Далее в среднем и позднем миоцене глубина бассейна постепенно уменьшилась (рис. 11) от 4,5-4 км до 2 км из-за интенсивного заполнения осадками. Скорость тектонического прогибания в плиоцене достигла 1000-2000 м/млн.лет. Расчет амплитуды погружения в районе Абшеронского порога в плиоцен-квартере с учетом поправок на нагрузку осадочной толщи и батиметрию дает величину 10-12 км. Скорость прогибания в плиоцене в северной части ЮКВ в 20-30 раз выше, чем на рифтогенном этапе раскрытия и на 2 порядка (100-200 раз) больше, чем в меловом и палеогеновом периодах. Эти цифры уникальны, и в этом отношении ЮКВ не имеет в мире аналогов. По поводу быстрого погружения коры ЮКВ в плиоцене существовали разные версии, такие как (1) «мгновенный» провал коры и (2) растяжение и рифтогенное оседание коры в новейшее время. Моделирование погружения, кривые тектонического прогибания и фактический сейсмический материал с учетом

низкого теплового потока и сейсмического иммунитета в центре впадины опровергают эти версии. Итоговые построения (структурные схемы, разрезы и т.д.) на основе материалов СГ-ОГТ показывают, что резкое и глубокое погружение КК имело место в северной части впадины, где происходила ее субдукция в районе Абшеронского порога.

8. Основные стадии и этапы эволюции мегавпадины

На основе фактических сейсмических данных и анализа комплекса представительных признаков (к которым относятся тип КК, стратиграфическая последовательность осадочных комплексов поверхности несогласия, морфология и генезис бортовых структур, сейсмичность и грязевой вулканизм) и с учетом результатов ранее выполненных геолого-геофизических исследований, палеотектонических реконструкций можно выделить две стадии и шесть этапов в развитии земной коры региона.

