

О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: ДОСТАТОЧНО ЛИ ДАННЫХ ДЛЯ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ЭКЛОГИТИЗАЦИИ?

Н.Л. Добрецов, О.П. Полянский

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Дана критика модели механизма образования глубоких осадочных бассейнов за счет эклогитизации базитового слоя коры. Приводятся неопределенности в использовании средних характеристик (толщины, плотности, давления) мантийной литосферы, коры и осадочного чехла, способных повлиять на оценки погружения. Главное противоречие предлагаемого механизма лежит в области петрологии фаз высоких давлений — для формирования эклогита в коре под бассейном литостатическое давление оказывается недостаточным. Показано, что линейная экстраполяция экспериментальных данных фазового перехода типа габбро—эклогит в область относительно низких давлений и температур не является правомочной. Обсуждается роль флюида в процессе перехода габбро—эклогит. Рассматриваются наиболее известные примеры геологических объектов, где наблюдается появление эклогитов, но ни в одном случае их объем не может соответствовать тем оценкам, которые сделаны для механизма погружения коры с образованием глубоких бассейнов за счет эклогитизации коры. Обсуждается критика модели развития бассейнов за счет растяжения. Современные модели учитывают двуслойное строение литосферы, а также возможность хрупких и пластических деформаций при разной реологии материала коры. Приведены примеры моделирования формирования бассейнов за счет растяжения, где основные деформации растяжения фокусируются в литосферной мантии, а не в коре. Тем самым допускается возможность образования бассейнов растяжения на коре континентального типа.

Осадочные бассейны, фазовый переход, растяжение, изостазия, эклогит, рифтогенез.

ON FORMATION MECHANISMS OF DEEP SEDIMENTARY BASINS: IS THERE ENOUGH EVIDENCE FOR ECLOGITIZATION?

N.L. Dobretsov and O.P. Polyansky

This is a critical comment on the model of basin formation by eclogitization of mafic crust suggested by E. Artyushkov. The eclogitization model bears uncertainties in average parameters (thickness, density, pressure) of lithospheric mantle, crust, and sediments, which may bias the estimates of subsidence magnitude. Main pitfalls, however, lie in high-pressure petrology: The lithostatic pressure is insufficient for eclogite to form in the lower crust beneath deep basins. It is shown that linear extrapolation of laboratory data on the gabbro-to-eclogite transition onto the field of relatively low pressures and temperatures in the lithosphere is incorrect. The hypothesized role of hot mantle fluids in the gabbro-eclogite transformation appears doubtful in terms of both petrology and kinetics of metamorphic reactions. Eclogite volumes in none of well known eclogitic sites agree with those required for eclogitization-driven subsidence. Artyushkov's criticism of the extension basin formation model is not quite just. There are recent models of a two-layer lithosphere that imply a possibility of brittle and ductile deformation at different crust rheologies. The models we refer to predict most of extension to occur in mantle lithosphere rather than in the crust, this extension being able to produce deep continental basins.

Sedimentary basin, phase change, extension, isostasy, eclogite, rifting

ОБОСНОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ЭКЛОГИТИЗАЦИИ

В анализируемых статьях Е.В. Артющкова [2005, 2007, 2010а] обосновывается механизм формирования глубоких (15—20 км) осадочных бассейнов. Действительно, механизм формирования таких бассейнов остается дискуссионным и проблема их формирования актуальна, несмотря на многочисленные публикации по этому поводу.

Рассмотрим аргументацию автора, приводимую им для доказательства механизма формирования глубоких осадочных бассейнов [Артющков, 2005, 2007, 2010а]. Как правило, автор опирается на геологические и геофизические данные. Геологические данные представляют собой описание строения бассейна и динамики осадконакопления, которые даются без эволюционных кривых погружения. Геофизические данные основываются на сейсмических разрезах разной степени детальности, в основном верхней части осадочного чехла с интерпретацией разрывных смещений в виде сбросов. Далее приводятся доводы и количественные оценки невозможности формирования бассейна за счет механизмов рас-

тяжения, изгиба литосферы, давления хребтов или затягивания плиты в мантию при субдукции, для которых показаны данные, противоречащие, по мнению автора, названным механизмам формирования впадин. Затем на основании принципа изостазии Е.В. Артюшков говорит о необходимости существования тяжелого слоя пород под бассейном, чтобы скомпенсировать менее плотное осадочное наполнение впадины. Предполагается, что таковым могут быть эклогиты как наиболее плотные из известных пород. И далее методом исключения делается вывод о единственно возможном механизме формирования впадин — за счет роли фазовых переходов габбро—эклогит.

Опираясь формулами вида (4), (5) [Артюшков, 2010б], для каждого бассейна можно подобрать необходимую толщину эклогитового слоя, чтобы удовлетворить принципу изостазии. По оценкам автора, оказывается, что толщина сплошного слоя эклогитов должна составлять не менее 17—21 км [Артюшков, 2005, 2010б] и его поверхность должна залегать на уровне границы кора—мантия. Таким образом, проблема формирования бассейнов сводится к ответу на вопрос: может ли на глубинах границы Мохо формироваться непрерывный слой эклогитовых пород толщиной, сопоставимой (и превышающей) с мощностью консолидированной коры под бассейном.

ПРОТИВОРЕЧИЯ МОДЕЛИ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ

В этой связи необходимо привести комментарии о возможности такого процесса с геологической и петрологической точки зрения, а также обсудить возможности альтернативных механизмов. Главные противоречия предложенной модели эклогитизации сводятся к следующему.

