деформаций, что обуславливает различные значения P и T, вычисленные по существующим программам даже в пределах единых неравномерно деформированных тел. Это указывает на неадекватность существующих термобарометрических методов, не учитывающих фактор деформации.

Локализацию эклогитизации пород в изученных пластических зонах сдвига мы объясняем следующим образом. Пластические зоны сдвига и боковые породы находились в одинаковых PT условиях. Но интенсивные деформации локализовались в зонах сдвига. Это явилось причиной различного поведения пород в зонах сдвига и боковых породах. В пластических зонах сдвига породы испытали эклогитизацию, тогда как недеформированные боковые породы не были подвержены такому метаморфизму.

Таким образом, имеющиеся данные приводят нас к выводу о том, что эклогитизация пород может быть вызвана пластической деформацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН, 2005, Т.405, №3. С.376-380.

2. Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С., Степанова А.В. О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2006. С 312-315.

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ С БАЗАЛЬТОВЫМИ ПЛАТО И ОСАДКОВ И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА В МАНТИИ

Трубицын В.П., Баранов А.А., Евсеев А.А., Трубицын А.П.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, trub@ifz.ru

В отличие от сложного и длительного процесса формирования гранитной коры континентов, океаническая кора образуется при однократном подъеме мантийного вещества к поверхности. Сначала внутри восходящего мантийного потока возникают отдельные капли расплава легкоплавких компонент, затем они сливаются в связанные каналы, по которым расплав быстро поднимается к поверхности сквозь основной восходящий поток и образует магматическую камеру толщиной примерно 7 км. Подходя к зоне субдукции, океаническая плита медленно изгибается и погружается в мантию. Находящаяся на ней более легкая океаническая кора связана с плитой силами вязкого трения. Подобно легкому шарику, всплывающему в нисходящем потоке вязкой жидкости, океаническая кора будет затягиваться в мантию и одновременно всплывать. Обычно скорость всплывания океанической коры меньше скорости нисходящего мантийного потока, поэтому она затягивается в мантию. Для континентальной же коры скорость всплывания больше скорости нисходящего мантийного потока. Поэтому она остается на плаву на поверхности мантии. Скорость нисходящего мантийного потока зависит от интенсивности конвекции, характеризуемой числом Рэлея. Скорость всплывания коры зависит от ее плотности и толщины и вязкости мантии. В современной Земле нормальная океаническая кора толщиной 7 км свободно затягивается в мантию. При внедрении мантийных плюмов в движущуюся плиту на литосферной плите образуются базальтовые плато, т.е. участки утолщенной океанической коры. Наибольшую толщину имеют базальтовые плато Онтонг Джава и Карибское плато с толщинами до 30 км. Эти плато находятся на океанических плитах и в настоящее время, несмотря на большую толщину, все-таки медленно погружаются в мантию. В то же время при толщине коры всего 20 км островные дуги плавают, не погружаясь в мантию.

ПОГРУЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ПЛАТО И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Мантия моделировалась нагреваемой снизу вязкой жидкостью, находящейся в квадратной области с непроницаемыми скользкими границами. Зависимость безразмерной вязкости от температуры и давления выбиралась в виде

$$\eta = 200\exp[-9.2T+2.3(1-z)],$$

где T – температура и p – давление, в безразмерных единицах зависящее от глубины по закону p=1-z. После установления тепловой конвекции в жидкость была добавлена вторая компонента, описывающая океаническую кору. Аналогично конвективное движение второй компоненты, описываемой маркерами, характеризуется композиционным числом Рэлея $Rc= \Delta\rho g D^3/k\eta_0$, где $\Delta\rho$ – разность плотностей дополнительной и основной жидкости. Толщина океанической коры задана равной d/D=0.01 от толщины всей области, что для модели верхней мантии соответствует толщине 7 км. Вязкость коры задана равной вязкости литосферы. Как видно на рис. 1 океаническая кора вместе с литосферой затягивается в мантию в зоне субдукции, но благодаря своей плавучести в своем движении несколько отстает от литосферы. За то же время она меньше погружается в мантию. Более легкая кора при $Rc=-6\cdot10^6$ и при рассматриваемой относительной толщине d/D=0.01 еще более отстает в своем движении от погружающейся лито-

сферы и накапливается над зоной субдукции, оставаясь плавать на поверхности плиты, несмотря на постоянное движение нижележащей плиты. В мантию могут затягиваться только тонкие размытые слои.

