

О ПОНЯТИИ «КОНСОЛИДИРОВАННАЯ КОРА» И ЕЁ ГРАНИЦАХ

М.Г. Леонов., Ю.Г. Леонов

*Геологический институт РАН
109017, Москва, Пыжевский пер., 7*

E-mail: m_leonov@geo.tv-sign.ru

Поступила в редакцию: 25 апреля 2002 г.

В статье сделана попытка внести ясность в понятия и термины континентальная «консолидированная кора» и «фундамент» и в вопросы, связанные с определением их нижних и верхних границ, т. е. раздела М и границы фундамент – чехол. Показано, что за счет явления, названного «вертикальной аккрецией», вызывающего присоединение к консолидированной коре материала смежных оболочек – соответственно мантийного и лежащих на фундаменте нижних горизонтов осадочного чехла – происходит изменение, в основном наращивание, мощности континентальной консолидированной коры. Изменение мощности консолидированной коры, сопровождающееся перемещением упомянутых выше границ в вертикальном разрезе, создает определенные проблемы при идентификации ее границ. В особенности это относится к границе фундамент – чехол, которая трактуется по-разному в зависимости от методов исследования (геофизическом и историко-геологическом) и исходных предпосылок.

Ключевые слова: *аккреция, вертикальная аккреция, земная кора, консолидированная кора, фундамент, осадочный чехол, раздел кора – мантия, поверхность М (Мохоровичича)*

ON THE CONCEPT «CONSOLIDATED CRUST» AND ITS BOUNDARIES

M. G. Leonov, Yu. G. Leonov

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The paper has attempted to clarify the concepts and terms: continental «consolidated crust» and «basement» as well as the problems of definition of their lower and upper boundaries, i.e., the Moho discontinuity and the basement-cover boundary. A phenomenon of «vertical accretion» which causes the attachment to the consolidated crust of material of the adjacent mantle and sedimentary cover is responsible for the changing thickness (mainly, the increase) of consolidated continental crust. The changes in the consolidated crust thickness, caused by displacement of its boundaries in a vertical section, create certain problems in their identification. This particularly refers to the basement-cover boundary, whose depth is interpreted differently depending on the study methods (geophysical and historical-geological ones) and the initial premises.

Key words: *vertical accretion, consolidated crust, plastic deformation, platform, discontinuity «M»*

Понятие «консолидированная кора» и принципы ее выделения

Первое определение понятия «земная кора» было дано в 1835 г. Ч. Ляйелем, который рассматривал ее как поверхностные, доступные прямому наблюдению, части нашей планеты. Позднее (например, в работах Дж. Дена и А. Гейки) в представление о земной коре были внесены элементы историко-геологического со-

держания – она рассматривалась как совокупность горных масс, охлажденных в процессе эволюции Земли. Но, по существу, понятие «земная кора» приобрело определенность только после того, как в 1909 г. А. Мохоровичичем был открыт раздел, названный его именем (сокращенно «М»), который характеризуется скачкообразным изменением скорости распространения сейсмических волн. С тех пор, несмотря на полемику по некоторым деталям (В. Бенъофф,

А. Бёрч, Б. Гутенберг, Р.М. Деменицкая и др.), принимается, что «земная кора» включает все осадочные и кристаллические породы, лежащие выше поверхности М.

Позднее появилось представление о консолидированной коре как о самостоятельной геологической оболочке. Оно восходит, по-видимому, к работам Э. Аргана, который называл породы фундамента «отвердевшими» (франц. *indurees*), поскольку они приобрели известную жесткость и потеряли возможность подвергаться складчатым деформациям. Г. Штилле [1964] определял консолидированную (кратонизированную) кору как объемы литосферы, утратившие способность к альпинотипному преобразованию, акцентируя внимание на одном из главных свойств консолидированной коры – невозможности проявления в ней масштабной эпидермальской тектоники (английский эквивалент «thin-skinned tectonics»). В то же время Г. Штилле подчеркивал, что консолидированной коре свойственны особые механизмы структурообразования, связанные с тектоникой разрыхления (нем. *Lockertektonik*). Несколько позже, подчеркивая, как и Г. Штилле, структурные и реологические особенности кристаллической части земной коры, Ж. Гогель [1969] показал, что нужно различать «тектонику чехла» (*tectonique de la couverture*) и «тектонику фундамента» (*tectonique du socle*). Таким образом, возникли два термина: «фундамент» и «консолидированная кора», и в настоящее время бытует множество разнообразных определений этих понятий [Тектоника..., 1976]. Тем не менее, единообразие в их понимании до определенной степени все же существует.

В современной геологической литературе консолидированная кора – это обозначение совокупности комплексов горных пород, претерпевших складчатость, метаморфизм и гранитизацию; этот процесс – словесно не слишком четко формализованный, но тем не менее понятный по сути – называют консолидацией (а также кратонизацией), связывая с ней представление о переходе от условий (режима) подвижного пояса (в прежних терминах – геосинклинали) к условиям (режиму) платформы. В соответствии с этим, неотъемлемым свойством консолидированной коры принято считать наличие в ее составе «гранитно-метаморфического» слоя [Хаин, Ломизе, 1995]. Осадочный чехол в консолидированную кору, понятно, не входит.

Термин «консолидированная кора» употребляется широко, особенно геофизиками. Последние применяют его в наиболее конкретном смысле, но главным образом в связи с идентификацией кровли консолидированной коры, как одной из наиболее четких сейсмических (и вообще физических) границ; что касается определения объема консолидированной коры в целом, то этот вопрос чаще остается за кадром.

Между тем, представления о земной коре за последние 10–20 лет сильнейшим образом изменились, и это имеет прямое отношение к пониманию термина «консолидированная кора» (здесь речь идет только о континентальной коре, вопросы, связанные с океанической корой, в статье не рассматриваются). Долгое время модель континентальной коры основывалась на представлении о двух слоях – базальтовом и гранитном. Затем к этим названиям стали относиться как к условным, появилось, в частности, более осторожное выражение: слой с «базальтовыми» и «гранитными» скоростями. Эта модель не оспаривается как первое приближение, но она нуждается в корректировке с учетом новой информации.

Из числа новых элементов, частью доказанных, частью гипотетических, но вытекающих из данных наблюдений, отметим следующее:

(а) установлено сложное тектоническое строение коры на всех уровнях; стиль структуры, который в генерализированном (это надо подчеркнуть) виде идентифицируется как покровно-надвиговый, может распространяться на всю глубину коры, как это показывают, в частности, результаты работ по проекту «Литопроба» на территории Канадского щита и Канадских Кордильер, по профилю Кемь – Калевала на Балтийском щите [Минц и др., 2001] и др.;

(б) установлена подвижность коровых комплексов и их способность к деформированию и даже тектоническому течению на всех этапах развития, включая периоды относительно стабильных внутриплитных режимов; исследования последних лет показали, что в процессе «консолидации» горные породы изменяют свои структурно-реологические свойства и значительные их объемы приобретают способность к тектоническому течению в твердом состоянии – к так называемой реидной деформации [Кинг, 1967; Леонов М., 1997; 1999; 2001];

(в) выделена нижняя кора, отмеченная в сейсмических полях в виде слоя с горизонтальными отражающими площадками («отражающая

нижняя кора»), который интерпретируется как тектонически особенно подвижный слой коры с возможностью пластического течения вещества [Лобковский, 1988; Леонов Ю., 1991; 1997];

(г) получены основания для интерпретации раздела М – границы коры и мантии в виде горизонта срыва, служащего базовой поверхностью для коровой структуры в целом или, во всяком случае, для большинства коровых структур; наклонные разрывы с приближением к этому разделу чаще выполаживаются и сливаются с ним или обрываются, не проходя в мантию; лишь небольшая их часть продолжается ниже этого раздела [Леонов Ю., 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999; 2000];

(д) показана реальность явления, названного вертикальной аккрецией, заключающегося в переходе пород из одной оболочки в другую в результате структурно-метаморфических преобразований и магматизма и изменения физических (петрофизических) свойств; это ведет к изменению, чаще наращиванию, мощности консолидированной коры и смещению ее границ в вертикальном разрезе [Вертикальная..., 2002; Колодяжный, 1999; Колодяжный и др., 1996; Леонов М., 2001; Леонов М., Колодяжный, 1998; Леонов М. и др., 2000].

Перечисленные характеристики указывают не только на значительную подвижность консолидированной коры, но также на ее относительное единство – в том смысле, что следствия процессов, обобщенно называемых консолидацией (см. выше), распространены во всей коре вплоть до ее наиболее глубоких уровней. Поэтому представляется правильным применять термин – «консолидированная кора» ко всей толще континентальной земной коры за вычетом осадочного чехла. Консолидированная кора рассматривается как оболочка, имеющая подошву и кровлю, и отличающаяся по вещественному составу, строению и физическим параметрам от перекрывающих (плитный чехол) и подстилающих (породы верхней мантии) образований литосферы. Кроме того, сказанное выше позволяет определить консолидированную кору не только как «вещественную» оболочку, но и придать ей определенные реологические характеристики, что, кстати, отражено в приведенных выше высказываниях Э. Аргана, Ж. Гогеля и Г. Штилле.

Но если вопрос о том, что называть консолидированной корой, относится больше к области терминологии и может быть решен (не-

смотря на имеющиеся неясности и противоречия) относительно просто, то принципы выделения и природа ее нижней и верхней границ требуют специального анализа. Нижней границы – раздела М мы коснемся в одном из следующих разделов. Здесь же полезно определиться с предлагаемой логикой подхода к определению верхней границы консолидированной коры, то есть границы фундамента (как верхней части консолидированной коры) и осадочного чехла.

