

Особенности постколлизийной эволюции структур, сформировавшихся в обстановке внутриконтинентального надвига

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

E-mail: oparfenuk@ifz.ru

Исследование внутриконтинентальных коллизийных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору, нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости. Задача решается методом конечных элементов с использованием сетки, деформируемой во времени (метод Лагранжа). Показано, что тепловая эволюция коллизийных орогенов в значительной степени определяется геометрией и топографией структур, формирующихся в процессе надвига и после его окончания. Детально рассмотрено влияние основных теплофизических параметров верхней коры на тепловую эволюцию коллизийных структур с целью определения возможности формирования гранитных расплавов. Расчеты показали, что при среднеконтинентальной начальной температуре большинство моделей обеспечивает возможность появления области частичного расплава в условиях солидуса «влажного» гранита на глубинах 30–40 км, которая после окончания надвига поднимается на уровень глубин 15–20 км. Ранняя постколлизийная стадия характеризуется небольшим возрастанием теплового потока из-за увеличения мощности верхней коры с максимальной теплогенерацией. Далее тепловой поток выходит на стабильные значения, т.к. перераспределение дополнительной нагрузки в результате эрозии поднятия и осадконакопления весьма незначительно на этой стадии из-за локального характера эрозии, предполагаемого в модели. Показано, что теплопотери с поверхности после окончания сокращения коры в большей степени зависят от значений теплогенерации, чем от величины теплопроводности верхней коры.

Ключевые слова: коллизия, надвиг, эволюция, теплогенерация, тепловой поток, теплопроводность, реология, температура, солидус

Для цитирования: Парфенюк О.И. (2018). Особенности постколлизийной эволюции структур, сформировавшихся в обстановке внутриконтинентального надвига. *Георесурсы*, 20(4), Ч.2, с. 377–385. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.4.377-385>

Известно, что обширные площади глубоко эродированных складчатых областей Земли, например, древних щитов, сложены преимущественно (на 70–80%) гранитоидами, связанными с процессами парциального плавления и метаморфизма в утолщенной при коллизии коре. Гранитогнейсовые аллохтоны, свидетельствующие о тектонической расслоенности континентальной коры, описаны в Гималаях, Памире, в каледонидах Норвегии, Швеции и многих других областях (Соколов, 1999). Одним из отличительных признаков областей коллизии являются образование гранитных расплавов в условиях частичного плавления, и в некоторых случаях появление гранитного слоя на поверхности в результате эрозии горного поднятия.

Раннепротерозойская аккреция гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых террейнов, сочлененных по коллизийным зонам, привела к образованию Сибирского кратона. На современной поверхности эрозионного среза коллизийные зоны террейнов отражают уровень средней и нижней коры, выведенной на поверхность и эродированной на постколлизийной стадии, когда верхняя кора, включая выплавленные и внедренные в верхнюю

кору гранитоиды, была полностью эродирована (Розен, Федоровский, 2001).

Раннепалеозойские коллизийные системы позволяют увидеть гранитный слой, который вышел на поверхность из-за эрозии горного поднятия и образовал верхнюю кору мощностью примерно 10 км (варискиды Европы). Этот слой мог возникнуть в результате разогрева внутри утолщенной коры во время или после завершения коллизии (Gerdes et al., 2000).

Лапландский гранулитовый пояс – пример коллизийного орогена раннего протерозоя

Балтийский щит является наиболее крупным выступом древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и является благоприятным для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла. В рамках проекта EGT (Европейского геотраверса) методом отраженных сейсмических волн был получен 500-км профиль POLAR, проходящий на севере Балтийского (Фенноскандинавского) щита через несколько архейских и раннепротерозойских коровых сегментов. На рис. 1 показаны основные тектонические элементы области протяженностью 100×500 км вдоль профиля POLAR:

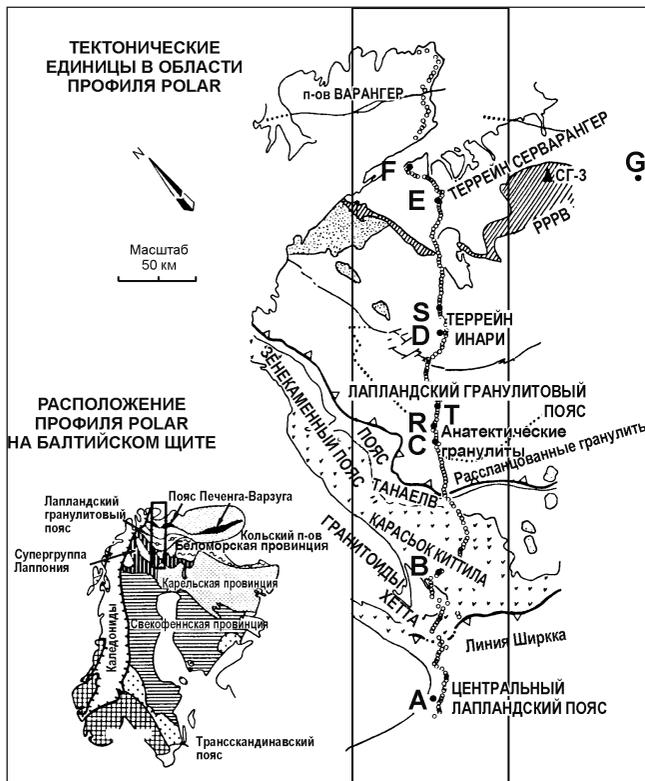


Рис. 1. Тектонические единицы района прохождения профиля POLAR (Gaal et al., 1989). Заглавными латинскими буквами обозначены пункты взрывов, кружки отмечают положение сейсмографов. PPPB – пояс Полмак-Пасвик-Печенга. СГ-3 – расположение Кольской сверхглубокой скважины

Лапландская часть Карельской провинции; архейские террейны Инари и Серварангер; раннепротерозойские пояса – Лапландский гранулитовый и Полмак-Пасвик-Печенга. По современным данным Лапландский гранулитовый пояс представляет сложно построенное тело, надвинутое в юго-западном направлении на Карельскую провинцию (северную часть зеленокаменного пояса Карасйок-Киттила) под углом 30° (Gaal et al., 1989; Шаров, 1993). Между этими тектоническими структурами находится относительно узкая тектоническая зона – пояс Танаелв (Тана), окаймляющий южный и западный контакты Лапландского гранулитового пояса (Перчук и др., 1999).

