В геологической истории Печорской плиты выделяется два крупных периода (мегаэтапа), названных нами *демиссионным* (позднекембрийско-раннеартинский и *эмерсионным* [5,7]. В первом из них удельный объем осадконакопления достигал 0.7-2,5 км^3/млн.лет, причем бóльшие значения характерны для тектонически активных частей плиты (Печоро-Колвинского авлакогена, Варандей-Адзьвинской структурной зоны, Предуральского краевого прогиба); во втором – 0.5-0,8 км^3/ млн.лет.

Каждый из этих периодов делится на ряд этапов. В демисионном их три: *позднекембрийско-ранедевонский(доэмсский), эмсско-турнейский, визейско-раннеартнский.*Эмерсионный период расчленен на *позднеартинско-поздгнепермский, триасово-раннеюрский и среднеюрско-антропогеновый этапы.* Для каждого из них характерен свой набор формаций. В демиссионный период начало каждого этапа знаменуется практически повсеместным накоплением базальной (терригенной) формации, часто залегающей с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием на осадках предыдущего этапа. Выше по разрезу она сменяется карбонатной надформацией сложного состава, распадающейся в латеральном направлении на ряд градаций – от рифогенных, развитых на бровке шельфа, по границе с континентальным склоном, до сульфатно-карбонатных в западной части плиты.

Структурные планы, сформировавшиеся в течение демиссионного и эмерсионного периодов, являются в общем виде зеркальным отражением друг друга (см. рис.). Каждый из выделенных структурно-формационных подразделений определяется спецификой эволюции развития отдельных крупных тектонических эелементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение и нефтегазоносность глубокозалегающих отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (по результатам исследований Тимано-Печорской глубокой опорной и Колвинской параметрической скважин) / Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И., Карасева Т.В., Богацкий В.И. И др. Пермь. КамНИИКИГС. 2000. 330 с.
2. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточноевропейская платформа / Под ред. А.В.Чекунова. Киев: Наукова думка. 1989. 187 с.
3. Нефтегазоносность глубокопогруженных отложений Восточно-Европейской платформы / Л.Г.Кирюхин, И.Н.Капустин, М.И.Лоджиевская и др. М.: Недра. 1993. 317 с.
4. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / В.А.Дедеев, , Гецен В.Г., Запорожцева И.В., Тимонин Н.И. и др. Л.: Наука. 1982. 200 с.
5. Тектоническая карта Печорской плиты \. В.А.Дедеев, В.В.Юдин, В.И.Богацкий и др. Сыктывкар. 1985. 12 с. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР. Вып. 142)
6. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты / В.А.Дедеев, Л.З.Аминов, В.Г.Гецен, Н.И.Тимонин и др. Л.: Наука. 1986. 216 с.
7. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. Изд-во УрО РАН. 1998. 240 с.
8. Тимонин Н.И., Дедеев В.А. Тектоническая эволюция Печорской эпибайкальской плиты // Геотектоника европейского северо-востоока СССР. Сыктывкар. 1988. С. 5-14. (Труды X геол. Конф. Коми АССР).
9. Юдин В.В., Дедеев В.А. Проблема уральской границы Печорской плиты // Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар. 1988. С. 25-31.

О ПРИРОДЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭКЛОГИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО

Травин В.В.[1], Козлова Н.Е.[2]

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru
[2]Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, kozlova@afmgtu.apatity.ru

Раннепротерозойская эклогитизация в районе села Гридино, центральная часть Беломорского подвижного пояса, связана с пластическими зонами сдвига [1, 2].

Локализация процессов эклогитизации пород в зонах сдвига является основанием предполагать сверхдавления в них. Однако известные испытания металлов показали, что пластические деформации, следующие за упругими, происходят без повышения напряжения (в условиях сжатия и растяжения они локализуются в дискретных субпараллельных зонах сдвига).

По-видимому, рассматриваемые пластические зоны сдвига формировались подобным образом. Около села Гридино известно несколько субпараллельных зон сдвига с базитовыми дайками, характеризующихся едиными стилем деформаций, размерами, характером эклогитизации и структурных преобразований пород. Базиты в ходе сдвиговых деформаций проявляли большую компетентность, чем вмещающие гнейсы. Кроме того, в изученных зонах сдвига нет крупных жестких тел, с которыми могло бы быть связано повышение давления.

Пластические зоны сдвига, с которыми связана эклогитизация пород, субвертикальны, имеют ширину от полутора до нескольких десятков метров. Состав минералов эклогитизированных пород зависит от интенсивности

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-