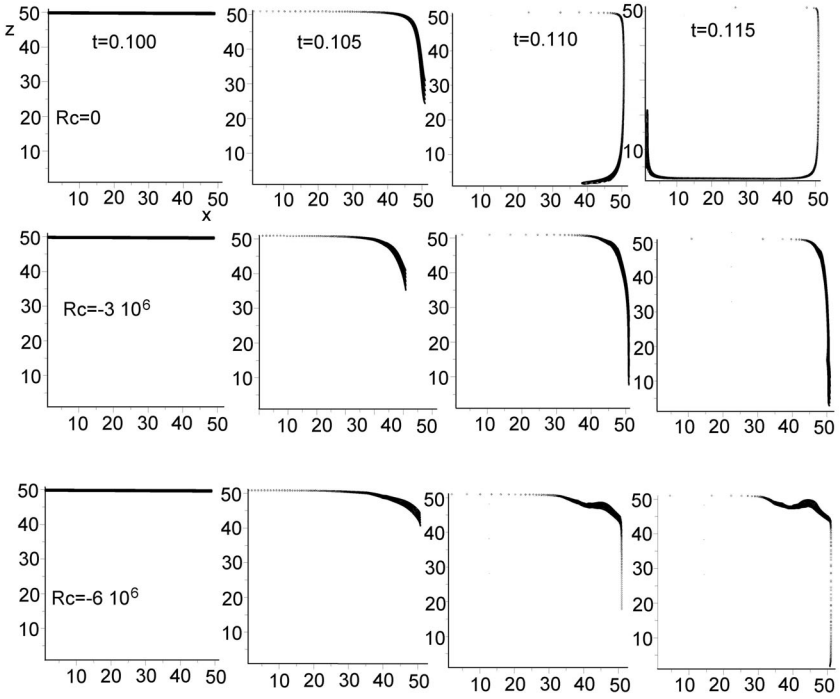

Рис.1. **Рассчитанная эволюция движения легкой океанической коры (показанной темными маркерами) относительной толщиной 0.01 при тепловой мантийной конвекции для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.105, t_2=0.110, t_3=0.115 при различных значениях плотности, характеризуемых значениями композиционного числа Рэлея Rc, равными 0, $-3\cdot10^6$ и $-6\cdot10^6$**

ВЛИЯНИЕ ТОЛЩИНЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Для осадков с плотностью 2000 кг/м^3 плотностное число Рэлея равно Rc ≈ $-4\cdot10^6$. Таким образом, в рассмотренной модели осадки, несмотря на высокую плавучесть, все-таки затягиваются в мантию в зонах субдукции. Как видно из рис. 2, даже при высокой плавучести тонкая кора (d/D= 0.002,) легко затягивается в мантию. С увеличением толщины легкая кора начинает накапливаться над зоной субдукции и только частично затягивается в мантию. При относительной толщине d/D= 0.1 кора остается плавать на мантии. При этом она даже не собирается над зоной субдукции, а расплывается в виде слоя вдоль поверхности мантии. В манию затягивается только малая часть коры, та часть, которая размывается с ее нижней границы.