Рисунок 2 дает представление о метаморфической зональности вдоль области профиля POLAR и подтверждает общую тенденцию увеличения степени метаморфизма в направлении надвига и максимальных P-T условиях метаморфизма в зоне ограничивающего разлома. При пересечении собственно Лапландского гранулитового пояса в направлении надвига равновесные температуры возрастают от 750 до 820 °С, а давления – от 6.5 до 7 кбар, показывая метаморфизм высоких ступеней (Gaal et al., 1989).

Породы Лапландского гранулитового пояса Балтийского щита были надвинуты в юго-западном направлении на подстилающие породы Карельской провинции, образовав тектоническую зону пояса Танаелв (Tectonophysics..., 1989; Varbey et al., 1984). На рис. 3 приведены изолинии скоростей сейсмических волн и схема структуры коры. Высокоскоростное тело с сейсмическими скоростями 6.3-6.6 км/с в верхней части модели создано Лапландским

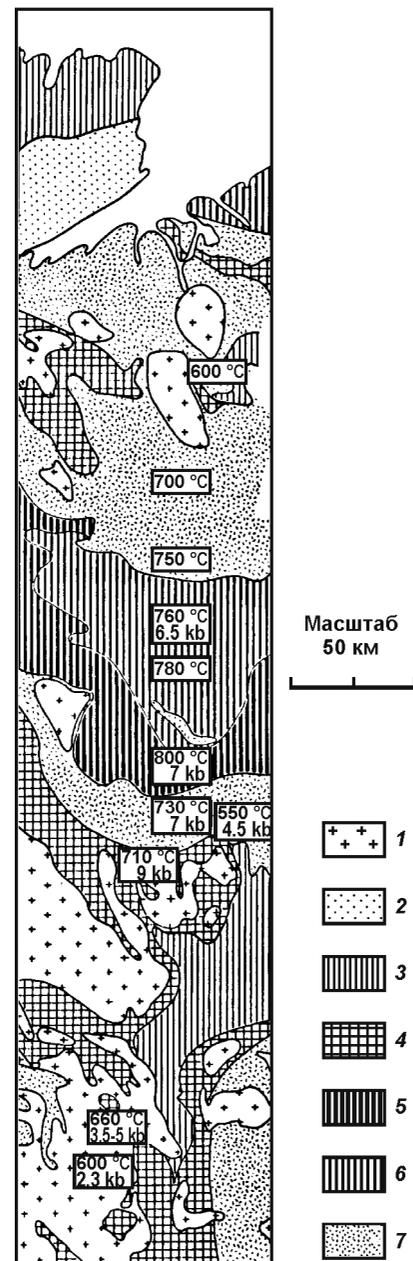


Рис. 2. Зоны метаморфизма области профиля POLAR: 1 – магматические породы; 2 – очень низкая ступень; 3 – низкая ступень; 4 – средняя степень; 5 – гранулитовая фация; 6 – гранулитовая фация с кордиеритом; 7 – высокая ступень, мигматиты. Цифрами на рисунке показаны оценки P-T условий метаморфизма. Положение области соответствует рис. 1 (Tectonophysics..., 1989)

гранулитовым поясом, поясами Танаелв и Карасйок-Киттила. Ввиду более протяженного характера надвига, о чем упоминалось выше, аномалия также более растянута в горизонтальном направлении и осложнена по-видимому наложенными позже процессами. Под самим Лапландским поясом глубина Мохо чем южнее, тем меньше, и составляет примерно 40 км при максимальном значении 47 км (Luosto et al., 1989).

Это пример древней внутрикollisionной структуры, в современном строении которой отсутствует углубление Мохо при увеличении мощности коры в процессе надвига. Существуют примеры компрессионных орогенов, которые не испытали постколлизии растяжения в масштабе литосферы: корни коры сохранились в Аппалачах, в

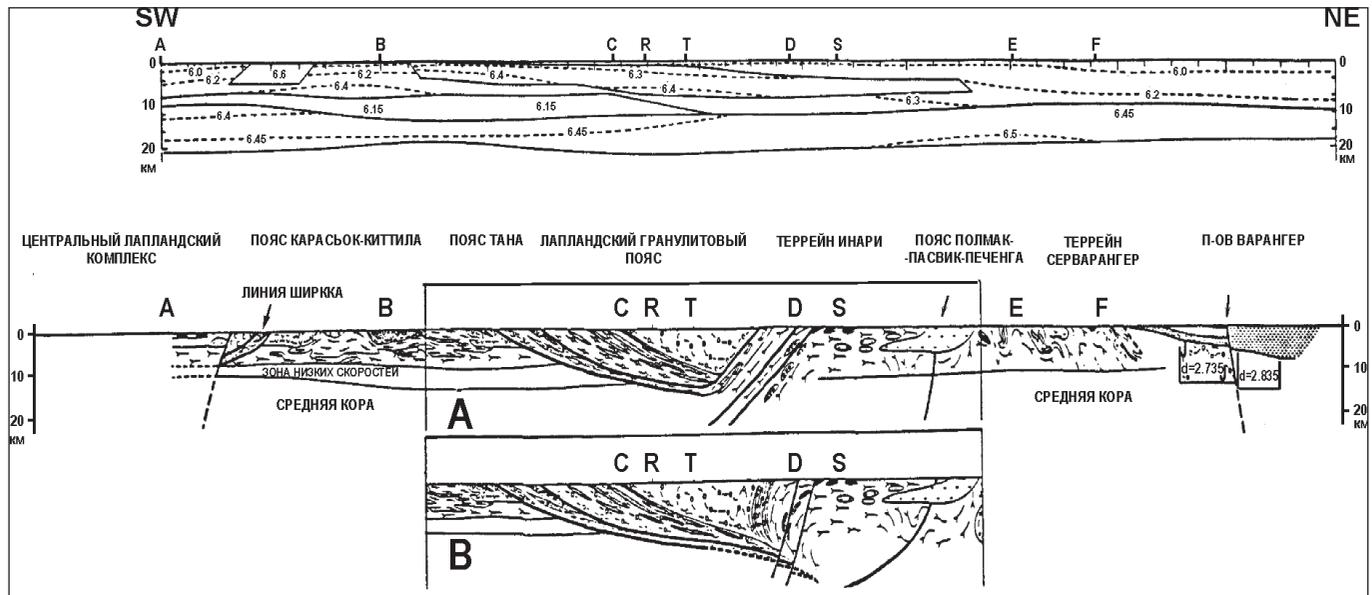


Рис. 3. Верхние 20 км сейсмической модели и геологическое сечение вдоль профиля POLAR (Gaal et al., 1989). Соответствующие обозначения – рис. 1

поясе Лимпопо (Южная Африка), в некоторых областях фронта Гренвилл, под структурной зоной Капускейсинг провинции Сьюперииор Канадского щита (Mareschal, 1994; Percival, 1990).