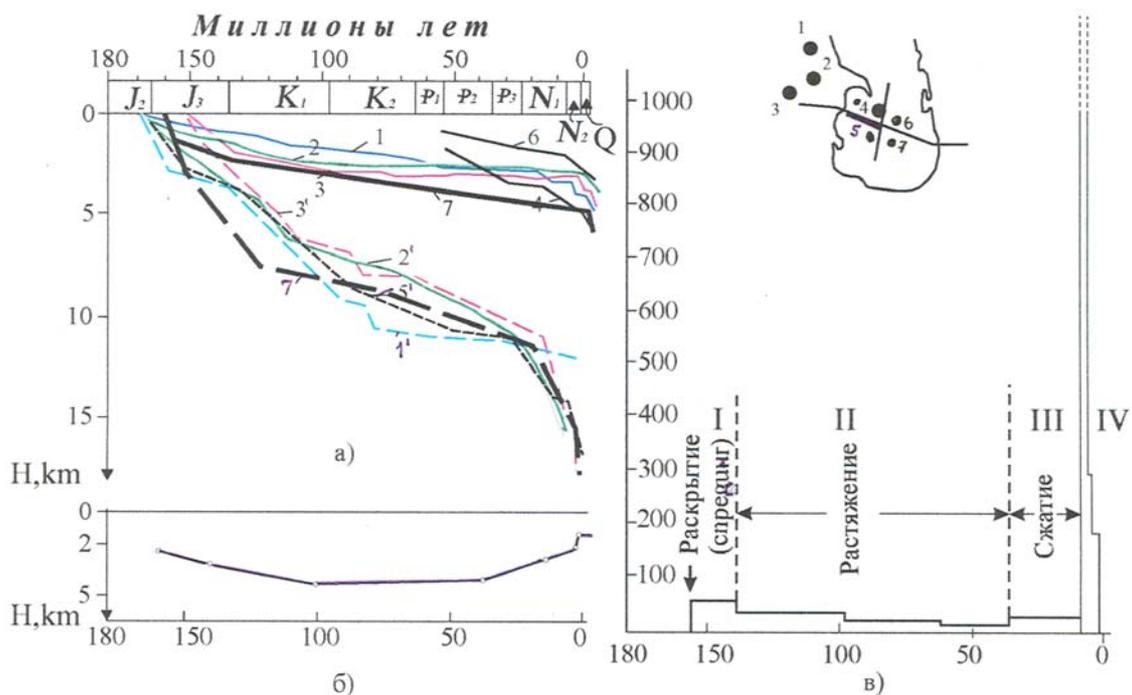


Рис. 11. Графики тектонического погружения (сплошные линии) и глубины фундамента с учетом батиметрии и уплотнения пород (пунктирные линии) (а), батиметрии (б) и скорости тектонического прогибания (в): 1 и 2 – ЮВ погружение Б.Кавказа; 3 – Нижне-куринский прогиб (Brunet et al., 2002); 4 – структура Шах-денис (Allen et al., 2004); 5 – западная часть ЮКВ (по данным сеймостратиграфических исследований, Мамедов, 2004); 6 – ЮКВ (Нариманов, 2004); 7 – обобщенные графики для ЮКВ (Brunet et al., 2002)

Дивергентная стадия (средняя юра – эоцен) началась с рифтогенного этапа (I). Раскол континентальной коры на рубеже ранней и средней юры (J_1 - J_2) и расхождение микроконтинентальных блоков от края эпигерценской платформы (причленившихся к ней в триасе) привели к раскрытию системы кулисообразно расположенных трогов. В байос-бате на их базе образовалась узкая морская впадина с новообразованной базальтовой корой и континентальными окраинами (рис. 12). Далее синхронно с сужением Мезотетиса, субдукцией его коры под Анатолийско-Закавказско-Иранский блок микроконтинентов и заложением Малокавказской вулканогенной островной дуги (ОД) в теле последних рифтогенная впадина расширялась. В промежутке времени поздняя юра – ранний мел (этап II) (J_3 - K_1) она эволюционировала в обширное БКОМ (Зоненшайн и др., 1990). Расширение моря сопровождалось затоплением и пассивным погружением его

северного борта, где формировались континентальные склоны. Южный его борт образовался на северных активных (островодужных) окраинах Закавказского и Иранского микроконтинентов, где периодически изливались известково-щелочные магмы. В пределах Южно-Каспийского сегмента в позднеюрско-раннемеловом периоде происходило расширение окраинного моря, где в мелководной обстановке накапливались карбонатно-терригенные комплексы. Здесь возник глубокий прогиб, оказавшийся весьма устойчивым на протяжении всех этапов эволюции.

Промежуток времени поздняя юра – эоцен (J_3 - P_{g2}) в эволюционном развитии окраинного моря соответствовал этапу (III) максимального его расширения и углубления. Для конца этого этапа были характерны ослабление тектонической и вулканической активности на окраинах микроконтинентов, приостановка расширения и стабильно высокий уровень окраинного моря.

