

К ПРОБЛЕМЕ ОХОТСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ)

А.М. Петрищевский^{1,2}

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Шолом Алейхема 4, г. Биробиджан, 697016;
e-mail: petris2010@mail.ru

²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, пр. Ленина 30, г. Томск, 634050

Поступила в редакцию 6 мая 2014 г.

Анализируются распределения центров масс и реологическая неоднородность источников гравитационных аномалий Охотского массива и его обрамления. Определены и 3D-параметризованы структуры метаморфического фундамента массива и перекрывающих его складчатых и вулканических комплексов. Доказывается первичная принадлежность массива к Северо-Азиатскому кратону и аллохтонное залегание его приповерхностных метаморфических комплексов в современном разрезе земной коры. Обнаружены признаки унаследованных взаимоотношений складчатых структур и гранитно-метаморфического слоя земной коры под вулканическим чехлом. В нижнем течении рек Охота и Иня выявлена и описана в 3D-пространстве тектоно-магматическая структура центрального типа.

Ключевые слова: гравитационные модели, реология, Охотский массив.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОБЛЕМЫ

Охотский массив, или кратонный террейн [7, 15], расположен в узле сочленения трех литосферных плит (рис. 1 б), в юго-восточной части Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы (рис. 1 а). Он диагностируется по выходам глубокометаморфизованных докембрийских пород, стратиграфическая мощность которых составляет 7–7.5 км, перекрытых слабодислоцированными вулканогенно-осадочными палеозойскими и раннемезозойскими комплексами (плитным чехлом) мощностью 1.5–2 км, однако внешние границы массива на тектонических картах и схемах проводятся самым различным образом [1, 2, 15, 27–29]. В пределах изученной автором территории (рис. 2 а) плитный чехол картируется на западе и востоке района, а в центральной части имеются его небольшие по площади выходы в междуречье рек Охота и Иня (рис. 2 а). Здесь же в тектоническом блоке располагается обширное поле мезозойских (преимущественно триасово-юрских) терригенных пород, относимых по типу складчатости к «верхоянской серии». Большая часть Охотского массива перекрыта юрскими и поздне меловыми наземными вулканами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) (рис. 1 а) и прорвана комагматичными им гранитодами. Мощность вулканитов в охотском секторе вулканического пояса оценивается величиной 3.5 км [2],

а вещественный состав резко варьирует от риолитов до андезитов и базальтов, при этом большая часть вулканических полей в центральной части Охотского террейна детально не расшифрована и отнесена к контрастной базальт-риолитовой серии [28].

Охотский массив располагается в области зрелой континентальной коры, утоняющейся в юго-восточном направлении от 42 км до 30–33 км, и линейного сокращения (на 20 км) мощности литосферы, пространственно совпадающего с Охотско-Чукотским вулканическим поясом [28].

Многие исследователи склонны считать, что Охотский массив является жестким блоком континентального типа – обломком Сибирского кратона [1, 7, 29, 34] либо микроконтинентом [28]. Существованием этого блока объясняется виргация Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы на Южно-Верхоянскую и Верхне-Колымскую ветви [34]. Метаморфические комплексы Охотского массива часто сопоставляются с близкими по возрасту комплексами Северо-Азиатского кратона [1, 7, 29, 34], однако были и сомнения по этому поводу [7, 13, 33], а также высказывались предположения о значительных горизонтальных перемещениях Охотского массива (террейна) [10, 13].

Таким образом, по совокупности имеющихся геологических данных, Охотский массив представляет

