

УДК 550.83+550.36:551.2(571.6)

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОХОТОМОРСКОГО ПЛЮМА

Петрищевский Александр Митрофанович,

доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геофизики
Института природных ресурсов Национального исследовательского
Томского политехнического университета,
Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, 30; заведующий лабораторией
моделирования геологических структур Института комплексного анализа
региональных проблем ДВО РАН, Россия, 679016, г. Биробиджан,
ул. Шолом Алейхема, 4. E-mail: petris2010@mail.ru

Актуальность работы обусловлена необходимостью выяснения тектонической природы Охотского моря и глубинного строения тектоносферы Охотоморской переходной зоны «континент-океан», поскольку с этими вопросами связано прогнозирование углеводородного потенциала этой территории.

Цель работы: исследовать и дать тектоническую оценку пространственным распределениям формальных и взаимно независимых гравитационных и термометрических признаков существования структуры центрального типа плюмовой природы в тектоносфере Охотского моря.

Методика исследований: построение 3D-реологических гравитационных и геотермических моделей тектоносферы.

Результаты. С помощью геотермических и гравитационных моделей в Охотоморском регионе охарактеризованы признаки линейных рифтогенных и концентрически зональных (надплюмовых) распределений геофизических параметров, что указывает на существование здесь двух классов тектонических структур и соответствующих геодинамических процессов. В результате анализа пространственных распределений температуры и гравитационного параметра, характеризующего реологические свойства тектонических сред, определены местоположение и пространственные параметры головы Охотоморского плюма, стволочная часть которого приурочена к поднятию Института Океанологии. Кровля головы плюма диаметром 800–850 км прогнута над мантийным стволом. В кровле термической астеносферы с температурой 1200 °С выявлены области вязких сред, предположительно соответствующие магматическим очагам под впадиной Дерюгина, Южно-Охотским и Татарским рифтами. Второй ярус магматических очагов под этими же структурами, а также под вулканическими поясами (Охотско-Чукотским, Восточно-Камчатским и Восточно-Сихотэ-Алинским) выявлен в нижнем слое земной коры на глубинах 20–30 км и подкоровом слое верхней мантии. Астеносфера в зонах растяжения приближается к поверхности Земли до глубины 30–60 км. Полученные модели доказывают растекание астеносферной части мантийного плюма под подошвой литосферы. Нижняя литосфера Охотоморского региона расчленена двумя региональными зонами растяжения – глубокими раздвигами: Дерюгинским и Южно-Охотским, наложенными на плюм или предшествующими ему.

Ключевые слова:

Гравитационные модели, реология, тепловой поток, температура, земная кора, верхняя мантия, астеносфера, Охотоморский регион.

Постановка задачи

Тектоническая природа и глубинное строение тектоносферы Охотского моря являются предметом острых дискуссий. Одни исследователи [1, 2] отождествляют эту плиту с затопленной окраиной континента, другие [3] – предполагают ее океаническое происхождение и отождествляют плиту с океаническим базальтовым плато, причлененным к континенту в позднем мезозое, третьи [4] – связывают ее образование с подъемом мантийного диапира.

Начиная с миоцена и до настоящего времени Охотоморская плита является местом проявления интенсивных деструктивных процессов, в результате которых ее земная кора была раздроблена [5] и пронизана магматическими инъекциями преимущественно андезитового состава [6, 7]. В приповерхностном слое эти процессы выражены многочисленными рифтогенными впадинами, мощность осадков в которых достигает 8 км (в среднем – 3–4 км) [5, 8], а в нижней литосфере – образованием трансрегиональной Охотско-Анадырской структуры растяжения [9]. В последнее время некоторые сторонники континентальной природы Охотоморской плиты [10] поддерживают плюмо-

вую модель ее образования, в которой, однако, сохраняется роль континентального фундамента вулканических структур в формировании и строении дна Охотского (так же как Японского и Филиппинского) окраинного моря. Геометрические модели тектоносферы Охотского моря описываются в самом общем виде неоднозначно и в немногочисленных работах [1, 5, 9, 11–13]. Последние преимущественно основываются на сейсмических разрезах [1, 5, 8], реже на измерениях теплового потока [5, 14, 15], геоэлектрических [11] и гравитационных [9, 12, 13, 16] моделях. В одной из таких работ [5], в частности, приведена тепловая модель кровли астеносферы, достигающей глубины 20–30 км под Центрально-Охотоморской подводной возвышенностью, хотя сейсмические разрезы в этом районе Охотского моря [1, 8] свидетельствуют об отсутствии разрыва нижнего слоя земной коры. Мощность земной коры Охотского моря сокращена на 12–15 км относительно прибрежно-материковых районов и полуострова Камчатка, однако на прилагаемой схеме (рис. 1) структура центрального типа не просматривается, а наименьшая мощность коры отмечена в Южно-Охотской впадине.

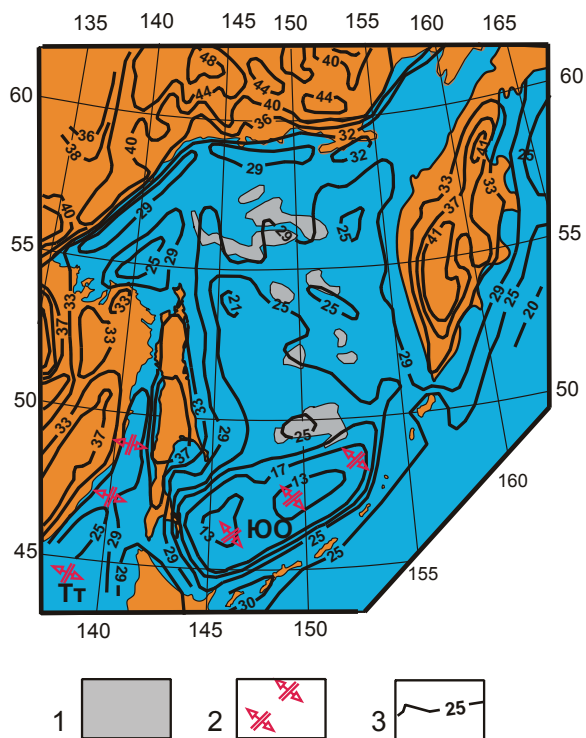


Рис. 1. Схема мощности земной коры Охотоморского региона [5]: 1 – подводные возвышенности; 2 – оси рифтов: ТТ – Татарского; ЮО – Южно-Охотского; 3 – изопакиты подошвы земной коры, км

Fig. 1. Map of the crustal thickness of the Okhotsk Sea area [5]: 1 are the submarine rises; 2 are the axes of rifts: ТТ – Tatarsky; ЮО – South-Okhotsky; 3 – isopachytes of the Earth's crust bottom, km

Отсюда следует вывод, что признаки Охотоморского плюма ранее можно было найти только в структурах верхней мантии. Они были проявлены в выпуклой форме Охотоморской литосферной плиты и обширном ареале сред пониженной вязкости на глубинах от 80 до 120 км, отождествляемом с астеносферой [12, 13]. Исследования, результаты которых приводятся ниже, обнаружили такие признаки в среднем слое земной коры, начиная с глубины 20 км.

В гипотезах формирования тектонических структур дна Охотского моря тепловым процессам отводилась значительная роль и предлагались разные механизмы этих процессов. Большинство исследователей считает, что тепловые аномалии Охотского моря в основном определяются мантийной составляющей. Однако они признают, что «...трудно достоверно установить, из какого интервала глубин поступает нагретое вещество и подается ли оно сразу в подкоровое пространство или образует какой-то промежуточный резервуар, тепловой эффект которого достигает поверхности через сотни миллионов лет» [1, стр. 30]. Это обстоятельство требует привлечения других геофизических данных, компарируемых с теплофизическими моделями.

