

ДИСКУССИЯ

УДК 551.241

**МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СВЕРХГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ.
РАСТЯЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ИЛИ ЭКЛОГИТИЗАЦИЯ?**

Е.В. Артюшков

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

В Прикаспийской, Южно-Каспийской и Баренцевской сверхглубоких впадинах мощность осадочного чехла значительно выше, а раздел Мохо расположен глубже, чем это имело бы место при погружении коры за счет растяжения. В отсутствие больших аномалий силы тяжести такое строение коры указывает на то, что под разделом Мохо во впадинах залегает мощный слой эклогитов, более плотных, чем мантийные перидотиты. Погружение коры во впадинах можно объяснить глубоким метаморфизмом в породах основного состава в нижней части континентальной коры. В осадочных бассейнах, образованных растяжением, основная часть погружения коры осуществляется за первые ~100 млн лет. В рассматриваемых впадинах, по крайней мере, половина погружения произошла позже. Это также не согласуется с их образованием за счет растяжения. Анализ данных сейсмического профилирования показывает, что в Прикаспийской и Баренцевской впадинах растяжение могло обеспечить лишь очень небольшую часть погружения коры. В Южно-Каспийской впадине крупное новейшее погружение произошло в условиях сжатия. Проведенное исследование указывает на реальность процесса эклогитизации как причины крупных погружений коры в сверхглубоких осадочных бассейнах.

Прикаспийская впадина, Южно-Каспийская впадина, Баренцевская впадина, погружение, растяжение литосферы, эклогитизация.

**MECHANISM OF FORMATION OF SUPERDEEP SEDIMENTARY BASINS:
LITHOSPHERIC STRETCHING OR ECLOGITIZATION?**

E.V. Artyushkov

The superdeep North Caspian, South Caspian, and Barents basins have their sedimentary fill much thicker and the Moho, correspondingly, much deeper than it is required for crustal subsidence by lithospheric stretching. In the absence of large gravity anomalies, this crustal structure indicates the presence under the Moho of a thick layer of eclogite which is denser than mantle peridotite. Crustal subsidence in the basins can be explained by high-grade metamorphism of mafic lower crust. The basins produced by lithospheric stretching normally subside for the first ~100 myr of their history, while at least half of the subsidence in the three basins occurred after that period, which is another evidence against the stretching formation mechanism. According to the seismic reflection profiling data, stretching can be responsible for only a minor part of the subsidence in the Caspian and Barents basins. As for the South Caspian basin, there has been a large recent subsidence event in a setting of compression. Therefore, eclogitization appears to be a realistic mechanism of crustal subsidence in superdeep basins.

North Caspian basin, South Caspian basin, Barents basin, crustal subsidence, lithospheric stretching, eclogitization

ВВЕДЕНИЕ

Внутри континентов и на их окраинах расположен ряд крупных осадочных бассейнов глубиной 15—20 км и более. Механизм их образования является дискуссионным. Для объяснения крупных погружений коры чаще всего рассматривается растяжение литосферного слоя [McKenzie, 1978; Allen, Allen, 2004]. Другим возможным механизмом может быть упругий изгиб литосферы под нагрузкой крупных тектонических покровов и под действием силы тяги со стороны литосферных плит, субдуцированных в мантию [Beaumont, 1981; Royden, 1993]. Крупные погружения коры связывались также с переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты [Артюшков, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005].

В настоящей работе для определения механизма погружения коры мы кратко анализируем данные по хорошо изученным впадинам — Прикаспийской, Южно-Каспийской и Баренцевской. Все эти структуры углубляются в сторону от прилегающих складчатых поясов. В таких условиях образование впадин не могло быть связано с упругим изгибом литосферы и ее погружением по направлению к фронту складчатости. Растяжение по схеме *pull-apart* для них также не подходит, поскольку оно применимо лишь по отношению к небольшим и узким бассейнам, таким как впадина Мертвого моря шириной около 20 км и длиной около 70 км [Mechie et al., 2009] и Венский бассейн шириной до 60 км при длине 200 км [Wesely, 1988]. Поэтому здесь мы рассматриваем строение и историю развития указанных осадочных бассейнов с точки зрения применимости к ним механизмов растяжения и эклогитизации.

ОГРОМНАЯ ГЛУБИНА СВЕРХГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАК УКАЗАНИЕ НА ИХ ОБРАЗОВАНИЕ ВСЛЕДСТВИЕ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ

Допустим, что кора начальной толщины h_k^0 была утонена за счет растяжения до толщины h_k^1 . При этом, как следует из условия изостатического равновесия, после охлаждения за 70—100 млн лет коры и мантии, расположенной выше уровня кровли астеносферы в прилегающих областях, мощность осадков, заполнивших впадину, достигает значения

$$\Delta h_{oc} = [(\rho_m - \rho_k) / (\rho_m - \rho_{oc})] (h_k^0 - h_k^1). \quad (1)$$

Здесь $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии, $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$ — средняя плотность коры, ρ_{oc} — средняя плотность осадков.

Рассмотрим в качестве примера Прикаспийскую впадину, по которой имеются высокоточные данные глубинного сейсмического зондирования (рис. 1) [Артюшков, Егоркин, 2005]. На профиле Пугачев—Бейнау на границе с Восточно-Европейской платформой в точке *a* мощность осадков равна 3 км, а во внутренней части впадины *cd* ее среднее значение равно 20 км. Поэтому углубление бассейна от платформы к его осевой части составляет $h_{oc} = 17 \text{ км}$. Толщина консолидированной коры в точке *a* $h_k^0 = 38 \text{ км}$, а на отрезке *cd* ее среднее значение равно $h_k^1 = 18 \text{ км}$. Подставляя эти значения h_k^0 и h_k^1 в (1) и полагая $\rho_{oc} = 2500 \text{ кг/м}^3$, находим, что глубина осадочного бассейна, образованного растяжением, должна быть $\Delta h_{oc} = 12 \text{ км}$. Это на 5 км меньше действительной глубины впадины $h_{oc} = 17 \text{ км}$ по отношению к прилегающей платформе.

Допустим, что под разделом Мохо в Прикаспийской впадине залегают мантийные перидотиты. В таком случае, из-за недокомпенсации слоя осадков мощностью $h_{oc} - \Delta h_{oc}$, на поверхности должны наблюдаться отрицательные изостатические аномалии силы тяжести

$$\Delta g \sim 2\pi\gamma(\rho_m - \rho_{oc})(h_{oc} - \Delta h_{oc}), \quad (2)$$

где $\gamma = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ нм}^2 \cdot \text{кг}^{-2}$ — гравитационная постоянная. Подставляя сюда $\rho_m - \rho_{oc} = 830 \text{ кг/м}^3$ и $h_{oc} - \Delta h_{oc} = 5 \text{ км}$, получаем

$$\Delta g \approx 170 \text{ мГал}. \quad (3)$$

Такие огромные аномалии внутри континентов в крупных областях нигде не наблюдаются.