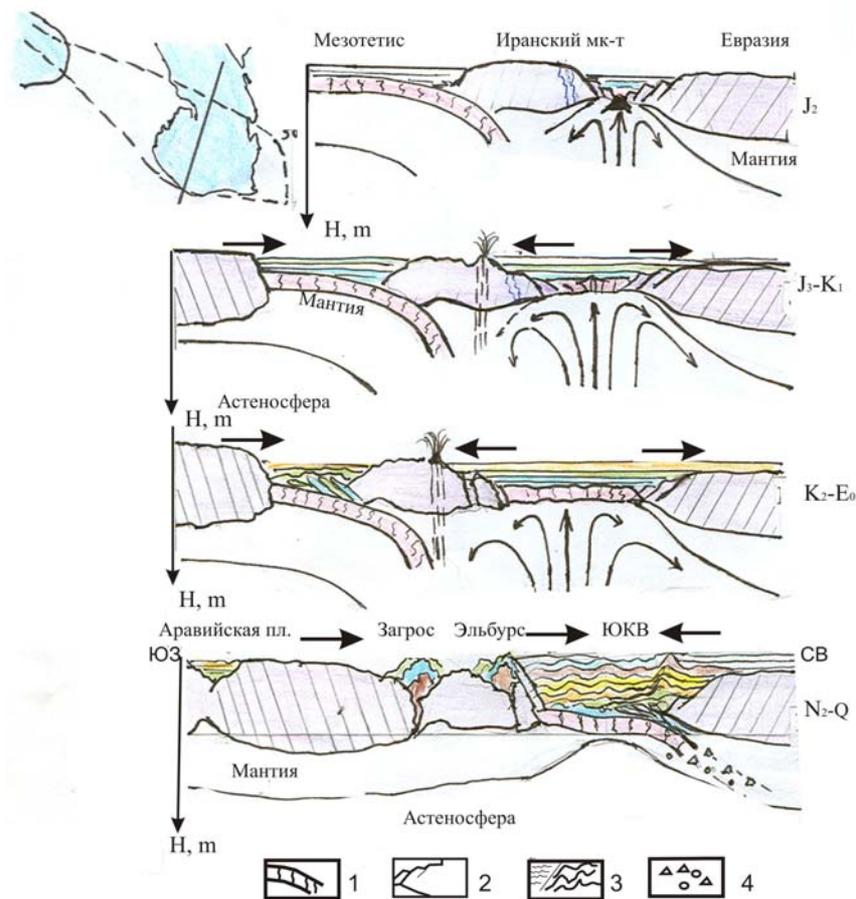


Рис. 12. Модели земной коры на этапах раскрытия рифтогенного трогов (а), образования (б) и расширения (в) Большешахкавказского окраинного моря и экстремального сокращения и прогибания его Южно-Каспийского реликта.

Таким образом, в БКОМ до олигоцена протекали почти те же геодинамические процессы, которые протекали в кайнозой в современных окраинных (задуговых) морях. Они полностью согласуются с классической моделью Карига (Karig, 1974) о поэтапном развитии впадин в окраинных морях.

В олигоцен-раннемиоценовом периоде в регионе существовал частично изолированный от мирового океана бассейн со стагнирующими условиями осадконакопления, где накапливались высокобитумозные черные глины.

На конвергентной стадии перемещение микроконтинентов на север под давлением Аравийского клина привело к сокращению и фрагментации БКОМ, поглощению большей части его консолидированной коры. Далее каждый сегмент БКОМ развивался сугубо индивидуально. Вдоль границ сближения плит возникли складчатые пояса, будь то зона субдукции с аккреционной призмой, или зоны континентальных столкновений с ростом гранито-гнейсовых выступов.

Активная субдукция КК имела место до позднего миоцена, т.е. до столкновения Закавказского микроконтинента со Скифской плитой и восточного фланга Иранского микроконтинента с Туранской плитой. В областях столкновения плит началось интенсивное воздымание горных сооружений обрамления. В среднем миоцене обособились глубоководные бассейны с океанической корой – реликты БКОМ: Восточно-Черноморская и Южно-Каспийская впадины, разделённые Закавказским микроконтинентом (этап IV) (рис. 13). Основную роль в сохранении Южнокаспийского реликта сыграли геометрия Закавказского и Иранского микроконтинентов и геодинамические процессы, приведшие к их столкновению с СТП. На западе от ЮКВ прижатый к платформе Закавказский микроконтинент сыграл роль буфера между ней и подпирающим с юга Анатолийско-Иранским блоком микроконтинентов. А восточный фланг Иранского микроконтинента, столкнувшись с Туранской платформой, послужил своего рода «упором», затормозил дальнейшее сокращение ЮКВ и способствовал росту Копетдага.

В позднем миоцене в областях контакта плит усилились силы воздымания и тангенциального сжатия горно-складчатых сооруже-

ний, происходило сближение южной цепочки горных систем (Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс) с северной цепочкой (Большой Кавказ и Копетдаг). Сближение и рост горных систем компенсировались погружением и заполнением обломочным материалом межгорных территорий и сокращением седиментационных бассейнов (рис. 13).