Применение разных подходов к разграничению пород осадочной оболочки и подстилающих их «консолидированных» образований приводит к двойственности в изображении моделей строения пограничных частей разреза и интерпретации их тектонической природы. Существуют два главных варианта подходов: (а) историко-геологический и (б) физический (геофизический).

Историко-геологический подход опирается либо на формационный, либо на структурно-магматический анализ; последний основан на выделении этапов тектоно-магматической переработки. Последовательное применение формационного и структурно-магматического анализа позволяет расшифровать полную историю формирования изучаемого участка коры, наметить последовательность тектонических режимов (или геодинамических обстановок) и, в идеале, представить модель его строения в соответствующих терминах.

Физический (геофизический) принцип использует данные о физических параметрах пород и, прежде всего, данные об особенностях прохождения сейсмических волн. В общем случае это делается, во всяком случае может делаться в принципе, безотносительно к тому, какая история привела к наблюдаемой в современных геофизических полях картине.

Каждый из подходов отражает приоритетные для конкретной задачи характеристики строения и (или) эволюции земной коры. Их применение в простых случаях – при «нормальном» осадочном чехле резко несогласно лежащем на кристаллическом фундаменте – приводит к одинаковому результату. Но при более сложных соотношениях, обусловленных более сложной тектонической историей, модели строения, полученные с использованием разных подходов, получаются разные. Границы фундамента и консолидированной коры, определяемые на основании скоростных

свойств горных пород, не всегда совпадают с историко-геологической (формационной) сменой породных комплексов.

Это в особенности типично, по крайней мере, для двух случаев. При этом конкретные ситуации в каждом из них могут варьировать.

Первый случай – это когда за счет вертикальной аккреции происходит переход пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по (геологическим) условиям своего формирования, в другую, которой они соответствуют с точки зрения их новых физических характеристик. Это явление для случаев перехода нижних горизонтов чехла в состав фундамента (в состав консолидированной коры) в результате изменения петрофизических свойств пород, подробно рассматривается в следующем разделе.

Второй случай – это когда, уже после завершения развития складчатого пояса и образования складчатого фундамента, имеют место повторные эпизоды тектонической и/или магматической активизации. Они маркируются комплексами пород с промежуточными свойствами, отличающимися их и от кристаллического фундамента и от осадочного чехла. Такие промежуточные или переходные комплексы имеются почти на всех платформах; наиболее широко они развиты на молодых платформах, где и были впервые выделены и описаны. На эту ситуацию, естественно, может накладываться структурная и метаморфическая переработка пород промежуточного комплекса, вызывающая их вхождение в состав консолидированной коры (фундамента), то есть процесс вертикальной аккреции.

В свете сказанного, не только граница фундамент – чехол, но и понятия «консолидированная кора» и «фундамент» могут получать неоднозначное толкование. Тела с «промежуточными» скоростными характеристиками, соответствующие упомянутым выше промежуточным комплексам, которые часто фиксируются между фундаментом и чехлом, дали повод к выделению (прежде всего по геофизическим данным, но в основном оправданно и с точки зрения геологии) не только этого «промежуточного» слоя, но и двух разновидностей фундамента: «складчатого» и «кристаллического» (консолидированной коры) [Шлезингер, 1974; 1995; 2001].

Что касается соотношения консолидированной коры и «кристаллического фундамента», то последним термином обозначается неопределенная по толщине верхняя часть консолиди-

рованной коры, располагающаяся непосредственно под осадочным чехлом или промежуточным комплексом в обозначенном выше смысле (или выходящая на дневную поверхность). Об определенной нижней границе фундамента говорить трудно. По-видимому, логично было бы считать, что фундамент продолжается вниз до тех пор, пока в нем сохраняются признаки его «первичной» инфраструктуры. И, кроме того, в соответствии со сказанным ранее, это, возможно, будет, по крайней мере на некоторых участках, вся консолидированная кора.

Смещение (миграция) верхней границы консолидированной коры

Верхняя граница консолидированной коры может совпадать с разделом фундамент – чехол, который своим существованием отражает смену во времени геодинамических режимов (например, превращение складчатой области в платформу), но может занимать и иное положение в разрезе земной коры. Решение вопроса о положении этих разделов осложнено несколькими обстоятельствами. Среди них: (а) двойственность критериев определения консолидированной коры (об этом сказано выше) и (б) изменение положения раздела консолидированная кора – чехол в разрезе земной коры в процессе ее эволюции [Вертикальная..., 2002; Колодяжный и др., 1996; Леонов М., 2000; 2001; Леонов М., Колодяжный, 1998; Леонов М. и др., 2000]. Рассмотрим конкретный материал.

Южный Тянь-Шань. На этом примере может быть продемонстрирован процесс наращивания консолидированной коры (гранитно-метаморфического слоя), имеющий место в подвижных (покровно-складчатых) поясах [Леонов М., 1988; 1996; 2001]. Характерным тектоническим элементом Южного Тянь-Шаня являются протяженные зоны, имеющие синформное строение и выполненные мощными толщами осадочно-вулканогенных пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. На ранних этапах эволюции (O-S₁) эти зоны представляли собой подводные и островные вулканические гряды, заложившиеся на коре мафического типа. На границе S₁/S₂ вулканическая деятельность в их пределах затухает, и на вершинах вулканических гор формируются толщи рифогенных известняков мощностью до 2 км и более, что фиксирует длительное (вплоть до раннего карбона) опускание кровли вулка-

нических построек. Образуются морфоструктуры типа гайотов и атоллов.

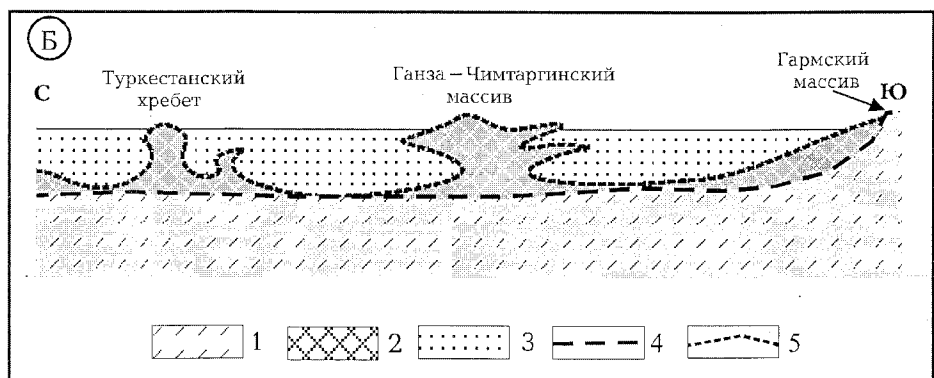
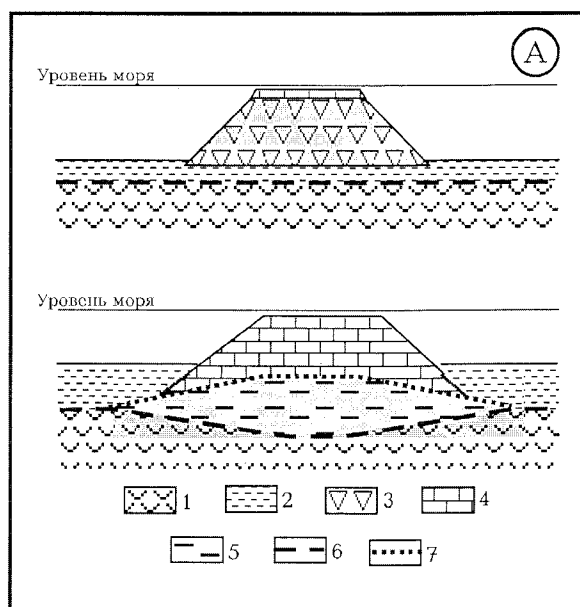
Опускание связывается с процессом пластического течения вулканического основания, которое сопровождалось вещественными изменениями. Происходит гомогенизация структуры и составов исходных пород с возникновением по ним различных разновидностей метаморфических сланцев. Постепенно, в результате горизонтального перераспределения (растекания) масс и связанного с этим погружения, на уровень проявления зеленосланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма приходят все более высокие горизонты пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и латеральному перераспределению. В конечном итоге, в основании подводных и островных гряд формируются мощные линзы метаморфических пород (рис. 1А).

Метаморфизм осуществляется в условиях взаимодействия пород с морской водой, усиленного флюидного режима и синметаморфического тектонического перемешивания базальтов, кремнисто-терригенных и пелитовых пород. В результате на меланократовом основании образуются мощные и протяженные тела метаморфических пород. Их химический состав может иметь, как показали исследования пород океанического субстрата [Коссовская и др., 1988], повышенное, в сравнении с исходными базальтами, содержание литофильных элементов, прежде всего калия, щелочей и кремния, т.е. формируется некий «примитивный» метаморфический слой, валовый химический состав и минеральные комплексы которого имеют повышенное (по отношению к материнским породам) содержание «сиалических» компонентов. Изменяются и реологические свойства пород,

Рис. 1. Возникновение новых объемов консолидированной коры в пределах Южного Тянь-Шаня.