Модель внутриконтинентальной коллизии

Общие черты строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии – это присутствие пород различной степени метаморфизма, выведенных на поверхность в результате эрозии и неравномерного поднятия, гравитационные и магнитные аномалии, часто значительное утолщение коры под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн и сложное структурное строение. Это связано с тем, что формирование и эволюция земной коры в окрестности разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к появлению на поверхности пород вплоть до нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении вдоль поверхности надвинутого по разлому блока.

Исследование коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору, нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости. Задача решается методом конечных элементов с использованием сетки, деформируемой во времени (метод Лагранжа). Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом вдоль разлома блоков верхней коры вдоль наклонной зоны нарушений, появлением дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и эрозией образующихся покровов. Эти процессы компенсируются вязкими течениями на глубинах нижней коры и верхней мантии (Parphenuk et al., 1994; Парфенюк, Маршалль, 1998). Преимуществом метода Лагранжа является возможность вычисления реальных значений

скоростей деформаций, значений полных и сдвиговых напряжений и, соответственно, деформации границы Мохо, разломной зоны надвига и рельефа поверхности при перераспределении дополнительной нагрузки в области надвига в процессе образования поднятий и их эрозии. Пакет программ расчетов полей скоростей, напряжений и температур разработан с использованием элементов алгоритма, представленного в книге (Reddy, 1984).

Моделирование вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии в рамках уравнения движения и неразрывности проведено в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости. Методом конечных элементов решена задача о распределении поля скоростей и напряжений:

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

Здесь P – давление, \mathbf{u} – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = \text{const}$), \mathbf{g} – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

На основе решения системы уравнений (1) выполнены расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной (полной) производной по времени:

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

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – 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 постоянных температуре

поверхности $T = 0^\circ\text{C}$ и температуре в основании литосферы $T = 1160^\circ\text{C}$. Вертикальные границы теплоизолированы (тепловой поток равен нулю). На границах слоев с различными теплофизическими свойствами выполнено условие непрерывности температуры. Геометрия изучаемой области вместе с основными параметрами задачи и граничными условиями представлена на рис. 4. Расчеты тепловой эволюции проводились на деформированной сетке, полученной в процессе решения механической задачи (1) и достроенной в области верхней коры ($i = 3$). Постановка задачи и граничные условия детально описаны в (Парфенюк, Марешаль, 1998; Parphenuk, 2015, 2016).

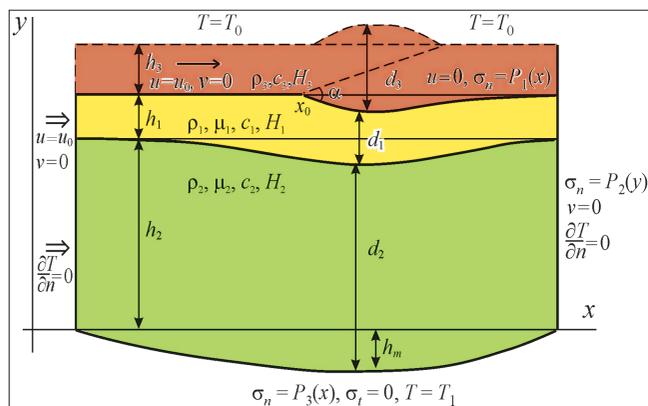


Рис. 4. Геометрия модели деформаций для механической и тепловой задач: верхняя кора ($i = 3$) – коричневый; нижняя кора ($i = 1$) – желтый; литосферная верхняя мантия ($i = 2$) – зеленый. h_1, h_2, h_3 – исходные значения мощности нижней коры, верхней мантии и верхней коры, h_m – величина отклонения нижней границы; d_1, d_2, d_3 – мощности нижней коры, литосферной мантии и верхней коры в процессе деформаций, u_0 – скорость горизонтального сокращения, α – угол падения разлома

Формирование коллизийной структуры при надвиге и после его окончания

Структура литосферы, возникающая в результате коллизийного утолщения коры, в значительной степени определяет дальнейшую эволюцию горных поясов, испытавших горизонтальное сжатие. В результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем, а под действием дополнительной нагрузки, перераспределяемой в ходе эрозии и отложения осадков, возникает гравитационно неустойчивая структура. При геологически приемлемых скоростях деформаций 10^{-15} - 10^{-14} с⁻¹ вязких течений на уровне нижней коры и литосферной верхней мантии комбинация сокращения коры на 70-100 км и дополнительной нагрузки при надвиге приводит к формированию «корней» коры глубиной 10-20 км и протяженностью 100-200 км. Эрозия поднятых покровов выводит на поверхность глубинные породы различной степени метаморфизма (Парфенюк, 2014). Процесс перераспределения нагрузки в ходе эрозии играет важную роль после окончания горизонтального сжатия, препятствуя размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры, так как увеличивает длину волны границы углубления Мохо (Parphenuk et al., 1994). Постколлизийная стадия эволюции моделируется изменением граничных условий после окончания надвига: при гравитационной неустойчивости сформировавшейся

структуры горизонтальное сжатие сменяется растяжением и происходит перераспределение поверхностной нагрузки из-за продолжающихся процессов денудации и отложения осадков. Эти процессы приводят к уменьшению глубины корней коры (Рис. 5).