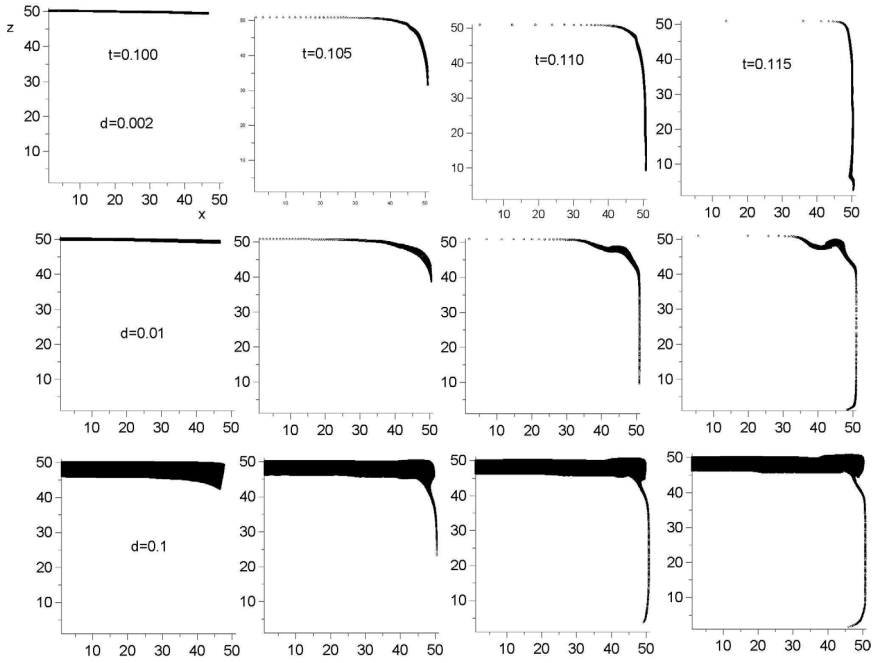

Рис.2. **Затягивание в мантию легкого слоя (показанного темными маркерами) при тепловой мантийной конвекции при Ra=$6\cdot10^5$ для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.105, t_2=0.110, t_3=0.115 при значениях плотности, характеризуемом числом Рэлея Rc=$-6\cdot10^6$ для толщин коры 0.002 (верхняя строка), 0.01 и 0.1 (нижняя строка)**

ВЛИЯНИЕ УТОЛЩЕНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Толщина нормальной океанической коры равна 7 км. Однако, при горизонтальном движении океанической литосферной плиты, в нее могут внедряться мантийные плюмы. В результате в океанической коре возникают утолщения — базальтовые плато. Наибольшими являются Карибское плато и плато Онтонг Джава с толщинами до 30 км, возникшие при внедрении в океаническую литосферу суперплюмов. Данные геологических реконструкций показывают, что, когда эти плато подошли к зоне субдукции, погружение плит продолжилось, но со скоростью в несколько раз меньшей.

