

# КОНВЕКТИВНЫЕ ЯЧЕЙКИ В МАНТИИ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

В основе работы лежит проблема формирования пространственной структуры ячеек, возникающих в астеносфере при тепловой гравитационной конвекции. Она тесно связана с вопросами устойчивости и реализуемости форм и размеров течений, являющимися ключевыми в теории конвекции. Особенность нашей работы заключается в исследовании медленных крупномасштабных природных процессов в системах с осложненными граничными условиями. Неоднородный разогрев мантии порождает мощные конвективные течения в ее верхнем вязкопластичном слое, астеносфере. Течения возникают вследствие разницы плотностей, обусловленной разностью температур в поле массовых сил, в данном случае гравитационных. Они образуют ячейки, в которых происходит подъем разогретого вещества и опускание холодного. Для выявления картины конвекционных течений мы использовали тепловые потоки  $q$ , идущие из недр Земли. С помощью теоретического моделирования установлено, что экспериментальные геотермические данные не противоречат предположению о существовании конвективных ячеек в верхней мантии с заданными параметрами.

## 1. Введение

Интерес к конвекции в мантии резко возрос после стремительного «взлета» концепции, названной *новой глобальной тектоникой*. Под понятием глобальной тектоники объединяют обычно спрединг и субдукцию морского дна, тектонику литосферных плит, миграцию полюсов и дрейф континентов. Однако ключевым разделом глобальной тектоники всегда оставался механизм крупномасштабного перемещения литосферных блоков. Начиная с А. Холмса, отстаивающего в 30-х годах идею конвективных токов в Земле, и по сей день, его физическая природа связывается с конвекцией в мантии.

Изучение структуры мантийных течений связано с тремя направлениями.

**Теоретические исследования.** Все результаты, касающиеся конвекции, связанной с неоднородным нагревом, т.е. конвекции Релея-Бенара, обычно рассматривают в классической постановке линейной задачи, которая включает в себя систему гидродинамических уравнений в приближении Буссинеска. Представление об аналитических и численных методах решения таких задач можно получить из обзора, данного в работе А.В. Гетлинга (1991).

**В теоретических моделях, как и в эксперименте, обнаруживается периодическая структура ячеек, в которых потоки жидкости отделены расстоянием  $R$ , приблизительно равным толщине конвективного слоя.**

Конвективные ячейки являются элементами пространственно-периодической структуры течения, и вопрос состоит в том, какие планформы, т.е. конфигурации ячеек в плоскости  $(x, y)$  реально наблюдаются. При различных условиях в эксперименте формируются три наиболее характерных типа: **двумерные валы, трехмерные шестиугольные и квадратные ячейки**, рис. 1 (Гетлинг, 1991).

Двумерные валы имеют «прототип», даваемый функцией:

$$f(x) = \cos kx \quad (1)$$

где  $k$  – волновой вектор. Жидкость в двумерных валах циркулирует в плоскости  $(x, z)$  в противоположных направлениях, рис. 1а. Два соседних вала, занимающих

целый пространственный период, называется ячейкой.

Шестиугольные ячейки, рис. 1б, представляют собой суперпозицию трех систем валов с волновыми векторами, имеющими модуль  $k$  и ориентированными под углом  $2\pi/3$  друг к другу:

$$f(x) = 2 \cos\left(\frac{\sqrt{3}}{2} kx\right) \cos\left(\frac{1}{2} ky\right) + \cos ky \quad (2)$$

Квадратные ячейки описываются функцией:

$$f(x) = \cos\left(\frac{k}{\sqrt{2}} x\right) \cos\left(\frac{k}{\sqrt{2}} y\right) \quad (3)$$

Модели конвекции рассматриваются в условиях, приближенных к естественным. В расчетах фигурируют параметры: теплофизические и реологические свойства мантии, электропроводность и др., более-менее известные из геофизических данных. Основной вопрос – структура мантийной конвекции, остается до сих пор дискуссионным. Исходя из предполагаемых свойств, теория допускает несколько типов: конвекция в тонком слое – астеносфере; охватывает всю мантию; двухуровневая; двухмасштабная и более сложные виды. Следует подчеркнуть,

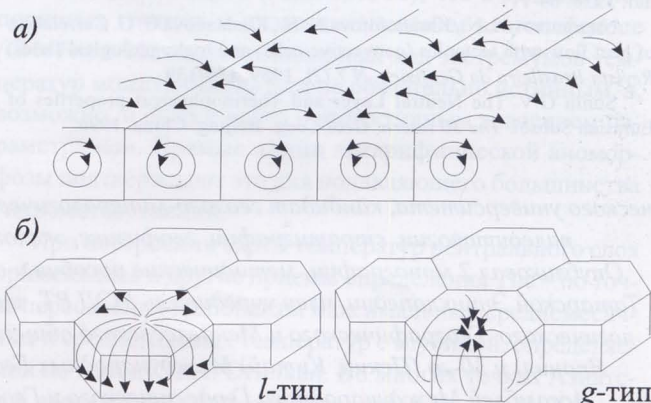


Рис. 1. Схематическое изображение конвективных ячеек. а – Двумерные валы. б – Шестиугольные ячейки l- и g- типов. (Гетлинг, 1991).

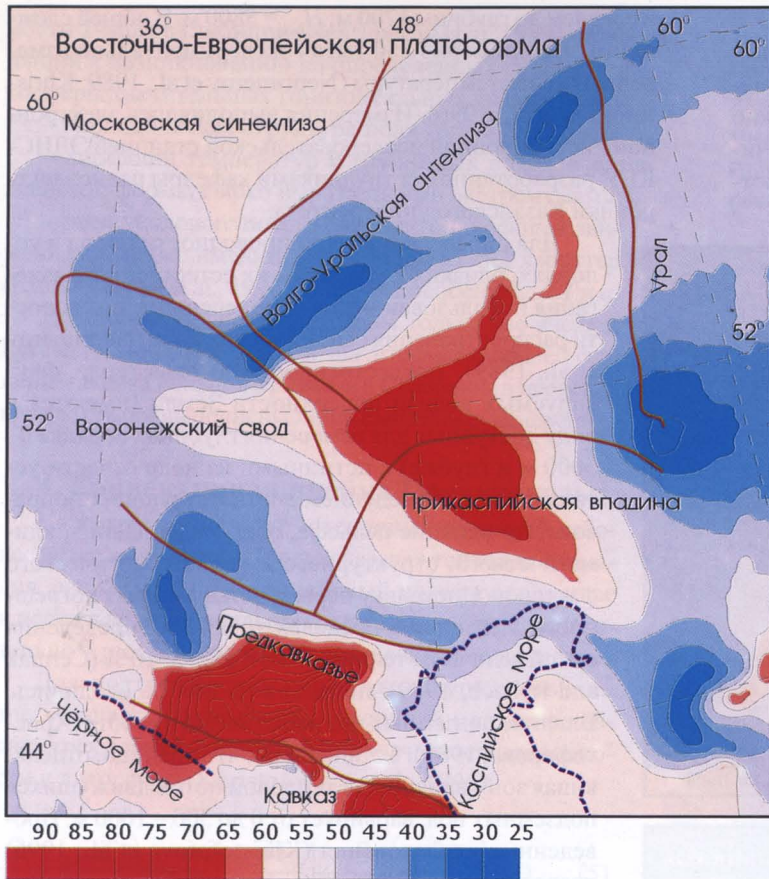


Рис. 2. Карта глубинного теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>. Темные линии – границы основных структурно-тектонических элементов. Согласно нашей гипотезе, распределение потока тепла, идущего из недр, отражает структуру конвективных течений в пластичной мантии. Для определения  $q$  и построения карты использованы измерения температуры в более 1200 скважинах с установившимся тепловым режимом.