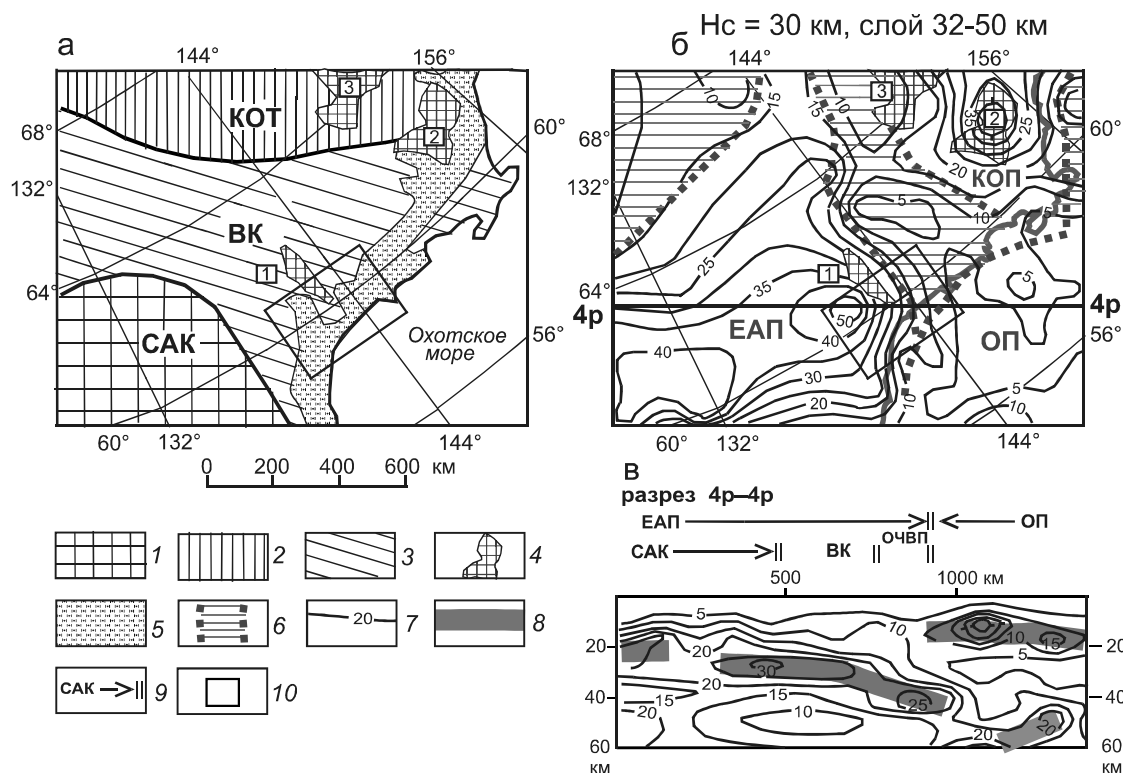


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема северо-западного Приохотья (а) и карта-срез 3D-модели нормированной сферической плотности (μ_z) на глубине 30 км (б) с разрезом (в).

1 – Северо-Азиатский кратон, 2 – мезозойские комплексы Колымо-Омолонского супертеррейна, 3 – позднепалеозойские и мезозойские комплексы Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы, 4 – террейны кратонного типа, 5 – мезозойские вулканоплутонические комплексы Охотско-Чукотского пояса, 6 – зоны пониженной вязкости в нижней коре и подкоровом слое, 7 – изолинии нормированной сферической плотности (μ_z -параметра), 8 – оси жестких пластин в разрезе, 9 – привязка тектонических структур к разрезу, 10 – контур исследуемого района. Обозначения структур: плиты: ЕАП – Евразийская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская; САК – Северо-Азиатский кратон, ВК – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс; террейны кратонного типа (цифры в квадратах): 1 – Охотский, 2 – Балыгычанский, 3 – Приколымский.

собой сложное полиформационное и расслоенное тектоническое образование, в составе которого принимают участие метаморфические комплексы архея-протерозоя, палеозойско-раннемезозойский плитный чехол, позднемезозойские складчатые комплексы и наложенный на них вулканический пояс с разнообразным вещественным составом вулканитов. В таких условиях изучение массива геофизическими методами чрезвычайно затруднено, а возможности плотностного моделирования глубинных структур массива в значительной степени зависят от субъективных предпосылок его строения и тектонической природы.

Обращает внимание крайне слабая совместимость локальных аномалий Буге с приповерхностными геологическими структурами и телами. Из многочисленных локальных возмущений аномального гравитационного поля только два обнаруживают связь с геологическим строением приповерхностного слоя земной коры: (1) – обширное поле мезозойских синвулканических гранитов к востоку от Кухтуйского вы-

ступа; (2) – слабый (12 мГл) максимум над Кухтуйским выступом метаморфических пород. Юровский выступ смещен к западу на 15 км от близкого по размерам гравитационного максимума амплитудой 10–12 мГл, что может быть следствием сдвиговых и сопряженных с ними надвиговых дислокаций в верхнем слое земной коры. С другой стороны, упомянутый максимум располагается в центре кольцеобразного минимума аномалий Буге и может быть обусловлен вулканическим диапиром. В любом случае вертикальная мощность Юровского выступа не превышает 1–2 км.

