

ОБРАЗОВАНИЕ СВЕРХГЛУБОКОГО СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО ПРОГИБА ВСЛЕДСТВИЕ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Е.В. Артюшков

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

На северо-востоке евразийского шельфа расположен крупный Северо-Чукотский прогиб. Мощность осадков в нем достигает 22 км, что значительно больше, чем необходимо для заполнения глубоководной впадины на океанической коре. Осадконакопление началось в прогибе 380 млн лет назад. До 16 км осадков образовалось за последние 125 млн лет, когда погружение океанической коры уже давно завершилось бы. Эти данные указывают на то, что под осадками в прогибе залегают кора континентального типа. На большей части его площади деформации растяжения коры отсутствуют. В таких условиях ее крупное погружение следует связывать с уплотнением пород основного состава в нижней коре за счет эклогитизации. Чтобы удерживать консолидированную кору под 22 км осадков, под ее верхней (гранитной) частью должен залежать слой тяжелых эклогитов толщиной ~25 км. На нескольких этапах в прогибе формировались крутые флексуры фундамента. Их образование свидетельствует о сильном размягчении литосферного слоя при инфильтрации в него активного флюида из небольших мантийных плюмов. В эти эпохи в нижней коре резко ускорялась эклогитизация, что приводило к быстрым погружениям. Такое погружение произошло в прогибе в барреме—альбе, когда в нем накопилось до 11.5 км осадков. Быстрые погружения, по-видимому, проявлялись и в более ранние эпохи, а также в позднем мелу. Вместе с формированием крутых флексур они являются характерной особенностью крупных нефтегазоносных бассейнов. Поэтому можно ожидать, что Северо-Чукотский прогиб относится к тому же типу структур.

Погружение коры, эклогитизация, размягчение литосферы, нефтегазоносность, Северо-Чукотский прогиб.

THE SUPERDEEP NORTH CHUKCHI BASIN: FORMATION BY ECLOGITIZATION OF CONTINENTAL LOWER CRUST, WITH PETROLEUM POTENTIAL IMPLICATIONS

E.V. Artyushkov

The large North Chukchi Basin in the northeastern Eurasian shelf is filled with up to 22 km of sediments, which is far thicker than filling a basin upon oceanic crust would require. The basin sedimentation began 380 Myr ago, and about 16 km of sediments have been deposited for the past 125 Myr, long after the oceanic crust would have completed its subsidence. This fact is in favor of the continental instead of oceanic crust origin. Rapid basin subsidence appears to be driven by a mechanism other than crustal stretching as the latter has no evidence over the greatest part of the basin area. The suggested basin formation model implies a transformation of gabbro into denser eclogite in the lower crust and related contraction of mafic rocks. To sustain consolidated crust beneath 22 km thick sediments, the layer of dense eclogites under the granitic layer must be at least ~25 km thick. The presence of basement flexures formed at several stages of the basin evolution indicates a considerable loss of lithospheric rigidity under the effect of fluid infiltration from small mantle plumes. The fluids catalyzed the eclogitization and thus increased the subsidence rate. Rapid subsidence apparently occurred in Barremian-Albian time, when the basin had accumulated up to 11.5 km of sediments. Besides the Early Cretaceous event, there were possibly several older events of rapid subsidence. This basin subsidence history, along with the evidence of steep lithospheric flexure, is a known feature of large petroleum basins. Therefore, the North Chukchi Basin may be expected to be an oil and gas producer.

Basin subsidence, eclogitization, lithosphere softening, petroleum potential, North Chukchi Basin

ВВЕДЕНИЕ

Внутри континентов и на их окраинах расположен ряд осадочных бассейнов, где мощность осадков достигает ~20 км. К числу таких сверхглубоких бассейнов относятся, например, Прикаспийская, Южно-Каспийская и Восточно-Баренцевская впадины. Консолидированная кора над разделом Мохо в этих областях утонена до 10—15 км, а скорости продольных волн в ней повышены до значений, типичных для базальтового слоя. Поэтому часто предполагается, что в указанных прогибах под осадками залегают океаническая кора [Аплонов, 1995; Верба и др., 2001; Jackson et al., 2002]. История развития погружения в них не характерна для коры океанического типа, а осадков там значительно больше, чем могло на ней накопиться. Данные особенности позволили установить, что в действительности прогибы подстилают

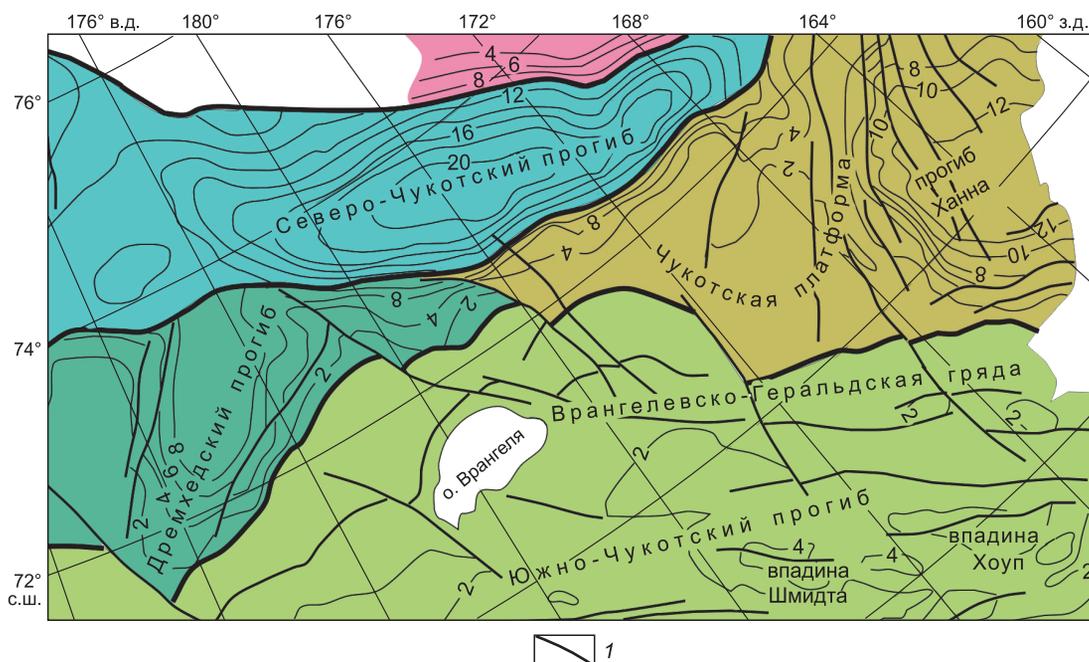


Рис. 1. Мощность осадков (км) в северной части шельфа Чукотского моря, по [Косько и др., 2008] с изменениями.

1 — разломы.

сы континентальной корой, крупное погружение которой было обусловлено уплотнением пород основного состава в ее нижней части вследствие эклогитизации — перехода габбро в эклогиты, более плотные, чем мантийные перидотиты [Артюшков, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005]. По своему среднему химическому составу эклогиты относятся к земной коре, но скорости продольных волн в них примерно такие же, как в перидотитах. По сейсмическим данным, мощные слои эклогитов оказываются расположенными под разделом Мохо и обычно считается, что под ним в сверхглубоких прогибах залегает мантия.

При температурах $T \geq 400$ °C в породах кислого и среднего составов образуется гранат [Кориковский, 1979]. В его присутствии скорости упругих волн в породах повышаются [Соболев, Бабейко, 1994; Sobolev, Babeiko, 1994]. В сверхглубоких прогибах верхняя кора перекрыта слоем осадков мощностью ~20 км и находится при высоких температурах $T \geq 600$ °C [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Хуторской и др., 2003; Глумов и др., 2004]. Поэтому она содержит значительные объемы граната, и скорости упругих волн в данном слое оказываются значительно выше, чем в гранитном слое холодных континентальных платформ. Таким образом, высокие скорости продольных волн в консолидированной коре сверхглубоких прогибов не являются указанием на океаническую природу этой коры и вполне совместимы с ее континентальным происхождением.