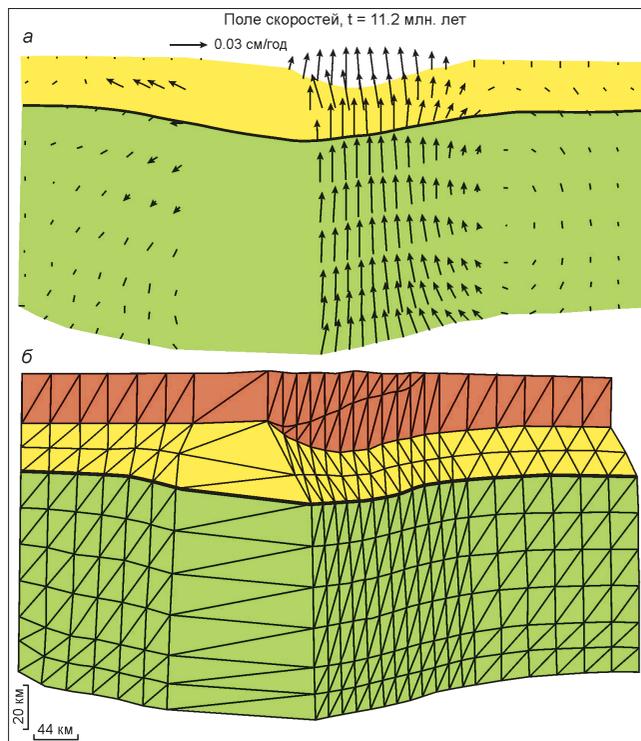


Рис. 5. (а) Распределение поля скоростей вязких течений в нижней коре и литосферной верхней мантии на постколлизийной стадии (примерно через 4 млн лет после окончания сокращения на 70 км со скоростью 1 см/год) при скорости эрозии поднятых покровов 1 мм/год. Толстая линия представляет границу Мохо. (б) Геометрия модели, включая верхнюю кору, на момент завершения надвига. Эффективная вязкость принимается равной 10^{22} Па·с для литосферной верхней мантии

Условия формирования «корней» коры и степень влияния различных параметров в процессе надвигания пластин (значение и контраст вязкостей, угол ограничивающего разлома, продолжительность и скорость эрозии образующихся поднятий) подробно изложены в (Парфенюк, 2014; Parphenuk, 2015). В более ранней работе (Parphenuk et al., 1994) получены оценки возможности сохранения «корней» коры в обстановке гравитационной неустойчивости сформированного утолщения, основанные на величине горизонтальной протяженности углубления Мохо. Области частичного плавления, которые приводят к образованию коллизийных гранитоидов, в значительной степени определяются геометрией и топографией структур, формирующихся в процессе надвига (Jaupart, Provost, 1985).

Комплексный анализ влияния тепло-физических свойств пород земной коры на тепловой режим и динамику зон частичного плавления

В земной коре современных коллизийных горных сооружений (например, Гималаи) существуют квазистационарные расплавные горизонты, отмечаемые

геофизическими и косвенными геологическими данными. Они залегают на глубинах 10-15 км, имеют мощность около 10 км на протяжении 50-250 км и по физическим свойствам соответствуют граниту в состоянии, близком к температуре солидуса. Возможной причиной их появления считается плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева при термальной релаксации надвинутых пластин (Розен, Федоровский, 2001).

Задачей исследований тепловой эволюции коллизионных структур, сформированных по механизму надвига, является определение влияния значений теплогенерации и теплопроводности верхней коры на тепловую эволюцию этих областей в связи с оценкой возможности формирования гранитных расплавов. Основным источником нагрева континентальной коры является тепло распада долгоживущих радиоактивных элементов – урана ^{235}U , ^{238}U , тория ^{232}Th и калия ^{40}K . Содержание этих элементов является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Оценки средних концентраций ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K различаются почти в два раза, что приводит к средним значениям объемной генерации тепла в диапазоне 0.55-1.31 мкВт/м³. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в еще более широком диапазоне 1.01-3.6 мкВт/м³ (Jaupart, Mareschal, 2004, 2011).

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и радиоактивной коровой теплогенерации провинций различного возраста позволило авторам работы (Jaupart, Mareschal, 2004) оценить величину полной генерации тепла земной коры: 0.56-0.73 мкВт/м³ для архея, 0.73-0.90 мкВт/м³ для протерозоя и 0.95-1.1 мкВт/м³ для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км. Принимая во внимание возраст структур и тот факт, что нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, указанные оценки в случае верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности верхней коры.

Влияние теплофизических параметров надвиговой структуры на ее эволюцию представлено для сценария сокращения коры со скоростью 0.5 см/год в течение 20 млн лет с эрозией и одновременной седиментацией, которые начались спустя 5 млн лет после начала надвига. Начальный угол падения разлома – 15°. Полная величина горизонтального сокращения составляет 100 км, скорость эрозии принята равной 0.5 мм/год, убывая до 0.25 мм/год на постколлизионной стадии. Расчеты показали, что скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и слабое влияние на топографию углубления Мохо – основной причины гравитационной неустойчивости надвиговой структуры (Parphenuk, 2015). Для тепловых расчетов мы использовали историю деформаций для эффективной вязкости утолщенной нижней коры – 10^{22} Па·с и верхней мантии – 10^{23} Па·с. Основные параметры расчетов приведены в таблице 1.

В данной работе рассматриваются варианты с теплогенерацией 1.5; 2 и 2.5 мкВт/м³ в утолщенной верхней коре (Табл. 1), что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда

	Верхняя кора ($i = 3$)	Нижняя кора ($i = 1$)	Верхняя мантия ($i = 2$)
Удельная теплоемкость (c , Дж/кг·К)	10^3	10^3	10^3
Коэффициент теплопроводности (λ , Вт/м·К)	1.5; 2.5; 3.0	3	4
Скорость генерации тепла (H , мкВт/м ³)	1.5; 2.0; 2.5	1.1	0.08
Плотность (ρ , кг/м ³)	2750	3000	3300
Эффективная вязкость (μ , Па·с)	-	10^{22}	10^{23}
Мощность слоя (h , км)	20	20	80

Табл. 1. Значения основных параметров для механической и тепловой задачи моделирования эволюции структуры внутрикратонного надвига (Parphenuk, 2016)

теплогенерация была ~ в 1.6 раза выше современной). Примерно такие значения генерации тепла приняты в известной работе (England, Thompson, 1984) для одномерной модели мгновенного надвига.

Предполагается, что теплопроводность изучаемых слоев литосферы не зависит от давления и температуры. Анализ значений теплопроводности пород земной коры показывает, что подавляющее большинство определений попадают в интервал 1.5-3.5 Вт/м·К за исключением пород с высоким содержанием кварца, имеющим более высокие значения этого параметра (Jaupart, Mareschal, 2011). Кроме того, большинство силикатных материалов характеризуется значительной анизотропией, и их теплопроводность зависит от направления. Повышенные значения теплопроводности измерены вдоль слоистости пород с рядовыми значениями коэффициента анизотропии в диапазоне 1.1-1.5 (Попов и др., 2008; Jaupart, Mareschal, 2011). В наших модельных расчетах мы полагаем постоянными значения теплопроводности трех слоев и 3 различных значения для λ верхней коры (Табл. 1). Рассчитана также модель с повышенным значением теплопроводности верхней коры в направлении основной деформации горизонтального сокращения с коэффициентом анизотропии 1.2.