1. В дискуссионной статье [Артюшков, 2010б] приводится расчет глубины Прикаспийской впадины, если бы она образовалась за счет растяжения. По формуле (1) с параметрами: $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии, $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$ — средняя плотность коры, $\rho_{oc} = 2500 \text{ кг/м}^3$ — средняя плотность осадков, $h^0 = 38 \text{ км}$ — толщина консолидированной коры, $h^1 = 18 \text{ км}$ — ее среднее значение под бассейном, автор находит, что глубина осадочного бассейна, образованного растяжением, должна быть $\Delta h_{oc} = 12 \text{ км}$ вместо наблюдаемых 17 км. Это несоответствие является аргументом против модели растяжения. Однако, если принять не менее обоснованные значения плотности мантии $\rho_m = 3380 \text{ кг/м}^3$ [Рингвуд, Грин, 1968], коры $\rho_k = 2750 \text{ кг/м}^3$ (среднее в интервале 2600—2900 кг/м^3 [McCall, 2005]), ту же плотность осадков 2500 кг/м^3 и более точную толщину коры 41 км в точке *a* (далее в статье приводится начальная толщина коры 40, а не 38 км), ту же толщину коры под бассейном 18 км, мы получим глубину впадины 16.5 км, близкую к наблюдаемой величине 17 км, т.е. разница составит всего 0.5 км. Из примера понятно, что путем вариации параметров в приемлемых пределах, обоснованных экспериментально и по данным наблюдений, можно получить желаемый результат.

При указанном выборе параметров коры и мантии также изменятся ожидаемые изостатические аномалии силы тяжести. Так, подставляя в формулу (2) 0.5 км вместо 5 км, аномалии составят 17 мГал вместо 170 (формула (3)), т.е. на порядок меньше.

2. В статье приводится разрез коры (см. рис. 1) [Артюшков, 2010б], из которого можно оценить давление под бассейном, достигаемое под границей Мохо, т.е. в той области, где предполагается эклогитовый фазовый переход. В случае Прикаспийской впадины давления составляют $P = \rho gh = 9.8 \cdot (18000 \times 2800 + 20000 \cdot 2500) \text{ Па} = 0.98 \text{ ГПа}$ (9.8 кбар). Те же оценки можно сделать и для других впадин, например, для Восточно-Баренцевской, для формирования которой также предполагается механизм эклогитизации и где, по данным автора [Артюшков, 2005], под границей Мохо, расположенной на глубине 30—35 км, находятся эклогиты. Структура коры следующая [Артюшков, 2005, рис. 11]: 15—20 км осадков впадины, под которой определяется 12—15-километровый слой консолидированной коры. Литостатическое давление на глубине границы Мохо вычисляется аналогично и составляет не более 7—9 кбар. Известно, что эклогиты, как и гранатовые гранулиты, — породы высоких давлений. Экспериментальное определение влияния давления на фазовые ассоциации габбро—гранатовый гранулит—эклогит представлено в классических работах А.Э. Рингвуда и Д.Х. Грина [1968]. Установлено, что в зависимости от состава базальта переход габбро—гранатовый гранулит происходит при 9.6—15.2 кбар, а давление, необходимое для формирования эклогита, меняется от 13 до 23.3 кбар. Таким образом, при давлениях ниже 10 кбар не наблюдалось появления фазовых ассоциаций ни гранатового гранулита, ни тем более эклогита. В наиболее перспективном в этом плане бедном щелочами оливиновом толеите первое появление граната происходило при 10.1 кбар, причем плотность и сейсмическая скорость составляли 3.1 г/см^3 и 7.3 км/с соответственно [Рингвуд, Грин, 1968, рис. 12, табл. 16]. Эти значения явно ниже используемых в обсуждаемой работе и ниже, чем скорости сейсмических волн (см. рис. 1 [Артюшков, 2010б]) под границей Мохо. Переходы в базальтах другого состава происходят при еще более высоком давлении. Предположение о появлении поля эклогита на глубине ~37 км авторы работы [Рингвуд, Грин, 1968] на основании анализа экспериментальных данных рассматривают как «нереальное».

Подобные выводы следуют из рассчитанной фазовой диаграммы для базальтов, построенной с использованием программы Thermocalc [Holland, Powell, 1990] для системы K—Na—Ca—Mg—Fe²⁺—