На северо-востоке шельфа Евразии расположены несколько глубоких осадочных бассейнов (рис. 1). Наиболее крупный и глубокий из них — это Северо-Чукотский прогиб на севере Чукотского моря. Его длина составляет около 900 км при ширине до 360 км. Западная (основная) часть прогиба относится к акватории Российской Федерации. Восточная часть прогиба, к востоку от меридиана 169° з.д., принадлежит к акватории США. Мощность осадочного чехла в прогибе оценивается в 20—22 км [Государственная..., 2005]. Вместе с Прикаспийской, Южно-Каспийской и Восточно-Баренцевоморской впадинами Северо-Чукотский прогиб относится к числу самых глубоких осадочных бассейнов на Земле.

Сейсмические зондирования в глубокой части Северо-Чукотского прогиба не проводились. Тем не менее, как и для других сверхглубоких бассейнов, под осадками здесь иногда предполагается существование океанической коры [Пискарев-Васильев, 2004]. Согласно другой точке зрения, Северо-Чукотский прогиб сформирован рифтогенезом — растяжением континентальной литосферы [Богданов и др., 1995]. В настоящей работе на основе анализа данных об истории развития прогиба и о строении его осадочного чехла устанавливается природа консолидированной коры в прогибе и механизм ее погружения.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОГРУЖЕНИЯ И ПРИРОДА КОРЫ В ПРОГИБЕ

Глубина поверхности кристаллического основания в средней части Северо-Чукотского прогиба показана на рис. 2. Сейсмическое профилирование до поверхности фундамента было выполнено только

Рис. 2. Глубина поверхности фундамента в средней части Северо-Чукотского прогиба, по [Объяснительная записка..., 2005] с изменениями.

1 — изолинии глубины поверхности фундамента (км); 2 — крупные разломы; 3 — расположение сейсмического профиля SC-90-01. АБ — геологический разрез (см. рис. 5).

в южной части прогиба, где положение этой границы определяется достоверно. На остальной части прогиба ее глубина показана предположительно. Надежное разрешение по данным сейсмического профилирования достигается до глубины 18 км (7.5 с), вплоть до которой погружение фундамента продолжается под значительными углами (рис. 3). Крайне маловероятно, чтобы именно с этой глубины начиналось резкое выполаживание данной границы. Поэтому предполагается [Объяснительная записка..., 2005], что глубина прогиба в его осевой части достигает 22 км.

Сейсмогеологический разрез, соответствующий южной части профиля (см. рис. 3), изображен на рис. 4. Поперечный геологический разрез осадочного чехла прогиба дан на рис. 5. Бурение в прогибе не проводилось. Расчленение его разреза опирается на буровые данные по американскому шельфу [Sherwood, 1995], где к юго-востоку от юго-восточного угла карты (см. рис. 2) пробурены две скважины Rorson и Cracker Jack. Кроме того, ряд скважин имеется на северо-западном побережье Аляски. На основе этих данных предполагается, что фундамент Северо-Чукотского прогиба имеет позднепротерозойский—среднепалеозойский возраст, а погружение коры началось в нем в позднем девоне. С позднего девона и вплоть до середины раннего мела за 250 млн лет в осевой части прогиба накопилось около 6 км осадков. На рис. 4 это интервал разреза между отражающими горизонтами Ч-I и Ч-III, на рис. 5 сюда относятся слои PZ_2 и PZ_3-K_1 . На южном крыле прогиба мощность осадков данного возрастного интервала значительно выше (10—12 км). Внутри него между осадками PZ_2 и PZ_3-K_1 выделяется горизонт Ч-II (см. рис. 4). Он представляет собой хорошо выраженное эрозионное несогласие, сформировавшееся в субаэральных условиях.

В середине раннего мела произошло осушение прогиба, продолжавшееся вплоть до баррема, когда погружение коры возобновилось. В результате за вторую половину раннего мела (баррем—альб) в Северо-Чукотском прогибе накопилось до 11.5 км осадков, так называемого, нижнебрукского комплекса. На рис. 5 им соответствует слой K_1br-al , а на рис. 4 — слой, расположенный между границами Ч-III и Ч-IV. В конце раннего мела имела место регрессия, сопровождавшаяся выравниванием рельефа и образованием коры выветривания. В позднем мелу погружение коры возобновилось со значительно более низкой скоростью, и за это время в прогибе накопилось от 1.5 до 4.5 км осадков: K_2 (см. рис. 5) и слой между границами Ч-IV и Ч-V (см. рис. 4). После субаэрального перерыва в начале кайнозоя погружение продолжилось и, несколько раз прерываясь регрессиями, привело к накоплению еще до 2—3 км осадков.

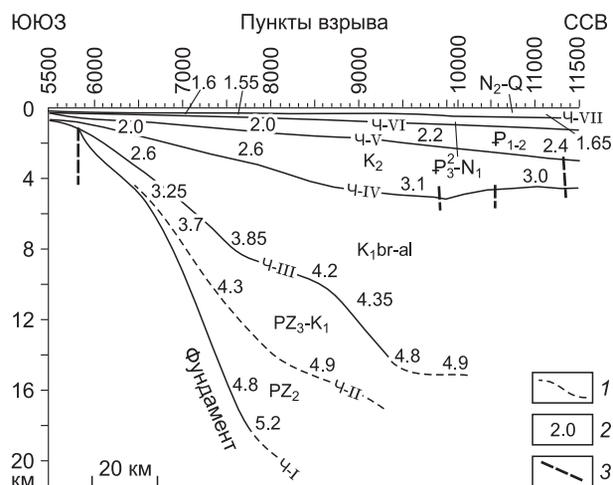
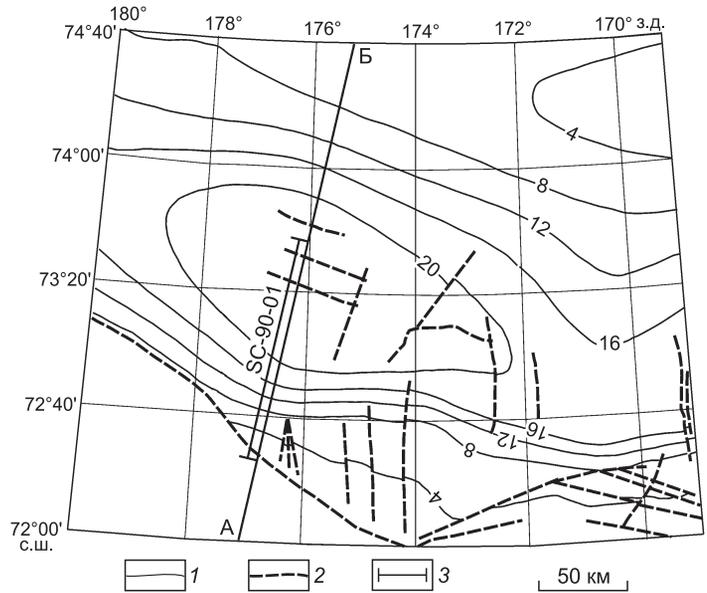


Рис. 3. Разрез осадочного чехла по профилю SC-90-01 через южный склон и центральную часть Северо-Чукотского прогиба, по [Объяснительная записка..., 2005] с изменениями.

Расположение профиля показано на рис. 2. 1 — сейсмические отражающие горизонты; 2 — значения средних скоростей (км/с); 3 — тектонические нарушения.

Здесь и далее: Ч-I — поверхность фундамента, Ч-II — несогласие на границе девона и карбона, Ч-III — несогласие на подошве баррема в нижнем мелу, Ч-IV — несогласие на границе нижнего и верхнего мела, Ч-V — подошва палеоцена, Ч-VI — подошва верхнего олигоцена, Ч-VII — подошва плиоцена. P_{1-2} — палеоцен—эоцен, K_2 — верхний мел, K_1br-al — нижний мел (баррем—альб), PZ_3-K_1 — верхний палеозой—низы нижнего мела, PZ_2 — средний палеозой, PR_2-PZ_2 — средний протерозой—средний палеозой.