Региональный фон гравитационных аномалий в редукции Буге плавно уменьшается в северном направлении от +30 мГл в акватории Охотского моря до -75 мГл на севере района, и, таким образом, изометры региональной составляющей гравитационного поля под крутыми углами пересекают границы Охотского массива. Наблюдаемая амплитуда гравитационной ступени соответствует сокращению мощности коры со средней плотностью 2.90 г/см³ на 10 км

в юго-восточном направлении, что согласуется с сейсмическими оценками мощности коры в близрасположенных районах континента (40 км) [12] и Охотского моря (30 км) [26]. Плавное уменьшение поля в северо-западном направлении в западной части района можно связать с увеличением мощности чехла Северо-Азиатского кратона.

Региональную структурную позицию Охотского массива характеризует карта-срез μ_z -параметра, отображающего реологическое состояние переходного слоя «кора-мантия» (рис. 1 б). В этом срезе субмеридиональная зона низких значений μ_z -параметра разделяет Евразийскую (ЕАП) и Колымо-Омолонскую (КОП) плиты, а Охотский массив приурочен к краевой части ЕАП. Западная глубинная граница ЕАП простирается под Верхояно-Колымскую складчато-надвиговую систему, а Охотский массив располагается в зоне коллизии Евразийской плиты с Охотоморской (разрез 4р-4р, рис. 1 в). Последняя расщепляется на коровую и мантийную составляющие, при этом коровый сегмент надвинут на жесткий нижний слой евразийской коры, а мантийный – пододвинут (субдуцирован) под него. К фронтальной части верхнего слоя охотоморской коры приурочен Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП). Высказано предположение [21], что вулканические магмы нашли выход к поверхности земли в результате выдавливания их из подкорового слоя верхней мантии жесткой пластиной в теле Охотоморской плиты.

В предлагаемой вниманию читателей статье предпринимается попытка прояснения главных черт глубинного строения земной коры Охотского террейна и его обрамления с помощью формализованных инаприорных статистических процедур обработки гравитационных аномалий [16, 17, 21]. Проблемными вопросами, на которые, хотя бы приблизительно, могли бы ответить статистические гравитационные модели, являются следующие:

1. Каковы структурные взаимоотношения архейско-протерозойских метаморфических комплексов Кухтуйского и Юровского выступов с метаморфическими комплексами Северо-Азиатского кратона – фундаментом Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы?

2. Связаны ли по вертикали структуры плитного чехла Охотского террейна с дислокациями их метаморфического основания?

3. Каковы структурные взаимоотношения мезозойских складчатых комплексов «верхоянского» типа с деформациями допалеозойского фундамента Охотского массива?

4. Какое отражение в земной коре исследуемого фрагмента Охотско-Чукотского пояса находят припо-

верхностные вулканические структуры и комагматичные им гранитоиды?

5. Какова вероятная природа (происхождение) Охотского массива?

ИДЕОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Руководящими принципами интерпретации гравитационных аномалий Охотского массива и его обрамления в данной статье являются:

1. *Представление о множественности источников хаотически распределенных гравитационных возмущений*, создающих геологически неопределенное итоговое (суммарное) аномальное поле. Гравитационными эквивалентами сложных плотностных структур являются гравитационные аномалии простых источников, а в более широком смысле – односвязные плотностные неоднородности с квазиизометричным поперечным сечением и постоянной плотностью [21]. Такое свойство гравитационного потенциала позволяет представить любую гравитационную аномалию как результат комплексного (аддитивного) влияния нескольких источников, которые могут иметь разную геологическую природу [14, 32]. При этом центр тяжести простого эквивалентного источника (точечная масса, шар, горизонтальный цилиндр) совпадает с центром тяжести сложной системы плотностных неоднородностей [14]. Математическая однозначность нахождения особых (сингулярных) точек плотностных неоднородностей открывает возможность исследовать закономерности их пространственных распределений в земной коре и верхней мантии без привлечения априорной геологической информации [3, 16, 23].