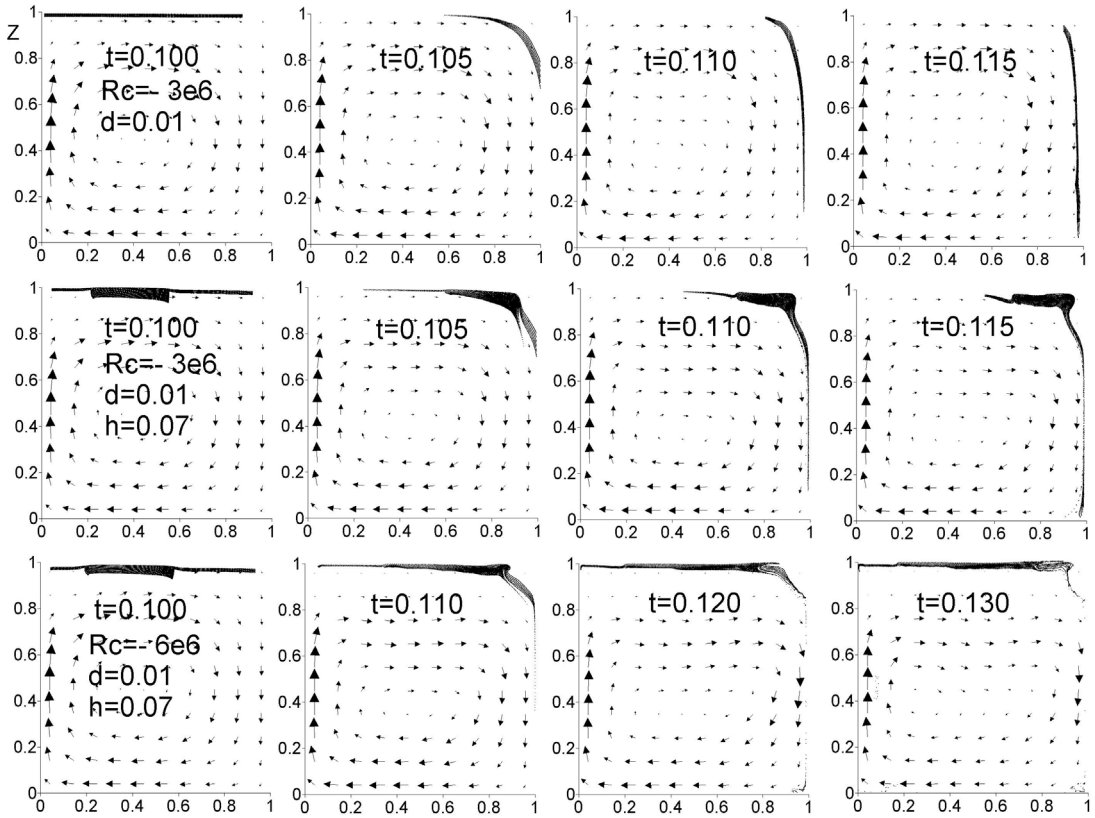

Рис.3. **Рассчитанная эволюция движения легкой океанической коры толщиной d=0.01. Верхняя строка – при тепловой мантийной конвекции, $Ra=6\cdot10^5$, $Rc=-3\cdot10^6$. Средняя строка – при тех же параметрах, но с базальтовым утолщением d=0.07.**

Нижняя строка – с таким же утолщением, но для более легкой коры континентальной коры при $Rc=-6\cdot10^6$

Как видно из рис.3, сначала океаническая кора погружается в мантию, но при подходе континентального острова к зоне субдукции погружение коры прекращается. Благодаря вязкому сцеплению происходит только сдирание части материала коры с ее подошвы и последующее ее размешивание в мантии. При этом благодаря высокой плавучести и недостаточно большой вязкости происходит расплывание коры вдоль поверхности.

НАКОПЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НА ДНЕ МАНТИИ

На глубинах 60-100 км базальт океанической коры переходит в эклогит со скачком плотности 15-20%. Поэтому вещество коры становится более тяжелым по сравнению с веществом окружающей верхней мантии. Эта отрицательная плавучесть эклогита частично сохраняется и в нижней мантии. Как впервые было показано в работе Христенсена и Хофманна, вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии. В последующем (после нагревания) это вещество поднимается с плюмами горячих точек. На рис.4 приведены результаты расчета для модели мантийной конвекции при тепловом числе Рэлея $Ra=6\cdot10^5$, и композиционном числе Рэлея $Rc=-8\cdot10^5$ для глубины выше 100км (базальтовая кора) и $Rc=10^6$ для глубины более 100 км (после перехода в эклогит). Как видно из рис.3, благодаря плавучести базальтовой коры происходит некоторое ее утолщение в зоне субдукции. Благодаря утяжелению коры при переходе базальта в эклогит океаническая кора может накапливаться на дне мантии.