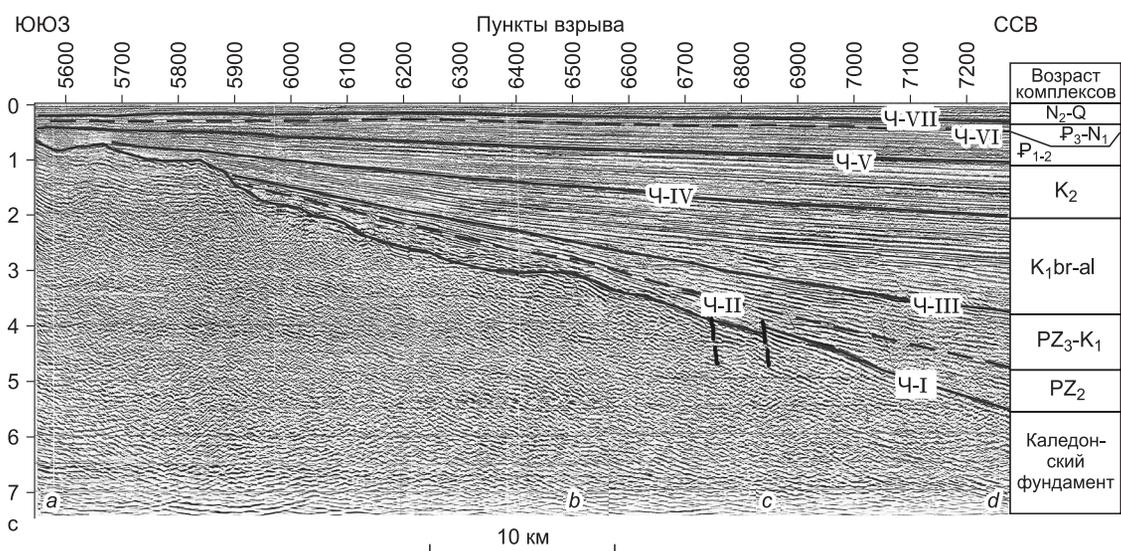


Рис. 4. Строение осадочного чехла на южном крыле Северо-Чукотского прогиба.

Южная часть сейсмического профиля SC-90-01 дана на рис. 2, по [Виноградов и др., 2004] с изменениями. *a, b, c, d* — границы отрезков профиля.

Глубинное сейсмическое зондирование проводилось только в северо-западной части прогиба, где его глубина не превышает 11 км (рис. 6). Консолидированная кора здесь имеет толщину 14—15 км и включает гранитный слой толщиной около 5 км. Такая кора относится к континентальному типу. На основе гравиметрических данных предполагается, что в глубокой части прогиба под осадками залегает базальтовая океаническая кора (рис. 7). Чтобы определить природу коры в данной области, сопоставим историю развития ее погружения с погружением океанической коры, образовавшейся на оси спрединга. Погружение океанической коры обусловлено охлаждением коры и мантии в дрейфующей литосферной плите и продолжается около 80 млн лет со скоростью, быстро затухающей во времени [Watts, 2001]. По мере заполнения впадины осадками происходит изостатическое погружение коры. С учетом этого фактора, для окончательного заполнения впадины на океанической коре с начальной глубиной воды h_B^0 после охлаждения коры и мантии должен накопиться слой осадков мощностью

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

Здесь $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии, $\rho_B = 1030 \text{ кг/м}^3$ — плотность морской воды, ρ_{oc} — плотность осадков. После охлаждения за ~80 млн лет литосферной плиты, образовавшейся на оси спрединга, глубина воды в океанических впадинах достигает значений $h_B^0 = 5.0\text{--}5.5 \text{ км}$. Используя плотностной разрез коры Северо-Чукотского прогиба [Государственная..., 2005], среднюю плотность осадков в нижней части осадочного чехла между рефлекторами Ч-I и Ч-III в глубокой части прогиба можно оценить как $\rho_{oc} = 2560 \text{ кг/м}^3$. При этом, как следует из (1), для полной компенсации океанической впадины с глубиной воды $h_B^0 = 5.0\text{--}5.5 \text{ км}$ мощность осадков в ней должна быть

$$h_{oc} = 15\text{--}16 \text{ км}. \quad (2)$$

Как отмечалось, на рубеже среднего и верхнего палеозоя (см. рис. 5, PZ_2 и PZ_3), в прогибе образовалось несогласие, обусловленное субаэральной эрозией. Ему соответствует отражающий горизонт Ч-II (см. рис. 4). Мощность накопившихся к этому времени осадков составляет от нескольких километров до 6 км. Даже с учетом уплотнения осадков под нагрузкой вышележащих пород это, по крайней мере, в несколько раз меньше мощности осадков (2), необходимой для заполнения впадины на океанической коре.

В середине раннего мела в Северо-Чукотском прогибе на уровне кровли слоя $PZ_3\text{--}K_1$ (см. рис. 5)

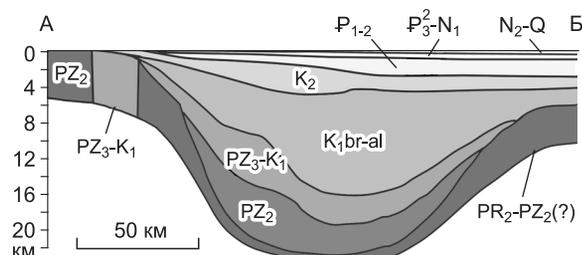
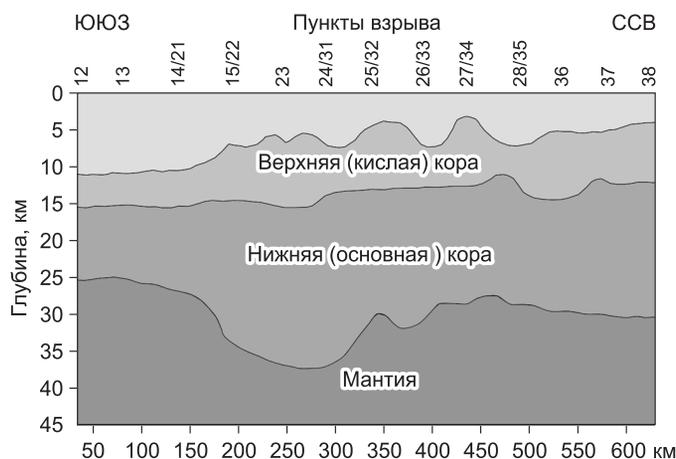


Рис. 5. Геологический разрез по линии АБ на рис. 2, по [Государственная..., 2005] с изменениями.

Рис. 6. Строение земной коры на поднятии Менделеева и на северо-западе Северо-Чукотского прогиба, по [Поселов и др., 2008] с изменениями.



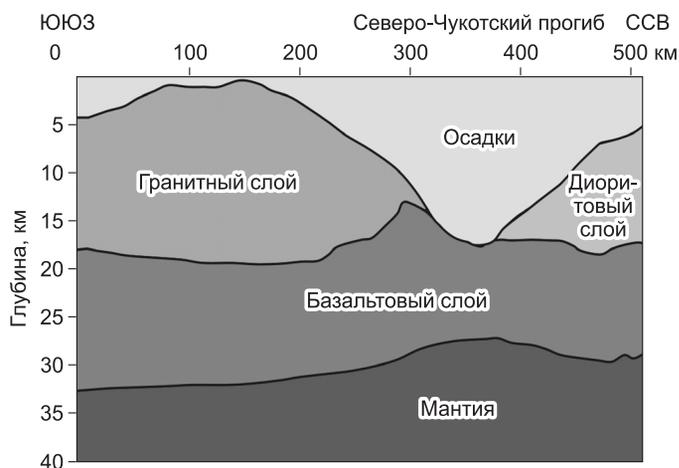
имела место продолжительная регрессия с частичным размывом осадков, произошедшая через 250 млн лет после начала погружения коры. К этому времени охлаждение океанической литосферы, на которое требуется ~100 млн лет, уже давно закончилось бы. Тем не менее к началу мела в северной части прогиба и в его осевой зоне накопилось не более 6—7 км осадков (см. рис. 5). Это в несколько раз меньше мощности осадков (2), необходимой для заполнения впадины на океанической коре. Отсюда следует, что залегающая здесь под осадками консолидированная кора относится к континентальному типу.

В южной части прогиба (см. рис. 5) к началу мела накопилось до 11 км осадков. Это ближе к их мощности (2), необходимой для заполнения океанической впадины. К раннему мелу погружение океанической коры в обеих областях уже давно закончилось бы, но после этого в южной части прогиба накопилось еще 9—12 км осадков, а в его осевой части их образовалось до 16 км. На океанической коре крупное погружение коры через ≥ 100 млн лет после ее образования было бы невозможным.