2. *Принцип структурного изоморфизма* является руководящим при выявлении и ретроспективном анализе следов прошедших в тектоносфере геологических процессов. Структурный изоморфизм – термин, пришедший из кристаллографии и математики, в настоящее время широко употребляется не только в геологии, но также в химии, физике, гуманитарных науках (философии, психологии, социологии, лингвистике) и даже в медицине и экономике. Он обозначает связь, взаимно однозначное соответствие, структурную однородность, критерий подобия природных объектов разных иерархических уровней, включая поведенческие характеристики систем. Применительно к интерпретации гравитационных аномалий этот принцип подразумевает выявление подобия форм и пространственных взаимоотношений плотностных неоднородностей формам и взаимоотношениям приповерхностных тектонических структур, генезис и механизм образования которых установлены по геологическим наблюдениям.

Важнейшим инструментом диагностики тектонической природы распределений сингулярных точек плотностных неоднородностей является соответствие ориентировок складчатых и разрывных деформаций приповерхностных структур определенного (по геологическим данным) возраста ориентировкам глубинных плотностных неоднородностей (например: распределениям центров возмущающих масс, изолиниям глубины залегания структурных поверхностей и др.) в глубинных срезах тектоносферы. При этом изменения структурных планов деформаций тектоносферы по мере увеличения глубины срезов соответствуют изменениям структурных планов деформаций тектонических комплексов по мере увеличения их возраста [22]. Обратная последовательность может быть результатом шарьирования молодых тектонических структур более древними.

Автором настоящей статьи разработаны два критерия оценок распределений сложных плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии: структурный [16] и вещественный [17, 21].

Первый исследует распределения кажущихся центров плотностных неоднородностей, однозначно определяемых по локальным симметричным гравитационным аномалиям. Вычисления осуществляются по системе параллельных расчетных профилей, ориентированных ортогонально преобладающему простиранию гравитационных аномалий. В автоматическом режиме интерпретируются квазисимметричные возмущения всех видимых пространственных классов и формируется массив $Z_0(x, y)$, являющийся цифровой основой построения карт-срезов распределений центров плотностных неоднородностей в разных интервалах глубин. Результаты вычислений удовлетворительно согласуются с вычислениями по другим методам локализации сингулярных точек [21, 23]. В границах изученной территории Охотского массива (рис. 1, 2) интерпретировано 640 элементарных аномалий.

Вторым критерием является параметр (μ_z), характеризующий плотностную контрастность геологических сред на отрезках между вычисленными центрами аномальных масс и поверхностями (H_c), на которые выметаются (по Пуанкаре) эти массы [21]. Источники гравитационных аномалий дифференцировались по слоям ($n = 14$ слоев), аномальные массы каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев, и рассчитывались значения параметра:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K (Z_0 - H_c)^2}, \quad (1)$$

где V_{zm} – амплитуда локального гравитационного возмущения относительно линейного фона, K – гравитационная постоянная.

$H_c(n)$ всегда располагается выше поверхности слоя (n), поэтому функция μ_z не терпит разрыв в точках $Z_0 = H_c$. Физический смысл этого параметра соответствует поверхностной плотности эквивалентной сферы, нормированной по глубине залегания центра масс.

Получаемый в результате вычислений 3D-массив значений $\mu_z(x, y, H_c)$ является цифровой основой построения карт-срезов и вертикальных разрезов распределений μ_z -параметра в нужных глубинных сечениях стандартными графическими средствами (Surfer-8) и с помощью интерфейса автоматизированного построения разрезов 3D-моделей [8]. Более подробно с математическими основами и технологией построения моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ можно ознакомиться в работах [16, 17, 21].