Рубеж миоцена-плиоцена является весьма показательным не только для эволюции Прото-Каспия, но и для компоновки континентальных блоков во всем центральном сегменте АГПП. В это время в связи с раскрытием и расширением Красного моря резко возросло распирающее давление Аравийского клина на находящиеся перед ней микроконтиненты. Колоссальные сжимающие силы с юга способствовали поддвигово-надвиговым процессам в зоне столкновения микроконтинентов, еще большему росту гор и экстремальному сжатию Южно-Каспийского бассейна. Горизонтальное сжатие и огромная изостатическая нагрузка мощной доплиоценовой осадочной толщи (более 15 км) сверху дали резкий импульс для изгиба и субдукции консолидированной коры ЮКВ под СТП. Образовался желоб – глубокий прогиб на северном борту впадины перед фронтальной поверхностью континентального склона платформы. Быстрое оседание коры в зоне ее субдукции на рубеже понт – ранний плиоцен привело к резкому понижению уровня моря (до 700-1000 м). Воды обширного понтического бассейна стягивались в замкнутое море/озеро, где шла лавинная седиментация благодаря поступлению громадного количества осадочного материала крупными (Палео-Волга, Палео-Узбой, Палео-Кура) и десятками мелких рек. В верхнем плиоцене (акчагыльский век) в связи с кратковременным повышением уровня моря была возобновлена связь с Мировым океаном.

В квартере вновь образовался замкнутый, глубоководный бассейн в Южном Каспии – реликтовая котловина с шельфово-бассейновой топографией.

Таким образом, начиная с квартера, Восточно-Кавказская, Южно-Каспийская и Копетдагская ячеи моря находятся на разных уровнях развития. Области Кавказа и Копетдага олицетворяют орогенный (коллизийный) этап (VI). Области Куринского и Западно-Туркменского

прогибов на фоне экстремального сжатия литосферы испытали подъем и замыкание. Произошло полное осушение седиментационных бассейнов и переход к континентальному режиму (этап V). Осадочный материал из КП и ЗТП выдавливался вбок – в сторону ЮКВ, где резко утяжелела земная кора. Прерванный на IV этапе в ЮКВ геотектонический цикл еще продолжается. В ней в настоящее время продолжают процессы сжатия земной коры, субдукция консолидированной коры и некомпенсированного осадконакопления с проградацией терригенных отложений на бортах.

Итак, как показывает исследование, начиная от средней юры, до квартала включительно в регионе существовало несколько тектонотипов ОБ, сменявших друг друга в пространстве и во времени, а именно: рифтогенный (средняя юра), окраинно-морской (верхняя юра – эоцен), частично изолированный от мирового океана глубоководный бассейн со стагнантными условиями осадконакопления (олигоцен – ранний миоцен), молассовые бассейны межгорных и предгорных депрессий (средний миоцен – квартал) и глубоководный некомпенсированный бассейн Южного Каспия (плиоцен-квартал).