Поскольку Прикаспийская впадина имеет большую ширину, то можно ожидать, что ее литосфера близка к состоянию изостатического равновесия. Действительно, на большей части площади впадины существуют лишь небольшие изостатические аномалии силы тяжести порядка нескольких десятков миллигал как отрицательные, так и положительные [Кабан, 2001; Kaban et al., 2004]. Отсутствие отрицательных аномалий с высокой интенсивностью порядка (2) указывает на то, что ниже раздела Мохо во впадине залегает слой пород, более плотных, чем мантийные перидотиты. Эти тяжелые породы и удерживают консолидированную кору погруженной дополнительно на 5 км. Их избыточная масса ΔM должна компенсировать дефицит массы $(\rho_m - \rho_{oc})\Delta h_{oc} \approx 4.2 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2$, обусловленный образованием добавочного слоя осадков мощностью $\sim 5 \text{ км}$. Обозначим плотность этих тяжелых пород через ρ_T , а толщину их слоя через h_T . В таком случае

$$(\rho_T - \rho_m)h_T \approx 4.2 \cdot 10^6 \text{ кг/м}^2. \quad (4)$$

Так, например, при $\rho_T - \rho_m = 200\text{—}250 \text{ кг/м}^3$

$$h_T = 17\text{—}21 \text{ км}. \quad (5)$$

Породами, которые в литосферном слое в больших объемах имеют плотность на 200—250 кг/м^3 более высокую, чем мантийные перидотиты, могут быть только эклогиты [Christensen, Mooney, 1995].

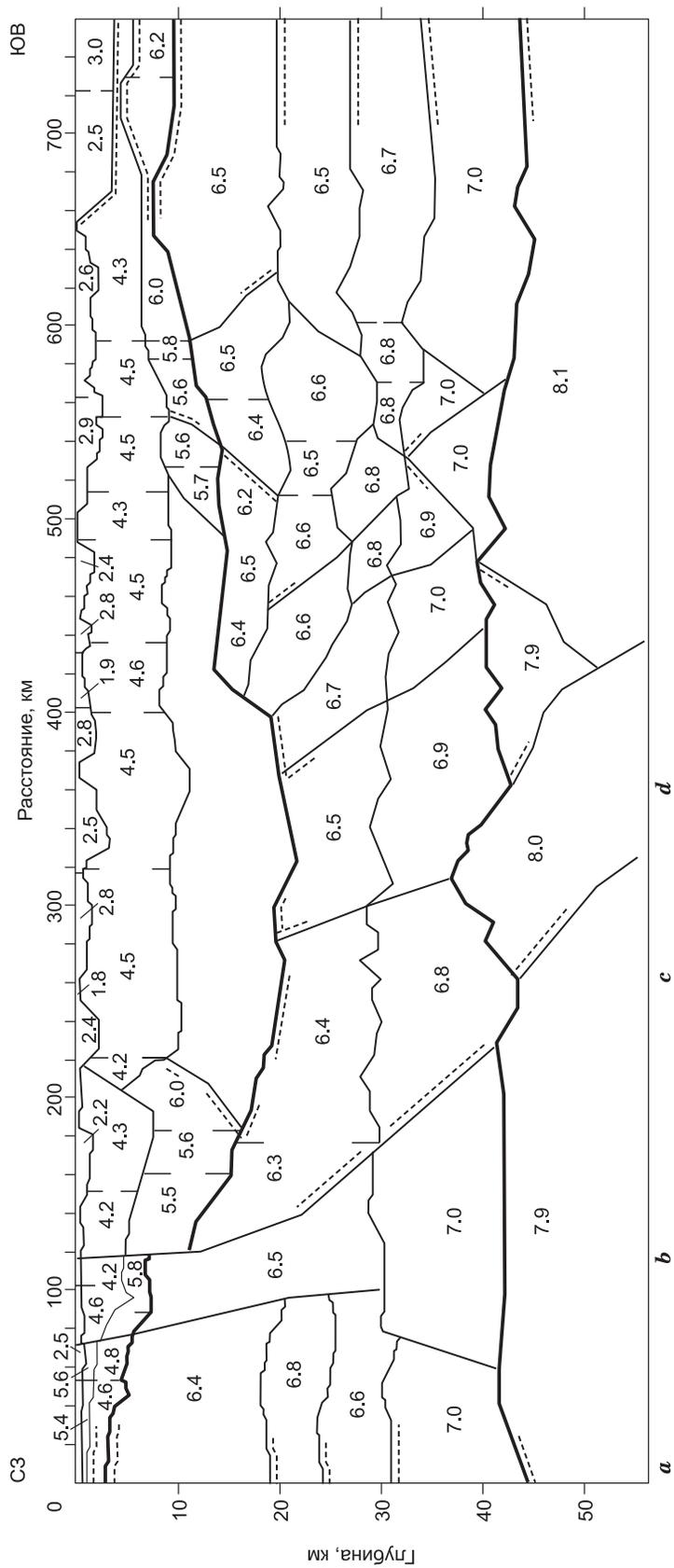
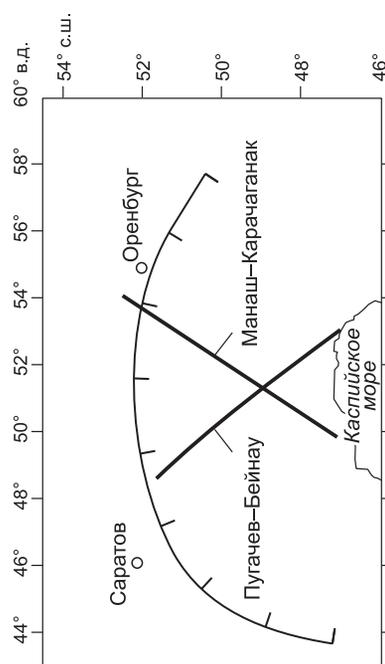


Рис. 1. Скорости продольных волн (км/с) вдоль профиля глубинного сейсмического зондирования по линии Пугачев—Бейнау [Артюшков, Егоркин, 2005].



Их возможное расположение определяется следующим образом. Условия, при которых их образование может происходить в нижней части континентальной коры, рассмотрены в работах [Кориковский, 2005, 2009].