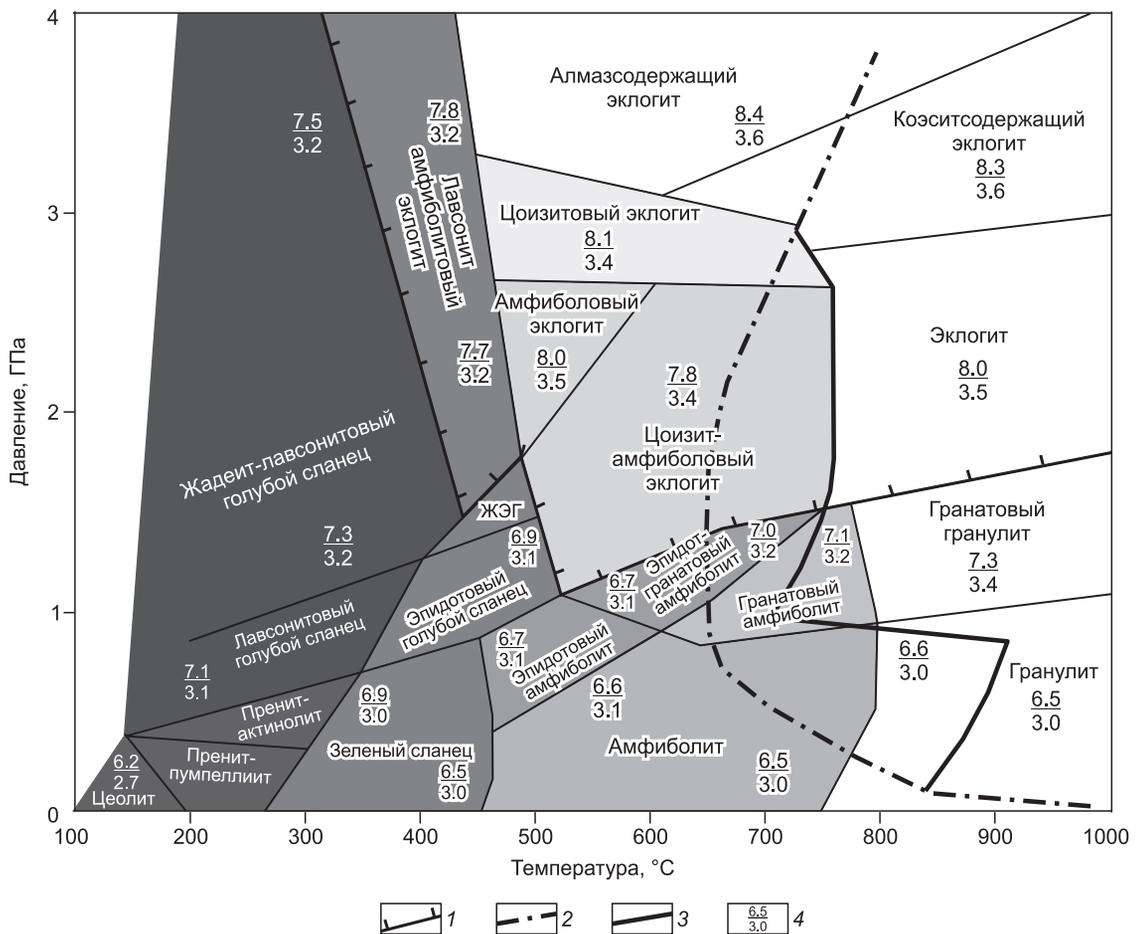


Рис. 1. Фазовая диаграмма для метабазитов, построенная с помощью базы данных Thermocalc [Holland, Powell, 1990], согласованная с природными минеральными ассоциациями в породах высоких и сверхвысоких давлений [Hacker et al., 2003].

1 — линия, ограничивающая поле устойчивости эклогитов разного состава; 2 — линия водонасыщенного солидуса базальта; 3 — кривая плавления при дегидратации; 4 — числитель — скорость продольных волн (км/с), знаменатель — плотность (г/см³). ЖЭГ — жадеит-эпидотовый голубой сланец. Серым тоном показано содержание воды с увеличением от светлого к темному тону.

Fe³—Al—Si—O—H, а также с учетом наблюдаемых ассоциаций [Hacker et al., 2003]. Область устойчивости фации гранатовых гранулитов располагается над изобарой 1 ГПа (10 кбар), а граница перехода гранатовых гранулитов в эклогиты фиксируется в районе 1.5—1.8 ГПа и имеет положительный наклон (см. рис. 1). Это означает, что появление эклогитов может происходить на глубине, в ~1.5—2 раза превышающей глубину границы раздела коры и мантии под осадочными бассейнами [Артюшков, 2005, 2010б, рис. 1].

3. Предполагаемое влияние флюида, поднимающегося из глубин мантии и потому нагретого, сомнительно как с петрологической, так и с точки зрения кинетики метаморфических реакций. Границы перехода габбро—гранатовый гранулит и гранатовый гранулит—эклогит достаточно крутые (к оси температуры), чтобы предположить, что при нагреве под воздействием флюидов в большинстве случаев должен происходить переход эклогитов в гранатовые гранулиты и далее в габбро, а не наоборот. Такие переходы эклогитов в гранатовые гранулиты и гранатовые амфиболиты рассмотрены Н.Л. Добрецовым с соавторами [1980, 1989]. Только при пологом *PT*-тренде (или градиенте порядка 5—10 °C/км), возможно лишь в зонах субдукции, может происходить переход габбро—гранатовый гранулит (или друзит—эклогит). Подобные переходы с сохранившимися реликтами габбро или офитовых структур в друзит-эклогитах описаны в Пенинских покровах Альп [Ultrahigh pressure..., 1995], в Слюдяной горке на Полярном Урале [Удовкина, 1985], но в этих случаях различия в минеральных ассоциациях определяются разными валовыми составами пород, реже — наложением нескольких этапов метаморфизма. Характерные особенности таких пород — зональные («коронитовые») структуры. Наличие тонких, часто

Таблица 1. **Параметры формирования океанических и континентальных осадочных бассейнов по литературным данным [Полянский и др., 2000, 2004; Huismans et al., 2001]**

Бассейн	Растяжение коры β	Растяжение мантии δ	Первая фаза рифтогенеза, млн лет	Вторая фаза рифтогенеза, млн лет
Паннонский	1.6—1.8	8—10	18—14	12—11
Байкальский рифт	1.4—1.6	3—4(?)	24—6	4—0
Грабен Осло	1.3—1.4	4—5	300—270	270—240
Рифт Северного моря	1.3—1.6	5—5.5	248—219	166—118
Верхнерейнский грабен	1.1—1.2	3—5(?)	40—23	18—0 (?)
Грабен Лимань	1.2—1.3	3—5(?)	36—23	10—5
Лионский залив	1.2—2.0	3(?)	23—16	—
Валенсийский	1.2—2.0	4—5	23—16	—
Море Альборан	1.5—2.5	4—8	23—16	9—5
Днепрово-Донецкий	1.7—1.8	1.7—1.8	370—362	345—340
Кузнецкий	1.6—2.2	3.5—3.6	380—370	290—262
Енисей-Хатангский	1.4—5.0	1.2—5.8	220—200	175—165

симплектитовых сростков может быть объяснено кратковременностью процессов метаморфизма, что опять же можно допустить в зонах субдукции, но маловероятно в процессах образования глубоких прогибов. Флюидное давление может служить дополнительным фактором, влияющим на реологию [Rubie, 1986], но не может существенно превысить литостатическое давление [Добрецов и др., 2001].