А. Формирование объемов квазиконсолидированной коры в подошве палеовулканических гряд (атоллов, гайотов): 1 – породы палеоокеанической коры; 2 – вулканогенно-осадочные отложения палеоокеанического бассейна; 3 – базальтовое основание внутриокеанических гряд; 4 – рифовые известняки; 5 – метаморфические сланцы, сформированные за счет структурно-вещественной переработки базальтов в основании рифовых построек и сопряженных с ними осадочных отложений; 6 – граница коры 1-ой генерации (океанический фундамент); 7 – граница квазиконсолидированной коры 2-ой генерации.

Б. Соотношение границ консолидированного слоя разных генераций: 1 – «гранитно-метаморфический» фундамент (консолидированная кора 3-ей генерации); 2 – «метаморфический» фундамент (квазиконсолидированная кора 2-ой генерации); 3 – «складчатый фундамент» (неконсолидированные комплексы палеозоя); 4 – поверхность «гранитно-метаморфического» фундамента; 5 – поверхность «метаморфического» фундамента.



приближаясь постепенно к таковым консолидированной коры. Эти объемы метаморфического (квазиконсолидированного) слоя с соответствующей реологией надстраивают меланократовый фундамент. При этом происходит смещение верхней физической границы вверх по разрезу корового слоя.

Образование новых объемов этого квазиконсолидированного слоя на ранних этапах эволюции региона происходит дискретно и лишь в отдельных зонах. Позднее, в период преобразования субокеанической области в покровно-складчатый пояс и затем в молодую платформу, имеет место второй эпизод смещения физической раздела «фундамент-чехол». Этот эпизод связан с вертикальным структурно-вещественным расслоением огромных масс тектонически совмещенных и перемешанных фрагментов палеоокеана: мафической коры, сиалической коры микроконтинентов и метаморфических ядер, осадочно-вулканогенного чехла. Результатом процесса является возникновение в регионе сплошного гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, возникает фундамент двух генераций, различающихся набором породных комплексов и термодинамическими условиями формирования. Первая генерация – «складчато-метаморфический» фундамент (квазиконсолидированный слой) с метаморфизмом не выше эпидот-амфиболитовой фации. Вторая генерация – «гранито-гнейсовый» фундамент с метаморфизмом амфиболитовой фации и ультраметаморфизмом (истинный консолидированный слой). При этом, как

не парадоксально, верхняя граница фундамента 1-ой генерации частично расположена на более высоком уровне, чем верхняя граница фундамента 2-ой генерации (см. рис. 1Б).

Сходные процессы изучены также в других подвижных поясах. В Пиренеях установлена миграция фронта гранитизации и смещение по разрезу физической (петроструктурно-реологической) границы. Явление связано с метаморфическими и метасоматическими процессами, которые охватили осадочные серии от верхнего докембрия до девона и привели к их гранитизации и кратонизации региона (рис. 2) [Руттен, 1972; Guitard, 1959]. Первичный раздел «фундамент-чехол» при этом затушевывается, а более «молодой» раздел возникает на более высоком уровне коры. Вертикальное приращение петроструктурно-реологического фундамента за счет комплекса преобразований на границе фундамент-чехол описано в Забайкалье [Скляр и др., 1997]. Здесь фиксируется смещение физической границы консолидированного слоя вверх по разрезу коры и вхождение нижних горизонтов осадочного чехла в состав «физического» фундамента (рис. 3). Близкие по смыслу и формам проявления процессы зафиксированы в районе Срединно-Камчатского массива [Колодяжный и др., 1996].

Структурно-вещественное преобразование пород чехольного комплекса и формирование новых объемов консолидированной коры характерно также для древних платформ, во всяком случае, для протоплатформенного этапа их развития (напомним, что протоплатфор-

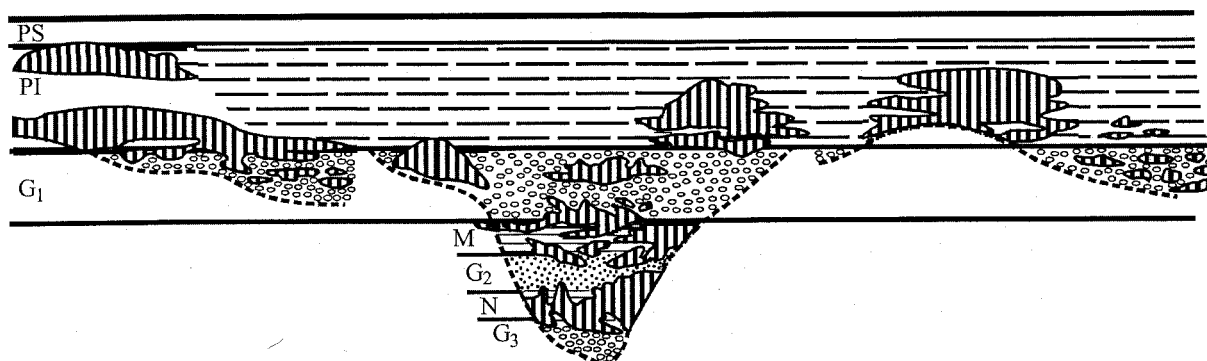


Рис. 2. Схематический стратиграфический разрез, показывающий различия в гранитизации в соседних областях Осевой зоны Пиренеев, по [Руттен, 1963; Guitard, 1969].

PS – верхний палеозой; PI – нижний палеозой; G1 – стратифицированные гнейсы Канигу; M – слоистые сланцы Балт; G2 – гнейсы Каземи; N – глубинные слюдяные сланцы Канигу; G3 – глубинные гнейсы Канигу.

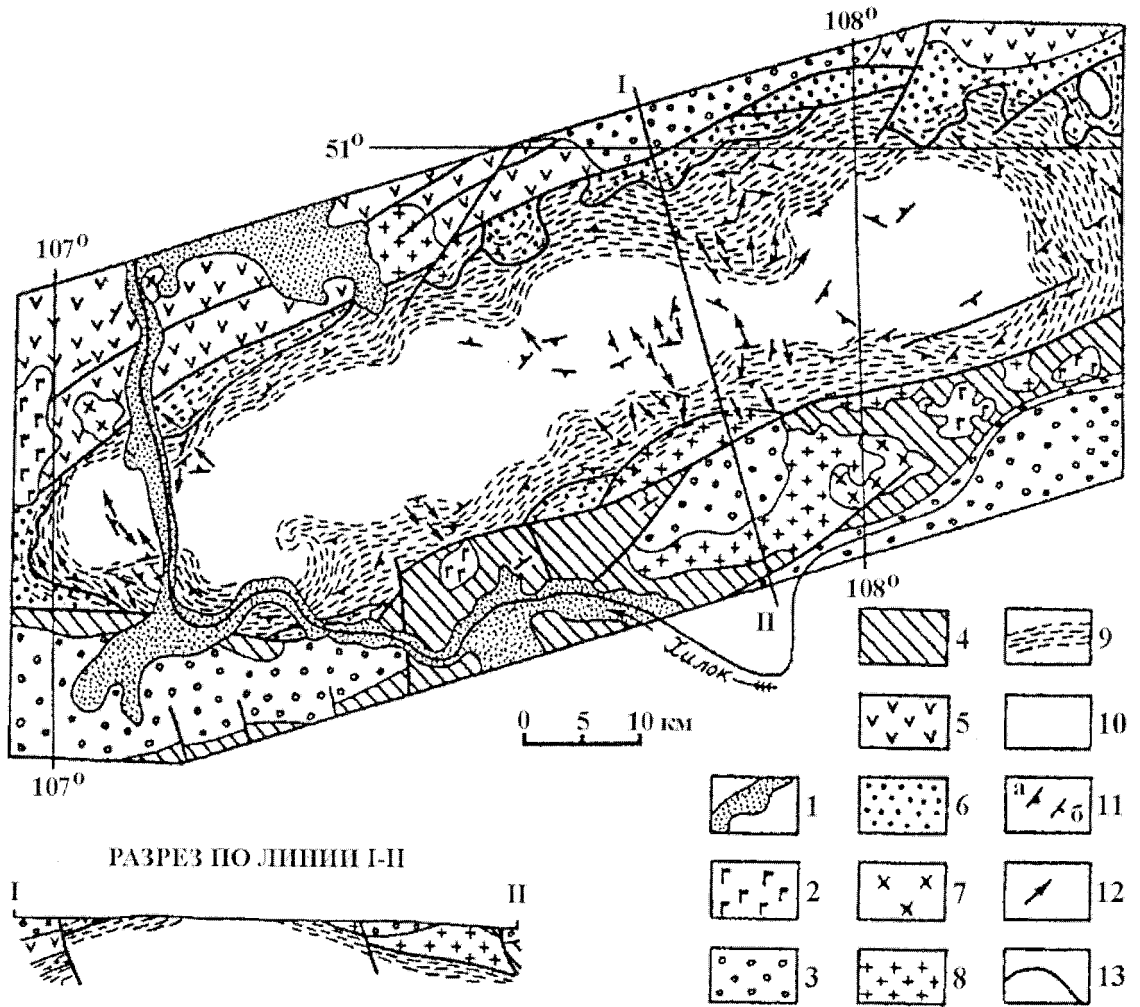


Рис. 3. Схема строения Заганского поднятия, по [Склярков и др., 1997].

1 – четвертичные осадки; 2 – раннемеловые базальты; 3 – гусиноозерская свита (нижний мел); 4 – хилокская свита (верхняя юра-нижний мел); 5 – вулканы среднего состава (средний-верхний триас); 6 – теригенно-вулканогенные образования, нерасчлененные; 7 – граносиениты (верхний палеозой); 8 – граниты (верхний палеозой); 9 – динамометаморфизованные и гранитизированные разновозрастные образования (новые объемы консолидированного слоя); 10 – грано-диориты, граниты верхнего палеозоя в ядре поднятия; 11 – элементы залегания: а – сланцеватость, гнейсовидность, б – слоистость; 12 – минеральная линейность; 13 – разломы.