Судя по геологическим данным, а также по результатам сейсмического профилирования, внутренняя часть впадины находилась вблизи уровня моря в рифейское время [Nevolin, Fedorov, 1995; Brunet et al., 1999]. Следовательно, глубокая впадина образовалась на обычной коре континентального типа, скорее всего, относившейся к южной окраине Восточно-Европейской платформы. Первоначальная толщина консолидированной коры здесь, по-видимому, была ~40 км, как на левом конце профиля (см. рис. 1). В настоящее время консолидированная кора в осевой части впадины утонена до 18 км. Можно предположить, что габбро в нижней коре в слое толщиной ~22 км перешло в тяжелые эколгиты, располагающиеся в Прикаспийской впадине под разделом Мохо. При переходе габбро в эколгиты происходит уплотнение породы на ~20 % [Соболев, Бабейко, 1994]. После уплотнения на ~20 % слоя габбро толщиной 22 км должен был образоваться слой эколгитов толщиной ~18 км. Скорости продольных волн в эколгитах примерно такие же, как в мантийных перидотитах [Christensen, Mooney, 1995]. Поэтому наиболее вероятно, что на профиле (см. рис. 1) породы со скоростями продольных волн $V_p = 7.9—8.1$ км/с, залегающие под разделом Мохо, представлены эколгитами. Их образованием можно объяснить крупное погружение коры в Прикаспийской впадине.

Вплоть до позднего девона погружение происходило здесь с низкой скоростью и сопровождалось накоплением мелководных осадков [Артюшков, 1993; Артюшков, Егоркин, 2005]. Во франском веке позднего девона произошло быстрое погружение с образованием глубоководной впадины. Второе быстрое погружение с углублением бассейна имело место в визейском веке раннего карбона, а третье — в московском веке среднего карбона. Впадина оставалась глубоководной вплоть до конца ранней перми, когда она была быстро заполнена солью. На всех трех этапах быстрые погружения коры на преобладающей части площади бассейна не сопровождались растяжением коры (см. следующий раздел). В таких условиях быстрые погружения указывают на резкое ускорение уплотнения пород основного состава в нижней коре. Его можно объяснить инфильтрацией в кору поверхностно-активного флюида из небольших мантийных плюмов.

Такая же картина характерна для Южно-Каспийской впадины и Южно-Баренцевской глубиной ~20 км. Они сильно переуглублены по сравнению с осадочными бассейнами, образованными растяжением литосферы или подстилаемыми корой океанического типа [Артюшков, 2005, 2007]. Чтобы удерживать во впадинах под осадками консолидированную кору на глубине ~20 км, под разделом Мохо в них должен залежать мощный слой эколгитов, более плотных, чем мантийные перидотиты. Ранее на основе совместного анализа гравиметрических данных и данных ГСЗ было показано, что в Южно-Баренцевской впадине ниже раздела Мохо залегают породы, более плотные, чем мантийные перидотиты. Избыток плотности оценивается как $5 \cdot 10^6$ кг/м² [Кабан, 2001; Kaban et al., 2004], что близко к приведенной выше оценке для Прикаспийской впадины.

В этих двух областях также проявлялись быстрые погружения коры большой амплитуды. Так, в Южно-Каспийской впадине за последние 5 млн лет накопилось до 10 км осадков. Впадина расположена в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где действуют сжимающие напряжения. В ее осадочном чехле деформации растяжения отсутствуют. В Южно-Баренцевской впадине несколько раз происходило резкое ускорение погружения коры, судя по детальным данным сейсмического профилирования, не сопровождавшееся ее сильным растяжением. Следует отметить, что это обстоятельство хорошо известно исследователям. Так, один из руководителей компании Exxon-Mobile С. Драчев в своем докладе 30 сентября 2009 г. на пленарной сессии Конференции по Арктике в Москве отмечал как удивительный факт отсутствие каких-либо следов растяжения на подошве триаса, залегающей в этой области на глубине 10 км.

ГЛУБОКОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ РАЗДЕЛА МОХО КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНОЕ УКАЗАНИЕ НА ЗАЛЕГАНИЕ ПОД НИМ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

В Прикаспийской впадине раздел Мохо, определяемый по сейсмическим данным, представляет собой не границу между корой и мантией, а разделяет верхнюю кору и эколгитизированную нижнюю кору. Под ее тяжестью раздел Мохо оказывается погруженным значительно ниже того уровня, который он занимал бы при образовании впадины за счет растяжения. Это дополнительный признак, позволяющий различать, с чем было связано образование глубокого осадочного бассейна — с растяжением литосферы или с эколгитизацией. Утонение коры за счет ее растяжения сопровождается подъемом раздела Мохо на величину $\Delta h_M = h_K^0 - h_K^1 - \Delta h_{oc}$. Подставляя сюда выражение (1) для Δh_{oc} , находим:

$$\Delta h_M = (h_K^0 - h_K^1) [(\rho_K - \rho_{oc}) / (\rho_M - \rho_{oc})]. \quad (6)$$

Отношение величин Δh_M и Δh_{oc} равно

$$\Delta h_M / \Delta h_{oc} = [(\rho_K - \rho_{oc}) / (\rho_M - \rho_K)]. \quad (7)$$

Допустим, что Прикаспийская впадина глубиной 17 км по отношению к прилегающей Восточно-Европейской платформе образовалась за счет растяжения литосферы. Полагая в (7) $\Delta h_{oc} = 17$ км, $\rho_{oc} = 2500$ кг/м³, получаем

$$\Delta h_M / \Delta h_{oc} = 0.65, \quad (8)$$

т.е. подъем раздела Мохо должен составлять примерно две трети от величины погружения коры, $\Delta h_M = 0.65 \Delta h_{oc} = 11$ км. В действительности (см. рис. 1), за исключением короткого отрезка *cd*, раздел Мохо под впадиной почти плоский.

Такая же картина характерна для Баренцевской впадины. На рис. 2 показан профиль через осадочный чехол на ее юго-западном склоне вместе с глубиной раздела Мохо (М) в нижней части рисунка, по данным ГСЗ. Допустим, что погружение коры в этой области произошло в результате ее растяжения. Полагая для нее $\rho_{oc} = 2550$ кг/м³, из (7) находим, что раздел Мохо здесь должен быть приподнят на величину $\Delta h_M = 0.56 \Delta h_{oc}$, т.е. несколько больше, чем на половину глубины осадочного бассейна. Соответствующая кривая (см. рис. 2) построена вместе с кривой М, показывающей реальное положение раздела Мохо, по данным ГСЗ. Нетрудно видеть, что кривые М и Δh_M ведут себя совершенно различным образом. Так, при погружении коры за счет растяжения под глубокими впадинами в Кольско-Канинской моноклинали и Демидовским авлакогене наблюдался бы крупный подъем раздела Мохо, а под поднятием Федынского по отношению к этим двум областям раздел Мохо был бы прогнут. Отсюда следует, что погружение коры на профиле не было связано с ее растяжением, а раздел Мохо представляет собой границу между слабометаморфизованными породами коры и тяжелыми эклогитами в ее нижней части.