4. Метод оценки общей величины растяжения, предлагаемый автором, на наш взгляд, представляется некорректным, так как сводить все деформации растяжения к разломным смещениям по сбросам в фундаменте бассейна, по-видимому, является сильным упрощением. Для ряда хорошо изученных бассейнов, образовавшихся за счет растяжения, методом бэкстриппинг устойчиво фиксируется разная степень растяжения коры и литосферной мантии (табл. 1), по данным [Huismans et al., 2001] с нашими добавлениями [Полянский и др., 2000, 2004]. Сильно неоднородное растяжение литосферы ввиду меняющихся реологических свойств с глубиной приводит к тому, что кора растягивается в значительно меньшей степени, чем мантийная литосфера. Эти наблюдения подтверждаются численным моделированием образования прогибов, учитывающим реалистичную реологию коры и мантии, чей материал может деформироваться хрупким и вязкопластичным способами [Burov, Poliakov, 2001; Huismans et al., 2003]. На рис. 2 приведен расчет модели растяжения двуслойной литосферы, где показана конфигурация коры и верхнемантийной литосферы при растяжении на момент 32 млн лет. Из модели следует, что возможен механизм формирования глубокого прогиба в процессе растяжения с сильным утонением мантийной литосферы, при незначительном утонении коры и в отсутствие значительного подъема границы Мохо (см. рис. 2). Численные результаты могут объяснять ключевые особенности, которые характеризуют многочисленные внутриконтинентальные бассейны, и на основании сравнения модели и наблюдений позволяют в ряде случаев относить их к рифтовому типу. Основными особенностями

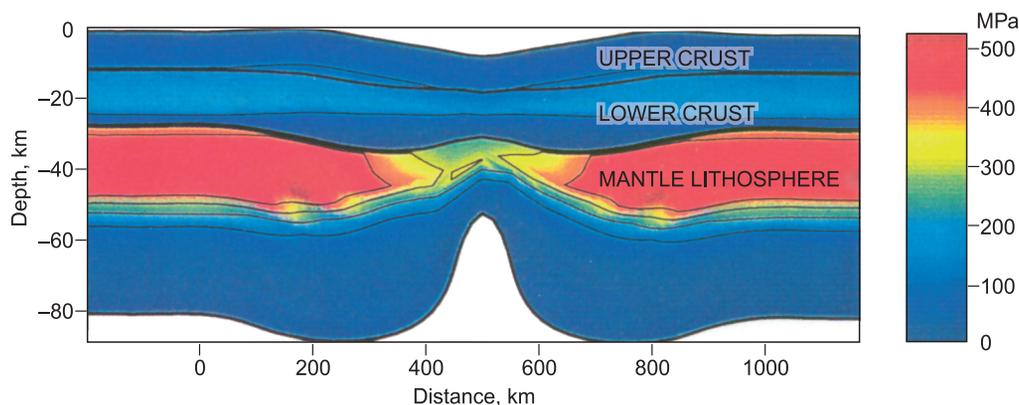


Рис. 2. Результаты моделирования растяжения двуслойной литосферы, показывающие разную степень растяжения коры и мантийной литосферы [Huismans et al., 2001].

Цветом показана горизонтальная компонента напряжений, сплошными линиями — положение границ реологических слоев коры и мантии. Максимальное утонение и шейкообразование происходит в литосферной мантии.

Таблица 2. Результаты моделирования эволюции погружения для различных регионов Енисей-Хатангского бассейна [Полянский и др., 2000]

Впадина	Растяжение			Тепловой поток, мВт/м ²	Толщина коры, км	Толщина литосферы, км	Глубина бассейна, км
	коры β	мантии δ	общее ε				
Усть-Енисейская	4.4	5.8	5.4	58.5	35	200	10.0
Балахнинская	2.6	2.0	2.1	41.8—50.0	36	175	6.5
Цветково- Паксинская	5.0	1.6	1.85	58.5	30	150	10.2
Нордвикская	1.4	1.2	1.24	50.2	42	200	4.3

Примечание. Приведены параметры для четырех участков для наилучшего приближения модельной («рифтовой») кривой к наблюдаемой, реконструированной методом бекстриппинг кривой погружения фундамента.

являются: неоднородное по глубине утонение растягивающейся литосферы, разный вклад в общее растяжение двух факторов: вязкопластических деформаций и хрупких разрывов со смещением по сбросам. Хотя авторы [Huismans et al., 2001] не делают такого вывода, но представленное моделирование говорит о возможности формирования бассейна в результате сильного растяжения континентальной литосферы без образования коры океанического типа.

Есть примеры, когда растяжение приводит к образованию сверхглубоких бассейнов рифтового типа, таких как Днепровско-Донецкий или рифт Аделаида (Западная Австралия) [Ревердатто и др., 1992, 1993]. Хорошей иллюстрацией является Енисей-Хатангский прогиб, в котором глубина бассейна достигает более 10 км, но под ним не обнаруживаются признаков коры океанического типа [Сурков и др., 1987]. Как показывает реконструкция мезозойской истории погружения методом бекстриппинг [Полянский и др., 2000], глубина Енисей-Хатангского бассейна коррелирует с величиной общего растяжения системы кора—мантийная литосфера (табл. 2, рис. 3). Следует отметить, что кривые погружения по форме соответствуют типичным рифтам: сначала происходит резкое погружение за счет растяжения, затем следует фаза термальной релаксации коры. Новые данные сейсмогравимагнитного профилирования [Казаис и др., 2010] показывают, что глубина в западной части Енисей-Хатангского бассейна, по многим признакам относящемуся к рифтовому, составляет 15—20 км.