В предлагаемой вниманию читателей статье сопоставляются 3D-тепловая модель Охотоморского

региона с распределениями гравитационного μ_z -параметра, характеризующего реологическое состояние тектонических сред [13]. Подразумевается, что оба параметра отражают степень вязкости сред, обусловленную их флюидно-термической проработкой.

Исходные данные и методика построения моделей

Исходными данными для построения объемной гравитационной модели $\mu_z(x, y, z)$ в тектоносфере Охотоморского региона являются симметричные гравитационные аномалии Буге всех видимых пространственных классов, регистрируемые на параллельных равноотстоящих друг от друга (на 30 км) профилях широтного направления. Для каждой аномалии, число которых в регионе составило 1570, вычислялась глубина залегания центра масс возмущающего источника (Z_0) и измерялась соответствующая ему амплитуда аномалии Буге (V_{zm}). Источники гравитационных аномалий дифференцировались по слоям, ограничиваемых поверхностями на глубинах: 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 150 и 180 км. Аномальные массы каждого слоя выметались (по Пуанкаре) на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев, и рассчитывались значения параметра:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K (Z_0 - Hc)^2},$$

где Hc – глубина залегания поверхности, касательной к поверхностям эквивалентных сфер; K – гравитационная постоянная. $Hc(n)$ всегда располагалась выше поверхности слоя (n), поэтому функция μ_z не терпит разрыв в точках $Z_0 = Hc$. Пиковые значения μ_z -параметра в точках, близких к поверхностям Hc , сглаживались. Физический смысл этого параметра соответствует поверхностной плотности эквивалентной сферы, нормированной по глубине залегания центра масс.

μ_z -параметр характеризует плотностную контрастность геологических сред на отрезках между вычисленными центрами аномальных масс и поверхностями Hc . В разрезе тектоносферы Северо-Восточной Азии повсеместно низкие значения μ_z -параметра установлены в подкоровом вязком слое [17] и астеносфере [12, 13], где они совпадают с низкими значениями удельных электрических сопротивлений, зонами затухания и поглощения сейсмических волн, нередко сопровождаемыми повышением температуры.

В результате вычислений была сформирована 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, трансформированная в матрицу с размерами ячеек $50 \times 50 \times 20$ км.

Вторым параметром, опосредованно характеризующим относительную вязкость тектонических сред, является простейшая модель распределения температур T °C (x, y, z), рассчитанная в точках измерения теплового потока (122 точки) для дискретных значений глубин – 0, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 150 и 200 км.

При расчетах температур были приняты условия стационарного теплового режима и вертикального кондуктивного теплопереноса в однородной среде, описываемого одномерным уравнением теплопроводности [18]:

$$\frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) = -A(z),$$

где T – температура; λ – коэффициент теплопроводности; A – тепловыделение в горных породах; z – глубина расчетной точки.

Предполагается, что нестационарные эффекты и влияние невертикальных потоков малы по сравнению с другими погрешностями модели. Граничными условиями расчетов [14, 16] являются следующие допущения:

- температура на поверхности Земли (среднегодовая для Охотского моря) равна нулю;
- тепловой поток во внешнем пространстве равен нулю.

Температура на подошве «геотермической» литосферы принята равной 1200 °С. Ниже подошвы литосферы распределение температур определялось как произведение адиабатического градиента на мощность слоя. Адиабатический градиент определяется термодинамической формулой:

$$dT / dp = \alpha T / c\rho,$$

где p – давление; α – коэффициент объемного расширения; ρ – плотность пород, c – теплоемкость при постоянном давлении. После упрощений для $T=1300$ °С $dT/dz \approx 0,5$ °С/км [18].

В приводимых моделях приняты следующие значения тепловыделения в слоях тектоносферы: приповерхностный вулканогенно-осадочный слой – 1,2; гранитно-метаморфический слой – 0,9; «базальтовый» слой – 0,5; верхняя мантия от подошвы земной коры до подошвы литосферы – 0,05; верхняя мантия ниже подошвы литосферы – 0,005 мкВт/м³.

В тех же слоях средние значения коэффициентов теплопроводности составляют: 1,7; 2,1; 1,5; 5,0 и 10,0 Вт/мК. Задаваемые значения (A) и (λ) соответствуют принятым в этом регионе [14, 16].

Средняя мощность земной коры в Охотском море принята равной 30 км, а в прилегающих районах континента – 40 км. Средняя мощность литосферы в акватории моря составляет 80 км, а в континентальных районах – 150 км [14].

Для построения 3D-модели распределений температур в интервале глубин 0–200 км в границах Охотоморского региона (рис. 2, а) результаты вычислений транспонированы в ячейки регулярной сети с размерами 50×50×20 км. Полученный цифровой массив T °С (x, y, z) использован в дальнейшем для построения графических образов (карт-срезов и разрезов) распределений температур в земной коре и верхней мантии Охотоморского региона с помощью программного пакета Surfer-8 и интерфейса Глаголева–Петрищевского [19]. При построении разрезов размеры ячеек в горизонтальных срезах модели сужались до 10×10 км.

Построенная таким образом 3D-температурная модель обеспечивает развернутый (объемный) и более детальный, по сравнению с предшественниками, анализ распределений температур в земной коре и верхней мантии исследуемого региона, который открывает возможность выявления новых региональных закономерностей распределения и корреляции тепловых аномалий с тектоническими структурами, в том числе уточнения пространственных параметров Охотоморского плюма. Выполненные построения сопоставлены с реологической гравитационной 3D-моделью тектоносферы этого региона в тех же узлах расчетной сети [12], что позволило оценить глубину залегания и вероятные формы источников тепловых аномалий в разрезах тектоносферы.

Сопоставление гравитационной и геотермической моделей головы Охотоморского плюма

Признаки структуры центрального типа в тектоносфере Охотского моря в обеих моделях начинают проявляться в среднем слое земной коры, начиная с глубины 20 км. Температурный срез на этой глубине (рис. 2, в) характеризуется наличием изометричного максимума температуры в центральном районе Охотского моря, очерчиваемого изотермой 600 °С с севера, запада и востока. Максимум обладает концентрической зональностью, типичной для структур центрального типа [20, 21]. Внутри максимума локальные повышения температуры до 900 °С располагаются по его периферии, а в центре структуры температура понижена. Такая зональность в распределении температур может быть обусловлена инверсией (прогибанием) свода корового тектоно-магматического сооружения над стволовой частью мантийного плюма. В срезе гравитационной модели (рис. 2, б) на этой же глубине центральная часть Охотского моря отмечается аномально низкими значениями μ_z -параметра (0–7 усл. ед.), что может быть следствием размягчения (уменьшения вязкости) нижнего слоя земной коры под влиянием тепла, мантийных флюидов и кайнозойских магм. Широкий минимум μ_z -параметра близок по размерам к температурному максимуму (рис. 2, в) и обрамляется концентрически расположенными локальными максимумами μ_z -параметра (рис. 2, б).

В юго-восточном районе Охотского моря линейный максимум температур в среднекоровом срезе совпадает с Южно-Охотской рифтовой зоной, а внутри него локальные максимумы коррелируются с кайнозойскими впадинами Южно-Охотской, Симуширской и Атласова. Еще один температурный максимум располагается в южной части Таттарского рифта (рис. 2, а, в).