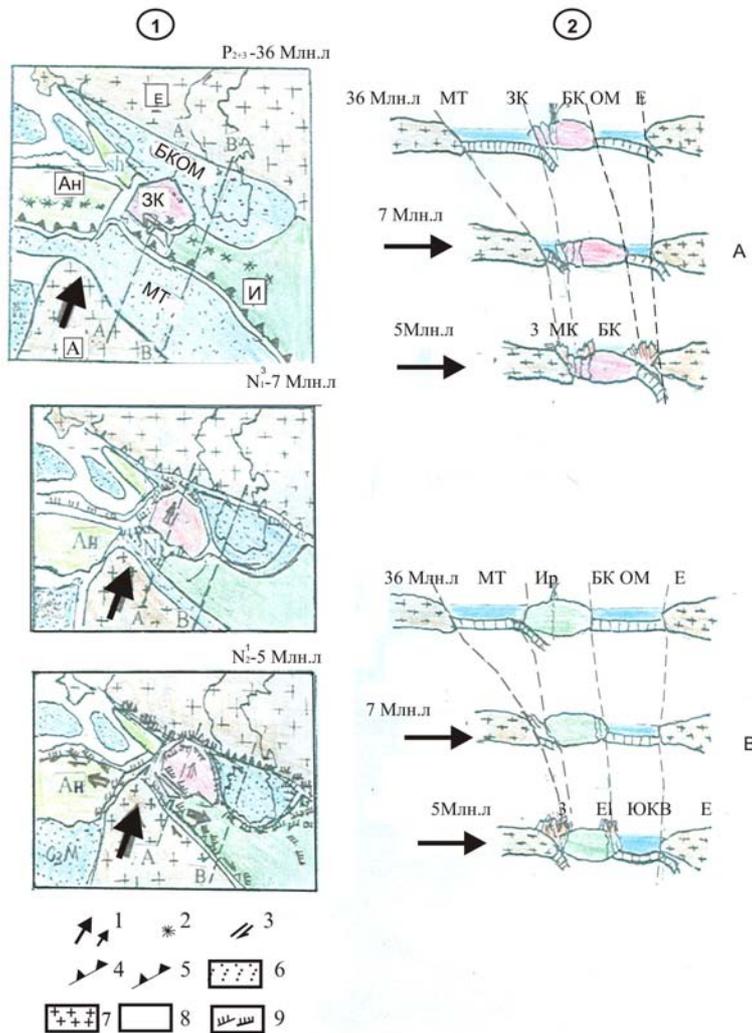


Рис. 13. Геодинамика Кавказско-Южно-Каспийского региона 36, 7 и 5 млн. лет назад. Тектоническое положение платформ и микроконтинентов на плане (1), то же самое на региональных разрезах по линиям А-А' и В-В' (2)
1 – направления движений плит; 2 – островодужные вулканы; 3 – сдвиговые разломы; 4 – глубинные разломы; 5 – линия субдукции; 6 – ОБ с океанической корой; 7 – евразийская (Е) и Аравийская (А) платформы; 8 – Иранский (И), Анатолийский (АН) Транскавказский (Т-С), N – Нахчыванский, Sh – им.Шатского микроконтиненты; 9 – складчатые зоны; БКОМ – Большекавказское окраинное море; МТ – Мезотетис, С₃М – Средиземное море; Горные системы: 3 – Загрос, МК – Малый Кавказ, А1 – Альборс

Таким образом, ССА и региональный геодинамический анализ с позиции ТЛП, дополняя друг друга, позволяют представить современный ЮКМБ как интегральный бассейн, состоящий из разнотипных элементарных бассейнов в виде эволюционного ряда в рамках одного геотектонического (альпийского) цикла.

В результате эволюции литосферы в регионе формировался уникальный нефтегазовый мегабассейн, отличающийся от внутренних и окраинных морей по ряду параметров и показателей. Осадочный бассейн Южного Каспия имеет самую тонкую консолидированную кору (6-8 км), самую большую мощность осадочного чехла (25-30 км) и характеризуется самой малой средней скоростью (2,0-4,2 км/с) продольных сейсмических волн. В большинстве осадочных бассейнов мира отношение мощностей осадочного чехла и консолидированной коры близко к единице (0,8-1,2), и только в ЮКВ это отношение равно 3-4. Низкие средние скорости в осадочных толщах и даже инверсия скоростей в некоторых интервалах разреза обусловлены очень быстрым погружением земной коры в позднем кайнозое, когда накапливалось больше половины терригенных осадков (особенно в плиоцен-квартере). Из-за быстрого погружения фундамента впадины пористые обломочные, преимущественно песчано-алевритовые толщи неогена сохранили свои коллекторские свойства.

ЮКВ и ее центриклинальные прогибы характеризуются обильными нефтегазопроявлениями, высокой плотностью открытых месторождений углеводородов, грязевым вулканизмом. Все это позволяет отнести их к числу богатейших и наиболее перспективных осадочных бассейнов мира.

Разрезы ЮКВ отличаются значительной мощностью и стратиграфической последовательностью, тогда как на перифериях (в КП и ЗТП) фиксируются длительные перерывы в осадконакоплении.