К настоящему времени в прогибе накопилось до 22 км осадков. Это значительно больше мощности, необходимой для заполнения впадины на океанической коре, что также указывает на ее отсутствие в прогибе. Таким образом, с предположением о существовании океанической коры в Северо-Чукотском прогибе несовместимы три факта: большая длительность погружения, его огромная общая величина, а также компенсация начального прогиба в позднем девоне осадками относительно небольшой мощности. Отсюда следует, что прогиб может подстилаться только корой континентального типа.

ОТСУТСТВИЕ СИЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ КОРЫ

В качестве механизма погружения континентальной коры часто используется растяжение литосферы, вязкое в ее нижней части и неупругое в верхнем слое, где образуются многочисленные сбросы. Этот механизм был вначале предложен для Байкальской впадины [Артемьев, Артюшков, 1968; Artemjev, Artyushkov, 1971], а затем использован для объяснения происхождения основной массы глубоких осадочных бассейнов [McKenzie, 1978; Wernicke, 1985]. В большинстве глубоких прогибов следы сильного растяжения отсутствуют [Артюшков, 1993; Artyushkov, 1992]. Поэтому основную часть погружения коры в них следует, скорее, связывать с эклогитизацией — переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты. Растяжение континентальной коры предлагалось, в частности, для объяснения ее погружения на склонах Баренцевского и Прикаспийского сверхглубоких прогибов [Шипилов, Тарасов, 1998; Brunet et al., 1999]. Анализ деформаций осадочного чехла в этих структурах показал, что на основной части их площади растяжение могло обеспечить не более 5 % крупного фанерозойского погружения [Артюшков, 2005; Артюшков, Егоркин, 2005].



Растяжение континентальной литосферы, рифтогенез, предполагалось и в качестве причины формирования Северо-Чукотского прогиба [Богданов и др., 1995]. Оценим, насколько было бы необходимо растянуть литосферу для образования данного прогиба, и какое растяжение в нем имело место в действительности.

Растяжение литосферы сопровождается подъемом верхней границы астеносферы и

Рис. 7. Разрез земной коры Чукотского моря, предполагаемый на основе гравиметрических данных, по [Пискарев-Васильев, 2004] с изменениями.

изотерм в литосферном слое. Последующее остывание коры и мантии продолжается ~100 млн лет и приводит к дополнительному погружению. После окончания охлаждения конечная глубина прогиба (h_{oc}), образованного растяжением литосферы в β раз, достигает значения [Артюшков, 1993]

$$h_{oc} = [(\rho_m - \rho_k) / (\rho_m - \rho_{oc})] h_k^0 (1 - 1/\beta). \quad (3)$$

Здесь $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$ — средняя плотность земной коры, h_k^0 — ее толщина до начала растяжения и ρ_{oc} — средняя плотность осадков. Судя по данным [Государственная..., 2005], средняя плотность осадков, даже в глубокой части Северо-Чукотского прогиба, очень невелика: $\rho_{oc} = 2400 \text{ кг/м}^3$. Принимая это значение в (3) вместе с $h_k^0 = 40 \text{ км}$, получаем

$$h_{oc} = 21.5(1 - 1/\beta) \text{ (км)}. \quad (4)$$

Рассмотрим фрагмент сейсмического профиля через южный склон прогиба (см. рис. 4). На отрезке bd мощность осадков h_{oc} возрастает от 4.2 до 12.5 км. Как следует из соотношения (4), чтобы обеспечить такое погружение за счет растяжения, необходимо растянуть литосферу в $\beta = 1.24$ раза на левом конце отрезка и в $\beta = 2.39$ раза на правом конце. При этом относительное растяжение

$$\varepsilon = \beta - 1 \quad (5)$$

изменяется от 24 до 139 %.

Проанализируем теперь профиль через северо-восточный склон прогиба (рис. 8). На правом конце профиля осадки нижнего мела отсутствуют. Подошва верхнего мела (Ч-IV) залегает здесь на глубине 6.4 км. Южнее появляются осадки нижнемелового комплекса (K_1br-al). На левом конце профиля его подошва (рефлектор Ч-III) находится на глубине 10.3 км. В прогибе, образованном растяжением литосферы, согласно (4), на данном профиле β -фактор изменялся бы от 1.42 до 1.92. Эти значения соответствуют умеренному растяжению в краевых частях прогиба и сильному растяжению в его глубоких частях. В действительности, на профиле (см. рис. 8) рефлектор Ч-III (подошва баррема) непрерывный, а на профиле (см. рис. 4) рефлектор Ч-I (фундамент) осложнен только одним небольшим взбросом c , указывающим на слабое сжатие коры.

На отдельных сейсмических профилях в Северо-Чукотском прогибе наблюдаются сбросы, свидетельствующие о растяжении литосферы (рис. 9). При небольших углах наклона блоков, ограниченных разломами, растяжение коры равно сумме величин растяжения на всех сбросах. Растяжение на каждом сбросе равно расстоянию по горизонтали между синхронными слоями осадков (или фундамента), разорванными сбросом [Артюшков, 2005]. Так, на отрезке ab (см. рис. 9) средняя мощность меловых и кайнозойских осадков $h_{oc} = 6.3 \text{ км}$. На этом же отрезке на подошве мела растяжение на сбросах составляет 5.3 % ($\beta = 1.053$). Как следует из (4), оно обеспечивает накопление 1080 м осадков, что примерно в шесть раз меньше наблюдаемой величины. Слабое растяжение можно увидеть и на некоторых других профилях

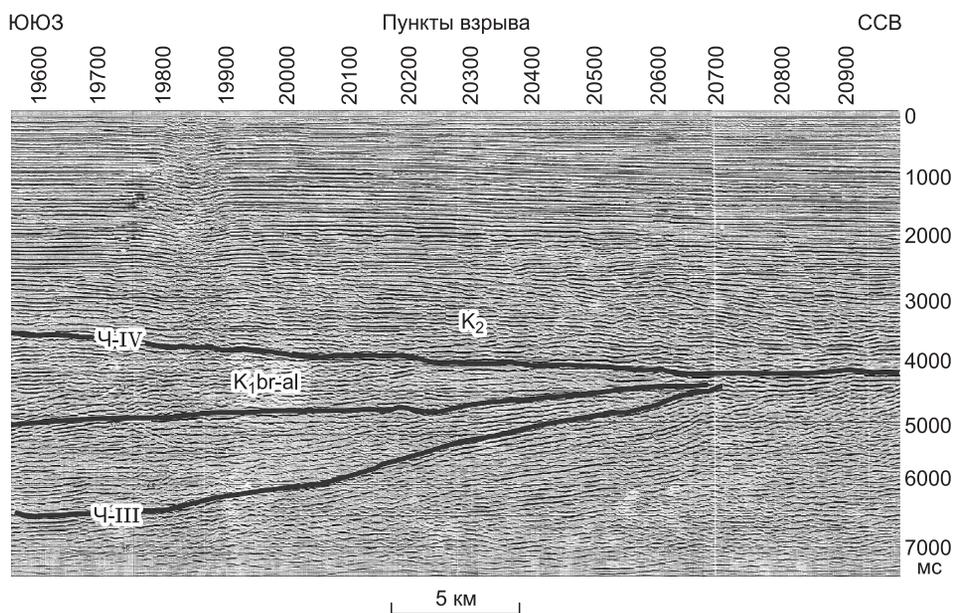


Рис. 8. Строение осадочного чехла на северном крыле Северо-Чукотского прогиба, фрагмент северного окончания профиля SC-90-21A, по [Объяснительная записка..., 2005] с изменениями.