В срезе гравитационной модели (рис. 2, б) контрастный минимум μ_z -параметра приурочен к северо-западному борту Южно-Охотского рифта. Несовпадение осей температурного максимума с μ_z -минимумом примерно на 100 км может быть результатом наклонного положения структуры ра-

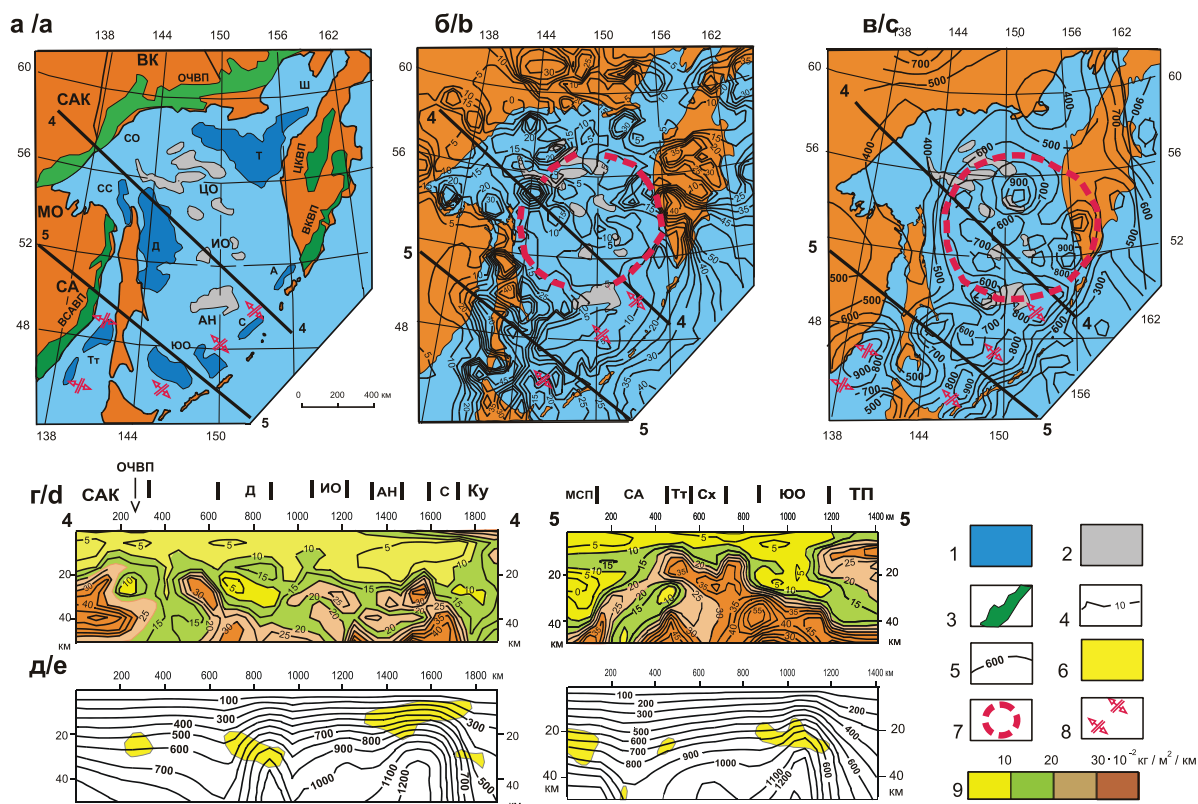


Рис. 2. Тектоническая схема (а), плотностной «реологической» (б) и температурный (в) срезы земной коры Охотоморского региона на глубине 20 км; распределения μ_z -параметра (г) и температуры (д) в разрезах. 1 – кайнозойские впадины Охотского моря; 2 – подводные возвышенности; 3 – окраинно-материковые вулканические пояса; 4, 5 – изолинии μ_z -параметра, $10^2 \text{ кг/м}^2/\text{км}$, и температуры, $^{\circ}\text{C}$; 6 – зоны реологического разуплотнения в гравитационной модели; 7 – контур головы Охотоморского плюма в горизонтальном срезе; 8 – оси рифтов; 9 – шкала раскраски разрезов μ_z -параметра. Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, МСП – Мая-Селемджинский плюм, ТП – Тихоокеанская плита; впадины Охотского моря: СС – Северо-Сахалинская, СО – Северо-Охотская, Т – ТИНРО, Д – Дерюгина, ЮО – Южно-Охотская, С – Симуширская, А – Атласова, Тт – Татарская; подводные возвышенности: ЦО – Центрально-Охотоморская, ИО – Института Океанологии, АН – Академии Наук; вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский; складчато-надвиговые системы: СА – Сихотэ-Алинская, МО – Монголо-Охотская, ВК – Верхояно-Колымская; островные дуги: Ку – Курильская, Сх – Сахалинская

Fig. 2. Tectonic map (a), density «rheological» (b) and temperature (c) shears of the Earth's crust of the Okhotsk sea region at a depth of 20 km with the sections of μ_z -parameter (d) and temperature (e). 1 are the Cainozoic cavities of the Okhotsk sea; 2 are the submarine rises; 3 are the marginal-continental volcanic belts; 4–5 are the isolines of μ_z -parameter, $10^2 \text{ kg/m}^2/\text{km}$ (4) and temperatures, $^{\circ}\text{C}$ (5); 6 are the zones of rheological decompression in gravity model; 7 is the contour of the head of the Okhotsk sea plume in horizontal shear; 8 are the axes of the rifts; 9 is the coloring scale of sections of the μ_z -parameters. Structures: САК – North-Asian craton, МСП – Maya-Selemdzha plume, ТП – Pacific plate; the Okhotsk sea cavities: СС – North-Sakhalin, СО – North-Okhotsk, Т – TINRO, Д – Deryugina, ЮО – South-Okhotsk, С – Simushirskaya, А – Atlasova, Тт – Tatarskaya; submarine rises: ЦО – Tsentralno-Okhotomorskaya, ИО – Instituta okeanologii, АН – Akademii nauk; volcanic belts: ЦКВП – Tsentralno-Kamchatsky, ВКВП – Vostochno-Kamchatsky, ВСАВП – Vostochno-Sikhote-Alinsky; fold-thrust systems: СА – Sikhote-Alinsky, МО – Mongolo-Okhotskaya, ВК – Verkhoyano-Kolymskaya; island arcs: Ку – Kurilskaya, Сх – Sakhalinskaya

стяжения. Аналогичная ситуация имеет место в земной коре Байкальского рифта, где локальный максимум теплового потока смещен на 150 км от зоны подкорового реологического разуплотнения, перекрытой верхнекоровой пластиной в теле Амурской плиты [22]. В этом районе горизонтальный перенос тепла доказан термодинамическими расчетами [23], а региональная аномалия теплового потока тоже смещена к юго-востоку от оси Байкальского рифта [24].

Охотско-Чукотский вулканический пояс, также имеющий рифтогенное происхождение [13], со-

проводается цепочкой локальных минимумов μ_z -параметра в срезе на глубине 20 км (рис. 2, б), а в более глубоких срезах ($H_c=35-40 \text{ км}$) эти минимумы сливаются в широкую полосу [13]. Отсутствие плотной сети измерений теплового потока в северной части Охотоморского региона не позволяет адекватно сопоставить гравитационную модель с геотермической, однако понижение среднecоревой температуры в северной части Охотского моря (рис. 2, в) коррелируется здесь с поясом локальных максимумов μ_z -параметра (рис. 2, б) и утолщением земной коры на 4–5 км (рис. 1).

Сравнение распределений температур в срезе на глубине 20 км (рис. 2, в) со схемой мощности земной коры (рис. 1) приводит к выводу, что повышенные и высокие температуры в этом срезе тепловой 3D-модели характерны для структур с уменьшенной мощностью земной коры: Татарского и Южно-Охотского рифтов. Области и участки пониженной до 400 °С температуры располагаются под континентальными окраинами, островом Сахалин и Центральной Камчаткой, где мощность земной коры увеличена до 37–42 км против 25–30 км в Охотском море.

Таким образом, на обеих сравниваемых схемах (рис. 2, б, в) ясно различаются признаки линейных рифтогенных и концентрически зональных (надплюмовых) распределений геофизических параметров, что указывает на существование двух классов тектонических структур и соответствующих геодинамических процессов в Охотоморском регионе. Наложения рифтов на плюмы и наоборот – плюмов на рифты – не столь уж редки в геологической природе [25–28]. В частности, в южных районах Дальнего Востока России автором этой статьи были обнаружены признаки наложения Южно-Якутского рифта на Алдано-Зейский плюм [20] и Хингано-Охотского рифтогенного вулканического пояса – на Мая-Селемджинский плюм [21]. Обнаружены признаки горизонтальной миграции структур растяжения Танлу и Охотско-Чукотской [29].