мами обычно называют эпиархейские платформенные структуры – зоны ранней стабилизации, в пределах которых накапливались формации платформенного типа, но с проявлением интенсивного базальтового вулканизма; в результате вертикальной аккреции, протоплатформенные, или проточехольные, комплексы могут переходить в состав фундамента древних платформ).

Район оз.Сегозеро (Карелия). Изученный разрез охватывает юго-западное крыло протерозойской Сегозерской мульды. Здесь обнажены породы различных комплексов, каж-

дому из которых свойственны свои особенности состава, структуры и вторичных преобразований [Виноградов и др., 2001; Леонов М. и др., 1999; 2000] (рис. 4). Нижнюю часть разреза слагают гранито-гнейсы архейского фундамента; верхнюю – кварциты и базальты ятулийского проточехла.

Зона (150–200 м), расположенная на границе фундамента и проточехла и выделенная нами в качестве «промежуточного» комплекса, сформирована сложно построенной толщей пород различного исходного состава. Особен-

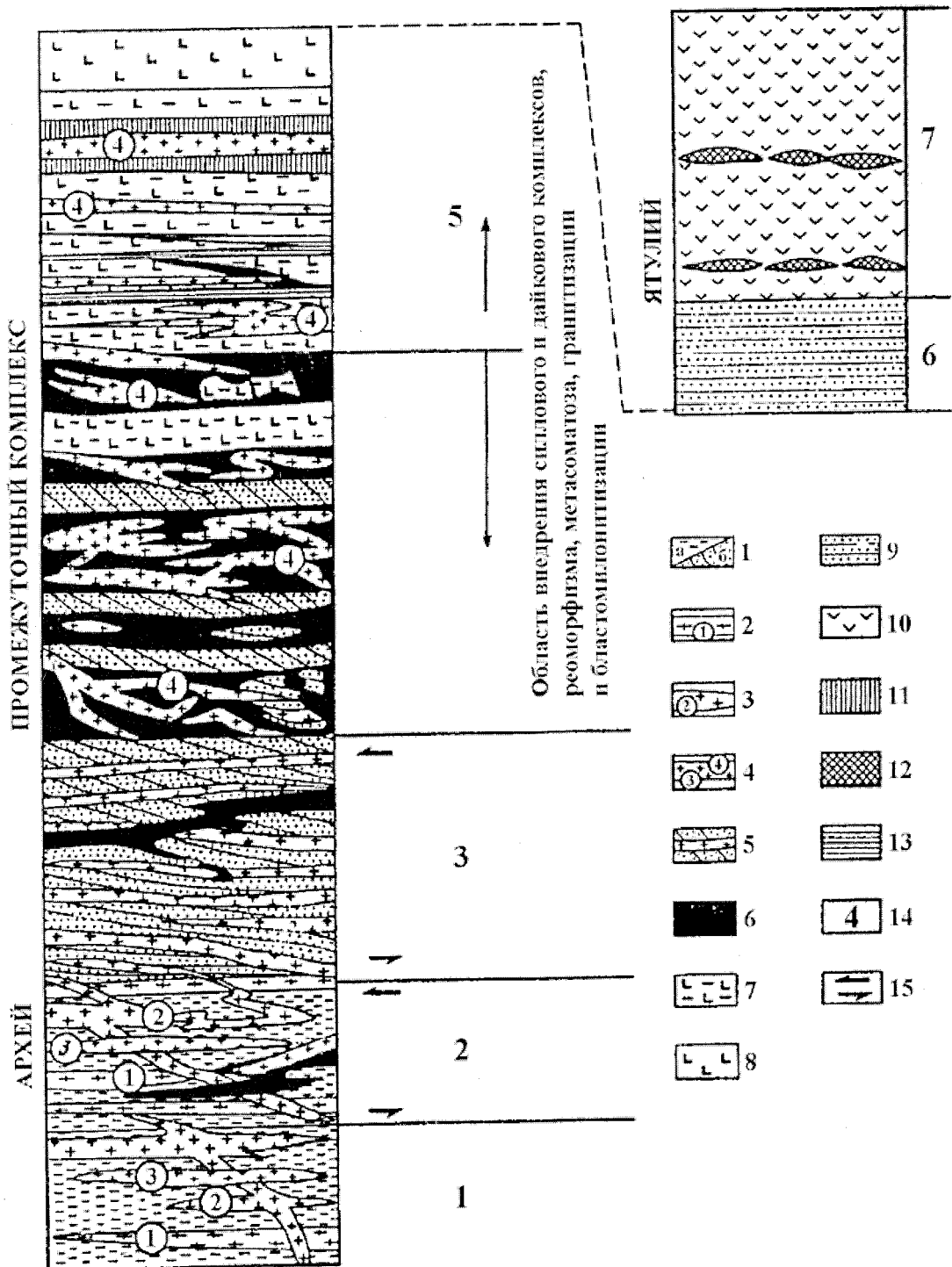


Рис. 4. Схематизированный разрез «промежуточного» комплекса на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (район оз. Сегозеро, Карелия), по [Леонов М. и др., 1999]

1 – гранитогнейсы: а – амфибол-биотитовые, б – бластомилонитизированные и хлоритизированные; 2 – послойные мигматиты первой генерации; 3 – мигматиты-артериты второй генерации; 4 – жилы мигматитов третьей и четвертой генераций; 5 – мигматит-граниты (перекристаллизованные и ремобилизованные мигматиты первой и второй генераций); 6 – кварц-полевошпат-биотитовые породы («гранитизированные» долеритовые порфириты); 7 – «гранитизированные» габбро-долериты; 8 – слабо измененные габбро-долериты; 9 – ятулийские кварцито-песчаники, метагравелиты и метакогломераты; 10 – ятулийские метавулканы основного состава; 11 – вторичные кварциты; 12 – эпидозиты; 13 – бластокатаклазиты и бластомилониты; 14 – номера горизонтов и пачек; 15 – зоны концентрированного сдвигового течения.

ности первичного состава и структуры пород, их взаимоотношение между собой и переходы к подстилающим и перекрывающим образованиям, наряду с имеющимися изотопно-геохронологическими данными, свидетельствуют: в пределах «промежуточного» комплекса совмещены фрагменты верхнеархейских (лопийских) плагиогранито-гнейсов, амфиболитов и ультраосновных (?) пород, а также многочисленные тела (более или менее протяженные фрагменты силлов, даек и жил) базальтовых порфириров и габбро-долеритов ятулийского (возможно, также и сумийского) возраста [Виноградов и др., 2001; Леонов М. и др., 1999; 2000; Светов, 1972; Харитонов, 1938; 1963].

Все породы пограничной зоны прорваны многочисленными аплитовыми жилами нескольких генераций и подверглись интенсивным вторичным преобразованиям. Породы фундамента реоморфизованы; породы промежуточного комплекса (дайково-силловые тела) брекчированы, пропитаны палингенными гранитами, испытали метаморфическую дифференциацию, рекристаллизацию, метасоматоз и гранитизацию. Возникли гнейсовидные структуры, бластомилонитовые и флазерные текстуры, тонкая метаморфическая полосчатость, сегрегация вещества на лейкосомовую и меланосомовую части. В образованиях верхнего (проточехольного) комплекса развиты метаморфические парагенезы зеленосланцевой фации. Здесь развиты: тонкая сланцеватость, будинаж, межслоевое проскальзывание, субслоистый или ориентированный косо, под углом 10° – 20° к плоскостям напластования, кливаж.

Породы промежуточного комплекса и прилегающие горизонты пограничной зоны фундамент – проточехол испытали пластическую и хрупко-пластическую деформацию и объемное тектоническое течение. В результате были тектонически совмещены различные фрагменты разреза земной коры. В пределах фундамента, промежуточного комплекса и проточехла оформилась проникающая гнейсовидность и сланцеватость с одинаковым положением полюсов линейных и плоскостных элементов и сходной ориентировкой жил кварца и поздних мигматитов. Все это указывает на синхронность вещественной переработки и деформации в пределах всех трех членов разреза: фундамента, промежуточного комплекса и чехла.

Таким образом, в переходной зоне фундамент – проточехол, в результате интенсивной

структурно-вещественной переработки горных пород, был сформирован горизонт, представленный комплексом сиализированных и гранитизированных пород, первично представлявших образования архейского гранит-гнейсового и гранит-зеленокаменного фундамента, нижних горизонтов ятулийского (сумийского ?) проточехла и интрузивного гранит-базитового комплекса, внедрившегося в эту переходную зону.

Структурно-вещественные преобразования, которые обусловили возникновение структурного плана единого для всех комплексов, многоэтапны [Виноградов и др., 2001], но главная фаза переработки, по-видимому, отвечает свекофеннской тектоно-магматической активизации. Об этом свидетельствует тот факт, что процессы метасоматоза и гранитизации захватывают породы гранитно-метаморфического фундамента ранней генерации, лопийские (?) зеленокаменные образования и нижнепротерозойские проточехольные вулканогенно-осадочные серии. В определенной степени этот вывод подтвержден, как было сказано выше, данными абсолютной геохронологии.

