

**ОБРАЗОВАНИЕ СВЕРХГЛУБОКОЙ ВПАДИНЫ В ЮЖНОМ КАСПИИ ВСЛЕДСТВИЕ
ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ**

Е.В. Артюшков

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

В крупном нефтегазоносном бассейне Южного Каспия под осадками мощностью до 20—25 км залегают высокоскоростная консолидированная кора толщиной 10—18 км. Большинство исследователей относят ее к океаническому типу. Скорость погружения океанической литосферы, образовавшейся на оси спрединга, убывает во времени. В плиоцене и плейстоцене погружение коры в Южном Каспии резко ускорилось, и за это время накопилось до 10 км осадков. На океанической литосфере такое ускорение погружения невозможно. Более того, для заполнения впадины на океанической коре толщиной 10—18 км потребовалось бы примерно в 2 раза меньше осадков. Чтобы обеспечить погружение коры на ≥ 20 км, габбро в нижней коре толщиной ~ 25 —30 км должно было перейти в эклогиты, более плотные, чем мантия. Эти породы со скоростями продольных волн, близкими к скоростям в мантии, залегают под разделом Мохо. По своему составу они относятся к консолидированной коре, общая толщина которой под Южным Каспием составляет 40—50 км. Эта кора относится к континентальному типу. Резкое ускорение ее погружения в плиоцене и плейстоцене было обусловлено инфильтрацией в кору активного флюида из астеносферы, что катализовало фазовый переход габбро в эклогит. Такие быстрые погружения коры являются характерной особенностью крупных нефтегазоносных бассейнов. Под Апшероно-Прибалханским порогом и к северу от него в области шириной ~ 100 км происходят землетрясения с глубинами очагов ~ 30 —70 км. Некоторые исследователи предполагают, что здесь начинается субдукция литосферы Южного Каспия под Средний Каспий. В глубоких осадочных бассейнах на континентальной коре плотность консолидированной части литосферы превышает плотность астеносферы. В таких условиях данный слой, в принципе, может быть субдуцирован в астеносферу со срывом с него вышележащих осадков. Осадки на Апшероно-Прибалханском пороге и к югу от него сжаты не более чем на 5—10 км. Очаги землетрясений не образуют наклонной сейсмофокальной зоны, и в них преобладают растягивающие напряжения. Эти данные исключают субдукцию в мантию южно-каспийской литосферы.

Строение коры, погружение коры, фазовые переходы, реология литосферы, сейсмичность, субдукция, Южный Каспий.

**FORMATION OF THE SUPERDEEP SOUTH CASPIAN BASIN:
SUBSIDENCE DRIVEN BY PHASE CHANGE IN CONTINENTAL CRUST**

E.V. Artyushkov

The large hydrocarbon basin of South Caspian is filled with sediments that reach a thickness of 20–25 km. The sediments overlie a 10–18 km thick high-velocity consolidated crust, which is often classified as oceanic. However, subsidence of lithosphere produced in mid-ocean rifts is known to slow down with time, whereas crustal subsidence in the South Caspian basin accelerated rapidly in the Pliocene and Pleistocene, and up to 10 km of sediments were deposited for that time. This acceleration is impossible for oceanic crust, and, moreover, filling a basin upon a 10–18 km thick crust would require twice less sediments. A ≥ 20 km crustal subsidence can be provided by phase change of gabbro in a ~ 25 –30 km thick lower crust into eclogite denser than the mantle. Eclogites with P velocities about the mantle velocities were found to occur beneath the Moho and to belong compositionally to consolidated continental-type crust with its total thickness of 40–50 km in the South Caspian basin. The Pliocene-Pleistocene rapid acceleration of crustal subsidence was caused by percolation of active fluid from the asthenosphere, which catalyzed the gabbro-eclogite phase change. Rapid crustal subsidence of this kind is typical of large petroleum provinces. According to some interpretations, seismicity with ~ 30 –70 km focal depths in a ~ 100 km wide zone beneath the Apsheron-Balkhan sill and north of it is associated with the onset of subduction of the South Caspian lithosphere beneath the Central Caspian basin. Consolidated lithosphere in deep continental sedimentary basins being denser than asthenosphere, the lithospheric layer can, in principle, subduct into the asthenosphere, and the overlying sediments can be delaminated. Subduction into the mantle beneath the South Caspian basin is incompatible with the only 5–10 km shortening of sediments in the Apsheron-Balkhan sill and south of it and with the position of earthquake sources, which make no seismic focal zone and show mostly extension mechanisms.

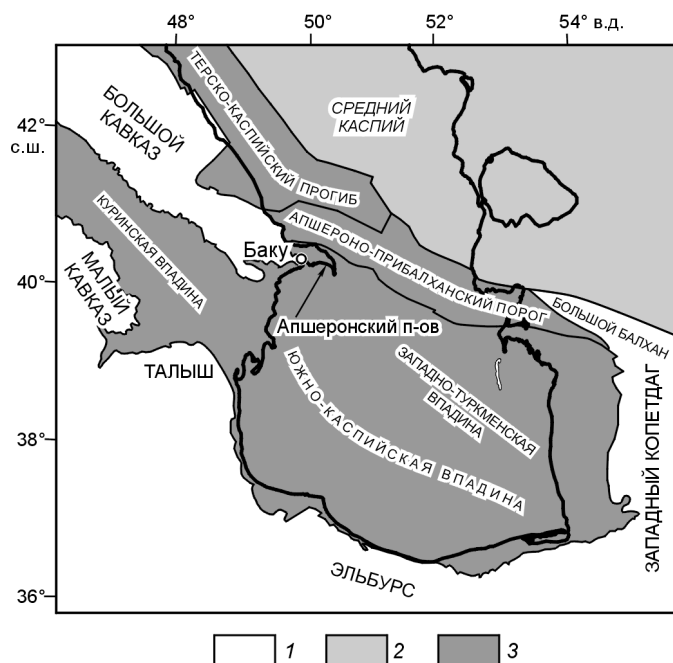
Crustal structure, crustal subsidence, phase change, lithospheric rheology, seismicity, subduction, South Caspian basin

ВВЕДЕНИЕ

Внутри континентов и на их окраинах существуют ряд прогибов, где мощность осадков достигает 15—20 км и более. К ним относятся, в частности, Южно-Каспийская, Черноморская и Баренцевская впадины. В их глубоких частях консолидированная кора утонена до 10—15 км, а скорости продольных волн в ней характерны для базальтового слоя. На этом основании такую кору часто относят к океаническому типу [Верба и др., 2001; Jackson et al., 2002; и др.]. Недавно удалось установить [Артюшков, 2005; Артюшков, Егоркин, 2005], что в глубоких частях Баренцевской и Прикаспийской впадин залегает континентальная кора, испытавшая крупные погружения вследствие фазовых переходов с уплотнением пород основного состава. Такой вывод следует из того, что мощность осадков (до 18—22 км) в них значительно выше, чем требуется для заполнения впадин на океанической коре с такой же толщиной (12—15 км). Кроме того, в Баренцевской и Прикаспийской впадинах погружение продолжалось на протяжении нескольких сотен миллионов лет, что в несколько раз превышает характерное время погружения океанической коры (~80 млн лет). Под разделом Мохо во впадинах залегает мощный слой эклогитов со скоростями продольных волн, примерно такими же, как и в мантийных перидотитах.

Нефтегазоносный бассейн Южного Каспия (рис. 1) является одним из самых глубоких на Земле. Судя по данным глубинного сейсмического зондирования [Neprochnov, 1968; Баранова и др., 1990] и сейсмического профилирования на отраженных волнах [Глумов и др., 2004; Knapp et al., 2004] мощность осадков в нем достигает 15—25 км и более, а консолидированная кора утонена, по крайней мере, до ~10—12 км. Скорости продольных волн V_p в ней повышены до 6.6—6.9 км/с [Баранова и др., 1990] или даже до 7.1 км/с [Jackson et al., 2002], что рассматривается как указание на океаническую природу коры. Расхождения касаются в основном времени и тектонической обстановки ее образования. Чаще всего предполагается, что Южно-Каспийская впадина — это остаток океана Тетис [Dercourt et al., 1986; Nadirov et al., 1997], либо мезозойского или раннекайнозойского задугового бассейна [Zonenshain, Le Pichon, 1986; и др.]. В работе [Şengör, 1990] она рассматривается как океаническая структура типа пул-апарт, возникшая на поздне-меловой зоне сдвига, параллельной Кавказу, Эльбурсу и Копетдагу. Согласно другому объяснению, Южно-Каспийская впадина возникла в результате уплотнения пород основного состава в нижней части континентальной коры за счет фазового перехода габбро—эклогит с повышением скоростей упругих волн до значений, типичных для мантии [Артюшков, 1993]. В таком случае раздел Мохо здесь пройдет не по кровле мантии, а по верхней границе сильно метаморфизованных плотных пород нижней коры.

Судя по проявлению землетрясений на глубинах до ~70 км, а также по распределению аномалий силы тяжести в свободном воздухе, считается, что на северной окраине впадины происходит субдукция ее океанической литосферы под Апшероно-Прибалханский порог [Jackson et al., 2002; Allen et al., 2002; Knapp et al., 2004]. Высказывалось также предположение о субдукции литосферы Южного Каспия под Эльбурс на юге [Axeh et al., 2001]. В настоящей работе проводится анализ геолого-геофизических данных о строении и истории развития Южно-Каспийской впадины. Это позволяет установить природу ее коры и обсудить, происходит ли здесь субдукция.



СТРОЕНИЕ КОРЫ

Южно-Каспийская впадина глубиной ≥ 20 км (см. рис. 1, 2) расположена в средней части Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Вдоль ее северной окраины проходит Апшероно-Прибалханский порог, соединяющий складчатые сооружения Большого Кавказа и Копетдага. С севера к впадине прилегает осадочный бассейн Среднего Каспия на континентальной коре с мощностью осадков до

Рис. 1. Основные тектонические структуры южной части Каспийского моря и прилегающих областей ([Международная тектоническая..., 2003] с изменениями).

1 — складчатые сооружения альпийского возраста, 2 — осадочные бассейны Среднего Каспия и прилегающей части Туранской платформы, 3 — глубокие осадочные бассейны Южного Каспия и прилегающих областей.