Судя по распределениям μ_z -параметра и температуры, в Охотоморском регионе рифтогенные процессы развивались независимо от плюмовых, преимущественно на конвергентных границах литосферных плит: Евразийской (Охотско-Чукотский и Татарский рифты) и Тихоокеанской (Южно-Охотский рифт).

В разрезах 3D-моделей (рис. 2, г, д) участки и зоны реологических разуплотнений группируются в кровле температурных аномалий в интервале температур 500–1000 °С. Наиболее резкие поднятия изотерм регистрируются под впадиной Дерюгина и Южно-Охотским рифтом, где изотерма 1200 °С, соответствующая положению кровли астеносферы, достигает глубины 35–40 км (рис. 2, д), а мощность земной коры сокращена до 12–15 км (рис. 1).

В разрезе 5–5, примерно совпадающим с геотраверсом «Сахалин – о. Итуруп – Тихий океан», контрастная реологическая граница в подкоровом слое верхней мантии под Южно-Охотской котловиной (рис. 2, г) соответствует резкой плотностной границе (+0,30 г/см³) на глубине 30 км [16]. Таким образом, осадочный слой в этой впадине в реологической модели (рис. 2, г) сливается с подкоровым вязким слоем, температура в котором достигает 1000 °С. Скоростная структура переходного слоя под впадиной весьма неоднородна и варьирует от 6,8 до 8,2 км/с² [16].

Минимум μ_z -параметра в северо-западной части разреза 5–5 обусловлен влиянием Мая-Селем-

джинского плюма [21]. Такой же минимум наблюдается под Охотско-Чукотским вулканическим поясом (разрез 4–4).

Охарактеризованные распределения μ_z -параметра и температуры в среднем слое земной коры (рис. 2) в основном сохраняются в переходном слое «кора-мантия» – в срезе моделей на глубине 30 км (рис. 3). В гравитационной модели (рис. 3, а), характеризующей реологическую неоднородность слоя в интервале глубин 30–50 км, признаки рифтогенных структур не проявлены, однако концентрическая зональность μ_z -аномалий в этом срезе наоборот выражена более четко по сравнению со среднекоровым срезом (рис. 2, б).

В геотермическом срезе на глубине 30 км (рис. 3, б) стволовая зона Охотоморского плюма выражена хуже, однако и здесь локальные максимумы температур 1000–1100 °С обрамляют минимум (800–900 °С) в центре.

В температурных разрезах до глубины 100 км (рис. 2, в) Охотоморский плюм выражен резким поднятием изотерм, осложненным прогибом в центре. Зоны пониженной вязкости, маркируемые минимумами μ_z -параметра, располагаются на двух дискретных уровнях: в подкоровом слое верхней мантии (интервал глубин 20–40 км) и астеносфере (интервал глубин 60–80 км). Такая дискретность наблюдается во всех районах Северо-Восточной Азии [12], только под кратонами и террейнами кратонного типа эти интервалы увеличиваются, соответственно, до 40–60 и 90–130 км. Гравитационная расслоенность тектоносферы Охотского моря соответствует геоэлектрической расслоенности [11], согласно которой мощность корово-мантийного проводящего слоя минимальна под островом Сахалин (10–15 км) и максимальна – под Южно-Охотской котловиной и Сихотэ-Алинем (30–40 км). Это хорошо видно в разрезе 5–5 на рис. 2, г. Мощность геоэлектрической астеносферы в южных районах Охотского моря составляет 30–40 км [11], что примерно соответствует мощности «гравитационной» астеносферы в разрезе 4–4 на рис. 4, г.

Редкая сеть магнитотеллурических наблюдений не позволяет пока сопоставить геометрические образы геоэлектрических, гравитационных и тепловых неоднородностей в верхней мантии Охотского моря, однако, исходя из сопоставления температурных и плотностных аномалий (рис. 2, г; 3, в), можно предположить, что тепловой поток, флюиды и магмы из верхней мантии способствовали образованию магматических очагов в астеносфере и подкоровом слое, локализация которых зависела от теплопроводности и реологии конкретных локальных замкнутых объемов тектонических сред. Исходя из такого предположения, можно заключить, что ближайшие к поверхности магматические очаги располагаются под Восточной Камчаткой (разрез 1–1 на рис. 3), Южно-Охотским рифтом (разрезы 4–4 и 5–5 на рис. 2) и впадиной Дерюгина (разрез 4–4), а также под Охотско-Чукотским вулканическим поясом (разрез 4–4). Восточно-Камчатский

температурный минимум в разрезе 1–1 (рис. 3, в) согласуется с плотностной моделью литосферы по геотраверсу «Камчатка –Тихий океан» [30], которая предполагает приближение астеносферы под Восточной Камчаткой до глубины 50–60 км.

Второй ярус магматических очагов располагается в кровле астеносферной части Охотоморского

плюма на глубинах 60–80 км (разрезы 1–1 и 4–4 на рис. 3, в).

Существование сред пониженной вязкости ($\mu_z < 15$ ед.) в нижней коре и подкоровом слое верхней мантии в сочетании с повышениями температуры в этих слоях (рис. 2, 3) позволяет ориентировочно оценить перспективы нефтегазоносности не-