что если теорией не допускается возможность течения, в сверхмедленных процессах оно может быть реализуемо.

**Лабораторный эксперимент.** При исследовании тепловых гравитационных течений в вязких жидкостях чаще всего предметом изучения является конвекция Релея–Бенара. Она возникает в условиях подогрева снизу плоского горизонтального слоя жидкости, в котором формируются упорядоченные пространственные структуры. Рассматриваются и иные условия: локальный подвод тепла или боковой подогрев при наличии горизонтального градиента температур (Гетлинг, 1991; Kirdyashkin, 1984).

Шестиугольные ячейки возникают, когда верхняя граница слоя свободна. По современным представлениям, это обусловлено термокапиллярным эффектом. Если слой покрыт твердой пластиной, предпочтительным типом конвекции является валиковый. *Казалось бы, именно этот вариант подходит для реальных, естественных условий – твердая литосфера перекрывает вязкие слои мантии.* Однако, течение в валиковой структуре зачастую осложняется дефектами. Шестиугольные ячейки могут формироваться и в закрытом слое при наличии внутренних источников тепла, асимметрии граничных условий или физических свойств среды, деформации свободной поверхности и т.п. (Гетлинг, 1991).

В основе **практических подходов** лежит экспериментальное изучение следствий конвективных течений в мантии, проявляемых на поверхности Земли.

С точки зрения специалистов (Кулон, 1973; Сейферт, 1990; Maruyama et al., 1994; и др.), наружными проявлениями крупномасштабных течений в недрах являются движения литосферных плит, образующих твердую оболочку планеты. При этом сложилось мнение, что восходящие ветви конвективных ячеек расположены под срединно-океаническими хребтами (СОХ), в зонах спрединга, а нисходящие соответствуют океаническим желобам, или зонам субдукции.

Гипотеза кажется убедительной, поскольку с ее помощью объясняется множество геофизических данных. Однако в этом случае *горизонтальный масштаб течений в мантии оказывается значительно больше вертикального, т.е. толщины конвективного слоя.* Такое различие в размерах – на порядок – можно объяснить, привлекая некоторый гидромеханический эксперимент, например, конвекцию в условиях значительного горизонтального  $grad T$  (Kirdyashkin, 1984). Или предположить конвекцию через всю мантию до ядра, что, вообще говоря, не приветствуется теорией. Но существуют и другие труднообъяснимые детали: отсутствие явных признаков нисходящих потоков под материками, окруженными зонами спрединга, специфическое распределение теплового потока на хребтах. Поэтому предлагаются иные модели, например, диапировых интрузий, которые внедряются под СОХ и под действием выталкивающей силы раздвигают плиты (Сейферт, 1990).

Мак-Кензи и др. (1980) изучали течения в мантии на основе корреляции данных по батиметрии и гравитационному полю; согласно их карте, расстояния между холодными опускающимися участками составляют ~1500 км ( $R = 750$  км). Ли и Макдональд (1963) по результатам сферического анализа потенциала силы тяжести и теплового потока пришли к выводу, что положительным аномалиям  $q$ , связанным с впадинами поверхности геоида, соответствуют восходящие потоки в мантии. Использовались данные по топографии ядра (Čadek and Matyska, 1989). Однако разрешающая способность этих методов не позволила выявить структуру ячеек.

Ряд снимков трехмерной модели конвекции получен методами сейсмической томографии. Интерпретируются карты скорости сейсмических волн с позиций медленного или быстрого их распространения и, соответственно, разогретого или холодного материала. Выявлено, что в мантии преобладают нисходящие потоки, а течения в верхних и нижних слоях отличаются как по структуре, так и по расположению (Woodward et al., 1994). Моделирование течений вплоть до глубин 3000 км, в соответствии с глубинными термодинамическими условиями, свидетельствует в пользу послышной двухмасштабной конвекции.

Когда мы обнаружили четкие, красивые закономерности в распределении температуры и теплового потока, рис. 2–3, мы не могли не связать их с глубинными процессами. Поэтому, для выявления картины конвективных течений в мантии использованы экспериментальные определения  $T$  и  $q$ , выполненные нами с высокой, по возможности, плотностью и результаты моделирования различного вида движений в недрах, соотносительно к ним.

## 2. Тепловой поток

Тепловой поток, переносимый конвектирующей жидкостью, является одной из основных усредненных характеристик конвективного процесса (Jaluria, 1980). Можно считать, что нам повезло, поскольку именно эта величина, характеризующая внутреннее тепло Земли, поддается непосредственному измерению.