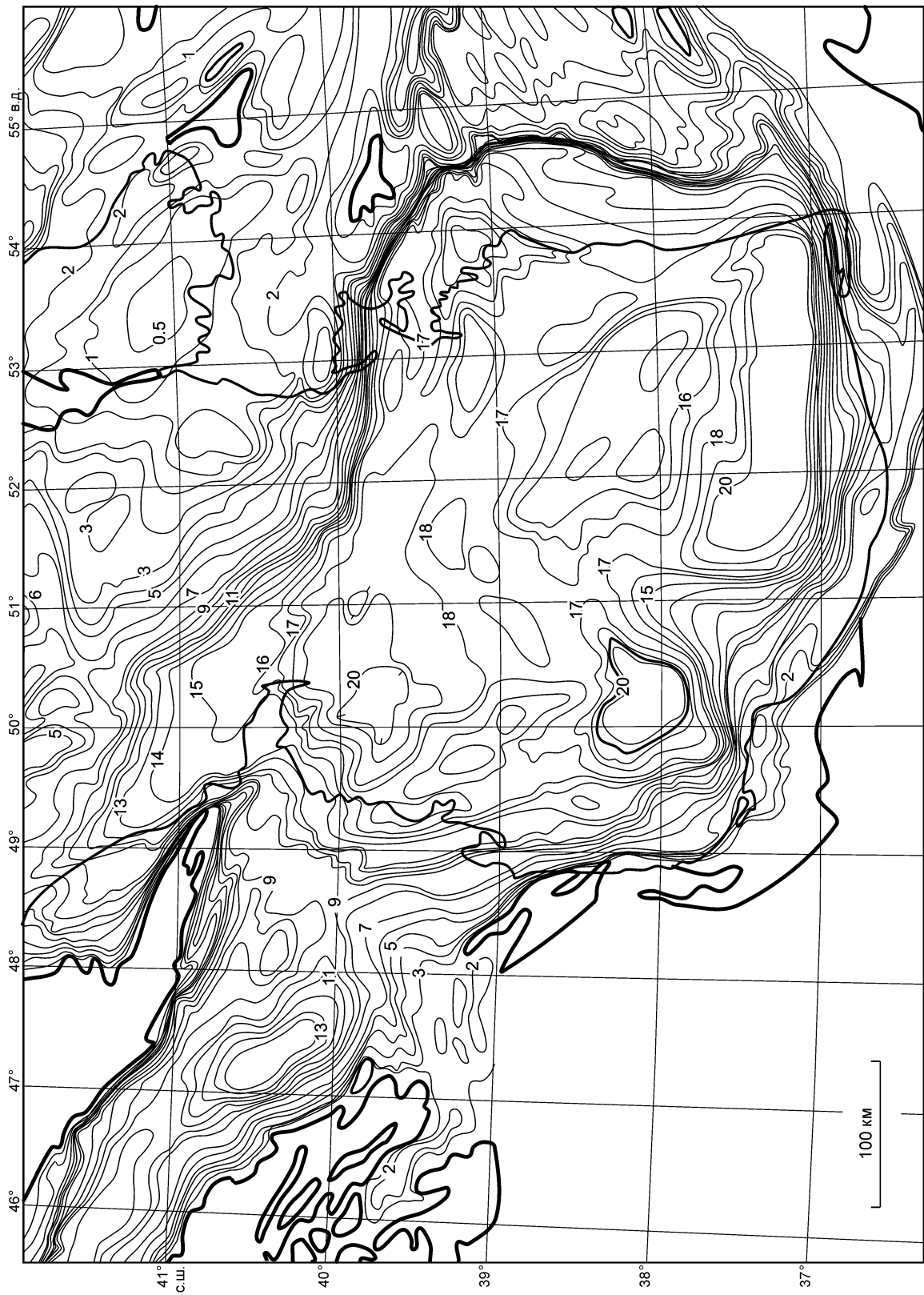


Рис. 2. Глубина фундамента в Южном Каспии и прилегающих областях (км) ([Глумов и др., 2004] с изменениями).

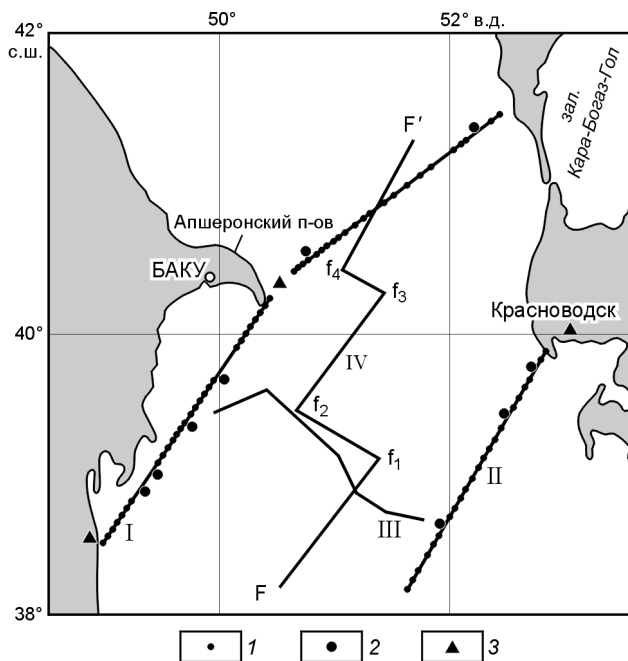


Рис. 3. Расположение профилей ГСЗ (I, II) в Южном и Среднем Каспии, переинтерпретированных в 1990 г. ([Баранова и др., 1990] с изменениями), и профилей сейсмического профилирования III, IV (линия F—F') осадочного чехла впадины [Глумов и др., 2004].

1 — пункты взрывов на профилях I, II; 2 — донные станции; 3 — наземные станции.

5—7 км. К западу от впадины расположена Куринская депрессия глубиной до 15 км. На востоке Южно-Каспийская впадина переходит в Западно-Туркменскую глубиной до 10—12 км, возможно, до 20—30 км на северо-востоке [Международная тектоническая..., 2003]. С востока Западно-Туркменская впадина ограничена складчатым сооружением Копетдага. На юге и юго-западе к Южному Каспию прилегают складчатые сооружения Эльбурса и Талыша.

Северная половина Южного и Средний Каспий покрыты густой сетью сейсмических профи-

лей [Глумов и др., 2004, рис. 12, 13]. Карта глубины фундамента, построенная там же на этой основе, показана на рис. 2. Для южной, иранской, части впадины она достаточно условна, поскольку здесь использовались в основном гравиметрические данные. В 1956 г. в Южном и Среднем Каспии были проведены глубинные сейсмические зондирования [Аксенович и др., 1962; Negrohnov, 1968]. По исходным данным ГСЗ на основе современных методов для профилей I и II (рис. 3) построены скоростные модели (рис. 4) [Баранова и др., 1990]. На профиле I (см. рис. 4, а) мощность осадков $h_{oc} = 25—28$ км, консолидированная кора утонена до $h_{kc} = 5—6$ км, а раздел Мохо приподнят до глубины 30—35 км. В северо-восточном направлении мощность осадков быстро убывает, толщина коры возрастает, и раздел Мохо погружается до 50 км. На профиле II (см. рис. 4, б) h_{oc} достигает 22 при $h_{kc} = 12$ км, а раздел Мохо расположен на глубине 30—35 км. Переход к прилегающей с северо-востока платформе очень резкий, поэтому здесь показан крутой разлом.

На обоих профилях низкие скорости продольных волн $V_p \leq 4.8$ км/с сохраняются в осадках вплоть до фундамента, до глубин ≥ 20 км, чего в других сверхглубоких осадочных бассейнах не наблюдается. Столь низкие скорости связывают со слабым уплотнением осадков, с сохранением высокой пористости, обеспечивающей хорошие коллекторские свойства [Баранова и др., 1990].

Точность определения глубины фундамента и раздела Мохо, по данным ГСЗ, составляет 2—3 км. Поэтому при малой толщине консолидированной коры (h_{kc}) точность определения h_{kc} невелика и, скорее всего, h_{kc} лежит в пределах от 5 до 15 км. Из-за того, что консолидированная кора в глубокой части впадины очень тонкая, скорости продольных волн в ней также определяются с низкой точностью. Поэтому значения V_p , показанные для этого слоя на рис. 4, достаточно условны. По данным сейсмического профилирования были построены также два коротких профиля в северной части впадины [Knapp et al., 2004]. Мощность осадков здесь оценивается в 26—28 при $h_{kc} = 10$ км. Авторы этих профилей относят данный слой к океаническому типу.

На основе полученных ранее данных ГСЗ, а также по нескольким наблюдениям за обменными и поверхностными волнами на суше, был построен субширотный профиль, показанный на рис. 5 [Jackson et al., 2002]. В его западной части, под Куринской депрессией, и в восточной, под Туркменией, залегает типичная континентальная кора с гранитным слоем. Под Южным Каспием консолидированная кора с $V_p = 7.1$ км/с утонена до 12 км на западе и до 18 км на востоке.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАСЕЙНА

Южно-Каспийская впадина — это крупный нефтегазоносный бассейн с запасами углеводородов в 8—9 млрд т условного топлива [Глумов и др., 2004]. В осадочном чехле здесь выделяются два основных комплекса, фрагменты пород которых выносятся на поверхность в грязевых вулканах [Григорьянц, 2001]. Нижний комплекс мощностью ~10 км представлен в основном глубоководными глинами, отлагавшимися с палеоцена и до конца миоцена. Основным источником углеводородов являются высокобитуминозные