Современная тектоническая активность (частые глубокофокусные землетрясения на границе с платформой и мелкофокусные – в пределах бассейна, грязевой вулканизм, нефтяные пятна, газовые выбросы и т.д.) свидетельствует о продолжении геодинамических процессов сжатия литосферы, нагнетания пластических масс и складкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- АДАМИЯ, Ш.А., АСАНИДЗЕ, Б.З. ПЕЧЕРСКИЙ, Д.М. 1982. Геодинамика Кавказа. В. сб.: *Проблемы геодинамики Кавказа*. Наука, Москва, 13-21.
- АКСЕНОВИЧ, Г.И. и др. 1962. Глубокое сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР. Москва. 152.
- БАРАНОВА, Е.П., КОСМИНСКАЯ, Н.П., ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1990. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию. *Геофизический журнал*, 12, 5, 60-67.
- ГУЛИЕВ, И.С., ПАВЛЕНКОВА, Н.И., РАДЖАБОВ, М.М. 1988. Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле ЮКВ. *Литология и полезные ископаемые* 5, 130-136.
- ЗОНЕНШАЙН, Л.П., КУЗЬМИН, М.И., НАТАНОВ, Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. Недр. Москва. 1- 335.
- КУКАЛ, З. 1987. Скорость геологических процессов. Мир. Москва. 300.
- КУНИН, Н.Я. 1989. Строение литосферы континентов и океанов. Недр. Москва. 286.
- КУЧЕРУК, Е.В. 1990. Эволюционно-геодинамический подход к осадочным бассейнам – основа успешного применения сейсмостратиграфического анализа при поисково-разведочных работах на нефть и газ. В кн.: *Сейсмостратиграфические исследования в СССР*. Наука, Москва, 161-177.
- МАМЕДОВ, П.З. 1984. Некоторые результаты применения принципов сейсмостратиграфии при изучении нижней границы ПТ в пределах Абшеронского архипелага. *Нефтегазовая геология и геофизика*. ВНИИОЭНГ, Москва, 11, 20-23.
- МАМЕДОВ, П.З. 1992. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно-Каспийской мегавпадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат докторской диссертации. 50.
- МАМЕДОВ, П.З. 2002. Происхождение и геодинамическая эволюция ЮКВ. В сб.: *Сейсмология и факторы снижения сейсмического риска*. Баку, 98-99.
- МАМЕДОВ, П.З. 2006. Особенности земной коры ЮКВ в свете новых геофизических данных. *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 36-48.
- МАМЕДОВ, П.З. 2007. Сейсмостратиграфические (возрастные) подразделения осадочного чехла ЮКМБ. *Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов НАНА, отделение наук о Земле*, 1, 102-117.
- МАМЕДОВ, П.З. 2008. О причинах быстрого прогибания земной коры в ЮКВ. *АНХ*, 1, 8-20.
- МАМЕДОВ, П.З. 2009. Изучение земной коры ЮКМБ по данным сверхглубинной сейсмометрии и сейсмостратиграфических исследований. В сб.: *Каталог сейсмолпрогнозных наблюдений на территории Азербайджана за 2008 год*. Баку, 134-147.
- МИТЧЕЛЛ, А. И РЕДИНГ, Х. 1985. Осадконакопление и тектоника. В кн.: *Обстановки осадконакопления и фации*. II т., 227-283.
- ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1996. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры. *Геодинамика*, 4, 11-19.