Как показывает опыт таких исследований в других районах Дальнего Востока России [21], максимумам μ_z -параметра в земной коре соответствуют жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR-PR), пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ) и океанической коры, а минимумам – турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призмы, характеризующиеся микститовой структурой, а также области и участки термогенного понижения вязкости в переходном слое “кора-мантия” под гранитоидными и вулканическими поясами [18]. В верхней мантии по значениям μ_z -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) [24, 31]. В разрезах объемных моделей этого параметра μ_z -минимумы во всех изученных районах совпадают с зонами поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн (по данным глубинных сейсмических зондирований и метода обменных волн землетрясений), минимумами электрического сопротивления (магнитотеллурические зондирования) и зонами нарушенного фазового состояния (частичного плавления), предполагаемыми в тепловых моделях [17, 18, 20, 21].

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

В мозаичном поле распределений центров плотностных неоднородностей четкие связи локальных положительных (поднятия) и отрицательных (погружения) форм рельефа условных структурных поверхностей (изолиний Z_0) с приповерхностными геологическими структурами отсутствуют. Однако информацию о глубинном геологическом строении исследу-

двумя районами содержат линейные зоны корреляции центров аномальных масс в разных глубинных срезах (рис. 2, б-з). Закономерное изменение структурных планов (ориентировок) линейных зон погружений и поднятий плотностных неоднородностей в разных глубинных срезах земной коры позволяет обнаружить связи доминирующих направлений зон корреляции плотностных неоднородностей с планами деформаций и дислокаций позднемезозойского вулканического, позднепалеозойско-раннемезозойского складчатого и архейско-протерозойского метаморфического структурных этажей.