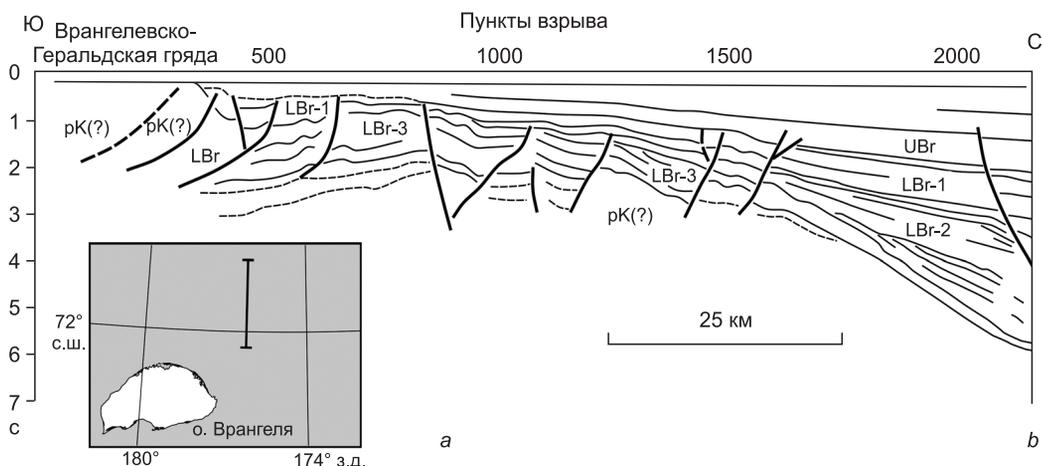


Рис. 9. Профиль МОГТ через юго-западный склон Северо-Чукотского прогиба, по [Косьюко и др., 2004] с изменениями.

UBr — кайнозойский верхнебрукский комплекс, LBr-1, LBr-2, LBr-3 — подразделения нижнебрукского комплекса нижнего и верхнего мела, рК — домеловые отложения.

через Северо-Чукотский прогиб. В целом оно внесло лишь очень небольшой вклад в погружение коры в прогибе.

Несоответствие величин погружения коры и ее утонения и растяжения, наблюдаемых по сейсмическим данным, хорошо установлено для многих глубоких осадочных бассейнов [Ziegler, 1983; Artyushkov, 1992; Артюшков, 1993]. Растяжение оказывается достаточным для объяснения погружения коры и ее утонения лишь в отдельных рифтовых зонах, как, например, в Афарской и Восточно-Китайской. Следует отметить, что для истолкования погружения коры в Северо-Чукотском прогибе растяжением потребовалась бы его чрезвычайно высокая интенсивность. Чтобы обеспечить накопление в Северо-Чукотском прогибе 22 км осадков со средней плотностью 2400 кг/м^3 , согласно соотношению (4), кора начальной толщины 40 км должна была быть растянута вплоть до ее практического исчезновения (β -фактор стремится к бесконечности). В глубоких прогибах средняя плотность осадков может быть больше $\rho_{oc} = 2400 \text{ кг/м}^3$, использованного в приведенных выше оценках. При $\rho_{oc} = 2500 \text{ кг/м}^3$ вместо (4) имеем

$$h_{oc} = 24.1(1 - 1/\beta) \text{ (км)}. \quad (6)$$

В этом случае для образования за счет растяжения литосферы слоя осадков мощностью $h_{oc} = 22 \text{ км}$ кора должна быть утонена до $\sim 4 \text{ км}$. Глубинное сейсмическое зондирование в Северо-Чукотском прогибе не проводилось. Толщина консолидированной коры здесь оценивается как 10—12 км только по гравиметрическим данным (см. рис. 7). В этой оценке не учитывается возможность существования под разделом Мохо пород, более плотных, чем мантийные перидотиты (см. ниже).

Мощность осадков в Северо-Чукотском прогибе примерно такая же, как в Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах [Артюшков, Егоркин, 2005; Артюшков, 2007]. При образовании этих двух впадин за счет вязкого растяжения коры консолидированная кора также была бы утонена примерно до 4 км. В действительности ее толщина значительно больше: 15 км в Прикаспийской и 12—18 км в Южно-Каспийской впадинах, которые не могли быть образованы растяжением континентальной коры. Чтобы удерживать в них консолидированную кору под осадками на глубине $\sim 20 \text{ км}$, под ней должен залегать слой эклогитов толщиной $\sim 25 \text{ км}$, более плотных, чем мантия. Ввиду большого сходства строения указанных впадин и Северо-Чукотского прогиба можно ожидать, что толщина гранитного слоя — консолидированной коры над разделом Мохо в Северо-Чукотском прогибе примерно такая же (12—18 км), как в Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах.

ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ, ОБУСЛОВЛЕННОЕ ЭКЛОГИТИЗАЦИЕЙ

В отсутствие значительного растяжения погружение континентальной коры в Северо-Чукотском прогибе требовало уплотнения пород в литосферном слое. В качестве механизма погружения коры без ее растяжения часто используется термоупругое сжатие коры и мантии при их охлаждении [Sleep, 1971]. Охлаждение коры и мантии в литосфере, испытавших сильный нагрев, продолжается 50—100 млн лет. На большей части площади прогиба основная масса осадков накопилась через $\geq 100 \text{ млн лет}$ после начала погружения. В это время термоупругое сжатие пород при их охлаждении уже не могло влиять на погру-

жение коры. В таких условиях основную часть погружения следует связывать с эклогитизацией — переходом габбро в нижней коре в более плотные эклогиты или гранатовые гранулиты.

Допустим, что в результате этого перехода из габбро с плотностью $\rho_{гб}$ образовался слой эклогитов плотностью ρ_3 и толщиной h_3 . Ширина Северо-Чукотского прогиба достаточно велика, так что литосфера в нем близка к состоянию локального изостатического равновесия. При этом условии

$$h_3 = (\rho_{гб}/\rho_M)[(\rho_M - \rho_{ос})/(\rho_3 - \rho_{гб})]h_{ос}. \quad (7)$$

Плотность эклогитов, образовавшихся на глубинах, соответствующих самым низам континентальной коры, составляет 3450—3500 кг/м³ [Sobolev, Babeiko, 1994; Соболев, Бабейко, 1994]. Полагая $\rho_{гб} = 2930$, $\rho_M = 3330$, $\rho_{ос} = 2500$ кг/м³, $h_{ос} = 22$ км, находим $h_3 = 28$ км. Толщина слоя габбро, из которого образовались эклогиты, была $h_{гб} = (\rho_3/\rho_{гб})h_3 = 33—37$ км. Скорости упругих волн в эклогитах примерно такие же, как в мантийных перидотитах [Christensen, Mooney, 1995]. Поэтому, если в прогибе будут выполнены глубинные сейсмические зондирования, то раздел Мохо в нем будет проведен по кровле эклогитов.

Следует отметить, что для объяснения погружения коры в осадочных бассейнах иногда используются и другие механизмы. Так, формирование передовых прогибов складчатых поясов объясняют упругим изгибом литосферы по направлению к фронту складчатости [Royden, 1993; и др.]. В таком случае глубина передового прогиба должна увеличиваться в данном направлении, достигая максимального значения перед фронтом складчатости. Во внутриплитных прогибах этого не наблюдается. Они обычно включают два склона, вдоль которых фундаментом погружается по направлению к оси прогиба. Такое строение характерно и для Северо-Чукотского прогиба (см. рис. 1, 5). Еще один механизм погружения [Cloetingh et al., 1985; Nikishin et al., 1996] основан на том, что под влиянием сил, действующих вдоль литосферного слоя с переменной по латерали мощностью, этот слой изгибается, отклоняясь по вертикали от изостатически равновесного положения [Артюшков, 1979; Artyushkov, 1974]. Амплитуда погружения, обусловленного данным эффектом, обратно пропорциональна квадрату ширины прогиба. Поэтому значительное погружение может иметь место только в узких прогибах. Для широких областей погружение оказывается очень небольшим [Артюшков, Чехович, 2002]. Для Северо-Чукотского прогиба эта величина не превышает 100—200 м, что на два порядка величины меньше глубины прогиба. В таких условиях и в отсутствие сильного растяжения эклогитизация остается единственным возможным механизмом образования этого сверхглубокого осадочного бассейна.

БЫСТРОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И РАЗМЯГЧЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В РАННЕМ МЕЛУ

Как отмечалось, после субаэрального перерыва в раннем мелу (баррем) в Северо-Чукотском прогибе началось крупное погружение коры. За баррем, апт и альб в его осевой части накопилось до 11.5 км осадков нижнебрукского комплекса. За этим последовало общее поднятие области с размывом осадков и формированием коры выветривания. Продолжительность описанного погружения не превышает 20 млн лет. Средняя скорость осадконакопления составляла ~600 м/млн лет, что является весьма значительной величиной. Таким образом, в барреме—альбе в прогибе имело место быстрое погружение коры большой амплитуды.

