

## ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ ГЛУБИННЫХ НАДВИГОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: oparfenuk@mail.ru

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования орогенных комплексов и позволяет понять разнообразие температурных условий и связанного с ним вулканизма в областях, испытывающих деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. Результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры в процессе формирования поднятий, получены в условиях реологически расслоенной литосферы.

Изучение природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку средняя и нижняя кора недоступна для прямых исследований. В этом отношении эродированные области коллизионных структур, характеризующиеся выходами на поверхность метаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур вплоть до нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли. Структуры различного возраста с наблюдаемыми на поверхности глубинными породами найдены практически во всех частях мира: Лапландский Гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Лимпопо в южной Африке, зона Ивреа в северной Италии, массив Масгрейв в центральной Австралии, зона Капускейсинг Канадского щита, окружение Паннонского бассейна – Карпаты, Альпы, Динариды и др.

Наиболее ярко выраженная особенность поясов тектоно-термальной переработки заключается в их сходстве в глобальном масштабе. Исследования выявили следующие существенные черты, присущие коллизионным структурам.

1. Деформации древних метаморфических комплексов протекали в условиях значительного влияния гранулитового метаморфизма. Интенсивность деформаций во много раз превышает обычную интенсивность деформаций неметаморфических толщ и проявляется крайне неравномерно.

2. В связи с большой величиной напряжений в результате деформаций возникали сильно сжатые складки, которые нарушались на следующих этапах системой разрывов.

3. В строении поясов тектоно-термальной переработки доминирующую роль играет покровно-надвиговая тектоника и горизонтальные деформации в обстановке сжимающих напряжений. Господство обстановки стресса выражается на минеральном уровне в виде вытянутости зерен формирующихся минералов и переориентировки первично-горизонтальной полосчатости в крутую субвертикальную. В результате происходит значительное латеральное сокращение коры и увеличение ее мощности.

4. Широкое развитие горизонтальных и наклонных движений блоков земной коры вызывает резкие нестационарные нарушения теплового режима и теплового потока, что приводит к созданию условий для частичного плавления, образования гранулитов и внутриплитного вулканизма.

Фундаментальные общие черты строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии - присутствие высокометаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, часто значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В

ходе формирования поднятий при активизации движения по разлому один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приведут к обнажению на поверхности пород нижней коры.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1,9 млрд. лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [Percival, West, 1994; Petru et al., 2006]. Раннепротерозойская аккреция архейских террейнов, сочлененных по коллизионным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита - другой пример структуры докембрия (1,8 – 1,9 млрд. лет назад) с сохранившимися корнями коры. На современной поверхности эрозионного среза коллизионные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизионной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю кору гранитоиды, была полностью эродирована, и началось формирование рифей-фанерозойского чехла платформы [Розен, Федоровский, 2001].

В данной работе рассмотрены результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы. Из различных геофизических и экспериментальных данных следует тот факт, что в геологическом масштабе времени (порядка 1 млн. лет) материал верхней мантии и нижней коры может деформироваться пластичным (вязким) образом в условиях давлений и температур, оцениваемых для этих глубин. При этом нижняя кора может быть ослабленным слоем, ограниченным сверху переходом от хрупкого поведения к пластичному и снизу – изменением состава на границе Мохо.

Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов [Парфенюк, Марешаль, 1998].

Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям температурного режима и теплового потока. Физическая основа этого процесса состоит в том, что на пластину с заданным начальным распределением температуры очень медленно надвигается слой некоторой мощности (в нашей модели это верхняя кора) с таким же распределением температуры. В результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем, причем обе пластины в рассматриваемой модели деформируются под действием горизонтальных сжимающих напряжений и дополнительной вертикальной нагрузки, перераспределяемой во времени в процессе эрозии.

Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими деформациями в области нижней коры и верхней мантии [Parphenuk et al., 1994]. Горизонтальное сокращение коры под действием сжимающих напряжений сопровождается надвигом литосферных блоков вдоль наклонной зоны нарушений, ростом дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Распределения температуры, скорости и напряжений рассчитывались для двумерной области континентальной коллизии, которая моделировалась надвигом в области верхней коры, приводящим к формированию поднятий и утолщению коры.

Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига. Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии методом конечных элементов решались уравнения сохранения импульса и массы для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости в приближении ньютоновской реологии [Ландау, Лифшиц, 1953]:

$$\begin{cases} \mu_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \rho_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases} \quad (1)$$

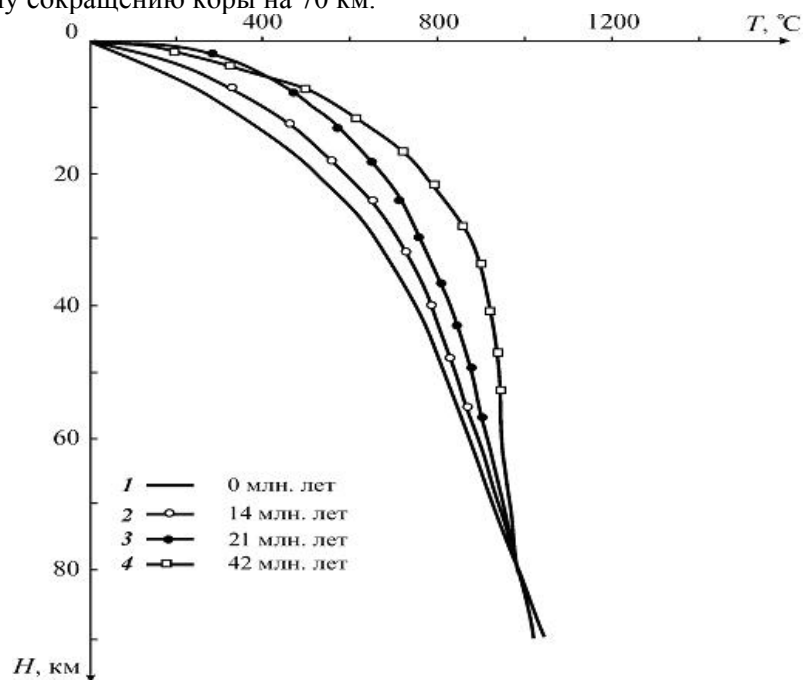
Здесь  $P$  – давление,  $\mathbf{u}$  – вектор скорости,  $\rho$  – плотность,  $\mu$  – эффективная кинематическая вязкость ( $\mu = \text{const}$ ),  $\mathbf{g}$  – ускорение силы тяжести,  $\nabla$  – линейный дифференциальный оператор,  $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$  – оператор Лапласа. Индексы  $i = 1, 2$  соответствуют веществу нижней коры и литосферной верхней мантии. Деформация жесткой верхней коры рассматривается в форме граничного условия: надвиг, дополнительная нагрузка и ее перераспределение (эрозия и осадконакопление) не включаются непосредственно в механические расчеты, а используются в качестве граничных условий для вязких течений. Горизонтальное сокращение моделируется движущейся левой вертикальной границей и условием прилипания слева от разлома, где верхняя и нижняя кора движутся с одинаковой скоростью (движение без проскальзывания).

Тепловые расчеты выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \quad (2)$$

где  $c$  – удельная теплоемкость,  $\rho$  – плотность,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности,  $H$  – скорость генерации тепла. Индексы соответствуют слоям с различными тепловыми свойствами:  $i = 1$  – нижней коре,  $i = 2$  – верхней мантии,  $i = 3$  – верхней коре. Предполагается, что начальное состояние коры и литосферы определяется как состояние теплового равновесия при постоянной температуре поверхности  $0^\circ\text{C}$  и температуре в основании литосферы  $1200^\circ\text{C}$ . Вертикальные границы теплоизолированы (тепловой поток равен нулю). На границах слоев с различными теплофизическими свойствами выполнено условие непрерывности температуры. Уравнения (2) вместе с граничными условиями решались методом конечных элементов на деформированной сетке, полученной при решении механической задачи (1) [Парфенюк, 2005; Парфенюк, Маршалл, 1998].