С некоторой долей условности можно реконструировать последовательность событий, ответственных за структурно-вещественную перестройку рассмотренных выше комплексов пород. На начальной стадии (по данным [Лобач-Жученко, 1977; Лобач-Жученко, Пинаева, 1961] – в среднем ятулии) в тектонически и релогически ослабленную область на границе фундамента и чехла внедрились габбро-долеритовые силлы. Внедрение силлов обусловило повышение температуры, образование областей пластового отслаивания, понижение давления (декомпрессию) и «всасывание» флюидов (в том числе – водных).

В результате были созданы предпосылки для процессов реоморфизма, которые нашли отражение в твердофазной перекристаллизации, локальном селективном плавлении, мигматизации и формировании палингенных гранитоидных жил, протекающих в условиях пластического течения. Совокупное воздействие этих процессов обусловило развитие метасоматического замещения и общей гранитизации пород. Вместе с тем, следов значительного плавления и палингенеза в данном разрезе не наблюдается, что свидетельствует о достаточно низких температурах [Лобач-Жученко, 1977].

По-видимому, фоновые условия соответствовали зеленосланцевой фации метаморфиз-

ма, о чем свидетельствуют метаморфические минеральные ассоциации протерозойских комплексов и сингенетичные им диафориты (хлоритизированные гнейсы) архейского фундамента. Появление же малых объемов гранитоидных выплавов, способствующих понижению вязкости среды, можно объяснить декомпрессионным эффектом, благоприятным флюидным режимом и механохимической активацией в условиях пластических деформаций.

Возникновение новообразованных гранитоидных объемов и отжим гранитоидного материала в замковые части антиклиналей – характерный процесс для метаморфических реоморфизованных толщ докембрия и установлен, в частности, для протерозойских толщ Южного Урала в Казахстане [Павлова, 1960]. По данным [Ициксон, 1970] процесс калиево-кремниевое метасоматоза, реальные следы которого фиксируются в описанном разрезе, практически всегда связан с условиями, благоприятными для проявления пластических деформаций (текучести горных пород), возникающими при растяжении.

В дальнейшем произошло возникновение поздних сколов, подновление сланцеватости в результате продолжающегося пластического течения, эпидотизация и окварцевание горных пород.

Аналогичные процессы структурно-вещественных преобразований на границе фундамента и чехла установлены и в других местах Карельского региона [Свириденко, 1980; Лобач-Жученко, 1977]. Следствием этого явля-

ется формирование «промежуточного» комплекса – тектоно-магматического меланжа, имеющего петроструктурные и реологические свойства фундамента. Новообразованный объем пород составляет реальное приращение кристаллического цоколя и отражает процесс вертикального разрастания (аккретирования) гранитно-метаморфического слоя. Данное явление стоит в одном ряду с процессами гранитизации и мигматизации протерозойского проточехла, установленные для Северо-Карельской зоны [Колодяжный, 1999; Этапы..., 1973].

В пределах Карельского массива процесс становления новых объемов гранитно-метаморфического слоя возобновлялся неоднократно и был приурочен к завершающим этапам ребольского, селецкого и свекофеннского тектогенезов [Свириденко, 1980; Лобач-Жученко, 1977]. Соответственно, происходило неоднократное смещение физической (петроструктурно-реологической) границы «фундамент/чехол» вверх по разрезу земной коры, т.е. ее вертикальная аккреция.

Отмеченное выше единство деформации, внедрения силлов и гранитизации (сиализации) находит объяснение в модели Г. Листера и С. Болдуина [Lister, Baldwin, 1993], которая объясняет возникновение термальной аномалии (рис. 5) и хорошо согласуется с данными по геологии и структурно-вещественной эволюции горных масс района оз. Сегозеро. Миграция в пространстве фронта гранитизации и секущее, по отношению к напластованию, положение верхней границы «гранитного» слоя (рис. 6) установлено также в пределах Центрального Французского массива, в горах Монтань-Нуар и Вогезах (рис. 6) [Jung, Roques, 1952].

Во всех приведенных примерах вертикальная миграция раздела фундамент – чехол связана со структурно-вещественными преобразованиями пород чехольных комплексов. Осадочные и вулканические породы весьма податливы к воздействию процессов, вызывающих их структурно-вещественную перестройку, которая сопровождается метаморфизмом и гра-

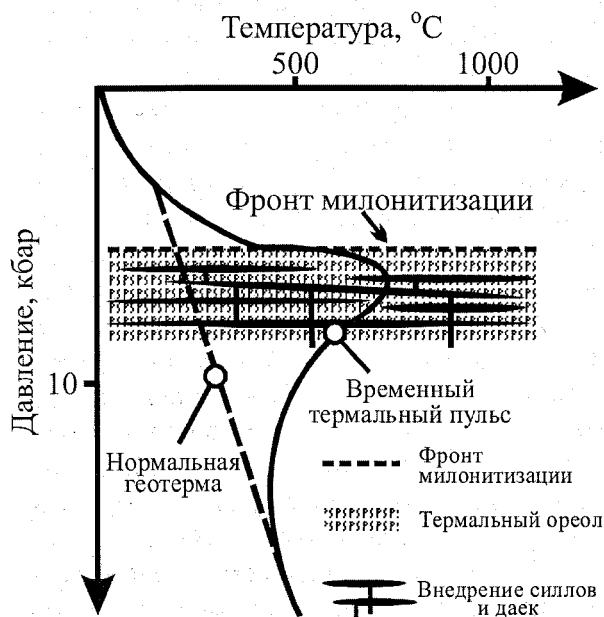
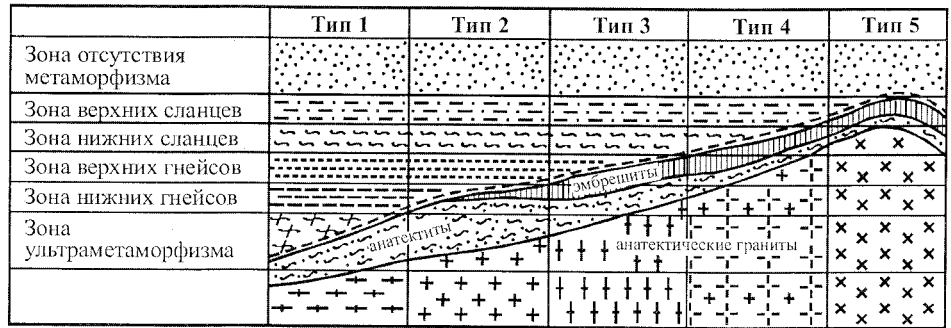


Рис. 5. Модель образования термальной аномалии в области внедрения роя силлов, по [Lister, Baldwin, 1993].

Рис. 6. Схематическое изображение «фронта гранитизации» в Центральном французском массиве, по [Руттен, 1963; Jung, Roquès, 1952] (объяснения в тексте).



нитизацией (сиализацией) в условиях проявления «сквозной кинематики при высоких дифференциальных напряжениях» [Вопросы..., 1961] и реидной деформации.

Процесс протекает в принципе одинаково (хотя и при значительных вариациях в деталях) как в подвижных складчатых поясах, так и на ранних стадиях развития платформ. Его результатом является гомогенизация петроструктурно-реологических параметров фундамента и чехла, затухивание их первичных взаимоотношений и смещение вверх по разрезу земной коры «физической» границы фундамент – чехол. Приуроченность этих явлений к границам пород с разными физическими свойствами и к внутренне неоднородным толщам [Колодяжный и др., 1996; Леонов М. и др., 1995] не случайна: реологическая контрастность способствует концентрации и последующей релаксации напряжений сдвига (в механическом смысле), которая сопровождается метаморфизмом и гранитизацией. Ранее было показано [Леонов М., Кожухарова, 1990; Леонов М. и др., 1995], что при метаморфизме в условиях хрупко-пластического течения вещественные преобразования контролируются механохимическими факторами. В частности, Si-K-метасоматоз, следы которого фиксируются в указанных районах, связан [Ицксон, 1970] с проявлением пластических деформаций (текучестью горных пород). Петрографически доказаны [Иванкин, 1985] одновременность и единство деформации, перекристаллизации и метасоматоза, что свидетельствует о тесном взаимопереплетении механохимических и кристаллизационных явлений. При этом химические процессы в обстановке «давление + сдвиг» при наличии водных флюидов приводят к разогреву, метаморфизму, и гранитизации горных пород. Этот вывод пере-

кликается с данными о том, что «...гранитизация развивается преимущественно в... рассланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей» [Летников и др. 2000, с. 5]. Вероятно, определенный вклад может принадлежать так называемому «эффекту цоколя» [Сомин, 1994; 1998], когда в пограничной зоне фундамент-чехол происходит сгущение изотерм и метаморфические и метасоматические процессы протекают более интенсивно, чем в ниже- и вышележащих горизонтах.

Из всего сказанного следует, что раздел фундамент-чехол сам по себе предопределяет возможность периодической возобновляемости процесса создания новых объемов консолидированного слоя и «перескока» его верхней границы на более высокий гипсометрический уровень. Далее этот процесс может повторяться на новом уровне и т. д.

Миграция нижней границы консолидированной коры

Процессы, близкие к тому, что происходит в верхних горизонтах коры, если не по конкретным механизмам, то по конечному результату (которым является переход вещества из одной оболочки в другую и смещение граничных разделов), действуют, вероятно, и в низах коры (в континентальной литосфере это вся так называемая «нижняя кора») и в области раздела М. Однако, в отличие от верхних горизонтов коры, эти уровни практически недоступны для прямого изучения. Поэтому представления о них основаны по большей части на косвенных данных и в той или иной мере гипотетичны. В основном это геофизические (в первую очередь сейсмические и гравиметрические

кие) данные и их геологическая интерпретация, данные моделирования и, конечно, результаты изучения пород, выведенных из глубинных слоев к дневной поверхности – таких как породы офиолитовой ассоциации, ксенолиты, крупные блоки пород нижней коры, встречающиеся в ряде мест (зона Ивреа в Альпах, блок Масгрейв в Австралии, и др.). Все это позволяет с тем или иным приближением судить о реологических свойствах вещества, особенностях флюидного режима, тектонической структуре и других параметрах.