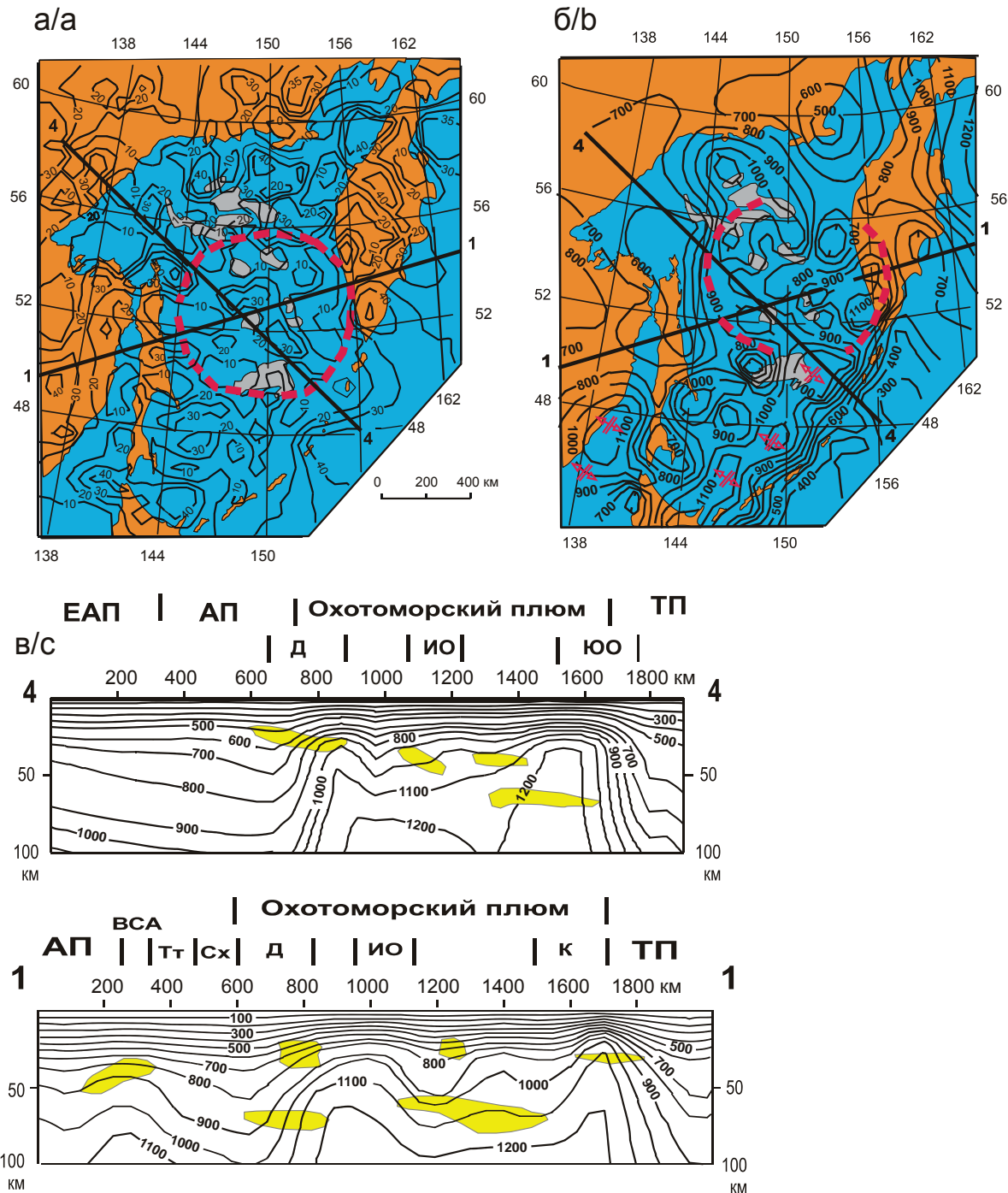


Рис. 3. Гравитационный «реологический» (а) и температурный (б) срезы земной коры Охотоморского региона на глубине 30 км с разрезами температурной модели (в). Плиты: ЕАП – Евразийская, АП – Амурская, ТП – Тихоокеанская. К – Камчатская композитная островная дуга. Другие обозначения показаны на рис. 2.

Fig. 3. Gravity «rheological» (a) and temperature (b) shears of the Earth's crust of the Okhotsk sea region at a depth of 30 km with the sections of temperature model (c). Plates: ЕАП – Eurasian, АП – Amur, ТП – Pacific, К – Kamchatka. Other symbols are in Fig. 2

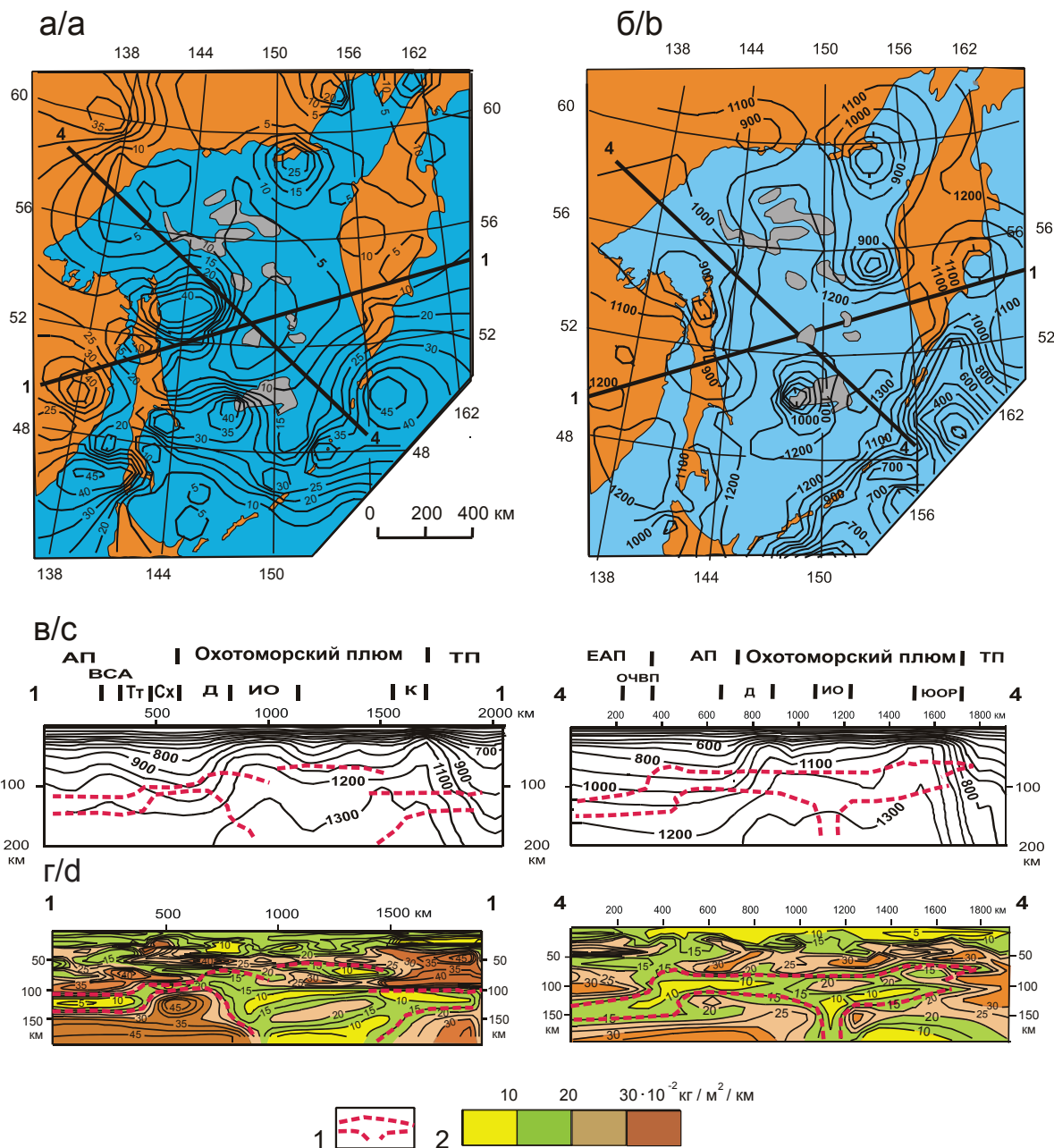


Рис. 4. Гравитационный «реологический» (а) и температурный (б) срезы земной коры Охотоморского региона на глубине 100 км с разрезами температурной (в) и гравитационной (г) моделей: 1 – контуры астеносферной части Охотоморского плюма в разрезах

Fig. 4. Gravity «rheological» (a) and temperature (b) shears of the Earth's crust of the Okhotsk sea region at a depth of 100 km with the sections of temperature (c) and gravity (d) models: contours of asthenosphere part of the Okhotsk sea plume in sections

которых районов Охотоморского региона. По полученным данным, повышенными перспективами нефтегазоносности характеризуются южный фланг Западно-Камчатского шельфа, средняя часть о. Сахалин (от п. Тымовск до п. Макаров), залив Терпения, Северо-Охотский прогиб, впадина ТИНРО и подводные возвышенности Центрально-Охотоморская и Академии Наук. Более детальный анализ реологических гравитационных моделей Прикамчатского района [13] приводит к выводу,

что Западно-Камчатский шельф является первоочередным объектом поисков углеводородных залежей.

В подлитосферном срезе $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 4, а) контуры плюма смазываются, но центральная часть этого тектоно-магматического сооружения отмечается минимумом μ_z -параметра, свидетельствующего о том, что стволовая зона плюма прослеживается в мантии ниже подошвы астеносферы. Центральный μ_z -минимум имеет три

ответвления: на север, восток и юг. В температурном срезе на той же глубине (рис. 4, б) контуры головы плюма тоже не читаются, но широкий максимум температуры на глубине 100 км характеризуется тремя ответвлениями в тех же направлениях. В их числе диагностируются два линейных температурных максимума (более 1200 °С), первый из которых совпадает с Южно-Охотским рифтом, а второй (назовем его Дерюгинским) протягивается в субмеридиональном направлении. В средней части он проходит по восточному прогибу впадины Дерюгина, а на юге смыкается с Южно-Охотской впадиной. Морфология изотермы 1200 °С дает приблизительное представление о контурах астеносферных поднятий в Южно-Охотской и Дерюгинской рифтовых зонах, под Ключевской группой вулканов Восточной Камчатки и Карагинским заливом. Расширение контуров астеносферной линзы в срезе на глубине 100 км (рис. 4, б) относительно контуров ствальной части Охотоморского плюма в срезах 20 и 30 км (рис. 2, в; 3, б) свидетельствует о горизонтальном растекании астеносферных магм под подошвой литосферы, что является типичной особенностью плюмов [20, 21, 30–33].