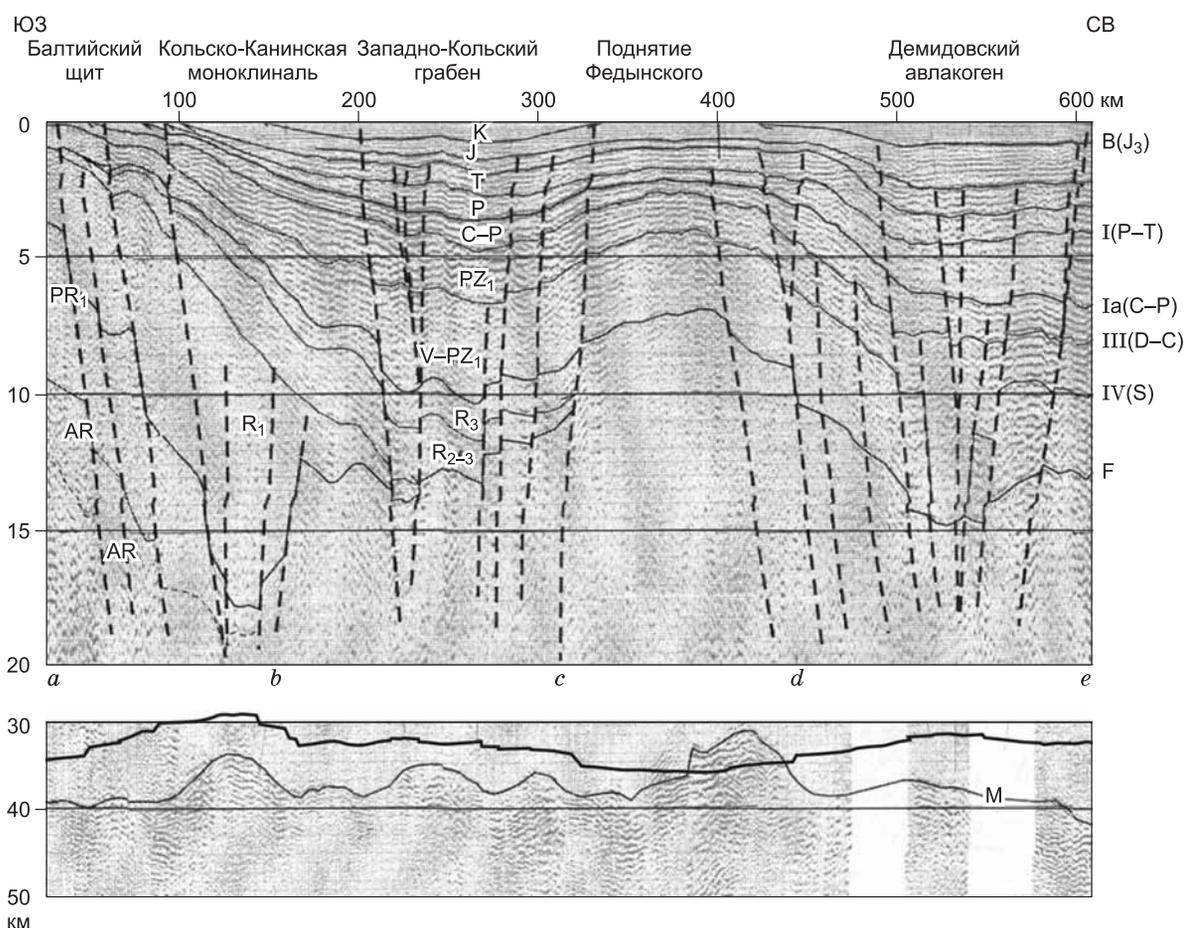


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю Балтийский щит—Демидовский авлакоген (с изменениями, по [Верба и др., 2001]).

Жирной линией показано расположение раздела Мохо, которое он занимал бы при образовании прогиба за счет растяжения коры.

РАСТЯЖЕНИЕ КОРЫ, СВЯЗАННОЕ С ОБРАЗОВАНИЕМ СБРОСОВ

Механизм вязкого растяжения нижней части коры с расколом сбросами на блоки ее верхней хрупкой части был впервые предложен Е.В. Артюшковым в 1966 г. на совещании в Иркутске по Байкальскому рифту для объяснения его образования. Вместе с анализом гравиметрических данных, проведенным М.Е. Артемьевым, данный механизм был изложен в работах [Артемьев, Артюшков, 1968; Artemjev, Artyushkov, 1971]. После этого в нашей стране и за рубежом растяжение стало считаться главным механизмом погружения континентальной коры. В дальнейшем были предложены более сложные схемы растяжения всего литосферного слоя — чистый сдвиг [McKenzie, 1978], простой сдвиг [Wernicke, 1985], а также их различные модификации и более сложные схемы. В настоящее время чаще всего используется схема чистого сдвига Д. МакКензи.

Растяжение литосферы всегда сопровождается образованием сбросов в ее верхней хрупкой части — в фундаменте и в осадочном чехле. Такие структуры присутствуют в большинстве глубоких прогибов. Отсюда исследователи делают правильный вывод о том, что погружение коры сопровождалось ее растяжением. Следующим шагом, однако, часто является утверждение, что растяжение коры послужило причиной ее погружения. Такой вывод требует уже количественного рассмотрения.

Растяжение коры в осадочном бассейне равно сумме смещений по горизонтали одновозрастных слоев или фундамента на всех сбросах, присутствующих в бассейне. На каждом сбросе (рис. 3, *a*) растяжение составляет

$$\Delta l = \Delta h \operatorname{ctg} \varphi, \quad (9)$$

где Δh — смещение слоя по вертикали вдоль сброса, а φ — угол падения сброса. Возможны две основные ситуации [Artyushkov, 1987; Артюшков, 1993]. В первом случае ограниченные разломами блоки горизонтальны или наклонены по направлению к оси прогиба, так называемое синтетическое растяжение (см. рис. 3, *a*). При этом растяжение коры в прогибе не превышает величины

$$\Delta L_{\max} = 2H \operatorname{ctg} \varphi, \quad (10)$$

где H — глубина прогиба. Среднее значение угла падения сбросов в осадочных бассейнах $\varphi \approx 50^\circ$, $\operatorname{ctg} \varphi \approx 0.84$. Максимальное растяжение составляет $\Delta L = 1.7H$. Так, для прогиба глубиной $H = 20$ км $\Delta L_{\max} \sim 34$ км. В прогибах, где ограниченные разломами блоки или часть из них наклонены к оси прогиба (см. рис. 2), сумма вертикальных смещений на сбросах оказывается меньше $2H$, а суммарное растяжение ΔL меньше величины L_{\max} , определяемой (10).