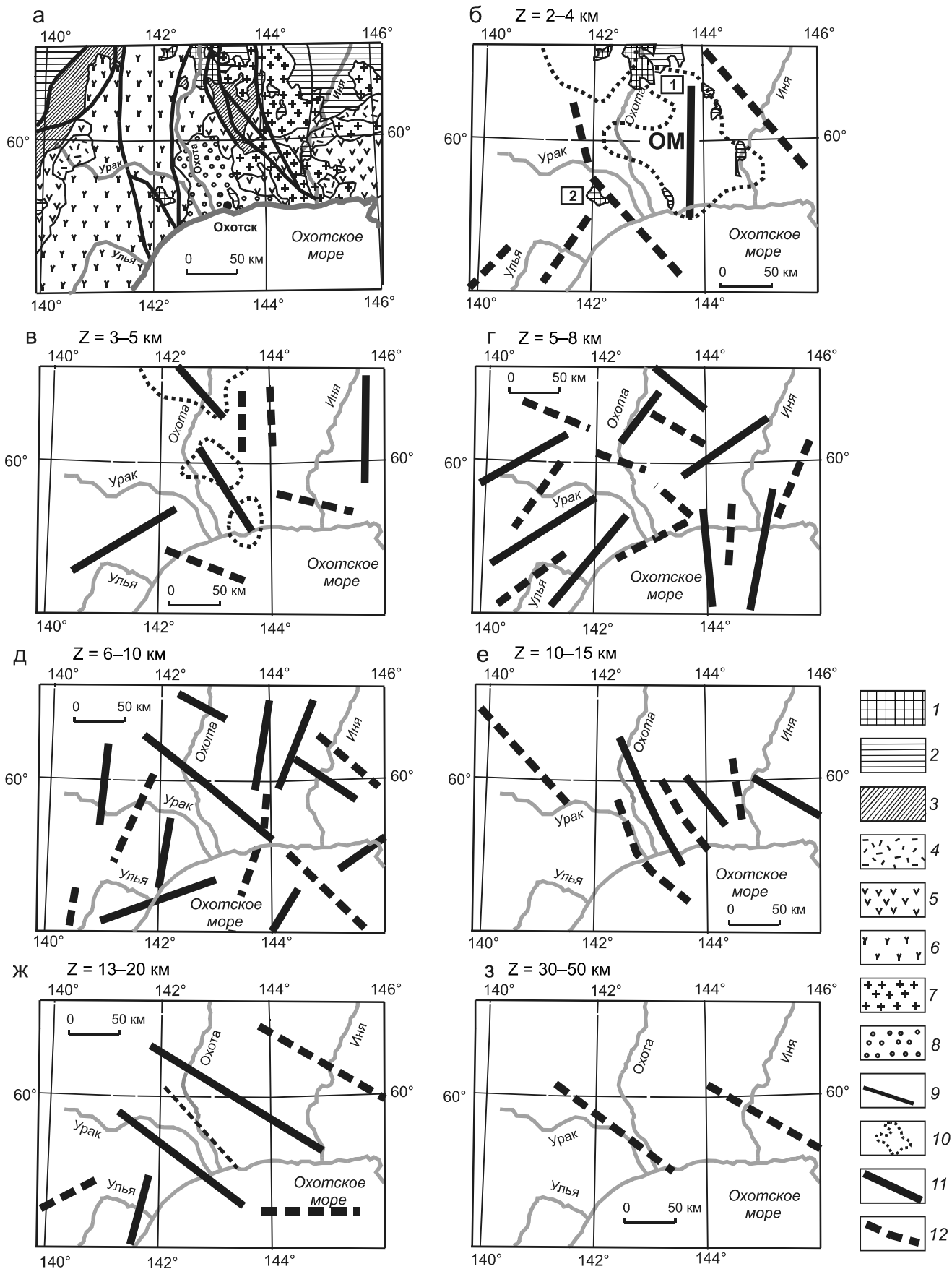
На глубинах до 5 км (рис. 2 б, в) прослеживаются три системы ориентировок во взаимном расположении центров плотностных неоднородностей: меридиональная, северо-западная и северо-восточная. Первая проявлена в центральной части района (рис. 2 б, в) – области поднятия метаморфического фундамента Охотского массива и на востоке под чехлом массива (рис. 2 в), вторая – на его восточном и северном обрамлении (рис. 2 б, в) и в центральной части (рис. 2 в), а третья – на юго-западе района в вулканическом поле (рис. 2 б, в). Меридиональные ориентировки исчезают ниже глубины 4 км, что, в совокупности с сокращением контуров поднятий плотностных неоднородностей в центре района (рис. 2 б, в), свидетельствует о небольшой вертикальной мощности древних комплексов, редуцированных синвулканическими магматическими процессами. Северо-восточное смещение центрального блока Охотского массива в слое 2–4 км (рис. 2 б) относительно цепочки поднятий метаморфического фундамента в слое 3–5 км (рис. 2 в) является признаком аллохтонного положения картируемых на поверхности архейско-протерозойских и палеозойских комплексов. Это согласуется с нашими прямыми расчетами вертикальной мощности Кухтуйского выступа, которая составляет 2.5 км при избыточной плотности $+0.2 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. При уменьшении избыточной плотности выступа до $+0.1 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ его вертикальная мощность не превышает 3.5 км, что соответствует мощности вулканического покрова [2]. Если бы Кухтуйский блок являлся выступом кристаллического фундамента складчатых и вулканических толщ (как предполагает большинство исследователей), то последний должен существовать на этой глубине по обе стороны от Кухтуйского выступа. В этом случае из разреза Охотского массива должны полностью выпадать его плитный чехол, параллелизуемый с чехлом Северо-Азиатского кратона, и складчатые комплексы южного фланга Верхояно-Колымской системы, что противоречит геологическим данным [27, 28, 33, 34]. По-видимому, более вероятно предположение аллохтонного положения Кухтуйского выступа,

сорванного с основания и перемещенного в результате сдвиговых дислокаций [30] и совмещенных с ними надвигов.

В интервале глубин 5–8 км (рис. 2 г) преобладают северо-восточные ориентировки зон корреляции плотностных неоднородностей, структурно связанные с ориентировками разломов и магматических тел в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Регистрируется также одна поперечная северо-западная зона погружений, нарушающая северо-восточные структуры (рис. 2 г), которая прослеживается до глубины 15 км (рис. 2 е). А начиная от глубины 10 км (рис. 2 е-з) в земной коре исследуемого района доминируют северо-западные ориентировки, связанные со структурами Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы [27]. В средней части коры (рис. 2 е) и в верхней мантии (рис. 2 з) можно предположить существование широтного глубинного разлома, ограничивающего с севера северо-западные структуры. Этот разлом, по данным МТЗ [6], простирается в верхнюю мантию до глубины 90 км и отражается в распределениях μ_z -параметра (рис. 3 г).