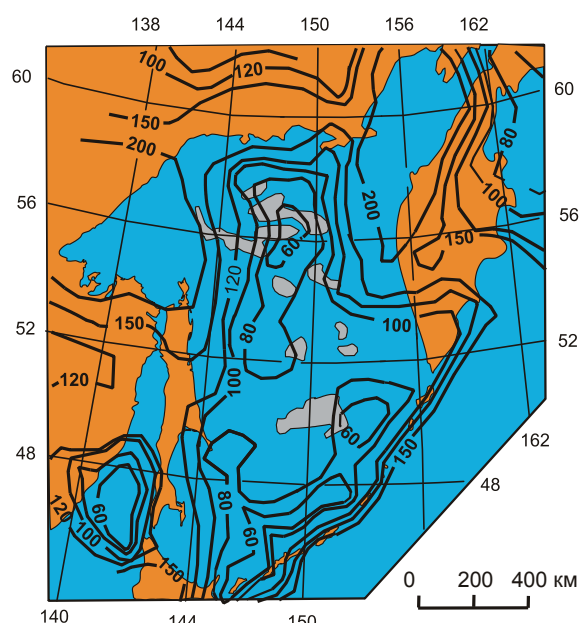


Рис. 5. Схема мощности литосферы Охотоморского региона по изотерме 1200 °С, км

Fig. 5. Map of lithosphere capacity of the Okhotsk sea region by the isotherm 1200 °C, km

Температурные разрезы (рис. 4, в) и схема рельефа кровли астеносферы, построенная по изотерме 1200 °С (рис. 5) предполагают прогибание головы плюма над его центральным стволом и выжимание горячих мантийных магм в стороны от него. При этом максимальное приближение магм к поверхности Земли (до глубины 60–80 км) предполагается в Дерюгинской и Южно-Охотской рифтовой зонах. Кажущееся утолщение литосферы на западной границе Тихоокеанской плиты объясняется ее наклоном (субдукцией) [30].

Полученные данные приводят к выводу, что кайнозойская трансформация верхней мантии Охотского моря подчинялась и продолжает подчиняться двум тектоническим процессам: формированию головы мантийного плюма и растяжениям литосферы в зонах глубоких раздвигов. Рассмотренные модели не предоставляют убедительные признаки для однозначного определения относительного возраста плюмовых и рифтогенных процессов, однако можно предположить, что Татарский рифт заложился позже формирования головы Охотоморского плюма, поскольку астеносферный слой резко смещается в зонах Татарского и Охотско-Чукотского рифтов (рис. 4, в). О более позднем возрасте Южно-Охотского рифта свидетельствует распределение температур, дискордантное контурам астеносферного слоя в разрезе 4–4 на рис. 4, в.

Генерализованные разрезы гравитационной и температурной моделей до глубины 200 км (рис. 4, в, г) иллюстрируют связь астеносферного слоя пониженной вязкости с мантийным тепловым потоком. В зоне влияния Охотоморского плюма кровля «реологической гравитационной» астеносферы примерно соответствует изотерме 1200 °С, а подошва – 1300 °С. Утолщение астеносферы диагностируется в ствальной зоне плюма, которая располагается в районе поднятия Института Океанологии. Резкое погружение астеносферного слоя наблюдается на границах Евразийской и Амурской плит (рис. 4, в), что соответствует известным геофизическим данным [1, 5, 11, 34]. Пространственные параметры «гравитационной» астеносферы в континентальной части разрезов 1–1 и 4–4 (рис. 4, г) удовлетворительно согласуются с магнитотеллурическими данными [11, 34] и двумерными теплофизическими построениями [34].

Выводы

Сопоставление объемной модели гравитационного параметра μ_z , отображающего реологические состояния тектонических сред, с распределениями температуры в общих узлах 3D-расчетных сетей позволило уточнить элементы глубинного строения нижнего слоя земной коры и верхней мантии Охотоморского региона:

1. Независимыми построениями, двумя методами, определены пространственные параметры головы Охотоморского плюма, ствальная часть которого приурочена к поднятию Института Океанологии. Горизонтальные размеры (800–850 км), грибовидная форма в разрезе и концентрическая зональность температурных и плотностных аномалий в голове плюма типичны для структур подобного типа [20, 21, 31–33].
2. Коровая часть головы плюма инверсирована (прогнута) над мантийным стволом, что выражается в распределениях температур и гравитационного μ_z -параметра, связанных с реологическим состоянием тектонических сред.

3. В кровле термической астеносферы с температурой 1200 °С по формальным признакам в гравитационной модели выявлены области вязких сред, предположительно соответствующие магматическим очагам под впадиной Дерюгина, Южно-Охотским и Татарским рифтами. Второй ярус магматических очагов под этими же структурами, а также под вулканическими поясами (Охотско-Чукотским, Восточно-Камчатским и Восточно-Сихотэ-Алинским) выявлен в нижнем слое земной коры на глубинах 20–30 км и подкоровом слое верхней мантии.
4. Нижняя литосфера Охотоморского региона расчленена двумя региональными зонами растяжения – глубокими раздвигами – Дерюгинским и Южно-Охотским, наложенными на

плюм или предшествующими ему. Астеносфера в зонах растяжения приближается до глубины 30–60 км.

5. Сочетание минимумов μ_z -параметра с максимумами температуры в нижнем слое земной коры и подкоровом слое верхней мантии может быть использовано при оценках перспектив нефтегазоносности Западно-Камчатского шельфа, о. Сахалин, Северо-Охотского прогиба, впадины ТИНРО и подводных возвышенностей Центрально-Охотоморской и Академии Наук.

Автор благодарен П.Ю. Горнову за предоставленные материалы по тепловому потоку и расчеты температур в точках измерения теплового потока.