5. Эклогиты в земной коре распространены преимущественно в складчатых областях, в сутурных зонах, фиксирующих палеосубдукционные обстановки [Добрецов и др., 1989, 2001]. Ни одного достоверного случая находки эклогитов в фундаменте обширных осадочных прогибов не обнаружено. Единственным случаем, который можно считать близким к фундаменту бассейнов, — это эклогиты в Беломорском поясе Восточно-Европейской платформы [Mints et al., 2009; Докукина и др., 2010], хотя их тоже интерпретируют как доказательство древнейшей зоны субдукции [Mints et al., 2010]. Здесь наряду с эклогитоподобными породами (гранатовыми гранулитатами) встречаются настоящие эклогиты с максимальным размером тел 4×0.5 км, сформировавшиеся при $P = 14—16$ кбар и T около $700—800$ °С [Mints et al., 2010]. Но, во-первых, эти параметры значительно выше тех, которые требуются по модели Е. В. Артюшкова, во-вторых, по возрасту они позднеархейские с возрастом $2.87—2.82$ и $2.72—2.70$ млрд лет [Докукина и др., 2010; Mints et al., 2010] и не соответствуют ни одному из осадочных бассейнов, сформировавшихся на фундаменте Восточно-Европейской платформы значительно позже (1.6 млрд лет и моложе).

Типичные примеры эклогитсодержащих комплексов, извлеченных из зоны субдукции, описаны в работах [Добрецов и др., 1989, 2001; Ultrahigh pressure..., 1995]. На рис. 4 приведены оценки и модельные кривые эволюции для Кокчетавского блока [Добрецов и др., 2001], иллюстрирующие быстрое погружение и быструю эксгумацию метаморфических пород с осложнениями при низких PT -условиях: менее 10 кбар и 700 °С. Во всех известных комплексах эклогиты составляют только небольшую часть объема метаморфических пород. Максимальная доля эклогитов в разрезах корового блока наблюдается в зоне Сезиа-Ланцо в Альпах, где, по оценке [Comagnoni et al., 1995], она достигает 30—50 %. В других известных примерах (Пенинские покровы кайнозойской структуры Альп, норвежские каледониды, триасовый комплекс Даби в Китае, герцинский максютовский комплекс на Урале, раннекаледонский кокчетавский комплекс) объем эклогитов редко превышает 10 % [Добрецов и др., 1989, 2001; Ultrahigh pressure..., 1995]. Наиболее крупные линзы метагаббро-эклогитов в Пенинских покровах (Монвизо, Зермат и др.) достигают длины 30 км и мощности 2—3 км [Blake et al., 1995; Ultrahigh pressure..., 1995]. Поэтому предположение о чисто эклогитовом составе слоя мощностью порядка 20 км не подтверждается ни в одном случае.

6. Сложность обнаружения эклогитового слоя Е. В. Артюшков объясняет невозможностью различать по скоростям продольных волн эклогиты и мантийные перидотиты. Однако в то же время указыва-