- РОДКИН, М.В. 1993. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. Москва. 189.
- СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ. I и II тома. 1982. Мир. Москва. 840.
- СОКОЛОВ, Б.А. 1985. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. Недра. Москва. 1-166.
- ШЛЕЗИНГЕР, А.Е. 1998. Региональная сейсмостратиграфия. Научный Мир. Москва. 145.
- ШРЕЙДЕР, А.А., КАЗЬМИН, В.Г., ЛИГИН, В.Г. 1997. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря. *Геотектоника*, 1, 59-70.
- ХАИН В.Е., ЛОМИЗЕ М.Г. 2005. Геотектоника с основами геодинамики. МГУ. Москва. 560.
- ЯКОБСОН, А.Н. 2000. Литосфера Южного Каспия. Томографическая модель. Недра. Москва. 57-64.
- ЯНШИН, А.Л., АРТЮШКОВ, Е.В., ШЛЕЗИНГЕР, А.Е. 1997. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. *Доклады АН СССР, Геология*, 5.
- ALLEN, M., JONES, S., ISMAIL-ZADEH, A., SIMMONS, M., ANDERSON, L. 2002. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geological Society of America, Geology*, 30, 9, 775-778.
- BRUNET, M.F., BARRIER, E., EGAN, S., MAMEDOV, P.Z. et al. 2005. Tectonic and subsidence evolutions of the South Caspian basin margins in Iran and Azerbaijan. Abstract book of V International conference *Petroleum geology and hydrocarbon potential of Caspian and Black Seas region*, Baku, 87-88.
- BRUNET, M.F., KOROTAEV, M.V., ERSHOV, A.V., NIKISHIN, A.M. 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary geology*, 156, 119-148.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P. et al. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 12, 241-315.
- GOLONKA, J. W. 2000. Geodynamic evolution of the South Caspian basin. *AAPG's International Regional Conference*. Istanbul, Turkey, 40-45.
- GRANATH, J.W., SOOFI, K.A., BAGANZ, O.W., BAGIROV, E. 2000. Gravity modeling and its implications to the tectonics of the South Caspian Basin. *AAPG's International Regional Conference*. Turkey, 46-50.
- GULIYEV, I. S., MAMEDOV, P.Z., FEYZULLAYEV, A.A. et al. 2003. Hydrocarbon systems of the South Caspian Basin. Baku.
- GREEN, T., ABDULLAYEV, N., HOSSASK, J., RILEY, G., ROBERTS, A. 2009. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *The Geological Society, Special Publications*, London, 312, 241-260.
- JACKSON, J.A., PRIESTLEY, E., ALLEN, M.B. BERBERIAN, M. 2001. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Central Asia project report*, 17, 45. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- KARIG, D.E. 1974. Evolutions of arc systems in the western basific. *Annual reviews of Earth and Planetary. Sci.*, 2, 51-75.
- KNAPP, C.C., KNAPP, J.H., CONNOR, J.A. 2004. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling. *Marine and Petroleum Geology*, 3-30.
- KNAPP, J.H., DIACONESCU, C.C., CONNOR, J. 2000. Crustal-scale imaging of the Absheron Ridge (South Caspian Sea) revealed by deep seismic reflection profiling. *AAPG's Inaugural Regional International Conference*, Istanbul, Turkey, 153-154.
- LERCHE, I., ALI-ZADE, Ak., GULIEV, I., BAGIROV, E., NADIROV, R., TAGIYEV, M. AND FEIZULLAEV, A. 1997. South Caspian Basin: Stratigraphy, Geochemistry and Risk Analysis. Nafta-Press. Baku. 430.
- MAMEDOV, P.Z., STELING, C., KIECKEFOR, R., 1997. Tectonic History of the Southern Caspian Sea. *Bulletin AAPG*, 81/8, 110.
- MAMEDOV, P. 2004. Genesis and Seismic stratigraphic model of the South Caspian Megabasin architecture. South Caspian Basin: geology, geophysics, oil and gas content. Nafta-Press. Baku. 150-164.
- MANGINO, S., PRIESTLEY, K. 1998. The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophysical Journal International*, 133, 630-648.
- NAZARI, H. 2006. Analyse de la tectonic recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran. Thesis doctoral. Montpellier.
- NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B., TAGIYEV, M.F. AND LERCHE, I. 1997. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep South Caspian basin. *Marine and petroleum Geology*, 14, 383-400.
- PERRODON, A. 1985. Histoire des giandes decouvertes petrolieres. Paris. 254.
- SENGOR, A.M.C. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 181-241.
- TAGIYEV, M.F., NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B. AND LERCHE, I. 1997. Geohistory, thermal history and hydrocarbon generation history of the north-west South Caspian basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 363-382.
- STEEGLER, M.S. AND WATS, A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1-13.
- UYEDA, S. 1971. The new view of the Earth. San Francisco, 122.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 and 4. *Seismic stratigraphy, AAPG memoir*, 26, 83-97.