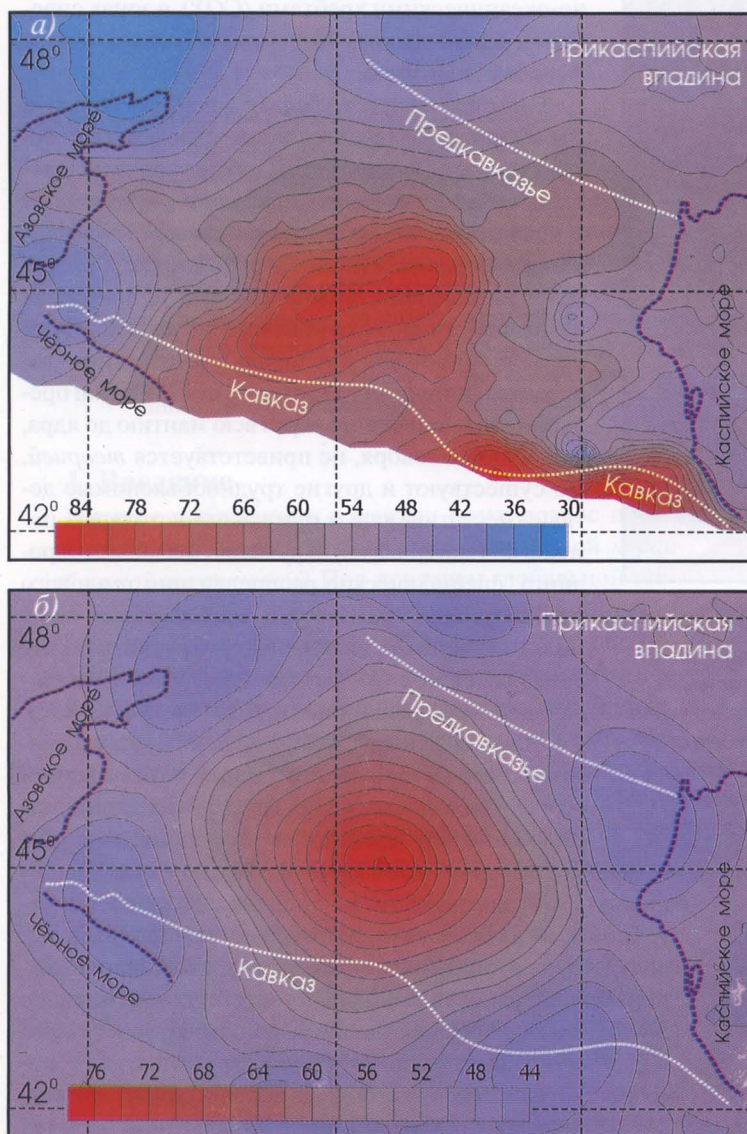


Рис. 3. Тепловая ячейка Предкавказья. а – Экспериментальная карта изолиний температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на глубине  $-1000$  м (абс. отметка). Измерения проведены в 272 глубоких скважинах с установившимся тепловым режимом. б – Теоретическое распределение температуры ( $H = -1000$  м) при наличии конвективной ячейки в верхней мантии с одним восходящим и шестью нисходящими потоками.

Если быть точным, то экспериментально, в полевых условиях измеряется температура. Методика определения теплового потока базируется на известном законе Фурье, связывающем градиент температуры и коэффициент теплопроводности горных пород  $\lambda$ :

$$q = -\lambda \text{ grad } T \quad (4)$$

Детальное изучение теплового потока проводилось нами в пределах Восточно-Европейской и Скифской платформ. Исходный материал составили экспериментальные замеры температур на 360 структурах в 1230 глубоких скважинах с установившимся температурным режимом,

в среднем до глубины 1700 м;  $H_{\text{max}} = 5800$  м. В общей сложности, это примерно 250 тысяч экспериментально измеренных точек температуры (Непримеров et al., 1989; Христофорова et al., 1996). Измерения выполнялись электронной дистанционной исследовательской станцией ЭДИС-КГУ, разработанной сотрудниками кафедры радиоэлектроники Казанского университета.

Для определения теплопроводности пород в условиях, близких к условиям их естественного залегания использован метод определения  $\lambda$  по скорости распространения сейсмических волн (Непримеров et al., 1989). Тождественность потоков тепла, фиксируемых вблизи поверхности Земли (имеются в виду доступные для измерения глубины, порядка 0–5000 м и глубже) с истинными из недр отчасти устанавливается введением соответствующих поправок. Это влияние рельефа, осадконакопления, климатического, структурного и гидрогеологического факторов. Поскольку первые четыре вносят погрешности, лежащие в пределах точности определения самой величины теплового потока,  $\sim 5\text{--}10\%$  (Černák and Rybach, 1979), поправки на них не вводились. Влияние подземных вод исследовано в работе (Христофорова, 1989). Установлено, что граница, отделяющая зону влияния на тепловой поток движущихся подземных вод, варьирует от 0 до 300–1000 м. Проведенные исследования (Христофорова et al., 1996) позволяют исключить эту зону и работать с невозмущенными тепловыми потоками (ниже глубины 1000 м), которые ассоциируются с глубинными.

Все полученные значения тепловых потоков сопоставлены с данными других авторов (Христофорова, Непримеров, 1985). Большая часть наших измерений температуры и теплового потока использована при составлении карт в международном каталоге (Geothermal Atlas of Europe, 1991).

## 3. Тепловые ячейки и конвекция

Особенности распределения на Земле аномалий теплового потока и их природа являются предметом активных поисков и исследований.

Анализ карты теплового потока, рис. 2, показывает нам не случайную, флуктуационную неоднородность  $q$ -поля, а его закономерное, периодическое распределение. Следует особо подчеркнуть ячеистый характер поля, где крупные тепловые максимумы определенной формы неразрывно связаны с участками низких значений. Мелкие вариации накладываются, соответственно, на эту картину.

Поэтому целесообразно ввести понятие – термин – «ячейка теплового потока», или «тепловая ячейка» – часть региона, включающая положительную аномалию теплового потока с окружающими ее по периферии зонами минимумов. Выдвинута гипотеза, что тепловые ячейки, фиксируемые на поверхности, являются следствием конвективных течений в верхней мантии.

Таким образом, помимо известных данных геофизики и геохимии, об устойчивом ячеистом течении в мантии свидетельствуют данные геотермии. А именно:

– установленный экспериментально рост неоднород-

ности  $T$ -поля с глубиной (Nepriimov et al., 1989), приводящий к возникновению на определенных границах литосферы значительных горизонтальных градиентов  $T$ ;

- периодическая структура поля теплового потока;
- аномалии температур и глубинных потоков тепла ячейки формы с ярко выраженными экстремумами;
- связь теплового потока с неотектоническими движениями, также имеющими периодический характер (Khristoforova et al., 1996); и другие особенности  $T$  и  $q$ .

Достаточно полно исследованы только две ячейки, Русская и Предкавказская, в значительно меньшей степени – ячейка Большого Кавказа и Северные, в пределах которых были выполнены лишь единичные измерения.

#### 4. Конвективная ячейка Предкавказья

На картах температур и тепловых потоков наиболее четко выделяется Предкавказская тепловая аномалия, рис. 2, 3. Один региональный максимум в центре и несколько относительных минимумов (предположительно – шесть) могут быть выделены в ее пределах.

Для подтверждения гипотезы о существовании здесь конвективной ячейки в верхней мантии решалась трехмерная стационарная задача теплопроводности в литосфере (Khristoforova et al., 1996):

$$\frac{\partial}{\partial x_1} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) = 0 \quad (5)$$

В качестве нижнего граничного условия мы выбрали распределение температур, соответствующее конвективной ячейке с одним восходящим и шестью нисходящими потоками. Подобрана модель, рис. 4 а, со следующими параметрами: радиус ячейки 300 км; глубина кровли ячейки 70 км; температура на кровле:  $T_{max} = 2600$  °С,  $T_{cp} = 1340$  °С,  $T_{min} = 650$  °С; теплопроводность литосферы  $\lambda_2 = 3$  Вт/м К, осадочной толщи –  $\lambda_1 = 1.5$  Вт/м К.

Сравнивались рассчитанные и экспериментально измеренные температуры (рис. 3) на абсолютных отметках 1000, 1500, 2000 и 2500 м. Сравнение проводилось в зонах экстремумов и промежуточных между ними точках. Средняя квадратичная ошибка составила: 1; 3 и 3.6 °С. Максимальная погрешность не превышает 10°С.