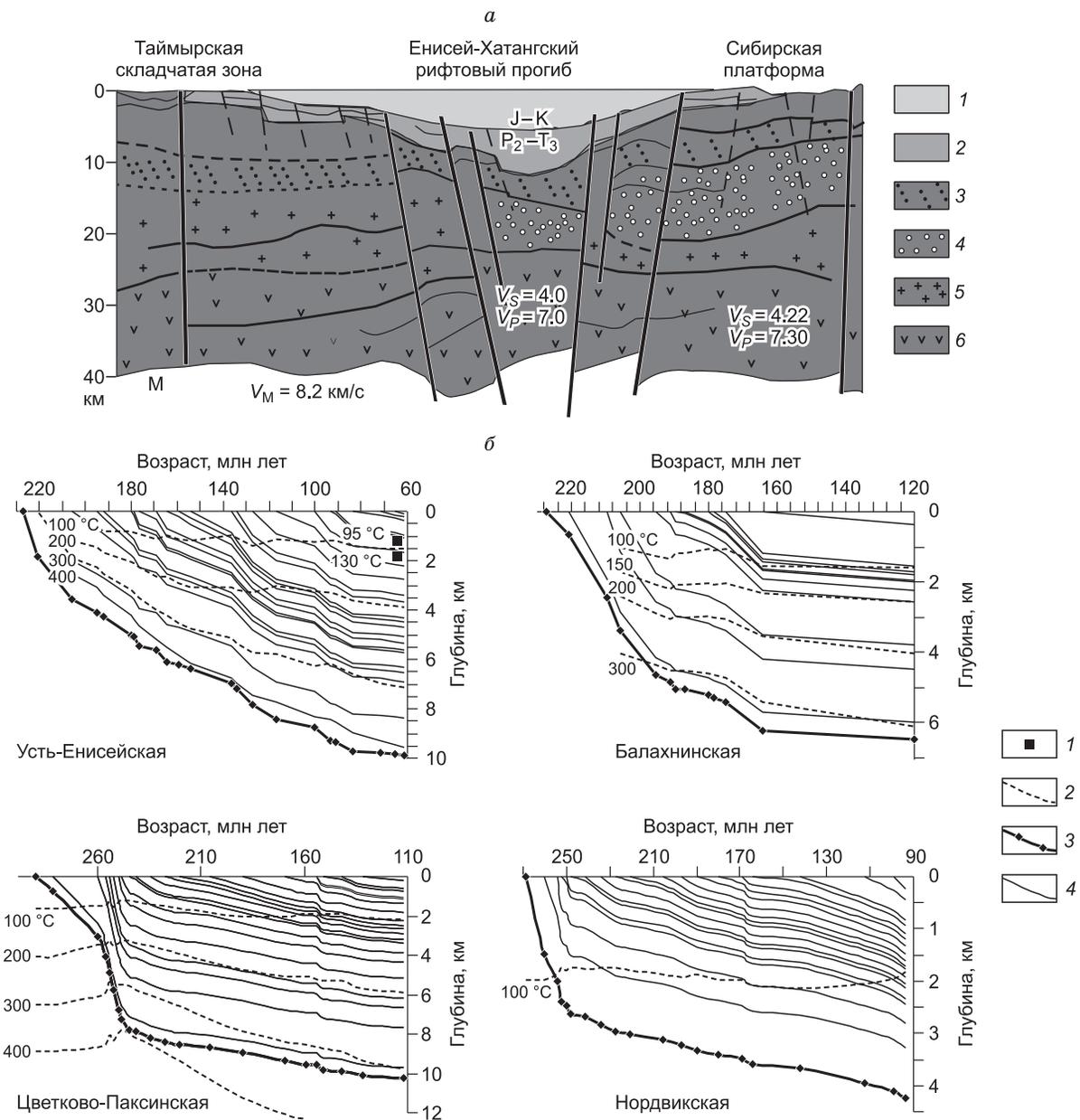


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез земной коры поперек Енисей-Хатангского прогиба, участок профиля ГСЗ Диксон—Хилок (интерпретация В.С. Голубкова по данным [Сурков и др., 1987]) (а).

1 — юрско-меловые, 2 — пермотриасовые отложения; 3, 4 — породы фундамента, отличающиеся по сейсмическим скоростям; 5 — гранитный, 6 — базальтовый слой земной коры.

Эволюция погружения в Енисей-Хатангском бассейне (б).

1 — оценка палеотемпературы по витриниту в осадочных породах; 2 — расчетные температуры; 3 — кривая погружения фундамента бассейна, 4 — кривые погружения осадочных слоев.

ется, что эклогитовый слой должен иметь плотность на 200—250 кг/м³ выше, чем окружающие породы. Эклогиты и перидотиты — породы переменного состава, и скорости сейсмических волн в них значительно изменяются в зависимости от состава, водонасыщенности, температуры и давления [Hacker et al., 2003]. Маловероятно, что под всеми исследованными бассейнами эклогиты (если они там присутствуют), а также окружающие перидотиты имели бы одинаковый состав (содержание воды, прочие характеристики) и были бы неотличимы по скоростям волн. Используя метод расчета скорости сейсмических волн [Hacker, Abers, 2004], учитывающий минеральный состав породы и подтвержденный экспериментальными измерениями в образцах, можно привести пример, где скорости *P*-волн более различимы. В частности, эклогит и лерцолит с плотностями 3.53 и 3.29 кг/м³ будут иметь скорости про-

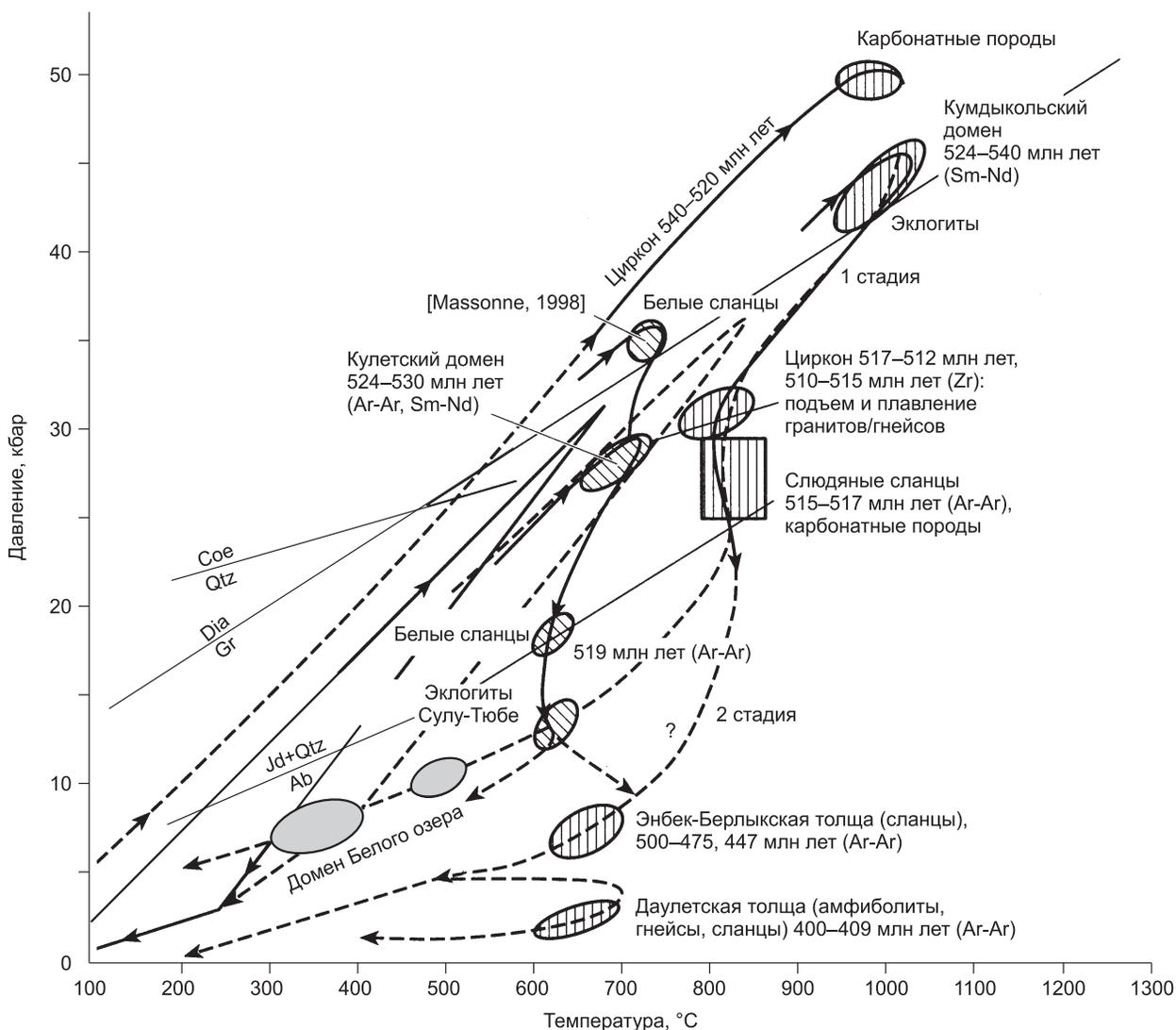


Рис. 4. P - T -эволюция Кумдыкольского (вертикальная штриховка) и Кулетского (косая штриховка) доменов Кокчетавского массива [Добрецов и др., 2001].