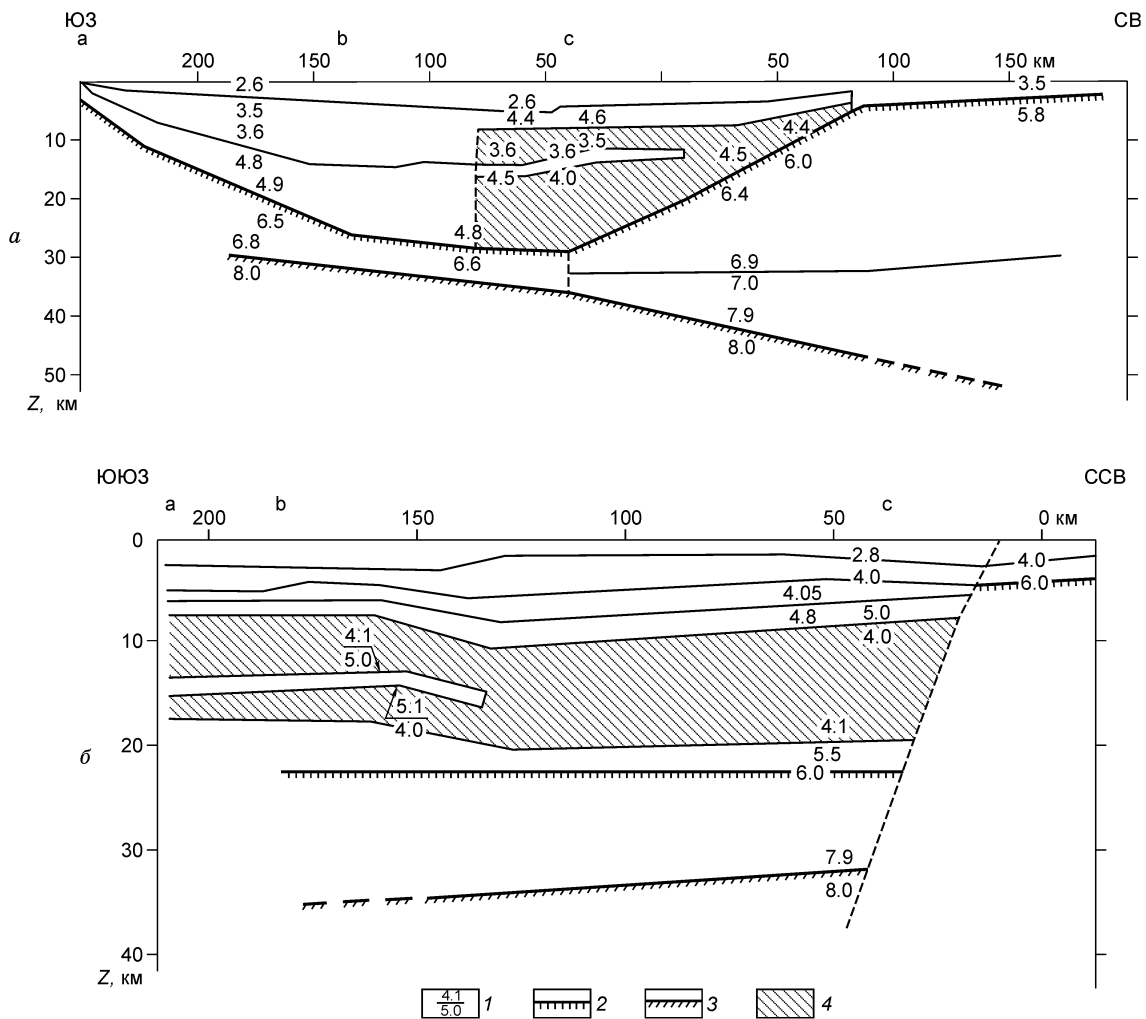


Рис. 4. Строение коры на профилях ГСЗ I (а) и II (б), расположение которых показано на рис. 3 ([Баранова и др., 1990] с изменениями).

1 — границы, на которых наблюдается скачкообразное изменение скоростей продольных волн; 2 — поверхность фундамента; 3 — раздел Мохо; 4 — области инверсии скорости. Точки а, б, с — пояснение в тексте.

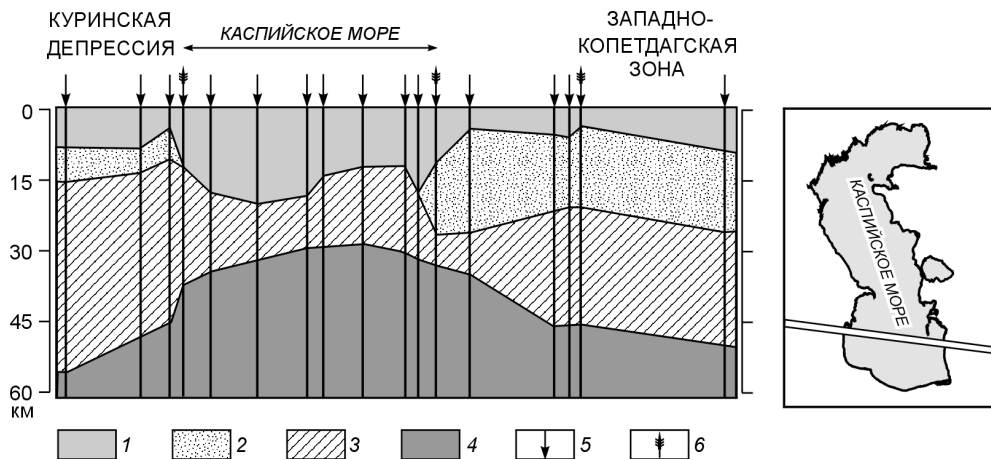


Рис. 5. Строение коры в западной части Куринской впадины, Каспийском море и прилегающей к нему с востока области по данным ГСЗ и наблюдениям за обменными волнами ([Jackson et al., 2002] с изменениями).

1 — осадки; 2, 3 — слои: 2 — гранитный ($V_p = 5.8 - 6.5$ км/с), 3 — базальтовый ($V_p = 6.5 - 7.8$ км/с); 4 — верхняя мантия; 5 — линии регистрации сейсмических отражений; 6 — местоположение сейсмоприемников.

майкопские глины олигоцена и нижнего миоцена мощностью от нескольких сотен метров до 2—3 км [Jones, Simmons, 1997; Глумов и др., 2004]. В среднем миоцене содержание органики достигает 10 % и более. Предполагается [Мамедов, 1992], что на западе впадины в основании разреза залегают юрские вулканиды, слой которых протягивается сюда из Куруинской депрессии, а на востоке фундамент перекрыт меловыми осадками.

Образование нижнего комплекса осадков завершилось в позднем миоцене, когда, вскоре после мессинского кризиса солености, 5 млн лет назад Каспийский бассейн был отрезан от Черного моря. С этого времени началось накопление верхнего комплекса мощностью ~10 км. Врез русла Палеоволги в Среднем Каспии до 600—700 м [Гаджиев, Попков, 1988] указывает на то, что в раннем плиоцене уровень моря в Южном Каспии мог быть на ~800—1000 м ниже уровня океана. Тем не менее на западе области еще сохранялась глубоководная впадина [Глумов и др., 2004]. Судя по высоте отложений дельт рек, стекавших во впадину, глубина воды в ней была около 1 км. В раннем плиоцене в Южном Каспии шло быстрое накопление песков, песчаников и глин балаханской серии, представляющей собой продуктивную толщу. В восточной части впадины она содержит большой объем красноцветов и носит название красноцветной серии. На большей части площади мощность продуктивной серии раннего плиоцена составляет 3—4 км. На западе прогиба, в Южно-Апшеронской впадине, она доходит до 7—8 км. В позднем плиоцене весь Каспийский бассейн был вновь заполнен водой. За поздний плиоцен и плейстоцен в Южном Каспии накопилось еще 3—5 км осадков.

Современная глубина воды в Южном Каспии (1 км) близка к той, которая была характерна для начала плиоцена. В то время уровень моря в бассейне был, однако, ниже современного на $\Delta h \sim 800\text{—}1000$ м. Чтобы заполнить осадками с плотностью ρ_{oc} сухую впадину глубиной Δh , с учетом изостатического погружения коры под нагрузкой осадков, их мощность должна быть равна

$$h_{oc} = [\rho_m / (\rho_m - \rho_{oc})] \Delta h, \quad (1)$$

где $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии. Осадки в Южно-Каспийской впадине слабо уплотнены [Narimanov, 1993] их средняя плотность (ρ_{oc}) вряд ли превышает 2500 кг/м^3 [Brunet et al., 2003]. Подставляя в (1) ($\rho_{oc} = 2500 \text{ кг/м}^3$, $\Delta h = 1 \text{ км}$, находим $h_{oc} \approx 3\text{—}4 \text{ км}$. Мощность верхнего комплекса (~10 км) на 6—7 км больше. Отсюда следует, что за последние 5 млн лет до 6—7 км осадков накопились за счет погружения коры.

Нижний комплекс осадков формировался, по крайней мере, с начала кайнозоя [Zonenshain, Le Pichon, 1986], а, скорее всего, с мезозоя [Dercourt et al., 1986; Şengör, 1990; Nadirov et al., 1997]. Об этом свидетельствует и вынос грязевыми вулканами Бакинского архипелага известняков юры и мела [Григорьянц, 2001; Глумов и др., 2004]. Таким образом, отложение осадков нижнего комплекса мощностью ~10 км заняло не менее 50 млн лет, а скорее, 100—150 млн лет. Осадконакопление происходило в условиях дефицита осадков, поскольку высоких гор вблизи впадины в то время еще не было. Верхний комплекс примерно такой же мощности накопился за последние 5 млн лет. В это время на Большом и Малом Кавказе, в Тальше, Эльбурсе и Копетдаге происходил интенсивный размыв быстро растущих горных сооружений, что обеспечило принос реками во впадину больших объемов осадков. В результате по ее краям осадконакопление в основном компенсировало погружение.

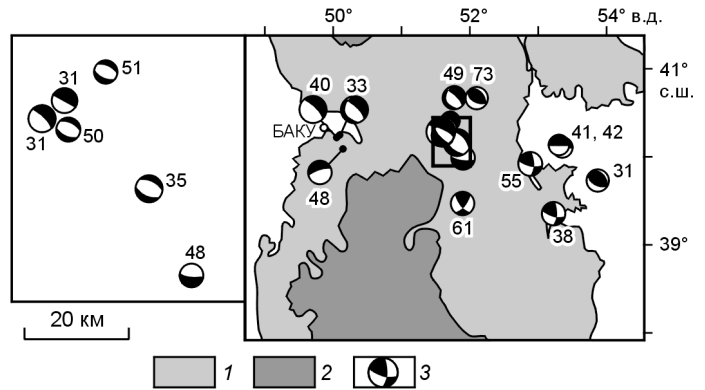
МАЛЫЙ ВКЛАД УПРУГОГО ИЗГИБА ЛИТОСФЕРЫ В ЕЕ ПОГРУЖЕНИЕ

Как отмечалось, кору Южного Каспия обычно относят к океаническому типу. В таком случае образование нижнего комплекса отложений мощностью ~10 км можно было бы связать с заполнением осадками начальной океанической впадины. Погружение океанической коры, образовавшейся на оси спрединга, продолжается около 80 млн лет, быстро затухая во времени [Watts, 2001]. В Южном Каспии погружение началось 50—150 млн лет назад. К плиоцену основная часть погружения океанической коры, или даже все погружение, уже завершились бы. В плиоцене и плейстоцене погружение, однако, резко ускорилось с накоплением ~10 км осадков.

Вдоль северного склона впадины протягивается Апшероно-Прибалханский порог (см. рис. 1). Он соединяет Большой Кавказ и Копетдаг, где в неогене проявилось сильное сжатие. Поэтому предполагается, что в районе порога океаническая кора Южного Каспия испытывает субдукцию на север под Средний Каспий [Jackson et al., 2002; Allen et al., 2002]. В качестве основного аргумента используются многочисленные землетрясения с очагами на глубинах ~30—70 км (рис. 6). Резкое ускорение погружения в Южном Каспии объясняют упругим изгибом океанической литосферы по направлению к данной конвергентной границе [Allen et al., 2002], как это происходит в глубоководных желобах на активных окраинах. Крупное новейшее погружение в Южном Каспии произошло одновременно с поднятием в

Рис. 6. Фокальные механизмы и глубины очагов сильных землетрясений (км) с глубинами ≥ 30 км на севере Южного и на юге Среднего Каспия ([Jackson et al., 2002] с изменениями).