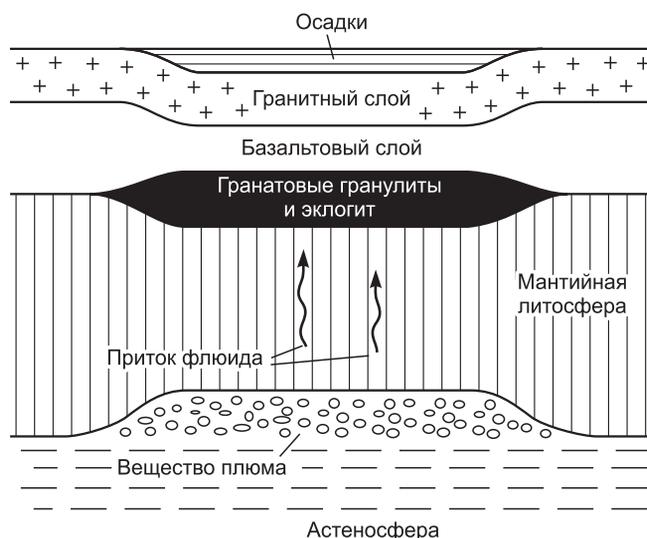
Быстрые погружения континентальной коры являются характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов [Артюшков, 1993, 2000, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005]. Они имели место в Западной Сибири, в Баренцевской, Прикаспийской и Южно-Каспийской впадинах, в бассейнах области Персидского залива и во многих других. Быстрые погружения были обусловлены инфильтрацией в литосферу активного флюида из небольших мантийных плюмов, что резко ускоряло эклогитизацию с уплотнением пород основного состава в нижней коре. В таких условиях обычно на месте мелководного шельфа возникали глубоководные впадины (рис. 10). При высокой скорости осадконакопления впадины успевали в основном заполниться осадками, как это имело место в Южном Каспии в плиоцен-четвертичное время.

Поступление в литосферу флюида приводило одновременно к ее резкому размягчению [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, 2003, 2007] вследствие эффекта Ребиндера [Ребиндер, Венстрем, 1937; Траскин, 2009]. Во многих нефтегазоносных бассейнах в таких условиях возникали крутые флексуры высотой несколько километров и более и шириной в десятки километров. Эффективная толщина упругой части литосферы T_y обычно определяется по ширине ее изгиба L [Burov, Diament, 1995]. Для простых оценок можно воспользоваться соотношением [Артюшков, 2003]

$$T_y \cong 5.3 \cdot 10^{-2}[L]^{4/3} \text{ (км)}. \quad (8)$$

В Северо-Чукотском прогибе крутые флексуры наблюдаются на нескольких уровнях, что хорошо видно, например, в левой части рис. 5. Крутой изгиб фундамента прослеживается по всему южному

Рис. 10. Быстрое образование глубокого осадочного бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры при поступлении в нее активного флюида из небольшого мантийного плюма.



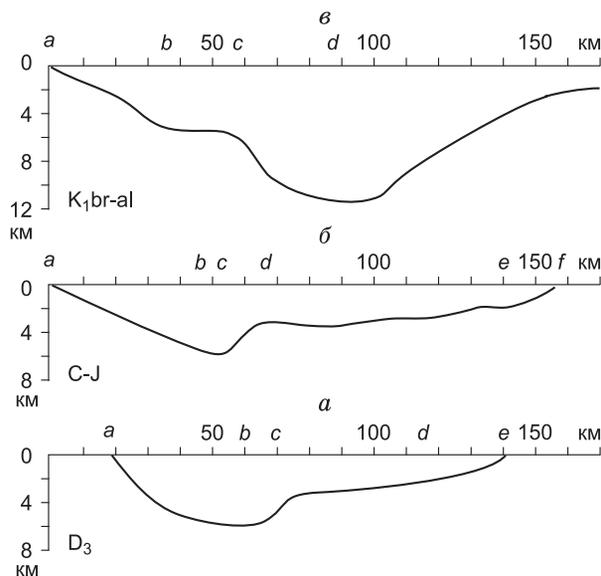
склону прогиба (см. рис. 2). В этой области расстояние между изолиниями его глубины 8 и 16 км составляет всего лишь 15—20 км. Согласно (8), значения $L \cong 20$ км формально соответствуют $T_y \cong 3$ км. Большие деформации литосферы (см. рис. 2, 5) находятся далеко за пределом упругости. Следовательно, во время формирования флексур фактически происходило вязкое течение данного слоя.

На рис. 11, б показана современная мощность осадков баррема—альба на профиле (см. рис. 5). Здесь можно выделить флексуру *ab* высотой 5.5 км, шириной $L = 37$ км и флексуру *cd* высотой 5.8 км, шириной $L = 32$ км. Из (8) следует, что эти значения L соответствуют $T_y = 6.5$ и 5.4 км.

На рис. 12 представлена суммарная мощность осадков, накопившихся в южной части прогиба после начала погружения в барреме. Сюда входят как осадки баррема—альба, так и перекрывающие их отложения верхнего мела и кайнозоя. Мощность отложений верхнего мела—миоцена на площади изменяется достаточно плавно (см. рис. 5). Поэтому резкие изменения глубины подошвы баррема отражают главным образом изменения мощности отложений баррема—альба, образовавшихся во время быстрого погружения в раннем мелу. Крутая флексура на подошве баррема шириной не больше нескольких десятков километров проходит вдоль всей южной части прогиба (см. рис. 12). На востоке при высоте 6 км она сужается до ширины $L \cong 15$ км. Согласно (8), это значение L формально соответствует чрезвычайно малой эффективной упругой толщине литосферы $T_y \cong 2$ км. Флексуры шириной $L \cong 30$ км и высотой 4—6 км существуют на подошве баррема и во внутренней части прогиба (см. рис. 12). При $L \cong 30$ км из (8) следует, что $T_y \cong 5$ км.

Как отмечалось, сильное размягчение литосферы обычно происходит во время быстрых погружений при инфильтрации в нижнюю кору активного флюида из небольших мантийных плюмов. Поэтому формирование в раннем мелу крутых флексур подтверждает проявление в эту эпоху быстрого погружения в Северо-Чукотском прогибе. В отсутствие скважин в глубокой (российской) части прогиба реконструировать историю развития раннемелового погружения коры более точно не удастся. Обычно предполагается, что нижнебрукский комплекс здесь представлен мелководными отложениями. Нельзя, однако, исключить, что на каком-то этапе скорость погружения могла резко возрастать, значительно превышая ее значение ~600 м/млн лет, среднее для скорости осадконакопления на всем баррем-альбском интервале.

Для реконструкции погружения в прогибе обычно используются буровые данные по прилегающим



к нему с юго-востока менее глубоким осадочным бассейнам на американском шельфе и на Аляске. В этих областях в нижней части нижнебрукского комплекса залегают богатые органикой черные глинистые сланцы баррема (пачка Пейбл Шейл), перекрытые глинистыми сланцами апта и альба. В нефтегазоносных бассейнах такие осадки (доманикиты, баженины и т.д.) часто заполняли глубоководные и относительно глубоководные впадины, образованные быстрыми погружениями [Артюшков, 1993]. С большой вероятностью можно предполагать, что быстрое погружение с образованием глу-

Рис. 11. Современная мощность осадков, накопившихся в Северо-Чукотском прогибе.

a — в позднем девоне, *б* — с карбона по ранний неокм в раннем мелу, *в* — в барреме—альбе. Мощности осадков построены вдоль профиля АБ (см. рис. 2). *a, b, c, d, e, f* — границы отрезков профиля.