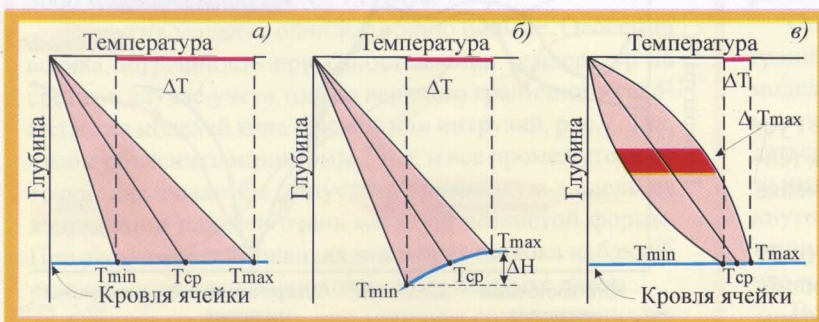


Рис. 5. Схематическое распределение температуры в литосфере над восходящей, фоновой и нисходящей зонами конвективной ячейки. а) – без дополнительных механизмов; б) – при условии, что граница литосфера-астеносфера является неровной; в) – с учетом экспериментально установленной зависимости теплового потока от скорости современных вертикальных движений литосферы (Христофорова и др., 2001). В модели (в) допускается существование слоя в литосфере с максимально высоким перепадом температуры. Возможно, граница Мохо расположена в пределах этого слоя.

В модели, рис. 3б, принята ячейка в форме правильного шестиугольника с абсолютно равнозначными точечными минимумами. Однако  $T$ ,  $q$ -минимумы, фиксируемые на поверхности, имеют различную форму, чаще всего, вытянутые. Кроме того, минимум, который должен располагаться уже в пределах Большого Кавказа, экспе-

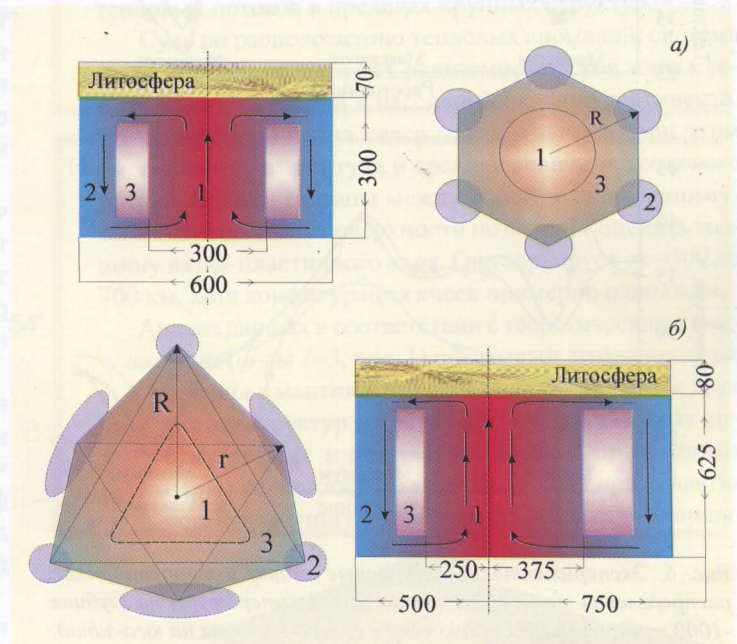


Рис. 4. Модель Предкавказской (а) и Русской (б) конвективных ячеек в мантии. Построена на основании данных о температуре и тепловом потоке из недр: 1 – зона высокого теплового потока, восходящая ветвь ячейки; 2 – зона пониженных значений  $q$ , нисходящая ветвь; 3 – переходная зона.

риментально не снят. Наблюдается лишь понижение  $T$  и  $q$  в данном направлении. Возможно, что Предкавказская ячейка «поджимается» ячейкой Большого Кавказа, и явного минимума здесь может не быть.

Плотность изолиний поля  $q$  нельзя назвать равномерной, она повышается в переходных от  $max$  к  $min$  зонах. Поле температур, напротив, характеризуется равномерной плотностью, очевидно, из-за наложения в верхних слоях земной коры ряда дополнительных факторов – широтного, рельефа, литологии и др. Однако их влияние на температуру значительно слабее, чем вариации глубинного теплового потока.

Размер ячейки  $R$ , определяемый средним расстоянием между максимумом и минимумами, равен  $\sim 300$  км. Поскольку толщина конвективного слоя определяется, как правило, радиусом ячейки, подошва конвекции будет располагаться вблизи глубины 370 км.

Судя по характеру изолиний  $T$  и  $q$ , разветвление на потоки начинается уже в зоне максимума. Ближе к центру ячейки это три ветви, дальше от центра можно выделить шесть. Размер области восходящего потока  $r \sim 150$  км, и  $r \sim 0,5 R$ , т.е. диаметр восходящего потока составляет половину от диаметра ячейки, что соответствует лабораторному эксперименту (Kiriyashkin, 1984).

Особо следует рассмотреть вопрос о тем-

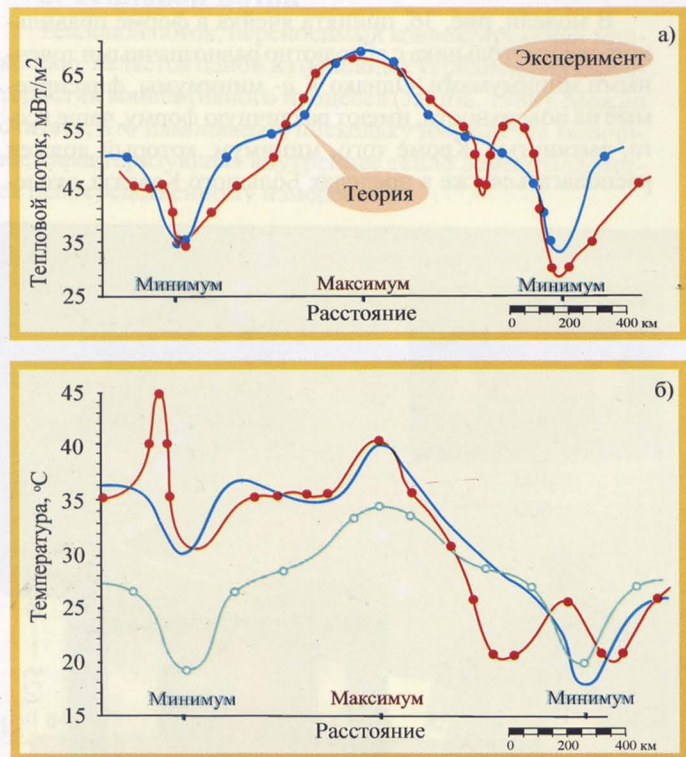


Рис. 6. Экспериментальное (красные линии) и теоретическое распределения теплового потока (а) и температуры на глубине -1000 м (б) через Русскую ячейку с северо-востока на юго-запад. В качестве нижнего граничного условия выбрана модель шестиугольной конвективной ячейки в верхней мантии. Синяя линия в рис. 6 – расчет при верхнем и нижнем граничном условии. Зеленая линия – расчет только при нижнем граничном условии.