1 — мелководные, 2 — глубоководные впадины; 3 — фокальные механизмы землетрясений. Слева показана в более крупном масштабе группа очагов, расположенных в прямоугольнике.



примыкающем к нему с юга горно-складчатом сооружении Эльбурса [Alavi, 1994]. Согласно другой точке зрения, погружение было обусловлено нагрузкой Эльбурса [Ahen et al., 2001].

Упругий изгиб литосферы должен нарастать по мере приближения к конвергентной границе. На профиле (рис. 4, а) существование такой границы под Апшероно-Прибалханским порогом предполагается в наиболее глубокой части впадины в районе точки с. С приближением к ней с юго-востока, от точки а, наклон фундамента не увеличивается, а сильно уменьшается. На участке bc он примерно в 5 раз меньше, чем на участке ab. На профиле (см. рис. 4, б) в глубокой части впадины по мере приближения к ее северной границе глубина фундамента не увеличивается, а слегка уменьшается.

Следует отметить, что данные ГСЗ не позволяют выявить неоднородности строения коры шириной в десятки километров и менее. Поэтому изгиб фундамента на коротком расстоянии вблизи предполагаемой конвергентной границы на севере Южного Каспия (см. рис. 4) может быть пропущен. В работе [Knapp et al., 2004] вблизи Апшероно-Прибалханского порога на расстоянии 25 км выделен изгиб фундамента с его погружением к северу на 5 км. Из-за больших деформаций осадочного чехла грязевыми диапирами непрерывная слоистость в нижней части осадочного чехла здесь почти не прослеживается. Поэтому вывод указанной работы остается неоднозначным. Даже если вблизи порога в отдельной области и проявляется изгиб фундамента, то он не влияет на погружение в расположенной южнее части впадины шириной ~250 км.

Над глубоководными желобами на активных окраинах существуют большие отрицательные аномалии силы тяжести. Они в свободном воздухе наблюдаются и вблизи Апшероно-Прибалханского порога в полосе шириной до 100 км. По мере приближения к порогу с юга их интенсивность возрастает в среднем на 60 мГал, что также рассматривается как указание на субдукцию южно-каспийской литосферы на север [Allen et al., 2002]. В областях, где рельеф и строение коры сильно изменяются по площади, аномалии в свободном воздухе представляют собой достаточно грубую характеристику отклонений коры от изостатического равновесия. В таких условиях необходим расчет изостатических аномалий силы тяжести с учетом аномальных масс в радиусе порядка 200 км. Такой расчет показал, что над Апшероно-Прибалханским порогом, а также к югу и к северу от него действительно существуют большие отрицательные изостатические аномалии силы тяжести [Кабан и др., 1998; Kaban, 2002]. На северо-западе Южного Каспия и на юго-западе Среднего Каспия они достигают 120 мГал. Далее к югу в области шириной ~250—300 км преобладают положительные изостатические аномалии силы тяжести, которые плавно изменяются по площади и находятся на уровне от нескольких десятков до 50—70 мГал. Таким образом, если на севере впадины и имеет место погружение литосферы за счет ее изгиба, то на основную часть площади впадины он не распространяется.

На рис. 7 представлен разрез IV через среднюю и северную части Южно-Каспийской впадины [Глумов и др., 2004]. Вертикальный масштаб здесь в 10 раз больше горизонтального. На разрезе достоверно определяется возраст отражающих горизонтов вплоть до глубины 10—12 км. Для больших глубин конфигурация слоев определяется точно, но интерпретация их возраста менее надежна. В районе Апшероно-Прибалханского порога показан подъем к северу на 7 км подошвы продуктивной толщи N_2^{pr1} . Это исключает здесь изгиб фундамента с его погружением к северу.

По южной, иранской, части Южного Каспия опубликованные данные сейсмического профилирования отсутствуют. Карты глубин фундамента (см. рис. 2) для этой области строятся главным образом на основе гравиметрических данных. Отсутствие здесь интенсивных отрицательных изостатических аномалий силы тяжести практически исключает значительный изгиб литосферного слоя по направлению к Эльбурсу. Вблизи него мощность осадков невелика (1—2 км), с удалением от этого горного хребта она возрастает, достигая ~20 км на расстоянии ~100 км от его края (см. рис. 2). Такое изменение мощности осадков прямо противоположно тому, которое можно было бы ожидать в случае изгиба литосферы

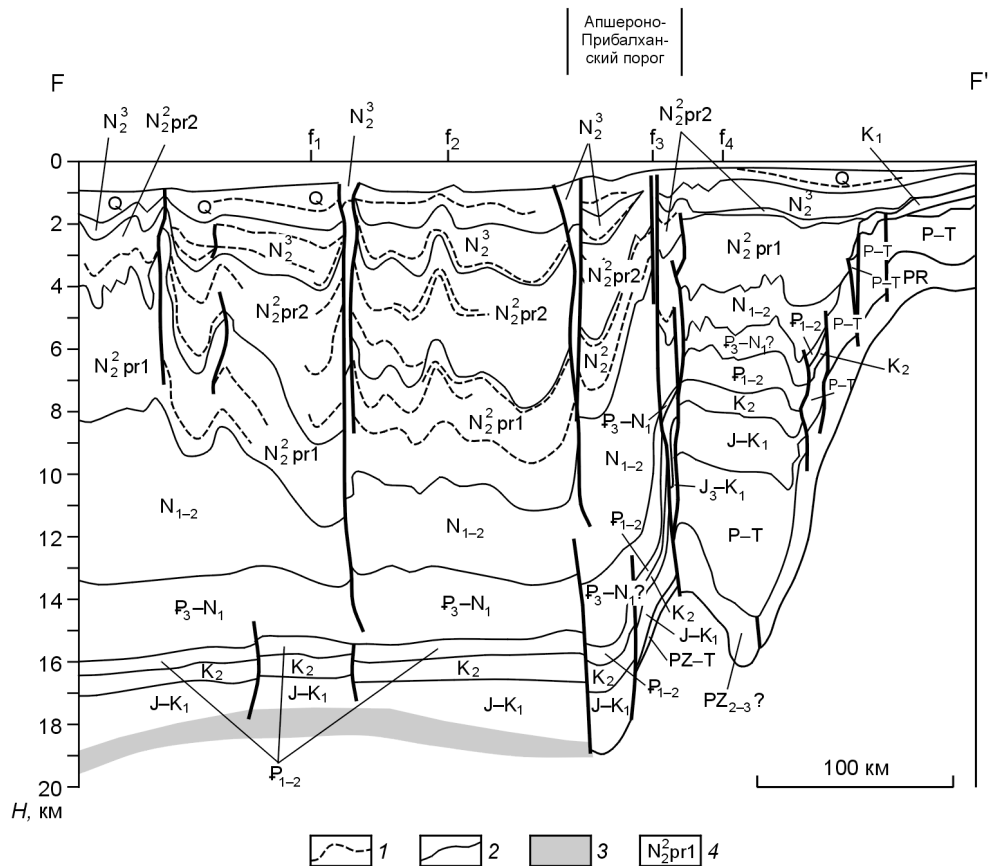


Рис. 7. Разрез верхней части осадочного чехла Южного Каспия, полученный в результате сейсмического профилирования на отраженных волнах по линии F—F' (см. на рис. 3, профиль IV) ([Глумов и др., 2004] с изменениями).

1 — возрастные границы; 2 — отражающие горизонты; 3 — кристаллическое основание; 4 — продуктивная толща и ее номер.

Южного Каспия под нагрузкой горного сооружения Эльбурса, предполагаемого авторами работы [Ахен et al., 2001].

Субдукция литосферы Южного Каспия на юг под Эльбурс не подтверждается и сейсмическими данными [Jackson et al., 2002]. Как показывает анализ фокальных механизмов землетрясений, в Эльбурсе происходит сжатие коры, сопровождающееся левосторонним сдвигом вдоль его северной части. Глубина надежно определяемых очагов сильных землетрясений здесь не превышает 15 км.

МОЩНОСТЬ ОСАДКОВ, НЕОБХОДИМАЯ ДЛЯ ЗАПОЛНЕНИЯ ВПАДИНЫ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

Толщина базальтовой океанической коры h_k^0 примерно равна 7 км и выдержана на преобладающей части площади ее распространения [White et al., 1992]. За пределами разрастающихся хребтов, в океанических котловинах, при такой толщине коры глубина воды в среднем составляет $h_B^0 \approx 5.5$ км [Cloos, 1993]. На профилях (см. рис. 4, 5) толщина консолидированной коры в Южном Каспии изменяется h_{kc} от 5—10 до 12—18 км. Значительные изменения мощности океанической коры на коротких расстояниях (см. рис. 5) встречаются редко. Области с высокими значениями $h_{kc} = 12—18$ км характерны для горячих пятен и океанических плато, в сумме покрывающих лишь малую часть площади океанов [Геолого-геофизический..., 1975; Международный геолого-геофизический..., 1989—1990, 2003]. В этих условиях существование океанической коры в Южном Каспии маловероятно.

В условиях изостатического равновесия океанические впадины с корой толщиной h_k будут полностью компенсированы осадками мощностью

$$h_{oc} = [(\rho_m - \rho_b)/(\rho_m - \rho_{oc})]h_B^0 - [(\rho_m - \rho_{ок})/(\rho_m - \rho_{oc})](h_k - h_k^0). \quad (2)$$

Здесь $\rho_{ок} = 2900$ кг/м³ — плотность океанической коры. При толщине океанической коры $h_k = 12—18$ км в средней части впадины

$$h_{oc} \approx 9.5 - 12.7 \text{ км.} \quad (3)$$

Здесь в двух областях мощность осадков достигает, по крайней мере, 20 км (см. рис. 2). Глубина воды в Южном Каспии достигает 1 км. Ее замещение осадками с изостатическим погружением коры под их нагрузкой потребовало бы накопления еще ~3 км осадков. После этого мощность осадков достигла бы ~23 км, что примерно в 2 раза больше величины соотношением (3). Такая же ситуация характерна для профилей, представленных на рис. 4, а, б.

Высокая мощность осадков в Южно-Каспийской впадине несовместима и с существованием в ней субокеанической коры. Кора данного типа легче океанической, и на ней накопилось бы меньше осадков. Еще меньше осадков потребовалось бы для заполнения впадины на менее плотной континентальной коре, утоненной за счет растяжения. Это исключает данный механизм образования впадины, тем более, что во время новейшего погружения в ней преобладало не растяжение, а сжатие.

МОЩНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ПОД ЮЖНЫМ КАСПИЕМ

Чтобы удерживать консолидированную кору на глубине ~20 км, под разделом Мохо в Южном Каспии должен залегать мощный слой пород, более плотных, чем мантийные перидотиты. Из пород, широко распространенных в верхних слоях Земли, такие плотности имеют только эклогиты и гранатовые гранулиты основного состава [Соболев, Бабейко, 1994; Christensen, Mooney, 1995]. Скорости продольных волн в них примерно такие же, как в мантийных перидотитах. По сейсмическим данным, в Южном Каспии эти породы относят к мантии, помещая их под разделом Мохо. По среднему основному химическому составу такие породы относятся к земной коре. Поэтому толщина консолидированной коры под Южным Каспием в действительности сильно превышает значения 10—18 км, определяемые по сейсмическим данным (см. ниже), и эта мощная кора относится к континентальному типу.

Ранее было установлено широкое проявление погружений континентальной коры, обусловленных фазовым переходом габбро в низах коры в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты [Артюшков, Беэр, 1987; Артюшков, 1993, 2005; Artyushkov et al., 2000; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.]. В сухих условиях переход развивается крайне медленно и обеспечивает компенсированное осадконакоплением погружение коры со скоростями ~10—100 м/млн лет, что обычно происходит в шельфовых условиях. В присутствии небольших объемов водосодержащего флюида переход ускоряется на несколько порядков величины [Austreheim, 1998]. В отдельные эпохи во многих осадочных бассейнах из небольших мантийных плюмов в нижнюю кору поступал активный флюид, что резко ускоряло эклогитизацию или гранулитизацию габброидов и, следовательно, уплотнение пород за счет фазовых переходов, а также вызывало быстрые погружения [Артюшков, 1993]. В результате за 1—10 млн лет обычно формировались глубоководные впадины. Так, в частности, в поздней юре образовалась относительно глубоководная впадина Баженовского моря в Западной Сибири [Артюшков, Беэр, 1987; Артюшков, 1993]. Быстрые погружения коры, обусловленные эклогитизацией (гранулитизацией), проявлялись и во многих других крупных нефтегазоносных бассейнах, в том числе, в районе Персидского залива, в Прикаспийской впадине и в Баренцевом море. Такие погружения служат характерным признаком нефтегазоносных бассейнов [Там же].

Судя по высокой скорости и большой амплитуде, плиоцен-четвертичное погружение в Южном Каспии также было обусловлено эклогитизацией (гранулитизацией) при инфильтрации в нижнюю кору активного флюида из астеносферы. Быстрые погружения коры, по-видимому, происходили здесь и раньше. Грязевыми вулканами на поверхность выносятся глубоководные осадки с возрастом от палеоцена и до миоцена включительно. В течение всего этого времени в Южном Каспии существовала глубоководная впадина, где накопилось ~10 км осадков. Первое быстрое погружение коры произошло, вероятно, в начале кайнозоя или в конце мела. На рубеже эоцена и олигоцена в Северном Крыму, Предкавказье, в Среднем Каспии и на Туранской платформе быстрым погружением коры была образована протяженная система глубоководных прогибов [Гаджиев, Попков, 1988; Artyushkov et al., 2000; и др.]. Судя по тому, что быстрое погружение проявилось также в Куринской впадине [Международная тектоническая..., 2003], скорее всего, в данную эпоху такое погружение произошло и в Южном Каспии, что привело к значительному углублению впадины.

Быстрые погружения коры, не связанные с ее растяжением или изгибом по направлению к конвергентной границе, служат дополнительным указанием на континентальную природу коры в Южном Каспии. В наиболее глубоких частях впадины толщина консолидированной коры над разделом Мохо не превышает 10—12 км. В конце миоцена, перед началом быстрого новейшего погружения, на ней залегали ~10 км осадков. В то время данный слой располагался на глубинах 10—22 км при давлениях не более 600 МПа (6 кбар). При этом фазовые переходы в породах основного состава могут обеспечить лишь небольшое увеличение плотности $\leq 100 \text{ кг/м}^3$ [Cloos, 1993; Bousquet et al., 1997; Добрецов и др., 2001; Кориковский, 2002]. Допустим, что базальты (габбро) плотностью $\rho_{гб}$ в слое толщиной $h_{гб}$ перешли в

основные гранатовые гранулиты с плотностью $\rho_{\text{гл}}$. При сохранении изостатического равновесия это приведет к погружению коры с накоплением осадков мощностью

$$h_{\text{ос}} = (\rho_{\text{м}}/\rho_{\text{гл}}) [(\rho_{\text{гл}} - \rho_{\text{гб}})/(\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{ос}})]h_{\text{гб}}. \quad (4)$$

Положим $h_{\text{гб}} = 10\text{—}12$ км, $\rho_{\text{гл}} - \rho_{\text{гб}} \leq 100$ кг/м³. Тогда, как следует из (4), $h_{\text{ос}} \leq 1.3\text{—}1.6$ км, что много меньше амплитуды новейшего погружения в Южном Каспии. Таким образом, на океанической коре новейшее погружение здесь было бы невозможным.

Базальтовый слой континентальной коры залегает на больших глубинах, где за счет фазовых переходов возможно его более значительное уплотнение (см., например, [Добрецов и др., 2001, рис. 6.49; Doin, Nengy, 2001, рис. 1]). Кроме того, этот слой обычно в несколько раз толще океанической коры. Поэтому в отсутствие сильного растяжения или изгиба литосферы быстрые и крупные погружения возможны только на континентальной коре — за счет эклогитизации (гранулитизации) пород основного состава в ее нижней части. Положим начальную плотность габбро в нижней коре $\rho_{\text{гб}} = 2930$ кг/м³. Подставляя в (4) $h_{\text{ос}} = 23$ км вместе с плотностью эклогитов $\rho_3 = \rho_{\text{гл}} = 3500\text{—}3600$ и $\rho_{\text{ос}} = 2500$ кг/м³, находим, что для погружения в Южном Каспии потребовалась эклогитизация слоя габбро толщиной до 31—35 км. При современной толщине консолидированной коры над разделом Мохо, равной 12 км, начальная толщина коры вместе с ее частью, расположенной ниже этого раздела, составляла 43—47 км. В прилегающей Куринской депрессии толщина консолидированной коры достигает 47 км при толщине базальтового слоя 40 км (см. рис. 5). Толщина слоя эклогитов под Южным Каспием $h_3 = (\rho_{\text{гб}}/\rho_3)h_{\text{гб}} = 25\text{—}29$ км. Поэтому нижняя граница коры под ним находится на глубинах ~60 км, что лишь на ~5 км глубже, чем под Куринской депрессией.

Южно-Каспийская впадина — это часть более крупного осадочного бассейна (см. рис. 1), включающего также Курискую депрессию, Западно-Туркменскую впадину и осадочный бассейн Среднего Каспия. Во всех этих областях к коре относится гранитный слой (см. рис. 4, 5), и она, заведомо, относится к континентальному типу. В плиоцене и плейстоцене в данных областях также произошло быстрое погружение коры с накоплением соответственно до 7—8, 3—5 и 1.5—2 км осадков. В Среднекаспийском бассейне глубина воды достигает 800 м. После его компенсации мощность осадков возросла бы на ~2 км. Глубина Куринской депрессии уменьшается по направлению к Большому и Малому Кавказу (см. рис. 2), Западно-Туркменской впадины — к Копетдагу. Эти данные исключают упругий изгиб литосферы как механизм новейшего погружения коры в обеих областях и указывают на его связь с эклогитизацией или гранулитизацией. Синхронность быстрых погружений в Южно-Каспийской впадине и в прилегающих континентальных областях — еще одно указание на то, что впадина подстилается корой континентального типа.

Поскольку консолидированная кора в Южно-Каспийской впадине относится к континентальному типу, то ее верхняя часть, расположенная над разделом Мохо, должна быть представлена породами кислого и среднего составов. В этом слое, залегающем на глубинах 20—30 км, температура может достигать высоких значений (600—800 °С по некоторым оценкам [Глумов и др., 2004]). При температурах ≥ 400 °С в породах кислого состава за счет распада водных минералов образуется гранат — фаза с высокой плотностью [Кориковский, 1979; Vousquet et al., 1997]. Как и в породах основного состава, появление граната увеличивает скорости упругих волн. Этим можно объяснить повышение в гранитном слое под Южным Каспием скоростей продольных волн до ~7 км/с [Jackson et al., 2002]. Повышенные скорости продольных волн в тонкой консолидированной коре над разделом Мохо наблюдаются и в ряде других глубоких осадочных бассейнов, образовавшихся на континентальной коре, например, в Баренцевской и Прикаспийской впадинах. Увеличение скоростей упругих волн в гранитном слое вследствие метаморфизма при высоких температурах, по-видимому, представляет собой достаточно распространенное явление.

Высказывалось предположение, что консолидированная кора над разделом Мохо в Южном Каспии — это базальтовый слой континентальной коры, с которой гранитный слой был эродирован [Shikhaliyev, Grigoriant, 1980]. Для этого кора должна была долгое время располагаться выше уровня моря, поддерживаемая мощным слоем сильно разогретой и разуплотненной мантии. Остывание коры и мантии занимает 50—100 млн лет [McKenzie, 1978], быстро затухая во времени. Поэтому, как и на океанической коре, осуществить за счет такого механизма крупное новейшее погружение в Южном Каспии было невозможно.

РЕЗКОЕ РАЗМЯГЧЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В ЮЖНОМ КАСПИИ

Эффективная толщина упругой части литосферы (T_e) связана с характерной шириной области изгиба слоя L соотношением [Артюшков, 2003]

$$(T_e)_{\text{км}} \sim 5.3 \cdot 10^{-2} [(L)_{\text{км}}]^{4/3}. \quad (5)$$

В стабильных континентальных областях под действием поверхностных или глубинных нагрузок литосфера изгибается на расстояниях (L) от сотни до нескольких сотен километров и T_e составляет от нескольких десятков до ~ 100 км [Burov, Diament, 1995]. Во время быстрых и крупных погружений коры в осадочных бассейнах часто формировались флексуры высотой от нескольких до 10—12 км и шириной ~ 20 —50 км. Их образование указывает на резкое размягчение литосферы с сокращением толщины ее упругой части до 5—10 км [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, 2003]. Размягчение обусловлено поступлением в литосферу из небольших мантийных плюмов активного флюида, смачивающего кристаллы пород. В таких условиях в поликристаллических телах проявляется эффект Ребиндера [Ребиндер, Венстрем, 1937; Сальников, Траскин, 1987] с резким понижением прочности и вязкости тел. В результате инфильтрация флюида приводит одновременно к быстрому погружению литосферы за счет ускорения фазовых переходов и к ее сильному размягчению.