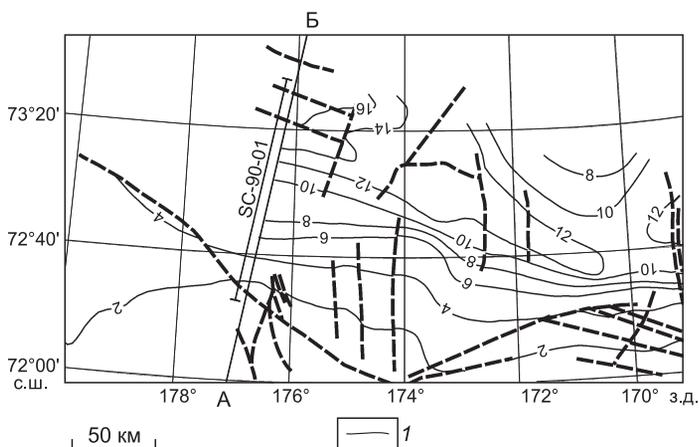


Рис. 12. Мощность осадков, накопившихся в Северо-Чукотском прогибе с начала погружения в барреме, в раннем мелу, по [Государственная..., 2005] с изменениями.

1 — изолинии глубины подошвы баррема (км). Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

боковой впадины в барреме произошло и в Северо-Чукотском прогибе. В таком случае в основании баррем-альбского разреза здесь может залегать мощный слой черных сланцев с высоким содержанием органики.

С позднего мела и вплоть до плейстоцена погружение коры в прогибе было более равномерным по площади и прерывалось регрессиями с образованием кор выветривания [Объяснительная записка..., 2005]. Предполагается, что за это время накопление до 5—6 км осадков происходило в мелководных условиях. Однако есть указания на формирование в восточной части прогиба в позднем мелу клиноформ высотой несколько сотен метров [Grantz et al., 1990]. Такие структуры обычно заполняют впадины с глубиной воды, примерно в полтора раза превышающей современную высоту клиноформ [Артюшков, 1993]. Это имело место после быстрых погружений коры в ранневожское время в поздней юре в Западно-Сибирском, Карском и Баренцевском нефтегазоносных бассейнах. Достаточно вероятно, что в Северо-Чукотском прогибе в позднем мелу произошло быстрое погружение умеренной амплитуды. Во многих нефтегазоносных бассейнах, например, в Предкавказском прогибе и бассейне Кампос на бразильской континентальной окраине Атлантики, быстрые погружения коры с образованием нефтегазоматеринских пород проявились также в начале олигоцена [Артюшков, 1993]. Представляло бы интерес более внимательное изучение строения осадочного чехла Северо-Чукотского прогиба на данном уровне.

БЫСТРОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И РАЗМЯГЧЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ—ЮРЕ

В нижней части осадочного чехла прогиба под осадками нижнебрукского комплекса залегают отложения, мощность которых составляет 6 км в осевой части прогиба и достигает 11 км на его южном склоне (см. рис. 5). Эти отложения образуют два комплекса, каждый из которых ограничен сверху эрозивным несогласием, сформировавшимся во время осушения дна моря. Верхний комплекс (PZ_3-K_1) включает осадки карбона, перми, триаса, юры и низов раннего мела. Нижний (среднепалеозойский) комплекс (PZ_2), скорее всего, сложен осадками верхнего девона.

Судя по данным бурения на американском шельфе, предполагается, что осадки комплексов представлены в основном мелководными фациями — терригенными породами и карбонатами с прослоями каменного угля [Объяснительная записка..., 2005]. Такие породы обычно формируются в платформенных условиях. Мощности комплексов сильно изменяются (см. рис. 5), однако на коротких расстояниях, что характерно для областей, где проявлялись быстрые погружения коры при инфильтрации в нее активного флюида.

Современную мощность верхнего комплекса (PZ_3-K_1) на профиле (см. рис. 5) можно рассмотреть на рис. 11, б. Поскольку в начале мела произошла регрессия, то в первом приближении здесь представлена глубина, на которой в это время залегала подошва осадков раннего карбона. С учетом последующего уплотнения осадков под нагрузкой вышележащих отложений мощностью до 16—18 км глубина бассейна была выше, показанной на рисунке. Соответственно, больше была и высота флексур на подошве карбона. На отрезке *ab* шириной $L = 50$ км (см. рис. 11, б) мощность осадков возрастает до 5.6 км, на *cd* шириной $L = 17$ км она уменьшается на 2.6 км, достигая 3 км. Крутая флексура наблюдается и на отрезке *ef* шириной $L = 17$ км в правой части профиля. Поскольку часть осадков здесь была, по-видимому, срезана в начале мела, то начальная ширина флексуры была несколько больше.

Данные неоднородности погружения указывают на резкое размягчение литосферы, во время которого происходило ее быстрое погружение вследствие эклогитизации. В отсутствие выраженных рефлекторов внутри рассматриваемого комплекса датировать такое погружение (или погружения) не удастся. В рассматриваемую эпоху продолжительностью ~230 млн лет быстрые погружения коры, обусловленные эклогитизацией, проявлялись на разных уровнях в Прикаспийской впадине, Баренцевом и Северном морях, в Западной Сибири, в бассейнах Ближнего Востока и в других глубоких бассейнах [Артюшков, 1993, 2005; Артюшков, Егоркин, 2005]. Для определения эпохи или эпох быстрого погружения в Северо-Чукотском прогибе в позднем палеозое—юре необходимы более детальные сейсмические исследования.

Мощность нижнего комплекса (PZ_2) на профиле (см. рис. 5) показана на рис. 11, а. Поскольку на рубеже девона и карбона произошла регрессия, то в первом приближении профиль соответствует глубине осадочного бассейна в начале карбона. На отрезке ab наблюдается флексурой высотой 6.2 км и шириной $L = 41$ км. Ширина флексуры bc составляет $L = 19$ км при высоте 2.7 км, а флексурой de высотой 3.2 км имеет ширину $L = 26$ км. Формирование флексур такой ширины указывает на сокращение эффективной упругой толщины литосферы до 3—7 км и, следовательно, на резкое размягчение литосферного слоя при инфильтрации в нее активного флюида из небольшого мантийного плюма. В действительности большие деформации, характерные для флюктур (см. рис. 11), находятся далеко за пределами упругости пород и свидетельствуют об их вязком течении.

В присутствии активного флюида должно было произойти и быстрое погружение коры вследствие эклогитизации с уплотнением пород основного состава в ее нижней части. На это может указывать и большая мощность осадков (~6 км), накопившихся за поздний девон. Наиболее вероятно, что быстрое погружение произошло в начале позднего девона, когда такими погружениями были образованы глубоководные впадины в Тимано-Печорском и Волго-Уральском бассейнах, а также в Прикаспийской, Днепровско-Припятской и Баренцевской впадинах [Артюшков, 1993, 2005]. В этом случае в основании осадочного разреза в глубокой части впадины можно ожидать присутствия осадков с высоким содержанием неокисленного органического вещества типа доманика в Тимано-Печорском бассейне или баженовской свиты в Западной Сибири.

Геотермические данные по Северо-Чукотскому прогибу отсутствуют. Верхняя кора залегает в нем на глубинах ≥ 20 —30 км. После быстрых погружений большой амплитуды обычно происходило замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы, что приводило к существенному повышению тепловых потоков в нефтегазоносных бассейнах [Артюшков, 1993]. В таких условиях верхняя кора могла испытать нагрев до температур $T \geq 400$ °С, при которых в породах кислого состава образуется тяжелый гранат [Кориковский, 1979], что приводит к повышению скоростей упругих волн в породе [Sobolev, Vabeyko, 1994; Соболев, Бабейко, 1994]. Поэтому в верхней части консолидированной коры прогиба, расположенной над разделом Мохо, как и в других сверхглубоких прогибах, скорости упругих волн могут быть существенно повышенными [Артюшков, 2007].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ БАСЕЙНА НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Как показал проведенный анализ, огромная глубина Северо-Чукотского прогиба (до 22 км) и длительное развитие погружения коры (в течение 380 млн лет) с его ускорением через 250 млн лет после начала погружения исключают существование под осадками океанической коры и указывают на формирование прогиба на коре континентального типа. Поскольку на основной части прогиба системы листрических сбросов отсутствуют, погружение континентальной коры здесь нельзя связать с ее сильным растяжением. В таких условиях для обеспечения погружения был необходим переход габбро в нижней коре в эклогиты, более плотные, чем мантия. Чтобы удерживать консолидированную кору на глубине ~20 км, под ней должен залегать слой эклогитов толщиной ~25—30 км.