Статья подготовлена при поддержке Гранта ДВО РАН 15-I-2-004 по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» на 2015–2017 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / под ред. В.В. Гордиенко. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 с.
2. Красный Л.И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связь с ними минерализации // Отечественная геология. – 2000. – № 6. – С. 23–28.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. – 2002. – № 1. – С. 72–85.
4. Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. – 2006. – № 1. – С. 26–32.
5. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / под ред. А.Г. Родникова. – М.: РАН. Национальный геофизический комитет, 1996. – 337 с.
6. О возрасте магматических пород Охотского моря / О.С. Корнев, Ю.А. Неверов, В.И. Нарыжный, А.Д. Маляренко // Возраст геологических образований Охотоморского региона. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. – С. 9–15.
7. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря / Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов, В.Т. Съедин, В.И. Нарыжный // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 4. – С. 3–18.
8. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (Прикамчатской) части (по сейсмическим данным). – Южно-Сахалинск: Дальнаука, 2002. – 97 с.
9. Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета: Сборник научных статей. Вып.4. – Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. – 2004. – С. 10–20.
10. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. – 2010. – № 3. – С. 21–35.
11. Туезов И.К. Геоэлектрический разрез литосферы и астеносферы Северо-Восточной Азии и прилегающих частей Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 1994. – 303 с.
12. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. – 2013. – № 6. – С. 60–83.
13. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). – М.: Наука, 2013. – 192 с.
14. Туезов И.К. Геотермическая астеносфера Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. – Владивосток: ДВО РАН, 1990. – 109 с.
15. Туезов И.К., Епанешников В.Д., Хаякава М. Геотермия. Региональные проблемы. Моделирование. Практические приложения. – М.: Недра, 1995. – 303 с.
16. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин – о. Итуруп – Тихий океан // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 6. – С. 36–48.
17. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора–мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. – 2008. – № 5. – С. 37–48.
18. Викулин А.В. Введение в физику Земли. – Петропавловск-Камчатский: ИВИС ДВО РАН, 2004. – 239 с.
19. Глаголев В.Н., Петрищевский А.М. Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизической информации (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 4. – № 3. – С. 78–85.
20. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Зея // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 4. – С. 568–593.
21. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440. – № 2. – С. 207–212.
22. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Доклады РАН. – 2009. – Т. 426. – № 2. – С. 248–255.
23. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. – Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2007. – 222 с.
24. Petit C., Burov E., Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localization of the Baikal rift // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – V. 269. – P. 523–529.
25. Leitch A.M., Davies G.F., Wells M. A plume head melting under a rifting margin // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 161. – № 1. – P. 161–177.
26. Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes / H. Zeyen, F. Volker, V. Wehre, K. Fushs, V.S. Sobolev, R. Altherr // Tectonophysics. – 1997. – V. 278. – № 3. – P. 329–352.
27. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма / А.С. Борисенко, В.И. Сотников, Ф.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.А. Оболенский // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 166–182.

28. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere / A.D. Saunders, S.M. Jones, L.A. Morgan, K.L. Pierce, M. Widdowson, Y.G. Xu // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 241. – P. 282–318.
29. Петрищевский А.М. Отражения рифтогенных структур в гравитационных моделях Северо-Востока Азии // *Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии*. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2011. – С. 298–301.
30. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотрансверса Камчатка – Тихий океан // *Тихоокеанская геология*. – 1985. – № 1. – С. 72–84.
31. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // *Докл. РАН*. – 2006. – Т. 406. – № 1. – С. 99–103.
32. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния / Н.Л. Добрецов, А.А. Кирдяшкин, И.Н. Кирдяшкин, Н.В. Сурков // *Петрология*. – 2006. – № 14. – С. 508–523.
33. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries / Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acromont E., Pourhiet L., Cloeting S. // *Tectonophysics*. – 2007. – V. 434. – P. 15–38.
34. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / под ред. А.Н. Диденко, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Малышева. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 332 с.

Поступила 29.12.2015 г.

UDC 550.83+550.36:551.2(571.6)

RHEOLOGICAL AND GEOTHERMAL FEATURES OF THE OKHOTSK SEA PLUME

Alexander M. Petrishchevsky,

National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin Avenue, Tomsk, 634050, Russia; Institute of Complex analysis of regional problems, 4, Sholom Aleikhema street, Birobidzhan, 679016, Russia. E-mail: petris2010@mail.ru

The relevance of the research is caused by the need to reveal the tectonic nature of the Sea of Okhotsk and the deep structure of a tectonosphere in the transitional zone «continent–ocean» because the oil-gas forecasting in this region is connected with these issues.

The aim of the work is to research the space distributions of formalized and mutually independent gravity and geothermic parameters to receive an evidence of the plume structure in the Okhotsk Sea tectonosphere.

The method used in the study: the construction of 3D gravity and geothermic models of the tectonosphere.

Results. The author has described the features of linear rift-nature and concentrically zonal (above plume) distributions of geophysical parameters with the help of the gravity and thermometric models. This indicates the existence of two types of deep tectonic structures and corresponding two geodynamic processes in the Sea of Okhotsk Area. In the result of analysis of space distributions of temperature and gravity parameter, which reflects rheological properties of geological media the author determined the setting and the space sizes of the Okhotsk Sea plume head. The central part of the plume is arranged to the Academy Science underwater rise. A roof of the plume with the diameter of 800–850 km is downthrown above a mantle trunk. In the roof of thermal asthenosphere with the temperature of 1200 °C the viscos medium areas were revealed. Probably they correspond to magmatic chambers beneath the Deryugina Basin, South Okhotsk and Tatar rifts. The second level of magmatic chambers under the same structures as well as under volcanic belts (the Okhotsk-Chukotka, East-Kamchatka and East-Sikhote-Alin) was determined into the lower crust layer at a depth of 20–30 km and in subcrustal layer. In the stretch-structures the asthenosphere raises toward the Earth's surface up to a depth of 30–60 km. Received models prove a spreading of the asthenosphere beneath the lithosphere bottom. The lower lithosphere of the Okhotsk Sea Area is broken off by two regional stretch-zones: Deryugina and South-Okhotsk, which are superimposed on the plume or which preceded it.

Key words:

Gravity models, rheology, heat flow, temperature, crust, upper mantle, asthenosphere, Area of the Sea of Okhotsk.

The author expresses gratitude to P.Yu. Gornov for the materials on heat flow and temperature calculations in the points of measuring heat flow.

The paper was supported by the grant FEB RAS 15-I-2–004 in the program of fundamental researches of FEB RAS «DALNY VOSTOK» for 2015–2017.

REFERENCES

1. *Tektonosfera Tikhookeanskoj okrainy Azii* [Tectonosphere of the Pacific Margin of Asia]. Ed. by V.V. Gordienko. Vladivostok, Far East Branch of the RAS, 1992. 238 p.
2. Krasnyi L.I. Voskhodyashchie glubinnye i blizpoverkhnostnye struktury i svyaz s nimi mineragenii [Deep upwelling and shallow structures and their connection with minerageny]. *Otechestvennaya geologiya*, 2000, no. 6, pp. 23–28.
3. Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. O kollizii Zapadno-Kamchatskoj i Okhotomorskoy plit [On collision of the West Kamchatka with the Sea of Okhotsk plates]. *Geotektonika*, 2002, no. 1, pp. 72–85.
4. Zlobin T.K. Okhotskaya litosfernaya plita i model evolyutsii sistemy «okrainnoe more – ostrovnaya duga – glubokovodny zhe-lob» [The Sea of Okhotsk plate and the evolution model of the «margin sea – island arc – deep-water trough» system]. *Vestnik of the Far East Branch of the RAS*, 2006, no. 1, pp. 26–32.
5. *Struktura i dinamika litosfery i astenosfery Okhotomorskogo regiona. Rezultaty issledovaniy po mezhdunarodnym geofizicheskim proektam* [Structure and dynamics of lithosphere and astenosphere of the Sea of Okhotsk area. Results of researches by international geophysical projects]. Ed. by A.G. Rodnikov. Moscow, National Geophysical Committee Press, 1996, 337 p.
6. Kornev O.S., Neverov Yu.A., Naryzhny V.I., Malyarenko A.D. O vozraste magmaticheskikh porod Okhotskogo morya [On the age of magmatic rocks of the Sea of Okhotsk]. *Vozrast geologicheskikh obrazovaniy Okhotskogo moray* [The age of geological formations of the Sea of Okhotsk]. Vladivostok, Far Eastern Science Center, 1989. pp. 9–15.
7. Emelyanova T.A., Lelikov E.P., S'edin V.T., Naryzhny V.I. Geologiya i osobennosti vulkanizma dna Okhotskogo moray [Age and features of volcanism of the Okhotsk Sea bottom]. *Tikhookeanskaya geologiya*, 2003, vol. 22, no. 4, pp. 3–18.
8. Zlobin T.K. Stroenie zemnoy kory Okhotskogo morya i neftegazonosnost ee v severo-vostochnoy (Prikamchanskoy) chasti (po seismicheskim dannym) [The crust structure of the Okhotsk Sea and its oil and gas content in the North-East (near Kamchatka) part (by seismic data)]. Yuzhno-Sakhalinsk, Dalnauka Publ., 2002. 97 p.
9. Petrishchevsky A.V., Zlobin T.K. Plotnostnaya neodnorodnost tektonosfery Okhotomorskogo regiona [Density heterogeneities of the tectonosphere of the Okhotsk Sea Area]. *Uchenye zapiski Sakhalinskogo gosudarstvennogo universiteta: sbornik nauchnykh statey* [Science letters of the Sakhalin State university: collection of science papers]. Yuzhno-Sakhalinsk, SakhGU Press, 2004. Iss. 4, pp. 10–20.
10. Emelyanova N.F., Lelikov E.P. Magmatizm i ego rol v formirovani structure okrainnykh morey Tikhogo okeana [Magmatism and its role in forming the structure of the Pacific marginal seas]. *Litosfera*, 2010, no. 3, pp. 21–35.
11. Tuezov I.K. *Geoelektricheskiy razrez litosfery i astenosfery Severo-Vostochnoy Azii i prilagayushchikh chastej Tikhogo okeana* [Geo-electric section of the lithosphere and astenosphere of the North-East Asia and adjacent parts of the Pacific Ocean]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 1994. 303 p.
12. Petrishchevsky A.M. Gravitatsionnye modeli dvukhyarusnoy kollizii litosfernykh plit na Severo-Vostoke Azii [Gravity models of two level collisions of lithospheric plates in Northeastern Asia]. *Geotektonika*, 2013, no. 6, pp. 60–83.