Рассмотрим влияние двух основных тепловых параметров на перераспределение глубинных температур и его проявление в значении поверхностного теплового потока. Рис. 6 показывает картину теплового поля для «нормального» значения теплогенерации при различных значениях коэффициента теплопроводности спустя 42 млн лет после окончания надвига.

Расчеты с различными значениями теплогенерации и коэффициента теплопроводности верхней коры показали возможность формирования области частичного расплава на глубинах 30-40 км в различные моменты времени. Для заданного множества теплофизических параметров диапазон максимальных температур составляет 590-750°C (от начальной 460 °C на глубине 20 км) и 670-885°C (от начальной 610 °C на глубине 30 км) после горизонтального сокращения на 100 км за 20 млн лет (Parphenuk, 2016). Дальнейшая скорость повышения температуры в течение 42 млн лет постколлизионной эволюции много меньше, что демонстрирует важную роль начальной фазы нагрева в ходе медленного надвига и формирования утолщенной коры. Расчеты показали, что при среднеконтинентальной

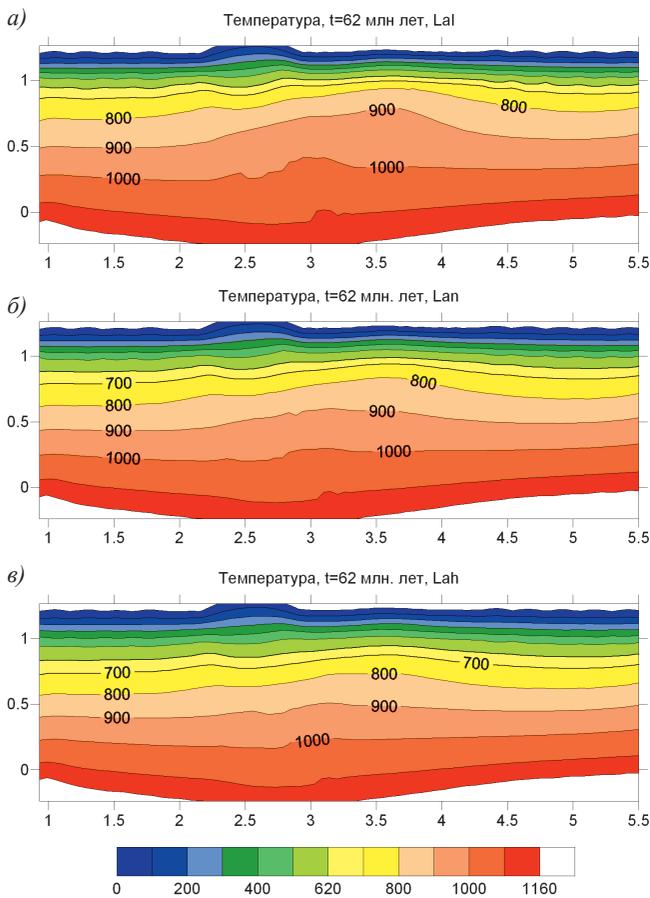


Рис. 6. Распределение температуры для варианта «нормальной» скорости генерации тепла $2.0 \text{ мкВт/м}^3 (Hn)$ при различных значениях коэффициента теплопроводности верхней коры: (а) $\lambda = 2.0 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ (Lal – низкая); (б) $\lambda = 2.5 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ (Lan – нормальная); (в) $\lambda = 3.0 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ (Lah – высокая). Вертикальный и горизонтальный масштабы 1:100 км

начальной температуре большинство моделей обеспечивает возможность появления частичного расплава в условиях «влажного» гранита. Зона превышения температуры солидуса «влажного» гранита (Перчук, 1973) возникает на уровне нижней коры, и после окончания сокращения и надвига верхняя граница области плавления поднимается до глубины 15-20 км. Зона частичного расплава постепенно расширяется и захватывает область перед фронтом надвига из-за утолщения коры и наличия горизонтального теплопереноса и охватывает на постколлизийной стадии

область протяженностью 150-200 км. Повышение температуры может быть весьма значительным (до 320°C) на уровне глубин 10-30 км.

Поверхностным проявлением глубинных процессов перераспределения температуры является плотность теплового потока. Результаты моделирования теплового поля, отраженные в распределении и эволюции теплового потока, показаны на рис. 7 и 8. Увеличение теплопроводности (Рис. 7а) или скорости теплогенерации (Рис. 7б) приводят практически к одинаковому распределению плотности теплового потока над утолщенной корой на постколлизийной стадии – через 42 млн лет после окончания надвига.

Прерывистая линия на рис. 7а показывает распределение теплового потока для случая анизотропии теплопроводности с $\lambda_x = 1.2 \lambda_y$ для «нормального» набора значений тепловых параметров (2). Убывание вертикального потока тепла в этом случае довольно значительно – почти 20% от максимальных значений, и вызвано оно в основном увеличением переноса тепла в горизонтальном направлении. Как и в случае распределения температур, максимальные значения теплового потока характерны для наиболее утолщенного участка верхней коры (~ 80 км справа от точки x_0 на рис. 4 – координаты появления дополнительной нагрузки).

Рис. 8 представляет результаты расчетов эволюции теплового потока над областью максимально возмущенного теплового поля (~80 км справа от точки x_0 на рис. 4) для различных значений теплопроводности λ (а) и скорости генерации тепла H (б).

Согласно результатам моделирования величина плотности теплового потока падает примерно на 10 мВт/м^2 над ограничивающим разломом в ходе надвига (затененная область на рисунке). Физическая основа этого явления состоит в том, что на пластину с некоторым начальным распределением температуры постепенно надвигается слой некоторой мощности (в нашей модели это верхняя кора) с таким же исходным распределением температуры. В результате надвига «холодный» слой оказывается под «горячим» слоем и далее следует стадия выравнивания температуры. Ранняя постколлизийная стадия характеризуется небольшим увеличением теплового потока из-за увеличения мощности верхней коры с максимальной теплогенерацией. Далее тепловой поток выходит на