Можно думать, что одним из факторов, создающих благоприятные условия для проявления процессов, приводящих в итоге к преобразованию вещества коры, является ее подвижность – возможность тектонического течения на рассматриваемых глубинах, что было показано Л.И. Лобковским, сформулировавшим идею двухслойного строения коры [Лобковский, 1988]. Об этих горизонтах говорят как об аналоге астеносферы – что-то вроде «малой» или «коровой астеносферы», по [Kirby, Kronenberg, 1987]. Происходящее здесь латеральное течение вещества, вероятно, сопровождается структурными и метаморфическими преобразованиями пород, которые могут изменять физические свойства, определяющие их принадлежность к той или иной оболочке.

Второй и, может быть, еще более важный фактор – поступление в кору магматических продуктов из мантии, приводящих к магматическому «подслаиванию».

Под термином «нижняя кора» понимается так называемая «отражающая нижняя кора» типичная для континентальной литосферы и выделяемая по наличию горизонтальных отражающих горизонтов, или рефлекторов. Наличие систем горизонтальных отражений свидетельствует о проявлении на этих уровнях специфических процессов, отличающих данные объемы коры не только от более высоких горизонтов (верхней коры), но также и от «прозрачных» горизонтов нижней коры, в которых отражения такого типа отсутствуют.

Проблема интерпретации горизонтальных отражений и тектонического течения в нижней коре и в области границы М обсуждалась в литературе, в том числе в публикациях одного из авторов [Леонов Ю., 1991; 1993; 1994; 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999; 2000; Перфильев, 1998]. Не повторяя подробно рассмотренных там доводов, обрисуем лишь контуры этой проблемы.

Похоже, что сейчас все меньше сомнений остается в том, что отражения не являются сейсмометрическим артефактом, а регистрируют реальные свойства (неоднородности) среды. Есть основания допускать их тектоническое происхождение. Они интерпретируются как свидетельство течения материала как раз в том интервале глубин, который отличается повышенной пластичностью. Вероятно, они представляют собой, если и не буквальные следы формирования вязко-пластичных разрывов и тектонических пластин (хотя не следует, на наш взгляд, исключать и эту возможность), то некую обобщенную картину такого стиля структуры глубинного покроообразования. Можно полагать, что в образовании такой структуры роль играет триада взаимосвязанных факторов: влияние флюидной фазы, метаморфизм и тектоническое течение вещества. Все они рассматриваются как неотъемлемые сопровождающие компоненты сложного, тектонического в своей основе, процесса.

Указанные свойства нижней коры распространяются и на границу М. В целом она характеризуется перепадом скорости сейсмических волн (V_p от 6.5–7.09 до 7.8–8.0 км/с). Но, по данным ГСЗ-ОГТ, МОВ, к ней и к ее окрестностям (как в континентальной, так и в океанической литосфере) часто приурочены отражающие горизонты, аналогичные нижнекоровым. Также как и в нижней коре, они рассматриваются как признаки тектонического течения. В этом случае зона раздела М представляется, как об этом писал ранее А.В. Пейве, в виде горизонта течения и срыва в горизонтальной плоскости [Леонов Ю., 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999; 2000; Перфильев, 1998].

Пакеты отражений на границе М могут быть изолированными (в этом случае они интерпретируются как локализованный на данном уровне срыв) или сливаться с отражающей нижней корой в единый горизонт (в этом случае граница М – лишь подошва мощного слоя течения материала в целом дисгармоничного по отношению к мантии и лежащим выше слоям коры).

Наконец, имеются многочисленные участки, где граница М не отмечена отражающими горизонтами. Здесь срыв либо отсутствует, и тогда правомерно сделать вывод, что срыв на границе кора – мантия не обладает повсеместным распространением. Либо по каким-то причинам его признаки не обнаруживаются в вол-

новой картине. Иногда все перечисленные случаи можно наблюдать в разных зонах, или блоках литосферы, одной области, как, например, в Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо [Thompson, McCarthy, 1990].

В статьях [Леонов Ю., 1997; Леонов Ю., Перфильев, 1999; 2000] суммированы аргументы в пользу представления о проскальзывании коры относительно мантии и о границе М как о разделе оболочек с различным стилем деформаций. Дополнительно об этом же свидетельствуют особенности современного поля напряжений и характер флуктуаций скорости сейсмических волн в низах коры и в мантии. Объяснение этому дается в предположении, что граница М служит разделом оболочек с различным стилем деформации [Wenzel et al., 1996]. Соответствующая модель с наличием фрагментов верхней коры, сорванных с мантии по горизонту пластичной нижней коры, предложена для Западной Европы [Wehrle et al., 1997]. По этой модели, в нижней коре создается постоянное слабое скалывающее напряжение, благодаря чему непосредственно выше границы М образуется зона мощностью 3–5 км с повышенной горизонтальной скоростью и концентрацией деформации. С представлением о формировании поверхности М в условиях течения материала в нижней коре согласуется ее почти плоская в большинстве случаев форма [Thompson, McCarthy, 1990].

Могут ли петрофизические свойства пород на рассматриваемых уровнях быть настолько радикальными, чтобы вызвать наращивание или редукцию коры (консолидированной коры) и смещение ее подошвы по вертикали по отношению к разрезу горных пород? Прямых доказательств этого не существует. Но есть два феномена, которые соответствуют представлениям о перемещении раздела М по вертикали как следствие вертикальной аккреции: (а) признаки динамичности границы М и (б) магматическое подслаивание.

По вопросу: консервативна или динамична граница М, т.е. может ли изменяться ее положение, существуют противоположные мнения, и он требует дальнейшего изучения. В общем плане можно сказать, что с динамичным поведением границы М легче согласуется история тектонически активных элементов земной коры, включающая большие вертикальные перемещения и изменение термического режима, при которых трудно представить сохране-

ние в неизменном виде каких-либо глубинных поверхностей. Но имеются и некоторые более реальные признаки перемещения этой границы при изменении тектонического режима и значения геотермического градиента [Павленкова, 1996; Bois, 1993].

Нам уже приходилось ссылаться [Леонов Ю., 1997] на пример возникновения нового раздела М в варисской Европе. По мнению многих исследователей [Berthelsen, 1994; Bois, 1993], на этой территории в конце варисской эпохи и в мезозое в нижней коре были стертые прежние – субдукционные, коллизионные и другие – структуры и комплексы. Это произошло в результате тектонического течения и расчленения в нижней коре, магматического подслаивания (образования в низах коры пластовых магматических тел мантийного происхождения). В итоге сформировался новый раздел М. Но прежний раздел М также не был уничтожен полностью. Местами он сохранился: на одном из профилей ECORS в Северной Франции прослеживаются две границы М: реликтовая палеозойская и новая послепалеозойская, залегающая в основании расслоенного горизонта нижней коры.

Еще один пример можно привести для раннедокембрийской коры Балтийского щита. На профиле Кемь – Калевала (Балтийский щит) субгоризонтальная граница М интерпретируется как новообразованная. Она является наложенной по отношению к архейским и раннепротерозойским структурам и сформировалась в платформенный период при изменении РТ-условий и, как следствие, механических свойств и степени метаморфизма пород [Берзин, Павленкова, 2001].

Реальность явления рассасывания корней гор и сглаживания первичного рельефа поверхности М подтверждается данными по многим другим областям, например, для Индостанского кратона, по [Pandey, Agrawal, 1999].

К этой же системе доводов следует отнести феномен «двойного М» (double Moho), когда в одном разрезе обнаруживаются одна над другой две поверхности с характеристиками границы М. Этому феномену даются разные объяснения, такие как: тектоническое вклинивание пластин мантийного материала в нижнюю кору в обстановке сжатия, вплоть до формирования так называемой крокодиловой структуры (crocodile structure, по Р.Мейсснеру); внедрение мантийных интрузий в обстановке растяжения;

формирование дублирующего М, при сохранении прежнего, в ходе погружения осадочного бассейна (в работе [Pavlenkova, 1995] на примере Донбасса и Кряжа Карпинского). Как бы то ни было, любая из этих интерпретаций не противоречит идее формирования нового раздела М.

Перетекание материала, другие формы тектонической активности на глубинах нижней коры ведут к изменению строения этих горизонтов, перераспределению вещества, изменению за счет этого мощности коры. Что касается наращивания коры за счет поступления в нее новых порций материала, то оно осуществляется за счет вертикальной аккреции. Как было сказано выше, одним из ее возможных механизмов является магматическое подслаивание (underplating).

Модель подслаивания была предложена в 80-х – начале 90-х годов прошлого века на примере структур типа Провинции Бассейнов и Хребтов. С ее помощью было найдено удовлетворительное объяснение явлению изостатической компенсации, нарушенной при утонении литосферы (или коры) вследствие растяжения. Здесь не рассматриваются физические основания этой модели. Ей посвящены многие работы, в том числе [Keller et al., 1990; Lachenbruch, Morgan, 1990; Mareschal, Bergantz, 1990; Thompson, McCarthy, 1990]. В самых общих чертах суть модели состоит в том, что растяжение литосферы компенсируется притоком в нижнюю пластичную часть коры материала, выплавляемого из мантии, но с коровой плотностью. Образующийся слой добавляемого к коре магматического материала может, по расчетам (которые в некоторых случаях подтверждены наблюдениями), обладать вполне значимой мощностью – до 10–15 и более км.