Сплошные линии со стрелками — теоретические и достоверно установленные эмпирические кривые эволюции, штриховые со стрелками — возможные варианты, тонкие — границы фазовых переходов. Оценка минимального давления формирования эклогитов составляет не менее 12—13 кбар, максимального — до 45 кбар.

дольных волн 8.24 и 7.88 км/с соответственно и различие скоростей в 4.4 % было бы вполне различимо на сейсмических разрезах. По-видимому, при наличии высокоразрешающих сейсмических разрезов возможно идентифицировать эклогитовые породы, как это сделано для океанической коры при субдукции. Примеры в литературе имеются. Так, авторам [Rondenay et al., 2008] удалось в субдукционных зонах Аляски и Каскадии (Тихоокеанская окраина Северной Америки) обнаружить отличие в скоростях поперечных волн гидратированного перидотита мантии от эклогитового слоя океанической коры.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Механизм формирования глубоких бассейнов остается дискуссионным. Как правило, бассейны растяжения хорошо выделяются в мезокайнозойских структурах коры, такие как рифты Северного моря, Рейнский грабен, [Ревердатто и др., 1992, 1993]. Существуют достоверно выделяемые бассейны рифтовой природы палеозойского возраста, например, грабен Осло, Днепровско-Донецкий авлакоген. Вместе с тем стоит проблема выделения рифтогенных осадочных бассейнов, когда не все характерные признаки рифтов могут быть проявлены или наблюдаемы в конкретном бассейне. В работе [Старосельцев, 2009] замечено, что сбросы и сбрососдвиги выполаживаются с глубиной, принимая листрическую форму по-

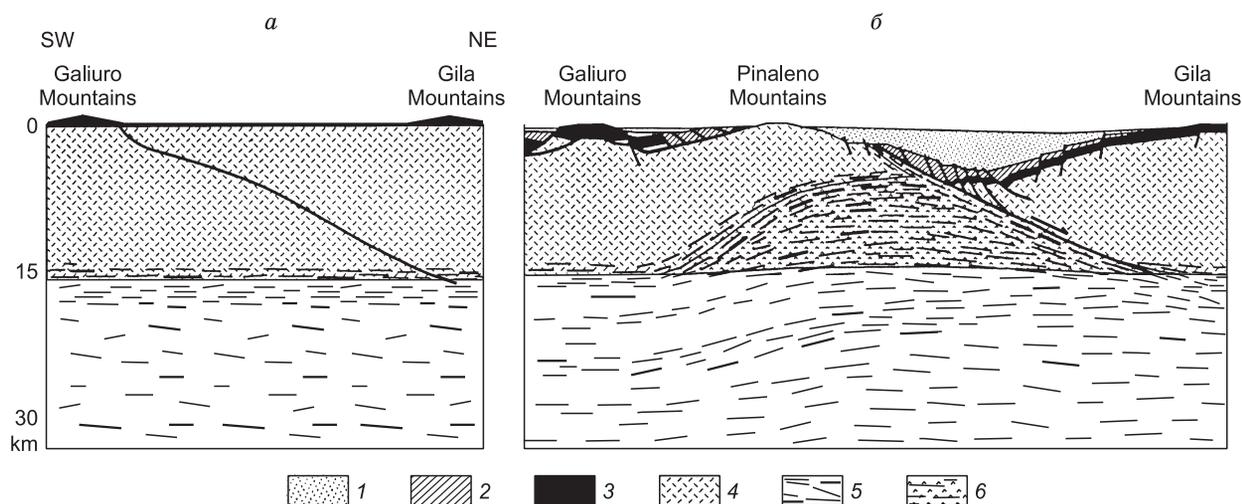


Рис. 5. Схема растяжения коры, построенная на основе сейсмических данных по отраженным волнам, бассейн Джила Ривер (ЮВ Аризона, США) [Kruger, Johnson, 1994].

a — предполагаемое начальное состояние, *б* — структура бассейна и фундамента в настоящее время. 1 — кайнозойский осадочный бассейн, 2 — среднетретичные осадки, синхронные с растяжением, 3 — среднетретичные вулканиты, 4 — зона хрупких деформаций в доэоценовой коре, 5 — пластически деформируемая кора, 6 — кора, пластически деформированная и поднятая выше современной границы хрупких деформаций.

верхности сместителя. При этом основная деформация происходит на горизонтальном сегменте разлома, а наклон и смещение блоков (см. рис. 3, б, 4 [Артюшков, 2010б]) будут отражать лишь небольшую долю общего смещения по разлому. Однако детальность и глубинность сейсмических разрезов, приводимых автором, не дает никакой информации о величине смещения по горизонтальному участку разлома. Это означает, что процесс деформации по листрическим разломам в фундаменте бассейна вообще выпадает из анализа растяжения. Для бассейнов растяжения, где получены детальные сейсмические разрезы (Североморские рифты, грабен Викинг [Huismans et al., 2003], бассейн Джила Ривер [Kruger, Johnson, 1994]), показано, что хрупкая деформация вдоль плоских и листрических разломов осуществляется только в верхней сейсмогенерирующей части коры до глубины ~15 км, а остальная деформация происходит неупругим способом, доказательством чего является слабая сейсмичность на этих глубинах, и перетеканием вещества коры и мантии (рис. 5). Неучет пластической составляющей деформации в процессе растяжения вносит существенную ошибку определения ее величины.