пературе на нижней границе литосферы. По всей вероятности, выбранные перепады температур  $\Delta T = T_{max} - T_{min}$  слишком высоки, рис. 5а. Можно допустить, что кровля ячейки приподнята над восходящим потоком и опущена над нисходящими, рис. 5б. Расчет показал, что при размерах ячейки  $R=300$  км и разнице в высотах  $\Delta H=30$  км  $\Delta T$  уменьшается вдвое.

Механизм вертикальных перемещений, рассмотренный совместно с конвективными течениями в мантии, допускает уменьшение перепадов температуры в кровле астеносферы до минимальных значений, рис. 5в; и  $\Delta T$  становится достаточно малой, чтобы прийти к согласию с данными геофизических предположений.

### 5. Русская конвективная ячейка

Крупная ярко выраженная аномалия в центре Русской платформы, рис. 2, может быть выделена как тепловая ячейка, соответствующая конвективной ячейке в мантии.

Тепловой поток в пределах ячейки меняется от 29 до 74 мВт/м<sup>2</sup>, средний поток равен 54 мВт/м<sup>2</sup>. Ни ошибки в определении  $q$ , ни какие-либо другие факторы (например, влияние на тепловой режим рельефа) не объясняют наблюдаемых вариаций этого параметра.

Центр ячейки расположен в пределах северо-западного борта Прикаспийской впадины. Область  $q$  максимума, равно как и  $q$  минимумов, включает разнородные структурно-тектонические элементы – своды и депрессии разного возраста, а не приурочена к од-

ному из них. В литературе вариации  $q$ , как правило, связывают с возрастом структуры (Cermak and Rybach, 1979).

Это полигональная ячейка, периметр которой близок к шестиугольнику, рис. 4 б. Ее форма напоминает два треугольника, вложенных друг в друга. Большой треугольник имеет радиус ~750 км, малый ~500. Ближние минимумы вытянуты параллельно сторонам воображаемого треугольника и похожи на валики, дальние минимумы имеют более округлую форму. Особенностью является изолированность каждого минимума, – не наблюдается единой низкотемпературной аномалии валикового типа, которая бы окружала зону высоких  $q$ , рис. 2.

В области максимума выделяются три «языка» причудливой формы, свидетельствующие о разветвлении потока. Его размер  $r \sim 300$  км, и также как и на Предкавказье,  $r \sim 0,5 R$ . Средняя толщина конвективного слоя, определяемая величиной  $R$ , равна ~625 км, а глубина нижней границы ячейки –700 км соответственно, рис. 4 б.

Для поля  $q$  характерно наличие полос максимальной напряженности, расположенных в переходной зоне от максимума к минимумам. Температурное поле имеет иной характер, превалирующее действие приповерхностных факторов – широтного, рельефа, фильтрационных вод и др. (Христофорова, 1989) приводят к равномерному распределению изолиний и к неидентичности его с полем  $q$ .

Для подтверждения гипотезы о существовании здесь конвекционной ячейки в верхней мантии также решалась трехмерная стационарная задача теплопроводности в литосфере,  $\phi$ -ла 5 (Khristoforova et al., 1996). В качестве нижнего граничного условия выбиралось распределение температур на глубине 80 км, соответствующее конвективной ячейке:  $T_{cp} = 1400$  °C,  $T_{max} = 1900$ ,  $T_{min} = 900$  °C. Перепад температур можно также значительно уменьшить, если учесть зависимость  $q = f(V)$ .

В общей сложности было просчитано 10 вариантов поля с различными граничными условиями, рис. 6, 7. Рассчитывались модели: ячейки в форме треугольника, правильного шестиугольника и сплюснутого, при этом рассматривались схемы обособленных минимумов, сплошного валикового опускания потоков, точечных и размы-

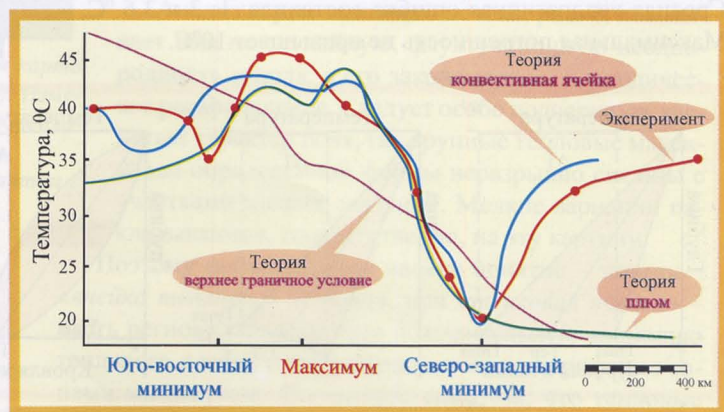


Рис. 7. Экспериментальное (красная линия) и теоретическое распределения температуры на глубине -1000 м (абс. отметка) через Русскую ячейку с северо-запада на юго-восток. Синяя линия – модель конвективной ячейки в мантии, расчет при верхнем и нижнем граничном условии. Зеленая линия – модель плюма. Желтая линия – расчет только при верхнем граничном условии. Модели плюма и ВГУ не объясняют наличие экстремумов на экспериментальных кривых.

тых экстремумов, а также – схемы плюма, астенолита, интрузии или диапира. Вводилось верхнее граничное условие (ВГУ), учитывающее широтный фактор, рельеф и фильтрацию (Khristoforova et al., 1996). В предположении, что наблюдаемое температурное поле можно объяснить только внешними факторами, не привлекая глубинных, проверена модель без конвекции, только с ВГУ.

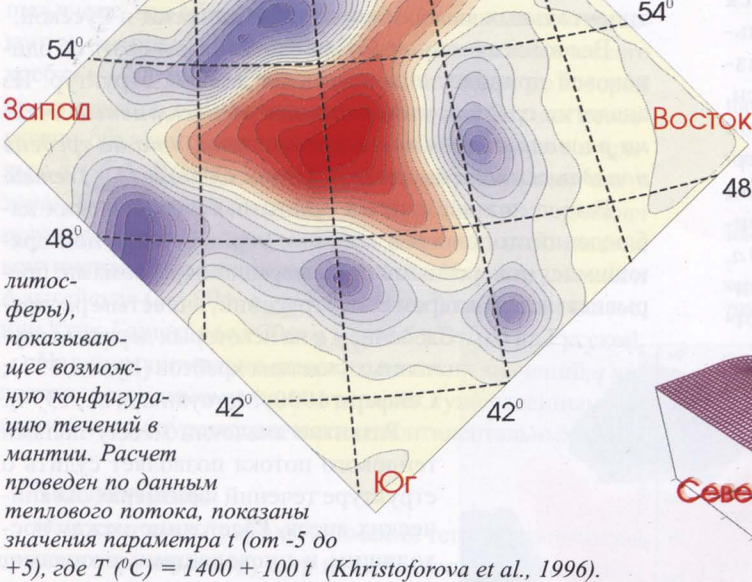
При сравнении рассчитанных температур с экспери-

Рис. 8. Русская ячейка.