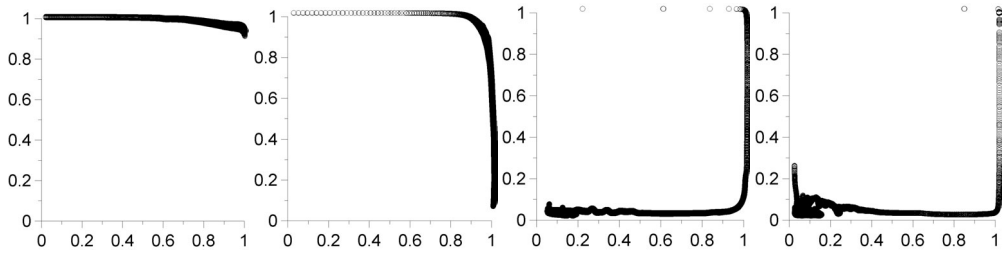

Рис.4. **Рассчитанная эволюция движения океанической коры толщиной d=0.01 с фазовым переходом базальт–эклогит для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.102, t_2=0.104, t_3=0.110**

ВЫВОДЫ

Результаты моделирования показали, что скорость затягивания легкой коры в мантию зависит от интенсивности конвекции, плавучести, вязкости и толщины. Высокая толщина и высокая плавучесть сильно тормозят затягивание коры в мантию. Высокое вязкое сцепление коры с океанической литосферой способствует затягиванию коры в мантию.

Как видно из рис. 1-4 несмотря на несовершенство рассмотренной простой модели, результаты численного моделирования не только качественно, но и в определенной мере количественно описывают наблюдаемые данные о затягивании океанической коры, включая базальтовые плато, в мантию в зонах субдукции. При этом более легкая континентальная кора не затягивается в зонах субдукции и плавает на мантии. Осадки, имеют малую плотность, но и малую толщину, и поэтому в основном затягиваются в мантию, частично скучиваясь на поверхности в виде аккреционных призм. Благодаря переходу базальта в эклогит со скачком плотности 15-20% вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука.1986. 736 с.

2. Трубицын В.П. ,Симакин А.Г., Баранов А.А. Влияние пространственных вариаций вязкости на структуру мантийных течений // Физика Земли. 2006а. № 1. С. 3-15.

3. Трубицын В.П. , Баранов А.А., Евсеев А.Н., Трубицын А.П. Точные аналитические решения уравнения Стокса для тестирования уравнений мантийной конвекции с переменной вязкостью //Физика Земли. 2006б. № 7. С. 00-00.

4. Christensen, U.R., Heat transport by variable viscosity convection for the Earth's thermal evolution // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1984. V. 35. P. 264-282.

5. Fortin M., Fortin A.A. Generalization of Uzawa`s algorithm for the solution of the Navier-Stokes equations //Comm. Appl. Numer. Methods. 1985. V. 1. P. 205-210.

6. Hughes T.J.R., Liu W.K., Brooks A. Finite Element Analysis of Incompressible Viscous Flows by the Penalty Function Formulation // J. Comput. Phys. 1979. V.30. P.1-60.

7. Pelletier D., Fortin A .Camarero R. Are FEM solutions of incompressible flows really incompressible?// Intern.J. for Numererical Methods in Fluids. 1989. V. 9. P. 99-112.

8. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press. 2001. p. 940.

9. Taira A., Mann P., Rahardiavan R. Incipent subduction of the Ontong Java plateau along the North Colomon trench // Tectonophysics. 2004. V. 389. P. 247-266/

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КРАТОНОВ ПРОТОМАТЕРИКОВ ЛАВРАЗИИ И ГОНДВАНЫ: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ

Турченко С.И.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, turchsi@mail.ru

Проблемам тектонического развития коры протоматериков Гондвана и Лавразия посвящены многочисленные исследования. Однако анализ металлогенической эволюции обеих протоматериков в докембрии и их сравнение не было проведено ни в одной известной нам работе. Обобщение материалов по тектонической и металлогенической эволюции протоматериков Лавразии и Гондваны в докембрийское время показало не только их временную неоднородность, но и геотектоническую, т.е. коро-мантийную неоднородность, а отсюда и металлогеническую неоднородность.