Для прогиба современной ширины L_1 его начальная ширина составляла $L_0 = L_1 - \Delta L$. Относительное растяжение

$$\varepsilon = \Delta L / (L_1 - \Delta L). \quad (11)$$

Положим ширину бассейна L равной 400 км, а его глубину $H = 20$ км. В таком случае максимальное возможное растяжение (см. рис. 3, *a*) $\Delta L = \Delta L_{\max} \approx 34$ км и из (11) находим $\varepsilon \approx 9.3\%$, что является очень небольшой величиной. Как следует из (11), значительное растяжение может иметь место только в узких впадинах малой ширины L_1 . Для прогиба шириной $L_1 = 40$ км и глубиной $H = 10$ км при $\Delta L = \Delta L_{\max} = 17$ км относительное растяжение составляет $\varepsilon \approx 74\%$.

Во многих прогибах, включающих крупные сбросы, ограниченные ими блоки наклонены к оси прогиба. В таком случае растяжение коры оказывается существенно меньшим L_{\max} . Так, на профиле (см. рис. 2) растяжение фундамента, подсчитанное как сумма растяжений на всех сбросах, составляет $\Delta L = 37$ км. При длине профиля около 600 км оно обеспечивает относительное растяжение $\varepsilon \approx 7\%$. Основная часть растяжения ($\Delta L_1 = 26$ км) здесь осуществляется в расположенном под Кольско-Канинской моноклиналию глубококом раннерифейском грабене шириной ~ 100 км. Относительное растяжение коры в нем составляет $\approx 35\%$. Оно завершилось задолго до основного погружения в Баренцевской впадине,

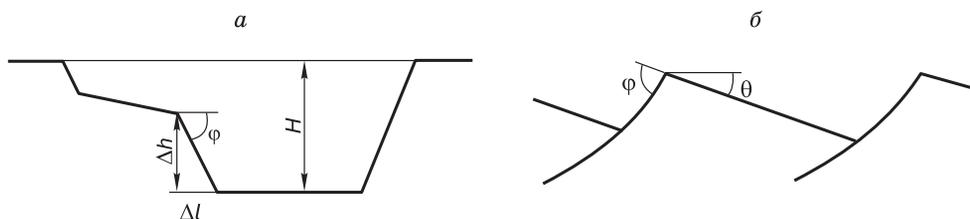


Рис. 3. Структуры синтетического (*a*) и антитетического растяжения (*б*) земной коры.

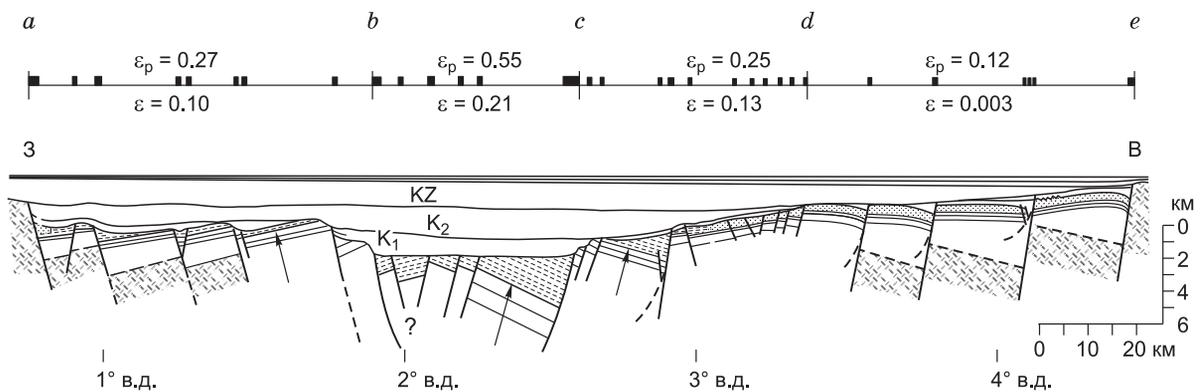


Рис. 4. Сейсмический профиль через грабен Викинг [Badley et al., 1988].

Сверху жирными отрезками показано растяжение на каждом разломе. Для интервалов *ab*, *dc*, *cd* и *de* подсчитано относительное растяжение коры ε , связанное с образованием сбросов, и растяжение ε_p , которое было бы необходимо для обеспечения наблюдаемого погружения коры. На каждом интервале ε_p в несколько раз превосходит наблюдаемое растяжение ε .

которое развилось, начиная с позднего рифея и венда. На остальной части профиля шириной ~ 500 км растяжение на $\Delta L - \Delta L_1 = 11$ км обеспечивает относительное растяжение $\approx 2\%$.

На профиле (см. рис. 1) через Прикаспийскую впадину в фундаменте можно выделить только один сброс *b* высотой 4 км. С ним связано растяжение коры на $\Delta L \approx 3.3$ км, что при длине профиля $L_1 = 760$ км обеспечивает относительное растяжение $\varepsilon \approx 0.4\%$.

Для большинства областей интенсивного растяжения коры характерен иной тип деформаций. Ограниченные сбросами блоки наклонены в них в сторону от оси прогиба так называемое антитетическое растяжение (см. рис. 3, б). Структуры подобного типа распространены на континентальных склонах пассивных окраин, в Афарском рифте, в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки, в грабенах Северного моря и в ряде других областей [Артюшков, 1993]. В качестве примера на рис. 4 показан профиль через грабен Викинг в Северном море. Растяжение накапливается на каждом сбросе, возрастая с углом наклона блоков θ . Интенсивность растяжения, определяемая как отношение конечной ширины прогиба к его начальной ширине (β -фактор), составляет [Le Pichon, Sibuet, 1981]

$$\beta \approx \sin \varphi / \sin (\varphi - \theta), \quad (12)$$

где φ — начальный угол падения сбросов. Так, при $\varphi = 50^\circ$ растяжение коры в два раза ($\beta = 2$) должно сопровождаться наклоном блоков на угол $\theta \approx 27.5^\circ$.