Как следует из рис. 2, глубокая впадина в Южном Каспии со всех сторон окружена крутыми флексурами фундамента шириной несколько десятков километров и высотой от нескольких до 10—12 км. Флексура шириной 50 км и высотой 11 км видна и на рис. 7 в северной части впадины. При $L = 20$ —50 км по формуле (5) находим $T_e \sim 3$ —10 км, что указывает на резкое размягчение литосферного слоя на новейшем этапе. Этим можно объяснить отсутствие сильных землетрясений на основной части впадины.

ВОЗМОЖНОСТЬ СУБДУКЦИИ В МАНТИЮ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Как отмечалось, рядом авторов предполагается субдукция океанической литосферы Южно-Каспийской впадины в северном направлении [Jackson et al., 2002; Allen et al., 2002; Knapp et al., 2004]. В действительности впадина подстилается литосферой континентального типа. Возникает вопрос, происходит ли здесь ее субдукция.

Главным условием для осуществления субдукции в мантию литосферы, океанической и континентальной, считается превышение средней плотности литосферы по отношению к плотности астеносферы (ρ_a) [Cloos, 1993; Doin, Henry, 2002; и др.]. Последнюю можно оценить как $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$ [Артюшков, 1993]. Континентальная литосфера включает в себя гранитный слой, и ее средняя плотность обычно ниже плотности астеносферы. Во многих складчатых поясах существуют блоки пород кислой верхней коры с коэзитом, алмазом и другими минералами, образовавшимися на глубинах 100—150 км [Chopin, 1984; Wang et al., 1989; Sobolev, Shatsky, 1990; Добрецов и др., 2001; и др.]. Это объясняют тем, что континентальную литосферу затягивает за собой в мантию тяжелая субдуцированная плита океанической литосферы [Chopin, 1984; и др.], либо тем, что литосфера вталкивается в мантию большой сжимающей силой [Chemenda et al., 2000; и др.]. В обоих случаях переход габбро в эклогит рассматривается как типичное явление, сопровождающее субдукцию и способствующее ее развитию, но не определяющее возможность возникновения самой субдукции [Doin, Henry, 2002; и др.].

Под многими глубокими осадочными бассейнами в нижней части континентальной коры залегают тяжелые гранатовые гранулиты и(или) эклогиты [Артюшков, 1993, 2005; Артюшков, Егоркин, 2005]. Образованием таких пород вследствие фазовых переходов и была обусловлена основная часть погружения коры в большинстве глубоких бассейнов. Зарубежные исследователи не принимают это во внимание, считая главными причинами образования глубоких бассейнов растяжение литосферы [McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; и др.] либо ее упругий изгиб вблизи конвергентных границ между плитами [Royden, 1993; и др.].

Рассмотрим осадочный бассейн на континентальной коре, заполненный осадками со средней плотностью $\rho_{\text{ос}}$ и мощностью $h_{\text{ос}}$ (рис. 8, а). Обозначим через $\rho_{\text{КС}}^{\text{КН}}$ среднюю плотность расположенной под осадками консолидированной части литосферы толщиной d . Сравним $\rho_{\text{КС}}^{\text{КН}}$ со средней плотностью

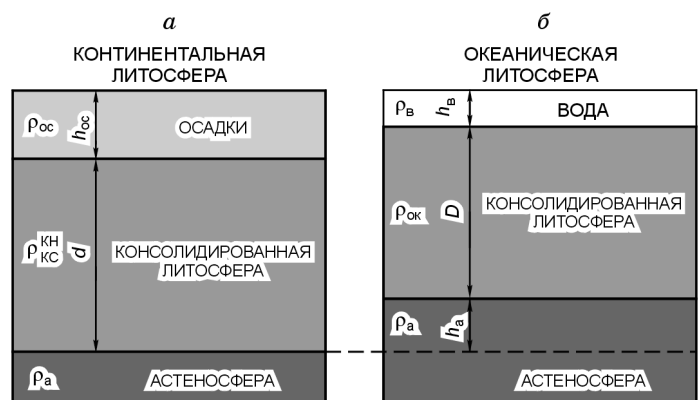


Рис. 8. Глубокий осадочный бассейн на континентальной коре (а) и океаническая впадина (б) в состоянии изостатического равновесия.

($\rho_{ок}$) океанической литосферы толщиной D , перекрытой слоем воды толщиной h_b (см. рис. 8, б). Допустим, что как океаническая литосфера, так и литосфера осадочного бассейна находятся в состоянии изостатического равновесия. При этом соблюдается равенство давлений в астеносфере на подошве литосферы под бассейном на континенте и на такой же глубине под океаном. Обозначим разность этих уровней (см. рис. 8) через h_a . Тогда

$$h_{oc} + d = h_b + D + h_a, \quad (6)$$

$$\rho_{oc} h_{oc} + \rho_{кк}^к d = \rho_b h_b + \rho_{ок} D + \rho_a h_a. \quad (7)$$

Исключая из (7) h_a с помощью (6), находим

$$\rho_{кк}^к - \rho_a = (\rho_{ок} - \rho_a) D/d + [(\rho_a - \rho_{ок}) h_{oc} - (\rho_a - \rho_b) h_b]/d. \quad (8)$$

Средняя плотность океанической литосферы ($\rho_{ок}$) увеличивается с ее возрастом. Минимальный возраст, при котором этот слой остается слегка тяжелее астеносферы и может быть вовлечен в субдукцию, составляет 10 млн лет [Cloos, 1993]. Положим, что океаническая литосфера на рис. 8, б имеет такой возраст. Ее плотность $\rho_{ок}$ примерно равна плотности астеносферы ρ_a . При этом первый член в правой части (8) близок к нулю и им можно пренебречь. Тогда из (8) следует, что консолидированная континентальная литосфера тяжелее астеносферы ($(\rho_{кк}^к - \rho_a) > 0$ при

$$h_{oc} > [(\rho_a - \rho_b) / (\rho_a - \rho_{ок})] h_b. \quad (9)$$

На океанической литосфере с возрастом 10 млн лет средняя глубина воды $h_b \approx 3.5$ км [Cloos, 1993]. В таком случае (9) сводится к условию:

$$h_{oc} > 3.5 [(\rho_a - \rho_b) / (\rho_a - \rho_{ок})], \text{ км}. \quad (10)$$

Оценки плотности пород консолидированной коры по сейсмическим данным испытывают значительный разброс [Christensen, Mooney, 1995]. Плотность мантийной части литосферы на континентах значительно изменяется по латерали [Jordan, 1997; Kaban et al., 2003]. Поэтому важно, что в (10) не входят параметры, характеризующие консолидированную часть литосферы. Данное соотношение содержит только мощность (h_{oc}) и среднюю плотность осадочного чехла ($\rho_{ок}$), которые обычно известны достаточно точно. Так, при $\rho_{ок} = 2500$ кг/м³ для Южного Каспия условие (10) выполняется при $h_{oc} > 10.9$ км, что примерно в 2 раза меньше действительной мощности осадков. Поэтому консолидированная литосфера там значительно тяжелее подстилающей астеносферы. Для бассейнов с плотностью осадков $\rho_{ок} = 2550 - 2600$ кг/м³ из (10) следует $h_{oc} > 11.7 - 12.7$ км. В Баренцевом море, Прикаспийской впадине и Виллоиской синеклизе осадков значительно больше. Вне зависимости от природы коры (континентальная или океаническая) очень высокая мощность осадков необходима для полной компенсации и ряда глубоководных бассейнов, например, Западно-Черноморской впадины, Мексиканского залива и впадин Восточного Средиземноморья. Отсюда следует, что консолидированная часть литосферы там также тяжелее астеносферы.

При сильном сжатии осадочных бассейнов на континентальной коре основная часть осадков срывается с фундамента и сохраняется в складчатых поясах с образованием покровов и слоев, сжатых с образованием крутых складок. Если нижележащая консолидированная литосфера тяжелее астеносферы, то при сжатии она может быть субдуцирована в мантию. Соотношение (10) справедливо для литосферы, в которой гранитный и базальтовый слои прочно связаны. При резком размягчении литосферы такая связь нарушается. В этих условиях ее нижняя часть, включающая глубокометаморфизованную нижнюю кору и мантийную литосферу, оказывается тяжелее астеносферы и может быть в нее субдуцирована. Более легкий гранитный слой срывается с нижележащей части литосферы и в виде крупных пластин входит в состав складчатого пояса вместе с сильно деформированными осадками. Такое строение коры характерно для Памира, Урала и Альп [Артюшков, 1993, рис. 6.2, 6.4].

На большей части площади океанов возраст океанической литосферы превышает 10 млн лет, и ее средняя плотность выше плотности астеносферы. В таких условиях можно было бы ожидать широкого проявления субдукции не только на активных окраинах, но и внутри океанов. Этого, однако, не происходит. Условие (10) выполняется для глубоких осадочных бассейнов с мощным слоем эклогитизированных пород в нижней коре. Тем не менее континентальная литосфера там в мантию обычно не погружается. Субдукция не происходит и в нижних частях континентальных склонов пассивных окраин несмотря на то, что толщина континентальной коры там невелика, и поэтому средняя плотность мощной литосферы оказывается высокой.

В большинстве континентальных областей в литосфере действуют сжимающие силы [Zoback, 1992]. Они должны способствовать, по крайней мере, началу развития субдукции. Однако субдукция континентальной литосферы, если и проявляется, то крайне редко. Наиболее вероятной причиной является высокая прочность данного слоя. В обычных условиях она не позволяет развиваться его крутому изгибу перед погружением в мантию с образованием разлома, разделяющего субдуцированную и обдуцированную плиты.

ОТСУТСТВИЕ СУБДУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ЮЖНОМ КАСПИИ

Судя по очень большой мощности осадков, консолидированная литосфера в Южном Каспии тяжелее астеносферы. Прочность литосферы здесь резко понижена. В центральной части Альпийско-Гималайского пояса в литосфере в субмеридиональном направлении действуют сжимающие силы. Поэтому в Южно-Каспийской впадине существуют все условия для субдукции в мантию консолидированной литосферы.

В областях, прилегающих к Южному Каспию с запада, юга и востока, подавляющее большинство очагов землетрясений расположены в коре на глубинах до 30 км, в основном на глубинах до 15 км [Jackson et al., 2002]. В районе Апшероно-Прибалханского порога, главным образом к северу от него, очаги землетрясений с $M = 5-6$ и более расположены на глубинах ≥ 30 км (см. рис. 6, 9). Такие землетрясения происходят на расстояниях до 100 км к северу от Апшероно-Прибалханского порога. Если они связаны с субдукцией, то длина субдуцированной плиты, особенно с учетом ее наклона, должна быть не менее 100 км. К югу от порога мощность осадков составляет 20—25 км. Осадочный чехол слабо уплотнен, и в его нижней части преобладают пластичные глины. В таких условиях при сильном сжатии основная масса осадков должна быть сорвана с субдуцированной плиты, возможно вместе с гранитным слоем, и сильно смята с образованием складчатого пояса. Сжатие в Южном Каспии началось в позднем плиоцене 3.4 млн лет назад [Devlin et al., 1999]. Осадки продуктивной толщи нижнего плиоцена оказались сорванными с нижележащих пластичных отложений. При этом крупных надвигов не возникло, но образовались многочисленные складки. На антиклиналях мощность отложений верхнего плиоцена и плейстоцена в них значительно ниже, чем в синклиналях (рис. 10). Напротив, в нижележащей продуктивной толще, формировавшейся ранее, мощность осадочных слоев по латерали изменяется слабо.