На рис. 1 показаны расчетные геотермы, которые характеризуют тепловую эволюцию коллизионной зоны. Кривые – распределение температуры по глубине, построенное для центральной части надвиговой зоны при скорости горизонтального сокращения коры  $0,5$  см/год. Процесс надвига при такой скорости продолжается  $14$  млн. лет и приводит к горизонтальному сокращению коры на  $70$  км.



**Рис.1.** Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны на различных стадиях коллизии при горизонтальном сокращении коры на  $70$  км со скоростью  $0,5$  см/год:

- 1 –  $0$  млн. лет (начальное распределение температуры);
- 2 –  $14$  млн. лет (завершение надвига);
- 3 –  $21$  млн. лет, 4 –  $42$  млн. лет (постколлизийная стадия)

Основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным, достигая 250°C: на глубинах 20 – 40 км устанавливается температура, характерная для глубин 40 – 60 км соответственно и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима неравномерное по глубине и во времени. Особенность коллизионных геотерм - максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы. Следует отметить, что на глубинах литосферной мантии температурный режим в процессе надвига меняется слабо и определяется прежде всего начальными условиями [Парфенюк, 2005, 2008]. Температура изменяется в основном в области коры, где создаются условия для частичного плавления, а глубже температурный профиль следует за деформацией, что объясняется малым временем процесса горизонтального сокращения коры ( $\approx 10$  млн. лет) по сравнению со временем кондуктивного остывания литосферы ( $\approx 40$  млн. лет). Поскольку одновременно с медленным поднятием блока вдоль разлома кондуктивно переносится тепло, то отрицательный температурный градиент, являющийся неотъемлемым свойством моделей с мгновенным надвигом, в данной модели отсутствует, верхняя пластина в процессе надвига немного остывает, а нижняя нагревается. После окончания коллизии тепловой поток возрастает из-за увеличения радиоактивного разогрева в утолщенной коре.

При надвигании одного блока коры на другой на границе контакта происходит дополнительное выделение тепла за счет механического трения [Brewer, 1981]. Эта тепловая энергия зависит от глубины (нормального давления на поверхности скольжения), скорости надвига и коэффициента трения. При мощности надвигаемого блока до 20 км и значении скорости сокращения коры до 4 см/с нагрев за счет трения будет иметь локальный характер (окрестность зоны обдукции). Но это небольшое нагревание (50-150 °C) по сравнению с возрастанием температуры за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя сможет создать условия для вулканической активности и появления областей частичного расплава разной глубинности [Cermak, Bodri, 1996]. В этом случае релаксация тепловой аномалии произойдет достаточно быстро, что приведет к резкому уменьшению тепла трения, и процесс плавления приобретет прерывистый саморегулирующийся характер. Надвиговые движения при этом будут происходить с переменными скоростями и чередоваться с состояниями покоя.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221).

### Список литературы

- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос. изд-во техн.-теор. литературы, 1953. 788 с.
- Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // Физика Земли, 2005. № 3. С. 68-70.
- Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Изв. вузов, Геология и разведка, 2008. № 6. С. 68-73.
- Парфенюк О.И., Маршалль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли, 1998. № 10. С. 22-32.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч.1 (Пер. с англ.). М.: Мир, 1985. 376 с.
- Brewer J. Thermal effects of thrust faulting // Earth Planet. Sci. Lett.; 1981, 56. P. 233-244.
- Cermak V., Bodri L. Time-dependent crustal temperature modeling: Central Alps // Tectonophysics, 1996. 257. P. 7-24.
- Parphenuk O.I., Dechoux V. Mareschal J.-C. Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone // Can. J. Earth Sci.; 1994 31. № 7. P. 1227-1234.
- Percival J.A., West G.F. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // Can. J. Earth Sci, 1994. 31. P. 1256-1286.
- Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett, 2006. 249. P. 216-228.