Для областей, где толщина консолидированной коры известна по данным ГСЗ, интенсивность растяжения может быть определена как отношение предполагаемой начальной толщины консолидированной коры h_k^0 к ее современному значению h_1 : $\beta = h_0/h_1$. Впервые такая оценка была, по-видимому, произведена П. Зиглером для Центрального грабена в Северном море [Ziegler, 1983]. Оказалось, что утонение консолидированной коры в нем в несколько раз превышает интенсивность растяжения, определенную по сумме растяжения на сбросах. В настоящей работе несоответствие этих величин наблюдается в Прикаспийской впадине (см. рис. 1) и на юго-западном склоне Баренцевской впадины. В первой области консолидированная кора утонена примерно в два раза, а ее растяжения практически не наблюдается. На юго-западном склоне Баренцевого моря (см. рис. 2) вариации глубины залегания раздела Мохо в несколько раз отличаются от тех, которые имели бы место при погружении коры вследствие ее растяжения.

СООТНОШЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ОБУСЛОВЛЕННОГО ИМ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ

Для многих осадочных бассейнов данные ГСЗ отсутствуют. В таком случае для оценки интенсивности β предполагаемого растяжения можно воспользоваться мощностью осадков, определяемой β . Положим, что кора начальной толщины h_k^0 была растянута в β раз. Полагая в (1) $h_k^1 = h_k^0/\beta$, находим, что глубина осадочного бассейна, образовавшегося в результате растяжения литосферы в β раз, после охлаждения коры и мантии за ~ 100 млн лет достигает значения

$$h_{oc}^1 = [(\rho_m - \rho_k)/(\rho_m - \rho_{oc})] h_k^0 (1 - 1/\beta). \quad (13)$$

На профиле (см. рис. 4) растяжение коры имело место в средней—поздней юре. В это время были разорваны непрерывные слои осадков свиты брент, кровля которой показана на рисунке стрелками. Жирными отрезками (см. рис. 4) показаны проекции смещений блоков вдоль сбросов. Для нескольких отрезков профиля подсчитано относительное растяжение коры ε как отношение суммы этих отрезков (растяжения на сбросах) к суммарной ширине поверхности блоков, соответствующей начальной ширине области. Здесь же показано подсчитанное с помощью (13) относительное растяжение ε_p , которое было бы необходимо для обеспечения наблюдаемого погружения коры за счет ее растяжения. Наблюдаемое растяжение ε оказывается в несколько раз меньше ε_p .

Бассейны, где имело место антитетическое растяжение (см. рис. 4), встречаются достаточно редко. Гораздо чаще в глубоких впадинах наблюдается синтетическое растяжение (см. рис. 2, 3, а). В широких впадинах оно обычно обеспечивает от нескольких процентов до 5—10 % наблюдаемого погружения коры.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОГРУЖЕНИЯ КОРЫ, ОБУСЛОВЛЕННОГО РАСТЯЖЕНИЕМ ЛИТОСФЕРЫ

Погружение коры, связанное с растяжением литосферы, включает два основных этапа. Первый — это синрифтовое погружение, обусловленное утонением коры во время растяжения, обычно быстрого. Второй — пострифтовое погружение, вызванное охлаждением коры и мантии, в которых изотермы испытали подъем во время растяжения [McKenzie, 1978; Le Pichon, Sibuet, 1981; Артюшков, 1993; Allen, Allen, 2004]. При типичных значениях плотности коры, мантии и осадков синрифтовое погружение обычно составляет около двух третей от общего погружения коры. В результате при компенсированном осадконакоплением погружении коры, обусловленном ее растяжением, большая часть осадков накапливается во время растяжения. Пострифтовое погружение продолжается около 100 млн лет со скоростью, быстро затухающей во времени. Погружение коры в последующую эпоху составляет не более 10 % от погружения за предшествующие ~100 млн лет.

В рассмотренных нами глубоких впадинах погружение коры происходило совершенно иным образом. Так, в центральной части Прикаспийской впадины, где осадконакопление началось в рифее [Nevoлин, Fedorov, 1995], к позднему девону за время, по крайней мере, в несколько сотен миллионов лет накопилось только около 5 км осадков [Brunet et al., 1999]. Если бы в рифее здесь произошло растяжение, то обусловленное им погружение к позднему девону практически закончилось бы. Тем не менее с позднего девона в прогибе произошли три быстрых погружения коры с образованием глубоководной впадины, впоследствии заполненной 15 км осадков. Подошва осадков позднего девона здесь непрерывна (рис. 5), что исключает существенное растяжение коры с этого времени.

В Южно-Каспийской впадине возраст фундамента точно неизвестен. Во всяком случае, он не моложе начала кайнозоя [Zonenshain, Le Pichon, 1986], а, возможно, имеет и юрский возраст. В любом случае, если здесь было растяжение, то к плиоцену не меньше 80 % обусловленного им погружения коры уже закончилось бы. Тем не менее в плиоцен-четвертичное время в условиях сжатия коры произошло резкое ускорение погружения с накоплением ~10 км осадков — примерно половины мощности осадочного чехла во впадине.

В южной части Восточно-Баренцевской мегавпадины — в Южно-Баренцевской впадине мощность осадков составляет около 20 км. В раннем и среднем палеозое здесь накопилось от нескольких километров до 5—6 км осадков. В начале позднего девона произошло осушение области с размывом, за которым последовала трансгрессия [Шпилов, Тарасов, 1998]. На этом уровне в ряде областей сформировался опорный рефлексор Π_3 . На опубликованных профилях в глубокой части впадины этот рефлексор не достигается. В этих условиях, судя по образованию глубоководной впадины, в начале позднего девона здесь можно было бы предположить растяжение литосферы. К началу триаса, через ~130 млн лет, прогиб был скомпенсирован осадками. К этому времени погружение, вызванное растяжением в позднем девоне, уже закончилось бы. Тем не менее с триаса во впадине накопилось еще до 10—11 км осадков — примерно столько же, сколько их образовалось за весь палеозой. Подошва триаса, хорошо прослеживаемая на сейсмических профилях, непрерывна, что полностью исключает растяжение как причину мощного мезозойского погружения.