Интенсивность латерального сжатия возрастает с крутизной складок. Профили (см. рис. 7, 10) сильно сжаты по горизонтали. Поэтому углы наклона складок в действительности невелики. В большинстве мест они не превышают нескольких градусов, так что сжатие слоев оказывается небольшим. Для оценок по порядку величины можно рассмотреть, например, складку гармонической формы $\zeta = \zeta_0 + (a/2)[1 - \cos(2\pi x/l)]$. Здесь x — горизонтальная координата, a — амплитуда складки, l — ее ширина. При малых углах наклона слоев ($a^2\pi^2/l^2 \ll 1$) превышение длины слоя в складке по отношению к ее современной ширине l равно

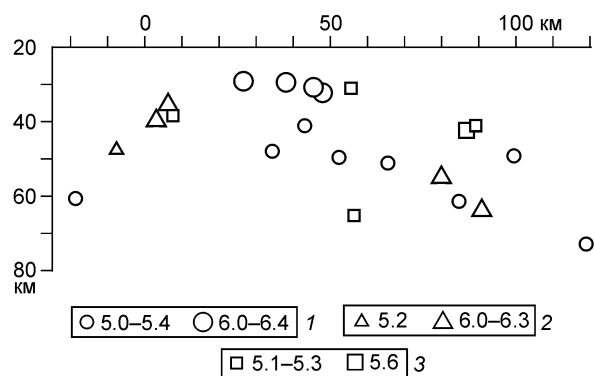
$$\Delta l = a^2\pi^2/4l. \quad (11)$$

Рассмотрим, например, складку на границе слоев продуктивных толщ N_2^{pr1} и N_2^{pr2} под точкой f_2 (см. рис. 7). Ее амплитуда составляет $a \approx 1.5$ км при ширине $l \approx 21$ км. Согласно (11), длина указанной границы в складке превышает ее современную ширину на $\Delta l \approx 260$ м. На профиле (см. рис. 10) амплитуда складки рефлектора СГ-А в районе поднятия им. Везирова $a \approx 4$ км при ширине $l \approx 25$ км. Начальная длина рефлектора на складке превышает его современную ширину на $\Delta l \approx 1.6$ км. Поскольку профиль (см. рис. 10) длиной 183 км включает в себя только три крупные складки, то общее превышение длины рефлектора СГ-А по отношению к современной длине профиля заведомо не превышает 10 км.

Как видно на профиле (см. рис. 7), верхняя часть осадочного чехла (продуктивная толща) деформирована значительно сильнее нижней. Это связано с гря-

Рис. 9. Проекция очагов землетрясений с глубинами ≥ 30 км на линию, перпендикулярную к Апшероно-Прибалханскому порогу (построено по данным [Балакина и др., 1996; Jackson et al., 2002]).

Нулевая отметка по оси x соответствует южному краю порога. Очаги землетрясений и их магнитуда в районах: 1 — Апшероно-Прибалханского порога, 2 — Апшеронского п-ова к западу от порога, 3 — Большого Балхана к востоку от порога.



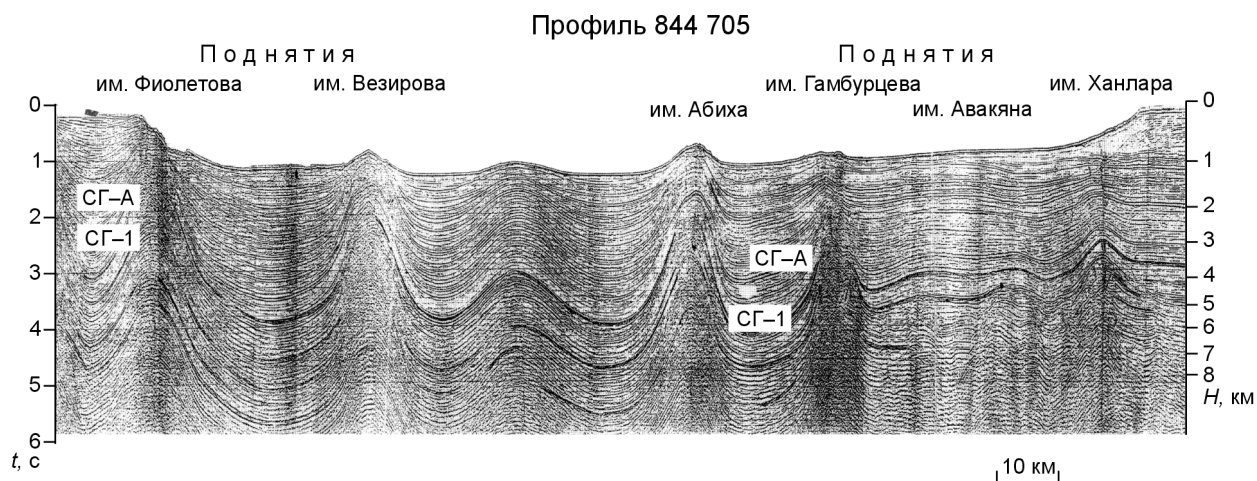


Рис. 10. Временной разрез плиоцен-четвертичных отложений глубоководной котловины Южно-Каспийской впадины по профилю 844705 ([Глумов и др., 2004] с изменениями).

СГ-А — кровля Апшерона, СГ-1 — кровля продуктивной толщи (подошва Акчагыла). Разрез проходит вдоль основной части профиля III (см. рис. 3). Профиль 844 705, поднятия: им. Фиолетова (39°26' с.ш., 49°57' в.д.), им. Везирова (39°37' с.ш., 50°24' в.д., 36 км), им. Аби́ха (39°06' с.ш., 51°02' в.д., 60 км), им. Гамбурцева (38°52' с.ш., 51°12' в.д., 32 км), им. Авакяна (38°45' с.ш., 51°27' в.д., 22 км), им. Ханлара (38°42' с.ш., 51°46' в.д., 33 км).

зевым диапиризмом, значительно увеличившим начальную высоту складок [Глумов и др., 2004]. Грязевые диапиры хорошо прослеживаются (см. рис. 10). Поэтому сжатие впадины, определяемое по складчатым деформациям нижней части осадочного чехла, оказывается очень небольшим. Так, на профиле рис. 7 сжатие подошвы слоя N_{1-2} не превышает нескольких километров. Более того, в разных частях Южного Каспия складки ориентированы в разных направлениях и не образуют единой системы [Там же]. Складок, параллельных Апшероно-Прибалханскому порогу, во впадине сравнительно немного. Таким образом, данные о строении осадочного чехла впадины исключают проявление субдукции ее литосферы в новейшее время.

На рис. 9 очаги землетрясений в районе Апшероно-Прибалханского порога спроектированы на плоскость, поперечную по отношению к порогу. Как следует из рис. 6, очаги не образуют сплошной полосы, протягивающейся вдоль порога. Их основная часть расположена вблизи центральной части порога в виде изолированной группы размером ~100 км, поперечной к его простиранию (на рис. 9 эти очаги показаны кружками). Как нетрудно видеть, очаги не образуют наклонной сейсмофокальной зоны, погружающейся под Средний Каспий. Лишь у одного землетрясения с относительно небольшой магнитудой ($M = 5.0$), самого северного, очаг расположен на глубине 73 км [Engdahl et al., 1998]. В другом каталоге глубина очага этого землетрясения указана как 33 км [Harvard, 2000]. Такое большое расхождение указывает на низкую точность определения глубины очага. Поэтому данное землетрясение вряд ли может быть использовано для оценки характера деформаций литосферы к северу от порога.

К югу от центральной части порога произошло землетрясение с очагом на глубине 61 км. Мощность осадков в этой области превышает 20 км, а толщина залегающей под ними консолидированной коры составляет ~40 км. Таким образом, очаг землетрясения находится в нижней части континентальной коры. Очаги остальных землетрясений под порогом и к северу от него расположены на глубинах 30—60 км. Мощность осадков здесь достаточно велика (5—15 км), и для погружения коры должна быть глубокометаморфизована ее нижняя часть значительной толщины. Поэтому весьма вероятно, что под разделом Мохо в данной области залегают тяжелые гранатовые гранулиты или эклогиты с высокими скоростями продольных волн, а нижняя граница коры находится на глубинах ~50 км. В таком случае большинство очагов землетрясений попадают в пределы нижней коры. При этом очаги четырех сильнейших из них с $M \geq 6.0$ расположены на глубинах ~30 км, т. е. они, заведомо, находятся в коре.

В очагах землетрясений преобладают растягивающие напряжения. Это указывает на образование сбросов [Jackson et al., 2002], в то время как под внутренними склонами глубоководных желобов на активных окраинах преобладает сжатие. Формирование сбросов можно связать с продолжающимся уплотнением пород основного состава, неравномерно распределенным в объеме. Ранее возможность такого явления была указана для зоны Вранча в Южных Карпатах [Artyushkov et al., 1996]. Сильные

землетрясения в этой области могут быть обусловлены уплотнением в блоках тяжелых пород основного состава, оторвавшихся от коры и погружающихся в мантию.

Отдельные землетрясения с очагами на глубинах ≥ 30 км происходят также к западу от Апшероно-Прибалханского порога — в районе Апшеронского п-ова и к северу от него, а также к востоку от порога — на Большом Балхане. На разрезе рис. 9 эти очаги показаны соответственно треугольниками и квадратами. Вместе с очагами в центральной части Апшероно-Прибалханского порога (см. рис. 9, кружки) они образуют систему, выделить в которой наклонную сейсмофокальную зону очень трудно. Поэтому сейсмические данные также указывают на отсутствие субдукции южно-каспийской литосферы под Апшероно-Прибалханский порог.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Южном Каспии консолидированная кора утонена до 10—18 км, и скорости продольных волн в ней повышены до 7 км/с. Поэтому его часто рассматривают как океаническую впадину, заполненную ~ 20 км осадков [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Allen et al., 2002; и др.]. Эта мощность примерно в 2 раза больше, чем необходимо для заполнения впадины на океанической коре с такой же толщиной. Чтобы удерживать под осадками консолидированную кору на глубине ≥ 20 км, под разделом Мохо должен залегать слой эколгитов толщиной 20—25 км, более плотных, чем мантийные перидотиты. По среднему химическому составу эколгиты относятся к коре, но скорости продольных волн в них примерно такие же, как и в мантии. Поэтому по сейсмическим данным эколгиты помещают под разделом Мохо.