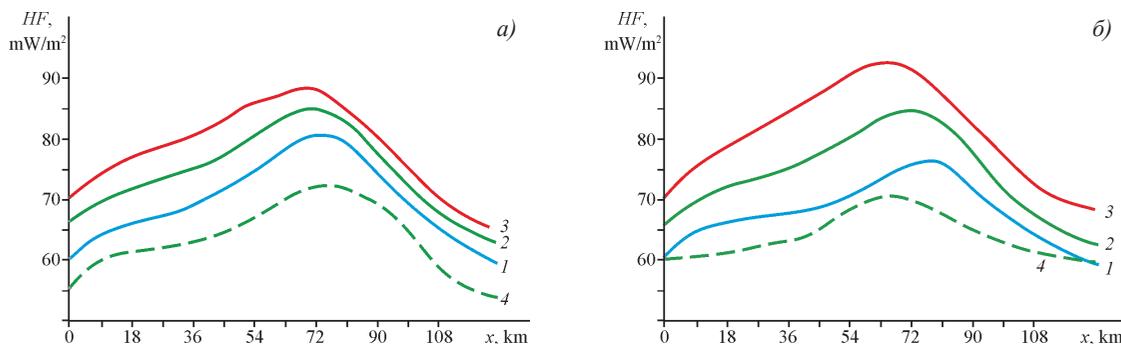


Рис. 7. Распределение плотности теплового потока над поднятием (точка 0 в направлении горизонтали соответствует точке x_0 на рис. 4) спустя 42 млн лет после окончания процесса горизонтального сокращения. (а) Влияние теплопроводности λ : 1 – 2.0 (низкая), 2 – 2.5 (нормальная), 3 – 3.0 (высокая) Вт/м·К. Прерывистая кривая (4) представляет результат для случая анизотропии теплопроводности $\lambda_x = 1.2 \lambda_y$. (б) Влияние скорости теплогенерации верхней коры H : 1 – 1.5 (низкая), 2 – 2.0 (нормальная), 3 – 2.5 (высокая) мкВт/м³. Прерывистая кривая (4) представляет распределение теплового потока в момент окончания надвига ($t \sim 20$ млн лет) для «нормальной» модели (2)

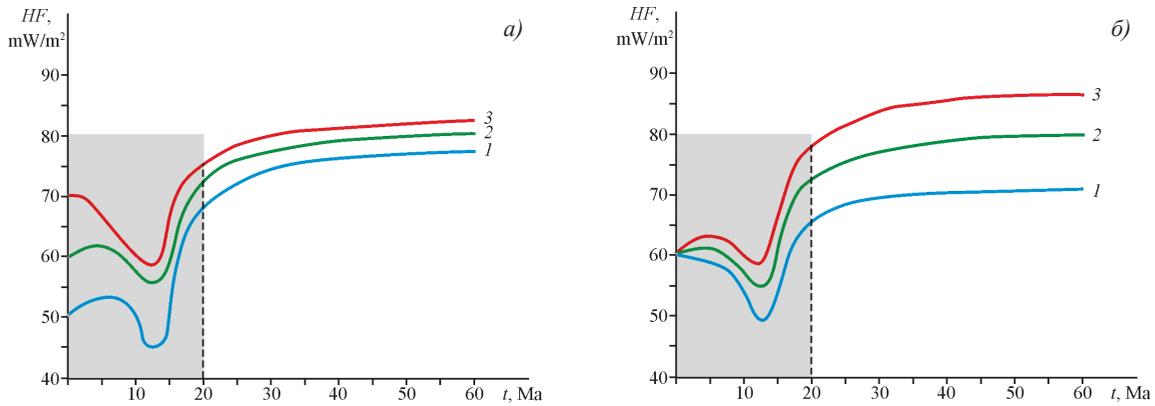


Рис. 8. Эволюция теплового потока с поверхности над областью максимального поднятия. (а) Варианты с различными значениями теплопроводности λ : 1 – 2.0 (l-низкая), 2 – 2.5 (n-нормальная), 3 – 3.0 (h-высокая) Вт/м·К при среднем значении теплогенерации 2.0 мкВт/м³. (б) Влияние различной скорости теплогенерации H: 1 – 1.5 (l-низкая), 2 – 2.0 (n-нормальная), 3 – 2.5 (h-высокая) мкВт/м³ при среднем значении теплопроводности 2.5 Вт/м·К. Затененная область – период надвига

стабильные значения, т.к. перераспределение дополнительной нагрузки в результате эрозии поднятия и осадконакопления весьма незначительно на этой стадии из-за локального характера эрозии, предполагаемого в модели.

Обсуждение результатов и выводы

Таблица 2 представляет выборку значений температур для всех 9 моделей с тремя различными значениями теплогенерации верхней коры (H_p, H_n, H_h) – по горизонтали, и тремя значениями теплопроводности ($\lambda_1, \lambda_n, \lambda_h$) – по вертикали. Она показывает температуры в конце надвига ~ 20 млн лет (левые колонки во всех столбцах) и спустя 42 млн лет после окончания надвига ($t_2 = 62$ млн лет – правые колонки). Верхние значения – для глубины ~ 20 км (граница верхней и нижней коры), нижние значения для глубины ~ 30 км (нижняя кора) под срединной (максимальной) точкой поднятия, на расстоянии примерно 80 км справа от точки x_0 (Рис. 4). Вычисления показали, что это область максимальных температур в горизонтальном направлении из-за максимального утолщения коры с высокой теплогенерацией. Ожидаемый результат – максимальное повышение температуры на постколлизийной стадии в случае максимальной генерации и минимума теплопроводности (H_h и λ_1). Среднее увеличение температуры после завершения надвига составляет примерно 200°C для верхней коры (начальная температура модели 460°C для границы верхней и нижней коры на глубине 20 км) и 110°C для глубины 30 км (в нижней коре). В большинстве вариантов значений теплофизических параметров температура как на финальной стадии надвига, так

и на постколлизийной стадии, за исключением высокого значения теплопроводности, превышает температуру солидуса «влажного» гранита (выделено жирным шрифтом в табл. 2). Эти результаты в условиях локальной эрозии подтверждают основные выводы одномерного моделирования мгновенного надвига о возможности образования зон частичного плавления при определенных тепловых условиях (England, Thompson, 1984).

Для множества выбранных значений теплофизических параметров рассчитанный диапазон максимальных температур составляет 590-750°C (от начальной 460°C) и 670-885°C (от начальной 610°C) после горизонтального сокращения на 100 км при продолжительности надвига 20 млн лет. В дальнейшем скорость повышения температуры для 42 млн лет постколлизийной эволюции много меньше (при сравнении с правыми колонками в табл. 2), что демонстрирует важную роль начальной фазы нагрева в ходе медленного надвига и формирования утолщенной коры. Таким образом, при среднеконтинентальной начальной температуре большинство моделей обеспечивает возможность появления частичного расплава в условиях солидуса «влажного» гранита (выделенные жирным температуры в табл. 2).