На ряде этапов скорость погружения коры в прогибе резко возрастала, и в нем происходили быстрые погружения, сопровождавшиеся формированием крутых флексур. Это свидетельствует о поступлении в литосферу активного флюида из небольших мантийных плюмов. В таких условиях литосферный слой сильно размягчался за счет эффекта Ребиндера и одновременно резко ускорялась эклогитизация в нижней коре с уплотнением пород основного состава. Быстрые погружения с резким размягчением литосферы являются характерными признаками крупных нефтегазоносных бассейнов. Поэтому можно ожидать, что Северо-Чукотский прогиб также относится к данному типу структур. По своему строению и истории развития погружения он сходен с другими сверхглубокими нефтегазоносными бассейнами — с Прикаспийской, Южно-Каспийской и Баренцевской впадинами [Артюшков, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005]. Можно ожидать, что запасы углеводородов в нем больше, чем в менее крупной Южно-Каспийской впадине.

Быстрые погружения коры происходили в прогибе, по крайней мере, на трех этапах — в позднем девоне, в раннем мелу и в какую-то эпоху на интервале карбон—юра. Возможно, еще одно быстрое погружение проявилось в позднем мелу. Быстрые погружения с образованием пелагических бассейнов должны были сопровождаться накоплением нефтегазоматеринских пород, богатых неокисленным органическим веществом. В прогибе неоднократно формировались также слои углей, которые могут быть источником крупных объемов газа. Значительную часть осадочного разреза слагают карбонаты и песчаники, представляющие собой хорошие коллекторы для углеводородов. В прогибе присутствуют и сланцы, можно предположить, что они играют роль покрывающих. Как и в Южно-Каспийском, Прикаспийском и Баренцевском бассейнах, значительная часть нефтегазоматеринских пород в Северо-Чукотском прогибе могла образоваться на больших глубинах, располагаясь внутри отложений среднего палеозоя—юры. Углы наклона слоев на склонах прогиба весьма велики, достигают 35° [Объяснительная записка..., 2005]

(см. рис. 5). В таких условиях вдоль осадочных слоев с высокими фильтрационными свойствами могла происходить миграция углеводородов с больших глубин из внутренней части прогиба в верхнюю часть чехла на его окраинах. В прогибе присутствуют также многочисленные разломы (см. рис. 2, 12), по ним из нижней части осадочного чехла углеводороды могли мигрировать в его верхнюю часть. В прогибе предполагается присутствие грязевых диапиров [Государственная..., 2005], с которыми, как и в Южно-Каспийской впадине, может быть связано образование антиклинальных ловушек.

Суммарная мощность отложений верхнего мела и кайнозоя в прогибе достаточно велика и достигает 5—6 км. Если здесь, действительно, распространены позднемеловые клиноформы, то в это время могло проявиться быстрое погружение коры умеренной амплитуды с образованием нефтегазоматеринских пород. В таком случае с отложениями верхнего мела—палеогена в прогибе могут быть связаны крупные скопления углеводородов, распределенные на большой площади и залегающие на относительно небольших глубинах. Ситуация будет напоминать Западную Сибирь, где быстрое погружение коры произошло в поздней юре и привело к образованию относительно глубоководной впадины с отложением осадков баженовской свиты с высоким содержанием органики.

Поскольку уровень изученности Северо-Чукотского прогиба остается низким, то приведенные соображения по поводу его нефтегазоносности остаются гипотетическими. Для оценки потенциала бассейна необходимо провести более детальный анализ имеющихся сейсмических данных, в частности, с целью выявления возможных уровней образования клиноформ. Это позволит выделить эпохи быстрых погружений коры с формированием нефтегазоматеринских пород. С другой стороны, как показывает пример Западной Сибири [Строительство..., 1999], с клиноформами могут быть связаны крупные запасы углеводородов в неструктурных ловушках для углеводородов. Требуется также проведение более детального сейсмического профилирования для обнаружения возможных структурных и неструктурных ловушек в верхней части осадочного чехла. Должно быть выполнено бурение нескольких скважин с отбором керна, чтобы выявить, присутствуют ли в верхней части осадочного чехла нефтегазоматеринские породы, коллекторы и покрывки. В Южно-Каспийской впадине глиняные диапиры выносят фрагменты пород из глубоких горизонтов осадочного чехла, что позволяет значительно лучше понять историю его формирования [Григорьянц, 2001]. В Северо-Чукотском прогибе необходимо провести драгирование выходов на дно моря глиняных диапиров, возможно, с бурением приповерхностных слоев, а также поиск новых диапиров. Совокупность таких исследований позволит более уверенно оценить перспективы Северо-Чукотского прогиба на нефтегазоносность.

Автор выражает благодарность В.А. Виноградову за ценные дискуссии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-65197) и программ ОНЗ РАН № 1 и 6.

ЛИТЕРАТУРА

- Аплонов С.В.** Новые данные о геодинамике Прикаспийского бассейна // Российский геофизический журнал, 1995, № 5—6, с. 35—42.
- Артемов М.Е., Артюшков Е.В.** О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
- Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- Артюшков Е.В.** Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плюмов к подошве литосферы // Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рундквист. М., ГЕОС, 2000, с. 111—134.
- 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.** Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.
- Артюшков Е.В., Чехович П.А.** Силурийское осадконакопление в Восточной Сибири и отсутствие значительных изменений уровня океана // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (10), с. 893—915.
- Артюшков Е.В., Егоркин А.В.** Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН., 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.** Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 1, с. 84—86.
- 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.

Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла восточно-арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 202—212.

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

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000, лист S-1, 2 (Чукотское море) / Ред. В.А. Виноградов. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.

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

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

Косько М.К., Ким Б.И., Кораго Е.А., Пискарев-Васильев А.Л. Восточносибирско-Чукотский седиментационный бассейн. Геологическое строение и история развития бассейна // Геология и полезные ископаемые России. Арктические моря / Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, с. 341—373.

Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Лист S-1, 2 (Чукотское море) / Ред. В.А. Виноградов. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2005, 64 с.

Пискарев-Васильев А.Л. Геодинамика и геологическая структура арктической континентальной окраины России. Геофизические характеристики и глубинное строение литосферы. Плотностная расчлененность земной коры // Геология и полезные ископаемые России. Арктические моря / Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, с. 88—99.

Поселов В.А., Каминский В.Д., Верба В.В., Поселова Л.Г., Глебов В.Б. Этапы исследований по проблеме юридического шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 16—43.

Ребиндер 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.

Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны: Материалы геолого-разведочного совещания / Под ред. А.М. Брехунцова, С.Г. Кекухи, В.Н. Бородкина, Б.М. Блинова. Екатеринбург, Путиведь, 1999, 288 с.

Траскин В.Ю. Эффект Ребиндера в тектонофизике // Физика Земли, 2009, № 11, с. 952—963.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника, 2003, № 3, с. 79—96.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, КНЦ РАН, 1992, 119 с.

Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты, КНЦ РАН, 1998, 308 с.

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. Can the Earth's crust be in a state of isostasy // J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 741—752.

Artyushkov E.V. Role of crustal stretching in subsidence of continental crust // Tectonophysics, 1992, v. 215, p. 187—215.

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. Intern., 2000, v. 143, p. 752—776.

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

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.

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.

Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. On a tectonic mechanism for regional sea level variations // Earth Planet. Sci. Lett., 1985, v. 51, p. 139—162.

Grantz A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic continental margin of Alaska. The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region, The Geological Society of America, 1990, p. 257—286.

- Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M.** Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophys. J. Intern.*, 2002, v. 148, p. 214—245.
- McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V.** Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*, 1996, v. 268, p. 23—63.
- Royden L.H.** The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics*, 1993, v. 12, p. 303—325.
- Sherwood R.W.** Undiscovered oil and gas resources, Alaska Federal Offshore (as of January 1995). U.S. Mineral Management Service, 1995, OSC Monograph MMS 98-0054, 531 p.
- Sleep N.H.** Thermal effects of the formation of Atlantic continental margin by continental break up // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1971, v. 24, p. 325—350.
- Sobolev S.V., Babeiko A.Yu.** Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // *Surv. Geophys.*, 1974, v. 15, p. 515—544.
- Watts A.B.** *Isostasy and flexure of the lithosphere.* New York, Melbourne, 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.
- Ziegler P.A.** Crustal thinning and subsidence in the North Sea // *Nature*, 1983, v. 304, № 5926, p. 561.

*Поступила в редакцию
4 мая 2009 г.*