Распределение температуры на кровле конвективного слоя (подошва

литосферы),

показывающее возможную конфигурацию течений в мантии. Расчет проведен по данным теплового потока, показаны значения параметра  $t$  (от -5 до +5), где  $T (^{\circ}\text{C}) = 1400 + 100t$  (Khristoforova et al., 1996).



ментально измеренными установлено, что наилучшее совпадение с наименьшей погрешностью наблюдается, если нижнее граничное условие задано в виде поля температур, соответствующего конвективной ячейке в верхней мантии с обособленными экстремумами размытой формы, рис. 8. В этом случае средняя квадратичная погрешность при сравнении температур на глубинах 1000–3000 м не превышает  $4^{\circ}\text{C}$ , т.е. 8 %.

В других моделях ошибка гораздо больше. Особенно велика погрешность при сопоставлении температур на срезах в случае учета только верхнего граничного условия и для моделей типа плюмов или интрузий, рис. 7. Так, чтобы объяснить минимумы  $T$  и  $q$ , и все промежуточные точки, следовало бы допустить громоздкую модель из комбинации плюмов очень сложной ветвистой формы. При этом во всех вариантах некоторая ошибка наблюдается по минимуму, расположенному на стыке ячеек.

Следует подчеркнуть, что методика сопоставления величин разработана с учетом сложности естественных условий, вероятности случайных ошибок при измерениях, многообразия влияния на температуру действующих факторов (например, невозможности учесть при расчетах изменение литологического состава горных пород, которое происходит иногда даже в близлежащих скважинах).

## 6. Конвекция в мантии

Проведенные эксперименты по теоретическому моделированию различного вида динамических процессов в астеносфере позволяют выявить геометрическую конфигурацию течений и пространственные размеры ячеек, рис. 8, 9. Мелкомасштабная ячейчатая конвекция в мантии объясняет все основные особенности распределения тепловых потоков в пределах крупных структур.

Судя по расположению тепловых аномалий, система ячеек прослеживается от Средиземноморской зоны к северу, или от активной к пассивной окраине континента. Их размеры с юга на север увеличиваются, при этом уменьшаются амплитуда и средняя величина теплового потока. Ячейки связаны между собой в зонах минимумов. Размеры их на поверхности позволяют оценить толщину вязко-пластичного слоя. Она варьирует от ~300 до 700 км, хотя конфигурация ячеек примерно одинакова.

Анализ данных в соответствии с теоретическими выкладками (ф-лы 1–3, рис. 1) показывает, что природные течения в мантии – это сложная суперпозиция двух систем структур устойчивого типа: трехмерных шестиугольных и квадратных ячеек. Определенные черты ячеек каждого вида мы можем «разглядеть» в их отражении на поверхности – полях температу-

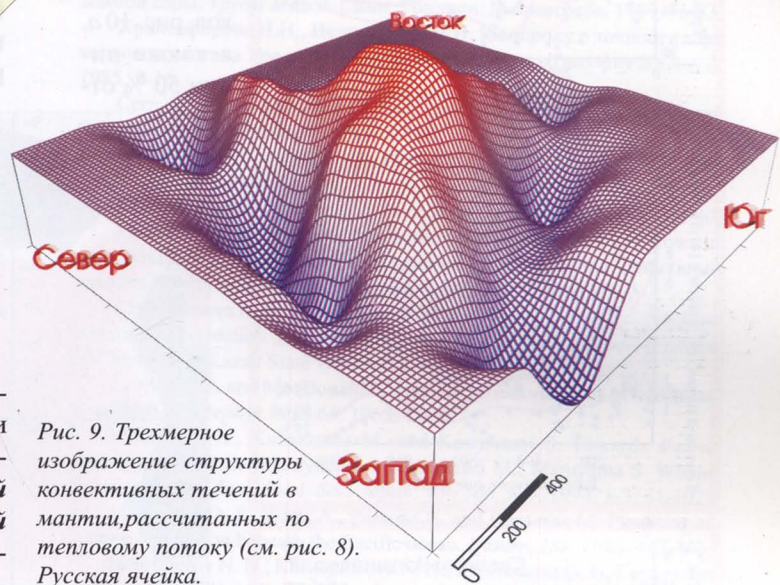


Рис. 9. Трехмерное изображение структуры конвективных течений в мантии, рассчитанных по тепловому потоку (см. рис. 8). Русская ячейка.

ры и теплового потока, изображенных на рис. 2 – 11.

Однако, если принимать во внимание соответствие граничных условий реального явления и лабораторной модели – твердая литосфера перекрывает вязкие слои мантии, то в природном эксперименте должны наблюдаться течения, напоминающие двумерные валы. Вместо них мы наблюдаем трехмерные ячейки. А вместо замкнутой, сплошной зоны нисходящего потока – обособленные экстремумы. Эти факты свидетельствуют о том, что течения в мантии сильно осложняются дефектами.

Все ячейки, которые проявляются в структуре теплового поля, являются ячейками  $l$ -типа (рис. 1б). Согласно лабораторному эксперименту, это свидетельствует о том, что для верхней мантии предпочтительны условия подогрева снизу, а не изнутри, что характерно для ячеек  $d$ -типа. Отсюда следует вывод о неэффективности гипотезы внутримантийного радиогенного источника теплового потока.

## 7. Конвекция под срединно-океаническими хребтами

Распределение плотности теплового потока вблизи срединно-океанических хребтов (СОХ) имеет несколько своеобразный характер, рис. 10 б, в. Объяснение его природы, несмотря на множество предложенных гипотез, до сих пор остается проблематичным.

Вместе с тем, сопоставление тепловых режимов таких принципиально разных тектонических структур, как платформы на континентах и срединно-океанические хребты в океанах, открывает нам в них много общего.

Не имея в распоряжении детальных карт теплового потока вблизи СОХ, мы представили (трансформировали) поле изученных континентальных структур в другом измерении, соразмерном с имеющимися данными.