Выводы

Изучена эволюция теплопотерь на стадии движения при надвиге и после его остановки. Величина плотности теплового потока падает примерно на 10 мВт/м² над разломом, вдоль которого происходит процесс надвигания. Ранняя постколлизийная стадия характеризуется некоторым увеличением теплового потока из-за увеличения мощности верхней коры, в которой теплогенерация максимальна. Далее тепловой поток выходит на стабильные значения, т.к. перераспределение дополнительной нагрузки в результате эрозии поднятия и осадконакопления весьма незначительно на этой стадии из-за локального характера эрозии, предполагаемого в модели. Максимальные значения плотности теплового потока во фронтальной области надвига составляют на постколлизийной стадии 85-95 мВт/м² при региональных фоновых значениях 50-70 мВт/м². Показано, что теплопотери с поверхности после окончания сокращения коры в большей степени зависят от значений теплогенерации, чем от величины теплопроводности верхней коры.

$\frac{460}{610}$	$H_1 = 1.5$ мкВт/м ³	$H_n = 2.0$ мкВт/м ³	$H_h = 2.5$ мкВт/м ³
$\lambda_1 = 2.0$ Вт/м·К	<u>685</u> 730 780 840	<u>715</u> 755 840 890	<u>750</u> 885 885 920
$\lambda_n = 2.5$ Вт/м·К	<u>630</u> 700 700 770	<u>665</u> 720 745 810	<u>700</u> 740 780 840
$\lambda_h = 3.0$ Вт/м·К	<u>590</u> 670 615 705	<u>620</u> 690 670 750	<u>650</u> 710 710 780

Табл. 2. Значения температуры (°C) под срединной точкой поднятия в конце надвига ($t = 19.4$ млн лет) – левые колонки и на постколлизийной стадии ($t = 62$ млн лет) – правые колонки. В первой ячейке показаны начальные температуры выбранных глубин 20 и 30 км, соответственно. Детали приведены в тексте

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке темы № 0144-2014-0086 госзадания.

Литература

Парфенюк О.И. (2014). Анализ влияния эрозии коллизийных поднятий на процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование). *Вестник КРАУНЦ*, 1(23), с. 107-20.

Парфенюк О.И., Маршалл Ж.-К. (1998). Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюперии Канадского щита). *Физика Земли*, 10, с. 22-32.

Перчук Л.Л. (1973). Термодинамический режим глубинного петрогенеза. Москва: Наука, 318 с.

Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. (1999). Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса. *Петрология*, 7(4), с. 356-381.

Попов, Ю.А., Ромушкевич, Р.А., Миклашевский, Д.Е. и др. (2008). Новые результаты геотермических и петротепловых исследований разрезов континентальных научных скважин. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. Отв. ред. Ю.А. Попов. Москва: РИО РГГРУ, с. 208-212.

Розен О.М., Федоровский В.С. (2001). Коллизийные гранитоиды и расхождение земной коры. *Труды ГИН РАН*. В. 545. Москва: Научный мир, 188 с.

Соколов С.Д. (1990). Концепция тектонической расчлененности литосферы: история создания и основные положения. *Геотектоника*, 6, с. 3-19.

Шаров Н.В. (1993). Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 145 с.

Barbey P., Convert J., Morean B. et al. (1984). Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 56, pp. 161-188. <https://doi.org/10.17741/bgsf/56.1-2.010>

England P., Thompson A.B. (1984). Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism. Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, 25, pp. 894-928. <https://doi.org/10.1093/ptrology/25.4.894>

Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al. (1989). Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield. *Tectonophysics*, 162, pp. 1-25. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90354-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90354-5)

Gerdes A., Worner G., Henk A. (2000). Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society*, 157, pp. 577-587. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.577>

Jaupart C., Mareschal J.-C. (2004). Constraints on crustal heat production from heat flow data. *Treatise on Geochemistry*, V. 3: The Crust. Ed. by R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier Sci. Pub., pp. 65-84.

Jaupart C., Mareschal J.-C. (2011). Heat generation and transport in the Earth. New York: Cambridge Univ. Press, 464 p.

Jaupart C., A. Provost (1985). Heat focusing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, p. 385-397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90086-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90086-X)

Luosto U., Flueh E.H., Lund C.-E. (1989). The crustal structure along the POLAR Profile from seismic refraction investigations. *Tectonophysics*, 162, pp. 51-85. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90356-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90356-9)

Mareschal J.-C. (1994). Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics*, 238, pp. 471-484. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90069-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90069-8)

Parphenuk O.I. (2015). Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling). *Russian Journal of Earth Sciences*, 15, ES4002, 8 p. <https://doi.org/10.2205/2015ES000556>

Parphenuk O.I. (2016). Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures. *Russian Journal of Earth Sciences*, 16, ES6006, 10 p. <https://doi.org/10.2205/2016ES000589>

Parphenuk O.I., Dechoux V., Mareschal J.-C. (1994). Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone. *Can. J. Earth Sci.*, 31(7), pp. 1227-1234. <https://doi.org/10.1139/e94-108>

Percival J.A. (1990). A field guide through the Kapuskasing uplift, a cross section through the Archean Superior Province. *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*, NATO ASI Ser., 317, pp. 227-283. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0675-4_10

Reddy J.N. (1984). An introduction to the Finite Element Method. McGraw-Hill: New-York, 459 p.

Tectonophysics. (1989). Special Issue: The European Geotraverse, Part 5: The Polar Profile. 162(1-2), 171 p.

Сведения об авторе

Ольга Ивановна Парфенюк – доктор физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник Лаборатории теоретической геофизики

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
Россия, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1
Тел: +7(499) 254 23 18, e-mail: oparfenuk@ifz.ru

Статья поступила в редакцию 19.07.2018;

Принята к публикации 20.09.2018;

Опубликована 30.11.2018

IN ENGLISH

Postcollisional evolution features of the intracontinental structures formed by overthrusting

O.I. Parphenuk

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

E-mail: oparfenuk@ifz.ru

Abstract. The investigation of intracontinental collision structures is conducted based on the complex model of the thermal and mechanical evolution of overthrusting process for the rheologically layered lithosphere, which includes brittle upper crust, the lower crust and lithospheric upper mantle with different effective viscosity values. Finite element models with Lagrangian approach were used for the problem simulation. It was shown that thermal evolution of continental orogens essentially results from the geometry and topography due to thrusting and postcollision stage. This work concentrates on the thermal parameters influence on the evolution of collision zones aimed to the study of possibility of granite melt formation. Calculations for mean continental initial temperature distribution lead to the conclusion of possibility of granite melt formation for the case of “wet” granite solidus.