Предложены два варианта магматического подслаивания (рис. 7). В одном из них (при подслаивании в буквальном смысле) мантийное вещество приключается к подошве коры в виде слоя или сильно уплощенной линзы. Граница М в этом случае, проходящая под упомянутой линзой, имеет горизонтальное положение (по данным СОСОРР) и оценивается как новообразованная, отличающаяся от положения более древней поверхности М [Mareschal, Bergantz, 1990]. В другом варианте нижняя часть коры насыщается мантийным веществом, проникающим в него в форме вертикальных интрузивных тел (dyke injection). При этом старая поверхность М может сохраняться (что не исключает возможности изменения ее глубинного положения). Не исключается также комбинация указанных вариантов, то есть сочетание собственно подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры.

Многие исследователи рассматривают магматическое подслаивание как главный механизм роста континентальной коры. Возникшие в результате подслаивания и выведенные на поверхность комплексы пород описаны во многих районах. О внедрении в низы коры мафических интрузий по возрасту значительно моложе вмещающих пород свидетельствуют данные по ксенолитам с этих глубин [Condie, 2001]. Высказано предположение, что в основании некоторых докембрийских щитов залегают слои основного состава, соответствующие модели подслаивания.

Действие процесса магматического подслаивания обычно связывается с влиянием поднимающихся разогретых плюмов, мантийных диапиров, астенолитов [Condie, 2001]. Наиболее перспективными при этом оказываются

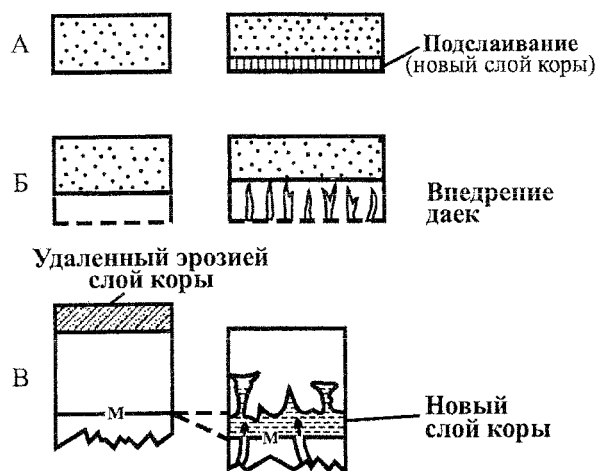


Рис. 7. Различные варианты модели магматического подслаивания (по [Mareschal, Bergantz, 1990; Thompson, McCarthy, 1990]; объяснение в тексте).

А – растяжение, сопровождающееся магматическим подслаиванием, при котором мантийное вещество приключается к подошве коры в виде слоя или линзы; Б – растяжение, при котором нижняя часть коры насыщается вертикальными интрузивными телами; В – комбинация подслаивания с внедрением мантийных расплавов в низы коры.

модели, в которых подъем астенолита сочетается с активностью нижнекорового слоя. Течение в нижней коре может, вероятно, способствовать смешению ультрамафитового вещества, поступающего из мантии, с гранулит-базитовым веществом нижней коры. Это приводит к образованию мантийно-нижнекоровой смеси с необходимыми плотностными характеристиками [Блюман, 2000].

Таким образом, магматическое подслаивание не является альтернативой тектоническому течению, или крипу. Их скорее следует рассматривать как дополняющие друг друга. Именно таким комбинированным способом (пластическая деформация и интрузивный магматизм) объясняется формирование отражающей нижней коры во многих работах [Holbrook et al., 1991; Serpa et al., 1988; Woelk, Hinze, 1991]. Упрощенная модель растекания магматических тел и превращения изометрических интрузий в пластовые тела в ходе латерального течения материала в нижней коре предложена в работе [DECORP..., 1990]. Убедительные данные получены в зоне Ивреа-Вербано в Альпах, где явление магматического подслаивания изучается непосредственно на примере крупных мафических (габбро-диабазовых) интрузий пермского возраста, внедрившихся в низы коры и ныне выведенных на поверхность [Quick et al., 1994]. На этом примере показано, как в обстановке растяжения и пластического течения в низах континентальной коры происходит становление пластовых тел габбро за счет выплавок из мантии. Растекание осуществляется как деформация растяжения в габбро на той стадии, когда в последних еще имеется межзерновой расплав. Сама обстановка растяжения обеспечивает постушение магмы из мантии в низы коры и ее транспортировку в стороны от магматической камеры.

Заключение

Черты строения верхних горизонтов консолидированной коры и зоны ее взаимодействия с осадочным чехлом, подобные описанным выше, и история их становления поддаются реконструкции, если объекты доступны для непосредственного изучения. Это относится к территории щитов и иных выходов фундамента на дневную поверхность. В погребенном состоянии, на площади осадочных бассейнов, когда фундамент перекрыт осадочным чехлом, рас-

шифровка этих особенностей, требующая структурных и петрологических исследований, как правило, невозможна. Это, однако, не дает оснований для вывода, что процессы, фиксируемые в доступных для наблюдения местах, здесь отсутствовали. Более того, можно даже – с надлежащей осторожностью – предположить, что преобразование пород фундамента и нижних горизонтов чехла в РТ-условиях глубоких бассейнов продолжается. Иначе говоря, возможность смещения кровли консолидированной коры, ее наращивания за счет присоединения к ней (аккреции) некоторых объемов чехла представляется общим свойством. Такой сценарий, вероятно, типичен для формирования фундамента платформ, в первую очередь древних платформ. Нельзя упускать из вида, что это – сложный и многостадийный процесс, занимающий огромные, и с точки зрения геодинамического режима до сих пор мало понятные, интервалы времени: от «завершающей складчатости» до начала накопления «нормального» платформенного чехла, но частично продолжающегося и позже.

На рис. 8 в виде принципиальной схемы изображены рассмотренные в статье элементы строения консолидированной коры. В области подошвы и кровли она включает комплексы, образовавшиеся в результате вертикальной аккреции вещества (а) мантии и (б) чехла.

Понятие «консолидированная кора» и геологическое явление «консолидация» (кратонизация) обладают естественной, природно-обусловленной, двойственностью. С точки зрения петроструктурных и реологических критериев «консолидированная кора» – это геологическое тело, имеющее на каждый конкретный момент времени определенные физические параметры. С позиций историко-геологических, понятие «консолидированная кора» весьма условно: ее состав, структура и объем со временем меняются, как меняют свое положение в разрезе и ее границы (как внешние, так и внутрикоровые).

В частности, историко-геологическая граница между «первичным» фундаментом и вулканогенно-осадочным платформенным чехлом в принципе сохраняет свой смысл. Но установлена она может быть далеко не всегда (особенно дистанционными – геофизическими методами), так как часто происходит полная гомогенизация состава и структуры пород, находящихся выше и ниже этой границы. При этом новообразованные за счет чехла объе-

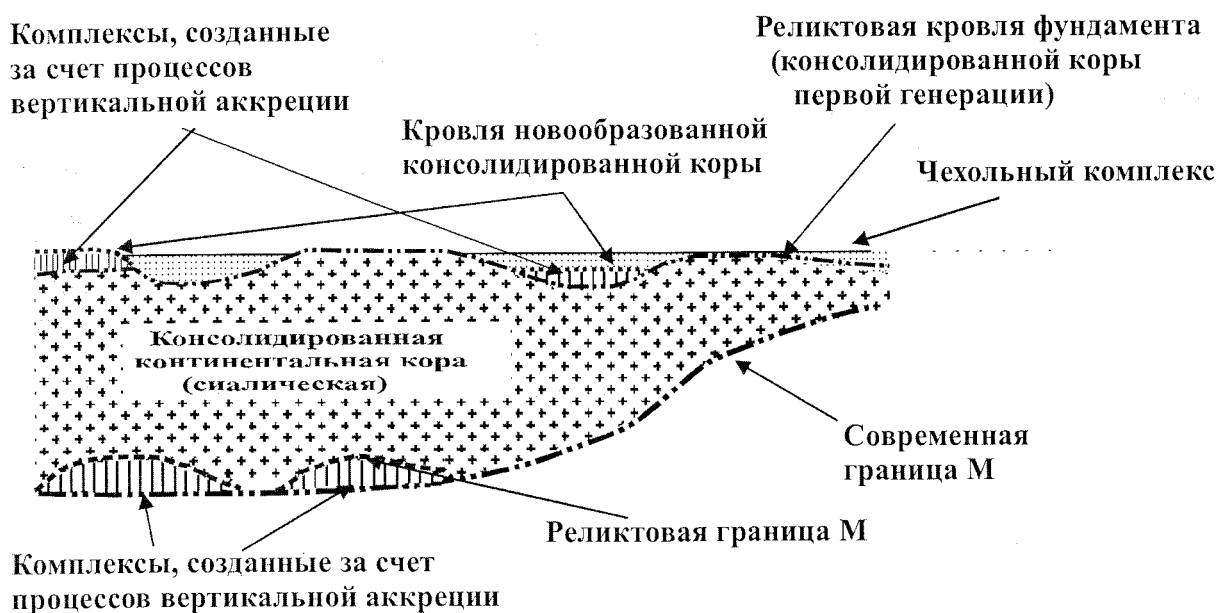


Рис. 8. Условная схема соотношения границ консолидированной коры с границами фундамента и аккретивными комплексами.