Рассмотрим тепловой поток Предкавказской и Русской ячеек относительно произвольной оси, проведенной через центр. Общий вид таких графиков, рис. 10 а, а также линии 50 % от-

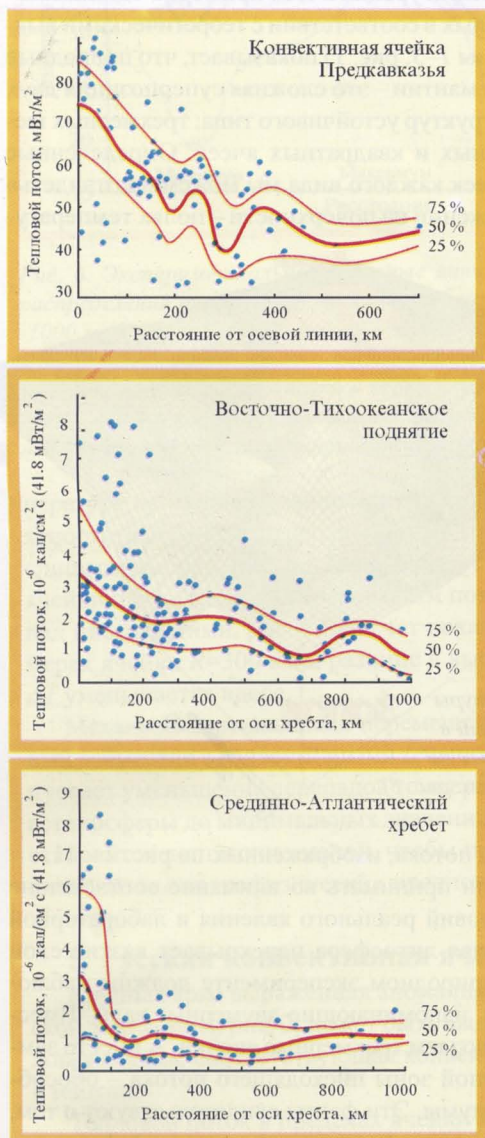


Рис. 10. Зависимость теплового потока от расстояния до осевой линии  $q = f(r)$ : а) Предкавказье; б) Восточно-Тихоокеанское поднятие; в) Срединно-Атлантический хребет. Рисунки (б) и (в) взяты из работы (Кулон, 1973). Цветные линии – кривые 25, 50 и 75 % отклонений. Сходство в графиках может свидетельствовать об одинаковом механизме формирования теплового поля данных структур.

клонений очень напоминают зависимость теплового потока от расстояния до гребня хребта в Атлантическом и Тихом океанах, рис. 10 б, в. Вблизи осевой линии, как и в зоне гребня ( $r \approx 0$ ), фиксируются и высокие, и низкие потоки. Значения  $q_{max}$  не точно соответствуют прямой  $r = 0$ , а группируются на некотором расстоянии от нее. Для Восточно-Тихоокеанского поднятия  $r(q_{max}) \approx 150-200$  км, для Срединно-Атлантического хребта 50–85 км, для Предкавказья  $r(q_{max}) \approx 70-150$  км. Для линий 50 % отклонений на всех графиках наблюдаются экстремумы – чередующиеся максимумы и минимумы. На начальном участке кривые испытывают спад, а на значительном удалении от оси стремятся к определенному значению  $q > q_{min}$ . Гистограммы распределения потока имеют три экстремума, в области высоких, средних и низких  $q$ .

Наилучшее соответствие графического материала наблюдается, если осевая линия проходит через центры континентальных ячеек: Кавказа, Предкавказья и Русской.

Все вышесказанное может свидетельствовать об одинаковой природе теплового поля данных структур. Из аналогии следует, что отдельные конвективные ячейки располагаются вдоль хребта так, что на гребень попадают и восходящие ( $q_{max}$ ), и нисходящие ( $q_{min}$ ) ветви.

Вывод подтверждается данными геофизических наблюдений: топологией хребтов; периодически повторяющимися поперечными трансформными разломами; прерывистым характером землетрясений; ячеистым распределением  $q$  на некоторых детально изученных участках хребтов (Кулон, 1973; Сейферт, 1990; Maruyama et al., 1994).

Развитие аналогии между полями теплового потока позволяет судить о структуре течений и размерах океанических ячеек. Расстояние между восходящим и нисходящими потоками, соразмерное с толщиной конвективного слоя  $R$  составляет: ~300 км для Предкавказья, ~600 км для Русской ячейки, ~530 км для Атлантического хребта и ~670 км для Тихоокеанского.

Вблизи этих точек на всех графиках фиксируются главные минимумы  $q$ .

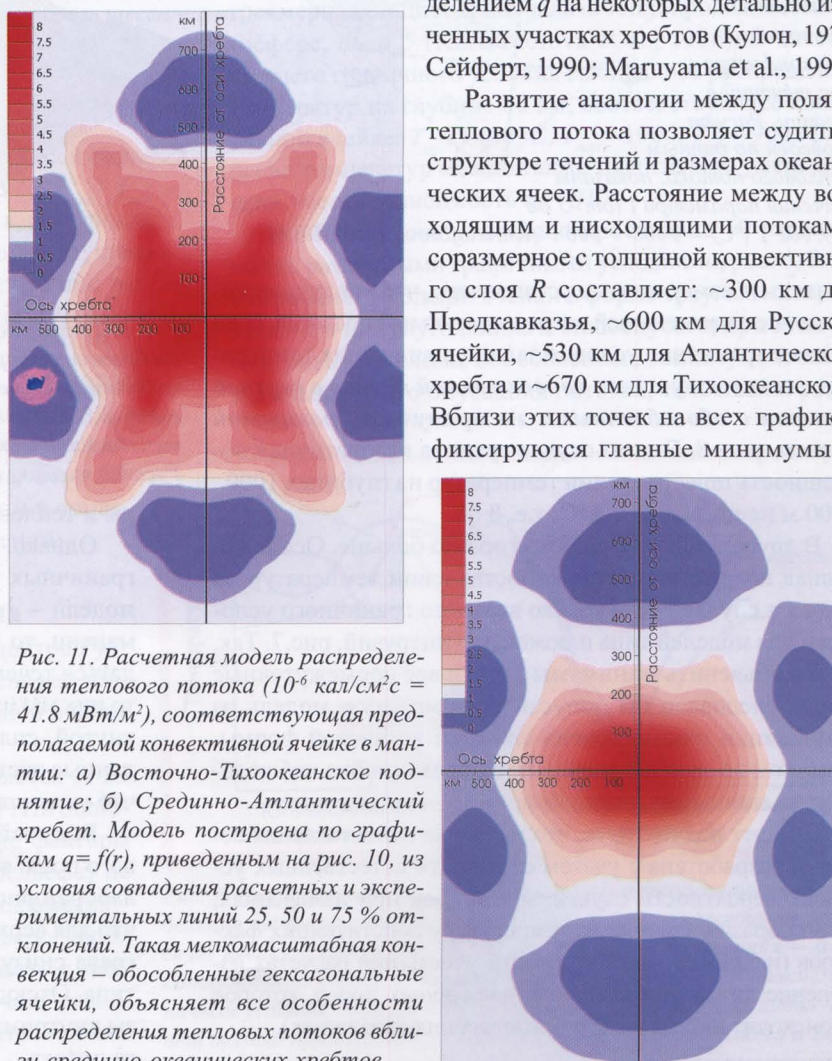


Рис. 11. Расчетная модель распределения теплового потока ( $10^6$  кал/см²с = 41.8 мВт/м²), соответствующая предполагаемой конвективной ячейке в мантии: а) Восточно-Тихоокеанское поднятие; б) Срединно-Атлантический хребет. Модель построена по графикам  $q = f(r)$ , приведенным на рис. 10, из условия совпадения расчетных и экспериментальных линий 25, 50 и 75 % отклонений. Такая мелкомасштабная конвекция – обособленные гексагональные ячейки, объясняет все особенности распределения тепловых потоков вблизи срединно-океанических хребтов.