13. Petrishchevskiy A.M. *Gravitatsionnyy metod otsenki reologicheskikh svoystv zemnoy kory i verkhney mantii (v konvergentsnykh i plyumovykh strukturakh Severo-Vostochnoy Azii)* [Gravity method for evaluating rheological properties of the crust and uppermost mantle (in the convergent and plume structures of the North-East Asia)]. Moscow, Nauka Publ., 2013. 192 p.
14. Tuezov I.K. *Geotermicheskaya astenosfera Aziatsko-Tikhookeanskoy zony sochleneniya i privileyushchikh chastey Azii i Tikhogo okeana* [Geothermic asthenosphere of the Asia-Pacific transition zone and adjacent parts of the Asia and Pacific Ocean]. Vladivostok, Far East Branch of the RAS, 1990. 109 p.
15. Tuezov I.K., Epaneshnikov V.D., Khayakava M. *Geotermya. Regionalnye problemy. Modelirovanie. Prakticheskie prilozheniya* [Geoternics. Regional problems. Modelling. Practical supplements]. Moscow, Nedra Publ., 1995. 303 p.
16. Krasniy M.L., Kosygin V.Yu., Isaev V.I. Optimalnaya plotnostnaya model tektonosfery vdol geotraversa o. Sakhalin – o. Iturup – Tikhyy okean [Optimum density model of the tectonosphere along geotraverse o. Sakhalin – o. Irturup – Pacific]. *Russian Journal of Pacific geology*, 1985, no. 6, pp. 36–48.
17. Petrishchevsky A.M. Vyazkiy sloy na granitse kora–mantiya (Dalniy Vostok) [A viscous layer at the crust–mantle boundary in the Far East of Russia]. *Geotektonika*, 2008, no. 5, pp. 37–48.
18. Vikulin A.V. *Vvedenie v fiziku Zemli* [Introduction to Physics of the Earth]. Petropavlovsk-Kamchatskii, Institut vulkanologii i seismologii FEB RAS Press, 2004. 234 p.
19. Glagolev V.N., Petrishchevsky A.M. Prostoy algoritm postroeniya razrezov s ispolzovaniem 3D-massivov geologo-geofizicheskoy informatsii (Yugo-Vostok Rossii) [A simple algorithm for generating cross sections using 3D geological and geophysical data sets (Southeastern Russia)]. *Russian Journal of Pacific geology*, 2010, vol. 4, no. 3, pp. 78–85.
20. Petrishchevskiy A.M., Yushmanov Yu.P. Geofizicheskie, magmaticheskie i metallogenicheskie priznaki proyavleniya mantiynogo plyuma v verkhovyakh rek Aldan i Zeya [Geophysical, magmatic and metallogenic manifestations of a mantle plume in the upper reaches of the Aldan and Amur Rivers.]. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 4, pp. 568–593.
21. Petrishchevskiy A.M., Yushmanov Yu.P. Reologiya i metallogeniya Maya-Selemdzhinskogo plyuma [Rheology and Metallogeny of the Maya-Selemdzha Plume]. *Doklady Akademii Nauk*, 2011, vol. 440, no. 2, pp. 207–212.
22. Petrishchevskiy A.M. Reologicheskaya gravitatsionnaya model zemnoy kori i verkhney mantii Zabaikalya [Rheological Gravity Model of the Crust and Upper Mantle of Transbaikalia]. *Doklady Akademii Nauk*, 2009, vol. 426, no. 2, pp. 248–255.
23. Golubev V.A. *Konduktivnyy i konvektivnyy vynos tepla v Baikalskoy riftovoy zone* [Conductive and convective carrying out of heat in the Baikal rift zone]. Novosibirsk, GEO Publ., 2007. 222 p.
24. Petit C., Burov E., Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localization of the Baikal rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, vol. 269, pp. 523–529.
25. Leitch A.M., Davies G.F., Wells M. A plume head melting under a rifting margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, vol. 161, no. 1, pp. 161–177.
26. Zeyen H., Volker F., Wehre V., Fushs K., Sobolev V.S., Altherr R. Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes. *Tectonophysics*, 1997, vol. 278, no. 3, pp. 329–352.
27. Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh F.E., Polyakov G.V., Obolenskii A.A. Permotriasovoe orudnenie Azii i ego svyaz s proyavleniyami plyumovogo magmatizma [Permian-triassic ore bearing in Asia and its relation to occurrence of plume magmatism]. *Russian Geology and Geophysics*, 2006, vol. 47, no. 1, pp. 166–182.
28. Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widowson M., Xu Y.G. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere. *Chemical Geology*, 2007, vol. 241, pp. 282–318.
29. Petrishchevskiy A.M. Otrazheniya riftogennykh struktur v gravitatsionnykh modelyakh Severo-Vostoka Azii [Reflections of the rift structures in gravity models of the North East Asia]. *Tektonika, magmatizm i geodinamika Vostoka Azii* [Tectonics, magmatism and geodynamics of the Eastern Asia]. Khabarovsk, Institute of Tect. and Geophys. Press, 2011. pp. 298–301.
30. Krasniy M.L., Kosygin V.Yu., Isaev V.I. Optimalnaya plotnostnaya model zemnoy kory i verkhney mantii vdol geotraversa Kamchatka – Tikhyy okean [Optimum density model of the crust and upper mantle along geotraverse Kamchatka – Pacific]. *Russian Journal of Pacific geology*, 1985, no. 1, pp. 72–84.
31. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Diametr i vremya formirovaniya golovy plyuma na podoshve tugoplavkogo sloya v litosfere [Diameter and time of formation of plume head at the bottom of the bed-melted layer in lithosphere]. *Doklady Akademii Nauk*, 2006, vol. 406, no. 1, pp. 99–103.
32. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Surkov N.V. Parametry goryachikh toчек i termokhimicheskikh plyumov v protsesse podema i izliyaniya [Parameters of heat points and thermal-chemical plumes during upwelling and eruption]. *Petrologiya*, 2006, no. 14, pp. 508–523.
33. Burov E., Guillou-Frottier L., D’Acremont E., Pourhiet L. Le, Cloeting S. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries. *Tectonophysics*, 2007, vol. 434, pp. 15–38.
34. *Glubinnoe stroenie i metallogeniya Vostochnoy Azii* [Deep structure and metallogene of the Eastern Asia]. Eds. A.N. Didenko, V.B. Kaplun, Yu.F. Malyshev. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2010. 332 p.

Received: 29 December 2015.