Над разделом Мохо в Южном Каспии залегают породы кислого и среднего составов. Скорости продольных волн в них повышены до 7 км/с вследствие метаморфизма с образованием в тех и других граната при температурах ≥ 400 °С. Вместе с эколгитами, расположенными под разделом Мохо, общая толщина консолидированной коры под Южным Каспием составляет 40—50 км, что характерно для континентальной коры.

Погружение коры в Южном Каспии было обусловлено фазовым переходом габбро в более плотные эколгиты. Резкое ускорение погружения происходило, по крайней мере, дважды — на рубеже эоцена и олигоцена и в плиоцен-четвертичное время. Первым погружением была образована глубоководная впадина (или углублена уже существовавшая). Во время второго погружения за 5 млн лет накопилось до 10 км осадков. Резкие ускорения погружения указывают на инфильтрацию в кору флюида, катализирующего эколгитизацию. На океанической коре быстрые погружения невозможны. Ранее было установлено, что быстрые погружения коры большой амплитуды — характерный признак нефтегазоносных бассейнов [Артюшков, Беэр, 1987; Артюшков, 1993, 1995; Артюшков, Егоркин, 2005]. Их проявления в Южно-Каспийской впадине с крупными запасами нефти и газа подтверждают надежность данного признака для выявления новых нефтегазоносных бассейнов в других областях.

Для объяснения новейшего погружения коры в Южном Каспии с накоплением до 10 км осадков привлекался упругий изгиб литосферы по направлению к конвергентным границам на юге или на севере впадины [Axen et al., 2001; Allen et al., 2002; Knapp et al., 2004]. Анализ показал, что такой изгиб, если он существует, может иметь место лишь в области шириной несколько десятков километров вблизи Апшероно-Прибалханского порога. На основной части впадины на погружение коры он не влиял. Южно-Каспийская впадина окружена крутыми флексурами фундамента высотой до 10—12 км. Это свидетельствует о сильном размягчении литосферы вследствие инфильтрации флюидов во время быстрого новейшего погружения.

Под Апшероно-Прибалханским порогом и к северу от него в области шириной ~ 100 км на глубинах ≥ 30 км происходят землетрясения с $M = 5—6$. Их связывают с субдукцией океанической литосферы Южного Каспия на север [Allen et al., 2002; Knapp et al., 2004]. В результате сильного уплотнения пород в нижней части континентальной коры вследствие фазовых переходов плотность консолидированной части литосферы здесь превышает плотность астеносферы. В условиях латерального сжатия и при сильном размягчении такая литосфера может быть субдуцирована в мантию со срывом вышележащих легких осадков. Если бы в Южном Каспии происходила субдукция, то длина субдуцированной плиты была бы ~ 100 км; настолько же были бы сжаты сорванные с нее осадки. Во впадине наблюдается, однако, лишь очень пологая складчатость, указывающая на сжатие осадков, не превышающее 5—10 км. Это исключает здесь существенную субдукцию литосферы.

Более того, на активных континентальных окраинах под внутренними склонами глубоководных желобов действуют сжимающие напряжения, в то время как на севере Южного Каспия в очагах землетрясений преобладает растяжение. В поперечном разрезе эти очаги не образуют наклонной сейсмофокальной зоны, типичной для зон субдукции на активных окраинах. В данной области под мощным слоем осадков залегает континентальная кора. Основная масса очагов расположена на глубинах от 30 до 50 км,

т. е. в земной коре. Действующие в них растягивающие напряжения указывают на образование сбросов, связанных, скорее всего, с продолжающимся уплотнением пород основного состава при эклогитизации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-06-64166) и грантов программы Отделения по наукам о Земле РАН, № ОНЗ-16 ОНЗ-6.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенович Г.И., Аронов Л.Е., Гавельянец А.А., Гальперин Е.И., Зайончковский М.А., Косминская И.П., Кракшина Р.М. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962, 152 с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.

Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.

Артюшков Е.В., Беэр М.А. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика, 1987 (11), с. 25—36.

Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.

Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов // Физика Земли, 1996, № 3, с. 33—52.

Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофизический журнал, 1990, т. 12, № 5, с. 60—67.

Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н. Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр, 2001, № 10, с. 3—7.

Гаджиев А.Н., Попков В.И. Строение осадочного чехла Среднего Каспия // Геотектоника, 1988, № 6, с. 101—112.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М., АН СССР, ГУГК СССР, 1975, 152 с.

Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М., Недра, 2004, 344 с.

Григорьянц Б.В. Грязевой вулканизм — источник геологической информации // Геотектоника, 2001, № 3, с. 69—79.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 408 с.

Кабан М.К., Артемьев М.Е., Караев А.И., Белов А.П. Глубинное строение и геодинамика тектонических структур Туркменистана и прилегающих областей по гравитационным данным // Геотектоника, 1998, №4, с. 81—91.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979, 264 с.

Кориковский С.П. Фации глубинности коровых эклогитов // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 2. М., 2002, с. 108—109.

Мамедов П.З. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно-Каспийской сверхдепрессии и перспективы нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Баку, 1992, 40 с.

Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. М-б 1:2 500 000: Объясн. зап. / Под ред. В.Е. Хаина, Н.А. Богданова. М., Научный мир, 2003, 120 с.

Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М., МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989—1990, 158 с.

Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М.; СПб., МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, РАН, ФГУП ПКО „Картография“. ГУНиО, 2003, 192 с.

Рибиндер П.А., Венстрем Е.К. Влияние среды и адсорбционных слоев на пластическое течение металлов // Изв. ОМЭН, Сер. физ., 1937, № 4/5, с. 531—550.

Сальников Д.И., Траскин В.Ю. Основы физико-химической геомеханики // Исследования тектонического деформирования. М., Наука, 1987, с. 33—83.

Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.

Alavi M. Tectonics of the Zagros orogenic belt in Iran: new data and interpretations // *Tectonophysics*, 1994, v. 229, p. 211—238.

Allen N.B., Jones S., Ismail-Zadeh A., Simmons M., Anderson L. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian Basin // *Geology*, 2002, v. 30, № 9, p. 775—778.

Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians: indications for phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // *Tectonophysics*, 1996, v. 262, p. 101—132.

Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.L. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 143, p. 752—776.

Austrheim H. Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones / Eds. B.R. Hacker, J.G. Liou // *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure Rocks*. Kluwer, Dordrecht, 1998, p. 297—323.

Axen G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics // *Geology*, 2001, v. 29, p. 559—562.

Bousquet R., Goffe, Henry P., Pichon X.L., Chopin C. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust // *Tectonophysics*, 1997, v. 273, p. 105—127.

Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // *Sediment. Geol.*, 2003, v. 156, p. 119—148.

Burov E.B., Diament M. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 3905—3927.

Chopin C. Coesite and pure pyrop in high-grade blueschists of the western Alps // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 253—274.

Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 9761—9788.

Chemenda A.I., Burg M.P., Mattauer M. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoeim based on new modeling, geological and geophysical data // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 174, p. 397—409.

Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1993, v. 105, p. 715—737.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbertchikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.M., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorochin O.G., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantics to the Pamirs since the Lias // *Tectonophysics*, 1986, v. 123, p. 241—315.

Devlin W.J., Cogswell J.M., Gaskins G.M., Isaksen G.H., Pitcher D.M., Puls D.P., Stanley K.O., Wall J.R.T. South Caspian Basin: young, cool, and full of promise // *GSA Today*, 1999, v. 9, p. 1—9.

Doin M.-P., Henry P. Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization // *Tectonophysics*, 2001, v. 342, p. 163—191.

Engdahl E.R., van der Hilst R., Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1998, v. 88, p. 722—743.

Harvard University. Department of Geological Sciences. Centroid moment tensor catalogue, 2000. <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.

Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 214—245.

Jones R.W., Simmons M.D. A review of the stratigraphy of eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea // *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding regions* / Ed. A. Robinson. Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 1997, v. 68, p. 39—52.

Jordan T.H. Petrological controls on the densities and seismic velocities of the cratonic upper mantle // *Eos Trans. AGU*, 1997, v. 78, p. F746.

Kaban M.K. A gravity model of the North Eurasia crust and upper mantle. 2. The Alpine-Mediterranean foldbelt and adjacent structures of the southern former USSR // *Russ. J. Earth Sci.*, 2002, v. 4, № 1, p. 19—33.

Kaban M.K., Schwintzer P., Artemjeva I.T., Mooney W.D. Density of the continental roots: compositional and thermal contributions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 209, p. 53—69.

Knapp C.C., Knapp J.H., Connor J.A. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling // *Mar. Petrol. Geol.*, 2004, v. 21, p. 1073—1081.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.

Nadirov R.S., Bagirov E., Tagiev M., Lerche I. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep South Caspian Basin // *Mar. Petrol. Geol.*, 1997, v. 14, p. 383—400.

Narimanov A.A. The petroleum systems of the South Caspian basin // Basin modelling: advances and applications / Eds. A.G. Dore, J.H. Augustson, C. Hermanrud, D.J. Stewart, O. Sylta (Norw. Petrol. Forening Spec. Publ. v. 3). Amsterdam, Elsevier, 1993, p. 599—608.

Neprochnov Yu.P. Structure of the Earth's crust of epicontinental seas: Caspian, Black and Mediterranean // Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, p. 1037—1043.

Royden L.H. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries // Tectonics, 1993, v. 12, p. 303—325.

Şengör A.M.C. A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman // The geology and tectonics of the Oman Region / Eds. A.H.F. Robertson, M.P. Searle, A.C. Ries. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1990, № 49, p. 797—831.

Shikhalibeily E.Sh., Grigoriantz B.V. Principal features of the crustal structure of the South Caspian basin and the condition of its formation // Tectonophysics, 1980, v. 69, p. 113—121.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnet from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature, 1990, v. 343, p. 742—746.

Wang X., Liou J.G., Mao H.K. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountains, central China // Geology, 1989, v. 17, p. 1085—1088.

Watts A.B. Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge, Melbourne, New York, Cambridge University Press, 2001, 458 p.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci., 1985, v. 22, p. 108—125.

White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 19683—19715.

Zoback M.L. First- and second order patterns of stresses in the lithosphere: the World stress map project // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 11703—11728.

Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics, 1986, v. 123, p. 181—211.

*Рекомендована к печати 19 марта 2007 г.
О.П. Полянским*

*Поступила в редакцию
22 декабря 2006 г.*