Недавно был опубликован профиль через северную часть Восточно-Баренцевской мегавпадины — Северо-Баренцевскую впадину (рис. 6) [Хлебников и др., 2009]. Крупные сбросы здесь видны только в докембрийском фундаменте в правой части профиля. По сравнению с вертикальным масштабом по горизонтали профиль сжат примерно в пять раз. Поэтому рельеф фундамента в действительности значительно более плавный. Главным отражающим горизонтом Π_2 является эрозионное несогласие на подошве верхнего девона, образовавшееся вследствие размыва в субэраляльных условиях. К этому времени погружение коры, обусловленное растяжением в докембрии, должно было закончиться. Тем не менее

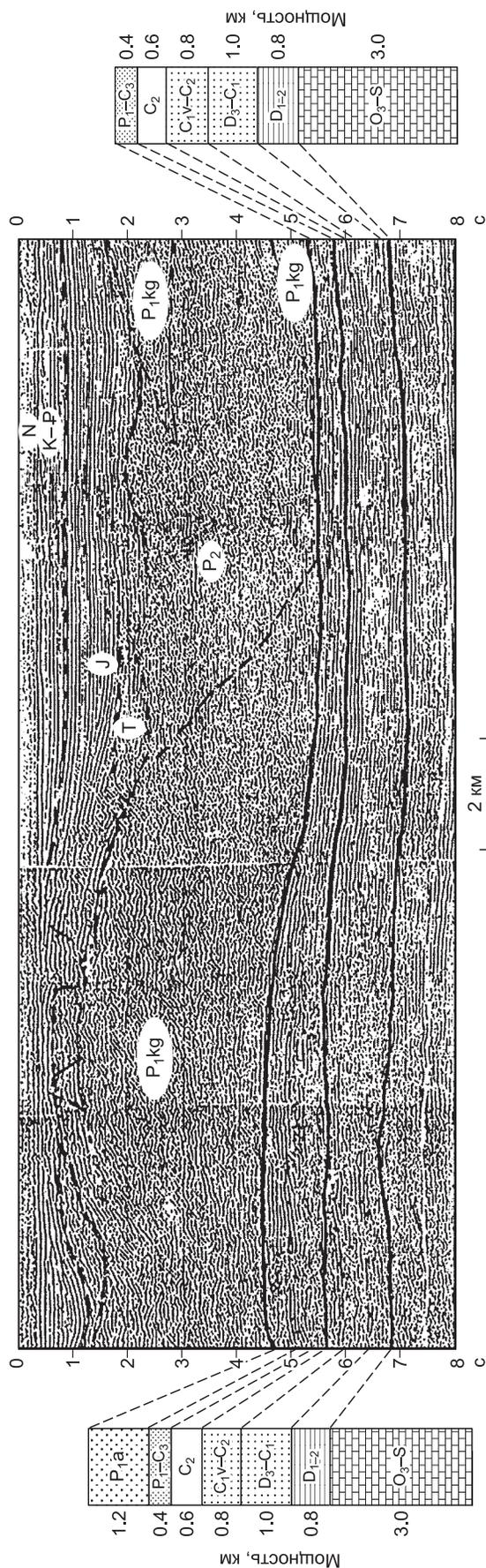


Рис. 5. Типичный сейсмогеологический разрез верхней части осадочного чехла мощностью около 15 км в центральной части Прикаспийской впадины (с изменениями по [Brunet et al., 1999]).

По вертикали показано время распространения волн в прямом и обратном направлении. O_3 — верхний ордовик, S — силур, D_{1-2} — нижний и средний девон, D_3 — верхний девон, C_1 — нижний карбон, C_{1V} — визейский век раннего карбона, C_2 — средний карбон, C_3 — верхний карбон, P_1 — нижняя пермь, P_{1kg} — кунгурский век ранней перми, T — триас, J — юра, K — мел, P — палеоген, N — неоген.

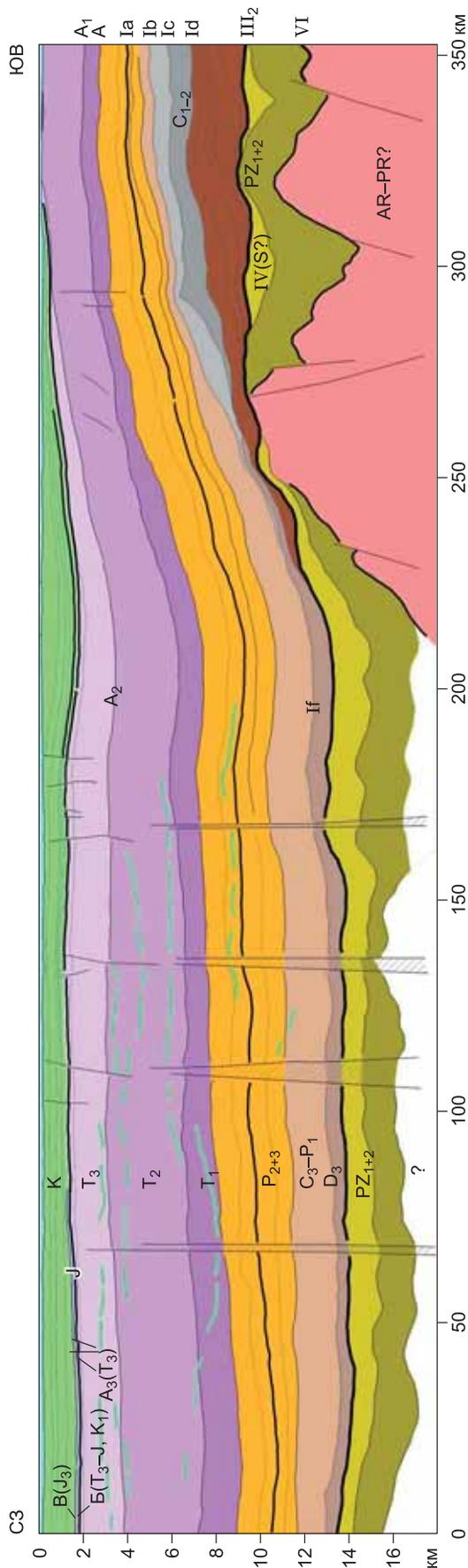


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез через Северо-Баренцевскую впадину (с изменениями, по [Хлебников и др., 2009]).

в результате последующего погружения в палеозое и мезозое в осевой части впадины горизонт III_2 оказался погруженным до глубины 14 км. Как следует из соотношения (13), при $\rho_{\text{ос}} = 2500 \text{ кг/м}^3$ для погружения на такую глубину коры начальной толщины $h_{\text{к}}^0 = 40 \text{ км}$ за счет растяжения надо растянуть ее в $\beta = 2.4$ раза. При таком растяжении рефлектор III_2 был бы разорван многочисленными сбросами с образованием системы наклонных блоков (см. рис. 4). При растяжении в 2.4 раза, согласно (12), угол наклона блоков должен быть весьма значительным ($\theta \approx 30^\circ$). В действительности как этот горизонт, так и все расположенные выше рефлекторы непрерывны, что указывает на отсутствие существенного растяжения.