The horizon of temperatures higher than “wet” granite solidus appears at the level of 30–40 km, moving upward to the depth 15–20 km at postcollision stage. The early postcollision evolution shows some heat flow increase due to the thickening of the upper crust with maximum heat generation rate. Further history leads to the stable heat flow values because additional loading redistribution resulting from the denudation of surface uplift and corresponding sedimentation is small due to the local erosion in our model. It was shown that surface heat losses after the termination of horizontal shortening depend to a greater extent on radiogenic heat generation rather than thermal conductivity value in the upper crust.

Keywords: collision, overthrusting, evolution, heat generation, heat flow value, thermal conductivity, rheology, temperature, solidus

Recommended citation: Parphenuk O.I. (2018). Postcollisional evolution features of the intracontinental structures formed by overthrusting. *Georesursy = Georesources*, 20(4), Part 2, pp. 377-385. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.4.377-385>

Acknowledgements

This work was supported by the State budget theme No. 0144-2014-0086.

References

- Barbey P., Convert J., Moreau B. et al. (1984). Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 56, pp. 161-188. <https://doi.org/10.17741/bgsf/56.1-2.010>
- England P., Thompson A.B. (1984). Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism. Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, 25, pp. 894-928. <https://doi.org/10.1093/ptrology/25.4.894>
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al. (1989). Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield. *Tectonophysics*, 162, pp. 1-25. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90354-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90354-5)
- Gerdes A., Worner G., Henk A. (2000). Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society*, 157, pp. 577-587. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.577>
- Jaupart C., Mareschal J.-C. (2004). Constraints on crustal heat production from heat flow data. *Treatise on Geochemistry*, V. 3: The Crust. Ed. by R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier Sci. Pub., pp. 65-84.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. (2011). Heat generation and transport in the Earth. New York: Cambridge Univ. Press, 464 p.
- Jaupart C., A. Provost (1985). Heat focusing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, p. 385-397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90086-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90086-X)
- Luosto U., Flueh E.H., Lund C.-E. (1989). The crustal structure along the POLAR Profile from seismic refraction investigations. *Tectonophysics*, 162, pp. 51-85. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90356-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90356-9)
- Mareschal J.-C. (1994). Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics*, 238, pp. 471-484. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90069-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90069-8)
- Parphenuk O.I. (2014). Analiz vliyaniya erozii kollizionnykh podnyatii na protsess ekskumatsii glubinnnykh porod (chislennoe modelirovanie) [Analysis of the collisional uplifts erosion influence on the overthrust structures and the process of deep crustal rocks exhumation (numerical modeling)]. *Vestnik KRAUNTs = Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center»*. *Earth Sciences*, 1(23), pp. 107-20. (In Russ.)
- Parphenuk O.I., Mareschal J.-C. (1998). Numerical modeling of the thermomechanical evolution of the Kapuskasing structural zone, Superior province, Canadian shield. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 10, pp. 22-32. (In Russ.)
- Parphenuk O.I. (2015). Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling). *Russian Journal of Earth Sciences*, 15,

ES4002, 8 p. <https://doi.org/10.2205/2015ES000556>

Parphenuk O.I. (2016). Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures. *Russian Journal of Earth Sciences*, 16, ES6006, 10 p. <https://doi.org/10.2205/2016ES000589>

Parphenuk O.I., Dechoux V., Mareschal J.-C. (1994). Finite-element models of evolution for the Kapuskasing structural zone. *Can. J. Earth Sci.*, 31(7), pp. 1227-1234. <https://doi.org/10.1139/e94-108>

Perchuk L.L. (1973). Termodinamicheskii rezhim glubinnogo petrogeneza [Thermodynamic regime of deep petrogenesis]. Moscow: Nauka, 318 p. (In Russ.)

Perchuk L.L., Krotov A.V., Gerya T.V. (1999). Petrologiya amfibolitov poyasa Tana i granulitov Laplandskogo kompleksa [Petrology of amphibolites of the Tana belt and granulites of the Lapland complex]. *Petrologiya = Petrology*, 7(4), pp. 356-381. (In Russ.)

Percival J.A. (1990). A field guide through the Kapuskasing uplift, a cross section through the Archean Superior Province. *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*, NATO ASI Ser., 317, pp. 227-283. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0675-4_10

Popov Yu.A., Romushkevich R.A., Miklashevskii D.E. et al. (2008). Novye rezul'taty geotermicheskikh i petroptevnykh issledovaniy razrezov kontinental'nykh nauchnykh skvazhin [New results of geothermal and petrothermal studies of the sections in continental scientific wells]. *Teplovoe pole Zemli i metody ego izucheniya* [Proc. Int. Conf. «The Earth's Thermal Field and Related Research Methods»]. Ed. Yu.A. Popov. Moscow: RIO RGGRU, pp. 208-212. (In Russ.)

Reddy J.N. (1984). An introduction to the Finite Element Method. McGraw-Hill: New-York, 459 p.

Rozen O.M., Fedorovskii V.S. (2001). Kollizionnye granitoidy i rassloenie zemnoi kory [Collisional granitoids and stratification of the Earth's crust]. *Trudy GIN RAN* [Proceedings of Geological Institute of RAS], 545, 188 p. (In Russ.)

Sharov N.V. (1993). Litosfera Baltiiskogo shchita po seismicheskim dannym [Lithosphere of the Baltic Shield according to seismic data]. *Apatity: KNTs RAN*, 145 p. (In Russ.)

Sokolov S.D. (1990). Kontseptsiya tektonicheskoi rassloennosti litosfery: istoriya sozdaniya i osnovnye polozheniya [The concept of tectonic stratification of the lithosphere: the history of foundation and the main aspects]. *Geotektonika = Geotectonics*, 6, pp. 3-19. (In Russ.)

Tectonophysics. (1989). Special Issue: The European Geotraverse, Part 5: The Polar Profile. 162(1-2), 171 p.

About the Author

Olga I. Parphenuk – DSc (Physics and Mathematics), Leading Researcher, Laboratory of the Theoretical Geophysics Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences

Buil. 1, 10, B. Gruzinskaya st., Moscow, 123242, Russian Federation

Phone: +7 (499) 254 23 18, e-mail: oparfenuk@ifz.ru

Manuscript received 19 July 2018;

Accepted 20 September 2018;

Published 30 November 2018