Следует отметить, что модель процесса эклогитизации магматических линз базальтового состава, образовавшихся в основании литосферы, а не коры, была реализована численно в работе [Исмаил-Заде и др., 1994]. В результате остывания и кристаллизации базальтовой магмы в поле устойчивости эклогита (18—22 кбар) предполагалось его погружение и образование прогиба на поверхности. Результаты моделирования показали, что даже при пониженной вязкости литосферы максимальная глубина бассейна не превышает 2—3.5 км за время погружения 90—140 млн лет. Таким образом, моделирование не дает оснований считать процесс эклогитизации базальта определяющим формирование сверхглубоких осадочных бассейнов.

Без предоставления петрологических, структурно-геологических и сейсмических доказательств эклогитизации нет оснований для предпочтения механизма эклогитизации механизму растяжения. По модели, предложенной Е.В. Артюшковым, получается, что плохо диагностируемое растяжение литосферы подменяется ненаблюдаемым явлением сплошной эклогитизации, которое обосновывается «методом исключения» и подбором средних по глубине и по площади параметров коры под бассейном.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и интеграционного проекта СО РАН № 44.

ЛИТЕРАТУРА

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. Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (1), с. 61—74.

Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика, 2010б, т. 51(12), с. 1675—1686.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1989, 326 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 3, с. 370—375.

Казаис В.И., Кушнир Д.Г., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В., Окулов С.А., Романов А.П. Комплексная интерпретация региональных геолого-геофизических данных по области сочленения Западно-Сибирского осадочного бассейна с Сибирской платформой (полуостров Таймыр) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы II Всероссийской научной конференции, Тюмень, 27—29.04.2010 г. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2010, с. 73—76.

Исмаил-Заде А.Т., Лобковский Л.И., Наймарк Б.М. Гидродинамическая модель формирования осадочного бассейна в результате образования и последующего фазового перехода магматической линзы в верхней мантии // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология, 1994, вып. 26, с. 139—155.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А. Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 1, с. 71—75.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н. Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 678—687.

Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А. Модельные оценки палеотемператур и метаморфизм погружения при рифтинге // Докл. РАН, 1992, т. 323, № 5, с. 921—924.

Ревердатто В.В., Полянский О.П., Чекунов А.В. Развитие Днепровско-Донецкого авлакогена в сравнении с северо-европейскими рифтами // Докл. РАН, 1993, т. 330, № 5, с. 620—623.

Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии / Под ред. Д.Х. Грина, А.Э. Рингвуда. М., Мир, 1968, с. 78—117.

Старосельцев В.С. Проблема выделения рифтогенных прогибов — перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика, 2009, т. 51 (4), с. 475—483.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987 (9), с. 3—11.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М., Наука, 1985, 285 с.

Blake M.C., Moore D.E., Jayko A.S. The role of serpentinite mélanges in the unroofing of ultrahigh pressure metamorphic rock: an example from the Western Alps // Ultrahigh pressure metamorphism / Eds. R. G. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995, p. 182—205.

Burov E., Poliakov A. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, № B8, p. 16461—16481.

Compagnoni R., Hirajima T., Chopin C. Ultrahigh pressure metamorphic rock in the Western Alps // Ultrahigh pressure metamorphism / Eds. G.R. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995, p. 206—243.

Hacker B.R., Abers G.A. Subduction factory 3. An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H₂O contents of minerals and rocks at pressure and temperature // Geochem. Geophys. Geosystems, 2004, v. 5, № 1, doi:10.1029/2003GC000614.

Hacker B.R., Abers G.A., Peacock S.M. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B1, 2029, doi:10.1029/2001JB001127.

Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O—Na₂O—CaO—MgO—MnO—FeO—Fe₂O₃—Al₂O₃—TiO₂—SiO₂—C—H₂—O₂ // J. Metamorph. Geol., 1990, v. 8, № 1, p. 89—124.

Huismans R.S., Beaumont C. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10, 2496, doi:10.1029/2002JB002026.

Huismans R.S., Podladchikov Y.Y., Cloetingh S.A.P.L. Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, p. 11271—11292.

Kruger J.M., Johnson R.A. Raft model of crustal extension; evidence from seismic reflection data in Southeast Arizona // *Geology*, 1994, v. 22, № 4, p. 351—354.

Massone H.J. Whiteshists from the Kokchetav massif, Kazakhstan and Dora Maira Massif, W. Alps: a comparison of their metamorphic and metasomatic evolution // *Int. Workshop. Stanford. Abstracts*, 1998, p. 204—205.

McCall G.J.H. Earth structure and origins // *Encyclopedia of geology* / Eds. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer. Elsevier, Oxford, UK, 2005, v. 1, p. 421—429.

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A 3D model of the Early Precambrian crust under the S-E Fennoscandian shield // *Tectonophysics*, 2009, v. 472, p. 323—339.

Mints M., Belousova E., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.R., O'Reilly S. Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*, 2010, v. 38, p. 739—742.

Rondenay S., Abers A., van Keken P.E. Seismic imaging of subduction zone metamorphism // *Geology*, 2008, v. 36, № 4, p. 275—278.

Rubie D.C. The catalysis of mineral reactions by water and restriction on the presence of aqueous fluid during metamorphism // *Miner. Mag.*, 1986, v. 50, № 3, p. 399—415.

Ultrahigh pressure metamorphism / Eds. G.R. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995, 528 p.

*Рекомендована к печати 11 июня 2010 г.
В.В. Реввердатто*

*Поступила в редакцию
21 мая 2010 г.*