Во всех впадинах, рассмотренных в настоящем разделе, крупные погружения коры происходили без заметного растяжения, когда погружения, которые могли быть вызваны растяжением коры в более ранние эпохи, уже давно закончились бы. В таких условиях единственным механизмом, способным обеспечить погружения, является уплотнение пород основного состава в нижней коре вследствие эклогитизации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для объяснения значительных погружений континентальной коры в крупных осадочных бассейнах чаще всего используется ее сильное растяжение [Артемяев, Артюшков, 1968; Artemjev, Artyushkov, 1971; McKenzie, 1978; Le Pichon, Sibuet, 1981; Wernicke, 1985; Allen, Allen, 2004]. Образование передовых прогибов складчатых поясов связывают с упругим изгибом литосферы с увеличением глубины бассейна по направлению к фронту складчатости [Beaumont, 1981; Royden, 1993]. В наших работах крупные погружения коры в ряде бассейнов объяснялись уплотнением пород основного состава в нижней коре за счет глубокого метаморфизма [Артюшков, 1993, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005].

Здесь мы рассмотрели данные по трем хорошо изученным осадочным бассейнам: Прикаспийскому, Южно-Каспийскому и Баренцевскому. При огромной глубине $\sim 20 \text{ км}$ эти три впадины представляют собой конечный член ряда осадочных бассейнов, что позволило выделить механизм погружения коры в достаточно чистом виде. Впадины углубляются в сторону от прилегающих к ним складчатых поясов. Это исключает погружение коры вследствие упругого изгиба литосферы, который должен увеличиваться по направлению к фронту складчатости. Глубина всех трех впадин ($\sim 20 \text{ км}$) сильно превышает глубину осадочного бассейна, который образовался бы при растяжении литосферы. Соответственно, аномально погруженным оказывается под ними и раздел Мохо.

В отсутствие на поверхности больших отрицательных аномалий силы тяжести такое строение коры указывает на существование под разделом Мохо мощного слоя эклогитов, более плотных, чем мантийные перидотиты. Скорости продольных волн в них примерно такие же, как в мантии [Christensen, Moore, 1995]. Поэтому, по сейсмическим данным, эклогиты помещают под разделом Мохо, несмотря на то, что по своему составу они относятся к коре. На существование этих тяжелых пород под разделом Мохо указывают и гравиметрические данные [Кабан, 2001; Kaban et al., 2004].

Судя по истории развития впадин, до крупных погружений они располагались на обычной коре континентального типа, в нижней части которой должен был залегать мощный слой габбро. Последующее крупное погружение коры можно объяснить переходом габбро в тяжелые эклогиты.

Важным указанием на малый вклад растяжения коры в ее погружение служит также история его развития. Почти все погружение, обусловленное растяжением, осуществляется за первые ~100 млн лет со скоростью, быстро убывающей во времени. В рассмотренных впадинах, по крайней мере, половина осадков (~10 км) накопилась позже, когда погружение, связанное с растяжением, должно было уже закончиться.

Еще одним свидетельством независимости крупных погружений от растяжения коры является отсутствие в рассмотренных впадинах больших деформаций в фундаменте и осадочном чехле, характерных для областей интенсивного рифтогенеза. В Южно-Каспийской впадине новейшее погружение на ~10 км произошло в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где действуют сжимающие напряжения. Деформации растяжения в ней отсутствуют. В Прикаспийской и Баренцевской впадинах в фундаменте выделяются отдельные сбросы, но связанное с ними растяжение не превышает нескольких процентов.

Автор благодарит С.П. Кориковского за ценные дискуссии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-684) и программы 23 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е., Артющков Е.В.** О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
- Артющков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- Артющков Е.В.** Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.
- Артющков Е.В.** Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.
- Артющков Е.В.** Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 61—74.
- Артющков Е.В., Егоркин А.В.** Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.
- Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н.** Результаты сейсмических исследований по опорным профилям AP-1 и AP-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр, 2001, № 10, с. 3—7.
- Кабан М.К.** Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии: 1. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести // Российский журнал наук о Земле, 2001, т. 3, № 2, с. 143—163.
- Кориковский С.П.** Програнные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600—700 °С // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1352—1366.
- Кориковский С.П.** Програнные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология, 2009, т. 17, № 4, с. 339—354.
- Соболев С.В., Бабейко А.Ю.** Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.
- Хлебников П.А., Беленький В.Я., Гарзанов Г.Е., Пешкова И.Н., Казанин Г.С., Шкарубо С.И., Павлов С.П., Шлыкова В.В.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Северо-Баренцевской впадины // Разведка и охрана недр, 2009, № 4, с. 13—21.
- Шпилов Э.В., Тарасов Г.А.** Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты, КНЦ РАН, 1998, 308 с.
- Allen P.A., Allen J.R.** Basin analysis: principles and applications, Maldon, Blackwell. 2004, 451 p.
- Artemjev M.E., Artyushkov E.V.** Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 1197—1211.
- Artyushkov E.V.** Rifts and grabens // Tectonophysics, 1987, v. 133, p. 321—331.

Badley M.E., Price J.D., Rambech-Dahl C., Agdestein T. The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional models of basin formation // *J. Geol. Soc. London*, 1988, v. 145, pt. 3, p. 455—472.

Beaumont C. Foreland basins // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1981, v. 65, p. 291—329.

Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I. The geodynamic evolution of the Precaspian basin along a north-south section // *Tectonophysics*, 1999, v. 313, p. 85—106.

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.

Kaban M.K., Schwintzer P., Reigber Ch. A new isostatic model of the lithosphere and gravity field // *J. Geodesy*, 2004, v. 78, p. 368—385.

Le Pichon X., Sibuet J.C. Passive margins: a model of formation // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 3708—3720.

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

Mechie J., Abu-Ayyash K., Ben-Abracham Z., El-Kelani R., Qabbani I., Weber M. Crustal structure of the southern Dead Sea basin derived from project DESIRE wide-angle seismic data // *Geophys. J. Intern.*, 2009, v. 178, № 1, p. 457—478.

Nevolin N.V., Fedorov D.L. Paleozoic pre-salt sediments in the Precaspian petroliferous province // *J. Petrol. Geol.*, 1995, v. 18, № 4, p. 453—470.

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

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

Wessely G. Structure and development of the Vienna Basin in Austria // *The Pannonian System. A study in basin evolution* / Eds. L.Y. Royden, F. Horvath. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1988, v. 45, p. 333—346.

Ziegler P.A. Crustal thinning and subsidence in the North Sea // *Nature*, 1983, v. 304, № 5926, p. 561.

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 11 июня 2010 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
7 мая 2010 г.*