Заметим, что в модели Мак-Кензи и др. (1980)  $R \sim 750$  км.

На рис. 11 изображены возможные распределения теплового потока на срединно-океанических хребтах, соответствующие зависимостям  $q = f(r)$ , при которых линии 25, 50 и 75 % отклонений совпадают с экспериментальными. Они построены по аналогии с распределением  $q$  в Предкавказской и Русской ячейках и отражают предполагаемую конфигурацию конвективных течений в мантии.

Гексагональные структуры, симметричные относительно оси, объясняют все основные особенности экспериментальных графиков  $q = f(r)$ . А именно: 1) наличие  $q_{max}$  и  $q_{min}$  на гребне хребтов; 2) волнообразный характер обобщающих кривых  $q = f(r)$ ; 3) наличие экстремумов на определенных расстояниях от оси хребта.

Средний размер области восходящего потока:  $\sim 200 - 300$  км (САХ) и  $\sim 300 - 400$  км (ВТП), удовлетворяет соотношению  $r \approx 0.5 R$ , справедливому для континентальных ячеек. Эта область состоит из зоны аномально высокого  $q$ , которая составляет  $\sim 85$  км для Атлантического хребта и  $\sim 200$  км для Тихоокеанского и зоны, до которой простираются языки восходящих потоков. Без них невозможно объяснить второй локальный максимум на кривых  $q = f(r)$ . Иногда в этих точках  $q$  даже выше, чем в зонах, более близких к центру ячейки. Наличие «язычков» подтверждается распределением тепловых потоков и на континентальных ячейках. Это ветви Ики-Бурульская и Адыгейская ( $q = 90 > q_{центр} = 85$  мВт/м<sup>2</sup>) на Предкавказье, или Куак-Башская ( $q = 70 > q_{центр} = 65$  мВт/м<sup>2</sup>) на Русской.

Наличие аномально высоких и низких значений  $q$  является, по-видимому, единственным существенным отличием в структуре океанических и континентальных ячеек.

## Заключение

Относительно природы аномалий теплового потока в пределах крупных структур пока не существует единого мнения, несмотря на обилие достаточно стройных и теоретически аргументированных гипотез.

Рассмотренный материал исследований убеждает нас в существовании пространственно-периодической структуры поля температур и глубинного теплового потока. Крупные положительные аномалии, окруженные зонами минимумов – *континентальные тепловые ячейки* – имеют характерный размер  $R$ , т.е. расстояние между максимумами и минимумами  $q$  порядка 300 – 700 км.

С данными эксперимента хорошо согласуется модель мелкомасштабных конвективных течений в мантии. Ряд  $T, q$ -аномалий может быть объяснен наличием полигональных ячеек с одним восходящим и шестью нисходящими потоками; например, Русская и Предкавказская ячейки, находящиеся в разном тепловом состоянии.

Выполнены расчеты распределения температуры в литосфере при моделировании различных динамических процессов в верхней мантии. Они показали, что наилучшее совпадение теоретического поля с экспериментально измеренным наблюдается в случае, если нижнее граничное условие соответствует конвективной ячейке шестиугольной формы с обособленными размытыми экстремумами. Выбор условий, соответствующих иным моделям – плюмам, астенолитам, конвективным структурам другой формы, резко увеличивает погрешность.

Неоднородности распределения температуры и теп-

лового потока позволяют выявить конфигурацию течений, пространственные размеры и взаимозависимость мантийных ячеек. Как выяснилось, в природном эксперименте наблюдается совершенно иной тип структур (вместо двумерных валов – трехмерные шестиугольные ячейки; вместо замкнутой, сплошной зоны нисходящего потока – обособленные экстремумы и т.д.) при, казалось бы, полном соответствии граничных и внутренних условий реального явления и лабораторной модели.

Таким образом, изучение геометрии астеносферных течений вносит определенный вклад в развитие теории теплопереноса в стратифицированных жидкостях.

**Благодарность.** Выражаю огромную признательность сотрудникам Казанского государственного университета, принимавшим участие в проведении температурных измерений в скважинах. Особая благодарность научному руководителю, профессору Н.Н. Непримерову.

## Литература

- Гетлинг А.В. Формирование пространственных структур конвекции Релея-Бенара. *Успехи физических наук*, 161, 1991. 1-80.
- Кулон Ж. *Разрастание океанического дна и дрейф материков*. Ленинград, Недра, 1973.
- Сейферт К. *Структурная геология и тектоника плит*. М: Мир, 1990.
- Христофорова Н.Н. Конвективный тепловой поток верхних слоев земной коры. *Труды Межд. Симп.* Тбилиси: Мецниереба, 1989. 76-83.
- Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н. К вопросу о точности карт теплового потока Урало-Поволжья. *Нефть и газ. Известия ВУЗов*, 2, 1985. 9-16.
- Čermák V. and Rybach L. (Eds.) *Terrestrial Heat Flow in Europe*, Springer-Verlag, New York, 1979.
- Geothermal Atlas of Europe*. Hurtig E., Čermák V., Haenel R., and Zui V.I. (Eds.) Potsdam: Goth. Publ. House, 1991.
- Jaluria Y. *Natural Convection. Heat and Mass Transfer*. London, 1980.
- Kirdyashkin A. G. Thermogravitational and thermocapillary flows in a horizontal liquid layer under the conditions of a horizontal temperature gradient. *Int. J. Heat and Mass Transfer*, 27, 1984. 1205-1218.
- Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н. и Кусханова Г.Г. Heat flow and mantle convection: geometry of flows. *Proc. Int. Conf. «Geometrization of Physics II»*, Kazan State University, Kazan, 1996. 104-118.
- Lee W. H. K. and MacDonald G. J. F. The global variation of terrestrial heat flow. *J. Geophys. Res.*, 68, 1963. 6481.
- Maruyama S., Kumazawa M. and Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics. Kumazawa M., Maruyama S. Whole Earth tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan. Vol. 100, N 1*, 1994. 1-3; 81-102.
- McKenzie D. P., Watts A., Parsons B. and Roufousse M. Planform of mantle convection beneath the Pacific ocean. *Nature*, 288, 1980. 442-446.
- Непримеров Н. Н., Христофорова Н. Н., Кусханова Г. Г. Correlation of heat flow with tectonics (convective cells) and hydrogeological fields. *Revista Brasileira de Geofisica. N 7 (2)*, 1989. 129-139.
- Woodward R. L., Dziewonski A. M. and Peltier W. R., Comparisons of seismic heterogeneity models and convective flow calculations. *Geophys. Res. Lett.*, 21:5, 1994. 325-328.

**Наталья Николаевна Христофорова**  
 Главный редактор  
 журнала «Георесурсы» –  
 «Georesources». Кандидат  
 технических наук. Специалист по теплому режиму Земли; более 20 лет является научным руководителем геотермических экспедиций. Область научных интересов – геодинамика, физика природных катастроф.