мы консолидированного слоя могут быть, в зависимости от подхода, отнесены как к фундаменту (по петрофизическим и реологическим свойствам), так и к чехлу (по геоисторическим условиям его формирования).

Возникновение новообразованных объемов консолидированной коры приводит к примечательному следствию, а именно – к нарушению кажущейся естественной последовательности событий на ее верхней границе: сначала образование консолидированной коры, потом – чехла. Возможны иные соотношения: консолидированная кора первой генерации (фундамент) – чехол; консолидированная кора второй генерации (возникшая за счет переработки пород чехла) – чехол, и т.д.; процесс может периоди-

чески возобновляться (рис. 9). Равным образом, эти рассуждения могут быть отнесены и к зоне взаимодействия верхней мантии и нижнекорового слоя. В конечном итоге происходит «омоложение» основных петроструктурно-реологических разделов земной коры (таких как разделы «кора – мантия» и «фундамент – чехол») и изменению их позиции в разрезе земных оболочек. В результате возникает «псевдослоистая» структура земной коры с «поверхностями-фантомами», которые отражают не столько структурно-вещественные различия, сколько временные границы внутри корового слоя.

На рис. 9 не отображен феномен классического «промежуточного комплекса», о котором также говорилось выше и который некото-

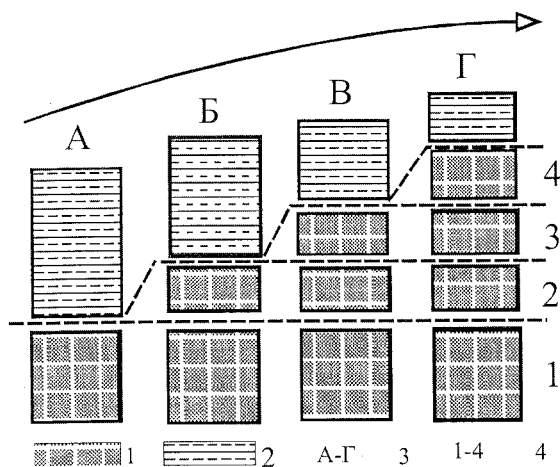


Рис. 9. Схема, отражающая вертикальное аккремирование консолидированного слоя и «перескок» границы фундамент – чехол на все более высокие уровни разреза земной коры.

1 – фундамент; 2 – чехол; 3 – последовательные стадии развития и объемы вновь создаваемого корового слоя; 4 – последовательное смещение раздела фундамент – чехол. Пунктиром показаны первичная и промежуточные границы консолидированного и неконсолидированного слоев земной коры.

рыми авторами (Шлезингер, 1995) обозначается как «складчатый фундамент», противопоставляемый «кристаллическому фундаменту». Для собственно платформенного осадочного чехла он служит фундаментом, но, в отличие от «кристаллического фундамента», он не обладает физическими свойствами консолидированной коры и поэтому не включается в ее состав.

Неотъемлемой частью процессов, ответственных за возникновение новых объемов консолидированного слоя, как в области границы фундамент – чехол, так, по-видимому, и в области раздела М является тектоническое течение, и, в особенности, та его форма, которая получила название объемного тектонического течения или реидной деформации. Тектоническое течение играет существенную роль независимо от формы проявления процесса, будь то магматическое подслаивание, метаморфизм, гранитизация и пр. Совместное и генетически взаимосвязанное проявление тектонического течения и вещественных преобразований, в которых существенную роль играют механохимические процессы [Кожухарова, Леонов, 1988; Леонов М. и др, 1995] выступает, следовательно, в роли одного из факторов создания консолидированного слоя земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: проекты № 01-05-64281 и № 00-05-98531, научная школа).

Список литературы

Берзин Р.Г., Павленкова Н.И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь-Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2001. С. 64–77.

Блюман Б.А. Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 59 с.

Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 462 с.

Виноградов В.И., Буйкайте М.И., Колодяжный С.Ю. и др. Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // Доклады РАН, 2001. Т. 380. № 6. С. 795–799.

Вопросы геохронологии и геологии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 212–237.

Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.

Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 7–9.

Ицкисон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.

Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.

Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // *Geologica Balcanica*, 1988. Т. 18. № 4. С. 37–46.

Колодяжный С.Ю. Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14–29.

Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е. Признаки вязко-пластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15–30.

Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1988. С. 5–16.

Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм – опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 130 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).

Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252.

Леонов М.Г. Структурно-метаморфическая «стратификация» кристаллических пород и ее значение для познания вертикального разреза земной коры // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всероссийского совещания. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 145–147.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред.: Ю.М.Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.

Леонов М.Г., Кожухарова Е. Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–49.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Вертикальная аккреция консолидированной земной коры:

суть проблемы и ее структурно-тектонические аспекты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектонич. совещ. МТК. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 299–303.

Леонов М.Г., Колодяжский С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с.

Леонов М.Г., Колодяжский С.Ю., Петрова В.В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере оз. Сегозеро) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3–14.

Леонов М.Г., Колодяжский С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.

Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах. // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.

Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН РАН. Вып. 511).

Леонов Ю.Г., Перфильев А.С. Тектонические срывы в области границы Мохоровичича в континентальной и океанической литосфере // Новые идеи в науках о Земле. Москва. 2000. С. 46–55.

Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–57.

Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя. Вопросы геохронологии и геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 187–211.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: Кар. ИЦ РАН, 2001. С. 157–190.

Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11–19.

Павлова Т.Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Урала (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. 1960. С. 16–25.

Перфильев А.С. Тектоническая природа поверхности Мохоровичича в океанической литосфере // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1998. С. 88–90.

Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.

Свириденко Л.П. Гранитобразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.

Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ, 1997. 178 с.

Сомин М.Л. Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // Доклады РАН. 1994. Т. 336. № 3. С. 376–379.

Сомин М.Л. Реакция кристаллического цоколя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тект. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 198–202.

Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск: Хабаровское книжное изд-во, 1976. 757 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Харитонов Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. (Тр. Лен. Геол. треста. Вып. 17). М.-Л.: ГОНТИ, 1938.

Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4. С. 24–53.

Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 224 с.

Шлезингер А.Е. Основные элементы разреза земной коры // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 5. 1995. С. 151–152.

Шлезингер А.Е. Вертикальная аккреция и консолидированная континентальная кора // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 154–155.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.

Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intraplate origin of the Tornquist zone // 11 Intern. Conf. on Basement Tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.

- Bois Ch.* Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // *Bull. Soc. geol. France*. 1993. T. 164. № 3. P. 327–342.
- Condie Kent C.* Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge Univ. Press. 2001. 306 p.
- DECORP research group.* Comparative investigations of continental reflectivity // *Tectonophys.* 1990. V. 173. № 1/4. P. 199–206.
- Guitard G.* La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales // *Bull. Soc. Geol. France*. 1959. № 6(3). P. 907–924.
- Holbroock S.W., Lizzaralde D., McGregory S., Bangs N., Diebold J.* Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // *Geology*. 1991. V. 27. № 1. P. 31–34.
- Jung J., Roques M.* Introduction à l'étude zéographique des formations cristallophylliennes // *Bull. Serv. Carte G(ol. France*. 1952. V. 235. P. 1–62.
- Keller G.R., Morgan P., Seager W.R.* Crustal structure, gravity anomalies and heat flow in the southern Rio Grande Rift and their relationship to extensional tectonics // *Tectonophys.* 1990. V. 174. № 1/2. P. 21–37.
- Kirby S.H., Kronenberg A.K.* Rheology of the Lithosphere: Selected Topics // *Rev. Geophys.* 1987. 25. № 6. P. 1219–1244.
- Lachenbruch A.H., Morgan P.* Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb // *Tectonophys.* 1990. V. 174. № 1/2. P. 39–62.
- Lister G.S., Baldwin S.L.* Plutonism and origin of metamorphic core complexes // *Geology*. 1993. V. 21. P. 607–610.
- Mareschal J.-C., Bergantz G.* Constraints on thermal model of the Basin and Range province // *Tectonophys.* 1990. V. 174. № 1/2. P. 137–146.
- Pandey O.P., Agrawal P.K.* Lithospheric Mantle Deformation beneath the Indian Cratons // *Journal of Geology*. 1999. V. 107. P. 683–692.
- Pavlenkova N.I.* Double Moho in the Dnieper-Donets basin // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1995. T. 321. Serie 11a. P. 85–93.
- Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A.* Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano zone, northern Italy // *Journ. geophys. res.* 1994. V. 99. № B11. P. 21559–21573.
- Serpa L., de Voogd B., Wright L. et al.* Structure of the central Death Valley pull-apart basin and vicinity from COCORP profiles in the southern Great Basin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. P. 1437–1450.
- Thompson G.A., McCarthy J.* A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // *Tectonophys.* 1990. V. 174. N 1/2. P. 197–206.
- Wehrle V., Muller B., Fuchs K.* Short Scale Variations of Tectonic Regimes in the Western European Stress Province // *Terra Nova*. 1997. V. 9. Abstr. Supl. N 1. P. 310.
- Wenzel F., Fuchs K., Tittgemeyer M.* Elastic properties of the lower crust // 30 Int. Geol. Congr. 1996. Abstr. V. 1. P. 109.
- Woelk T.S., Hinze W.J.* Model of midcontinent rift system in northeastern Kansas // *Geology*. 1991. V. 19. N 3. P. 277–280.

Рецензент В.А. Коромеев