Рассмотренные данные убеждают в том, что центры плотностных неоднородностей разной геологической природы в земной коре северо-западного Приохотья распределены в соответствии с преобладающими ориентировками структурных деформаций и дислокаций архейского фундамента, складчатого и вулканического структурных этажей. Резкие изменения структурных планов плотностных неоднородностей маркируют зоны глубинных структурных несогласий, разделяющих крупнейшие по мощности тектоно-формационные комплексы. Полученные данные (рис. 2) дают основание предполагать, что подошва древних метаморфических комплексов Охотского массива залегает на средней глубине 4–5 км, а вулкано-плутонических – на глубине 6–8 км. Южный фланг массива надвинут на вулканические комплексы либо переработан снизу мезозойскими синвулканическими интрузивами. Средний кристаллический (гранитно-метаморфический) слой земной коры в интервале глубин 10–20 км дислоцирован согласно с деформациями складчатых комплексов Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы. В этом же слое слабо проявлены широтные разломы, характерные для архейско-протерозойского фундамента Северо-Азиатского кратона и кратонных террейнов [9, 22, 27].

Таким образом, рассмотренные модели распределений центров плотностных неоднородностей подтверждают мнение тех исследователей [10, 13], которые предполагали аллохтонную природу метаморфических комплексов Охотского массива. Эти модели не дают однозначного ответа на вопрос о том, откуда они



были перемещены, но более вероятным, по нашему мнению, представляется их первичная принадлежность к Северо-Азиатскому кратону. Последнее подтверждается срезом региональной μ_z -модели на глубине 30 км (рис. 1 б).

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

Вещественная неоднородность земной коры исследуемого района описывается μ_z -параметром, который характеризует реологические свойства геологических сред [17–19, 21]. «Реологические» гравитационные модели (рис. 3) обнаружили те же основные особенности пространственных распределений плотностных неоднородностей в разных слоях разреза, которые проявлены в распределениях центров масс (рис. 2). На глубинах до 5 км преобладают северо-восточные ориентировки изолиний и зон корреляции локальных неоднородностей (рис. 3 б), в складчатом структурном этаже (фундаменте вулканического пояса) – северо-западные ориентировки (рис. 3 в), а в основании земной коры и подкоровом слое верхней мантии – широтные и меридиональные (рис. 3 г). Эти модели характеризуют Охотский массив как расчлененную и раздробленную структуру, отторгнутую от Северо-Азиатского кратона, приповерхностные метаморфические комплексы которого перемещены в зоне трансформного окраинно-континентального сдвига [30].

Из анализа рисунка 3 в следует, что подошва Кухтуйского и Юровского метаморфических блоков Охотского массива залегает на складчато-надвиговых комплексах верхоянского типа, а кровля перекрыта вулканическими покровами Охотско-Чукотского вулканического пояса. В нижнем слое земной коры Охотский массив отделен от Северо-Азиатского кратона широкой зоной пониженной вязкости (рис. 3 г). Кора континентального типа под Охотским массивом не простирается южнее широты 60° (рис. 3 г).

Сделанные выводы подкрепляются распределениями μ_z -параметра в разрезах (рис. 3 д). В разрезах субмеридионального (2–2) и северо-западного (1–1)

направлений проявлены типичные черты коллизии литосферных плит второго порядка с Евразийской плитой, обнаруженные и описанные во многих других районах северо-восточной окраины Азии [24]. В южных и юго-восточных частях разрезов наблюдаются ясные признаки расщепления земной коры Охотоморской плиты на среднекоровую (интервал глубин 15–25 км) и верхнекоровую (7–15 км) жесткие пластины. При этом нижняя пластина пододвигается под Охотский массив, а верхняя – надвигается на окраину континента. Северо-западные структуры верхнего слоя земной коры этого района Приохотья (рис. 2 б, д, е; 3 б, в), возможно, продолжают в акваторию Охотского моря, что согласуется с ранее сделанными предположениями [5], однако нижний слой континентальной коры ограничен с юга широтным глубинным разломом на широте 60° (рис. 2 е, з; 3 г; разрезы 1–1 и 2–2 на рис. 3 д).

В большинстве разрезов (1–1, 4–4 и 5–5 на рис. 3 д) под Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системой предполагается присутствие жестких пластин (гранитно-метаморфического и “базальтового” слоев земной коры), идентифицируемых μ_z -максимумами и протягивающихся под массив со стороны Северо-Азиатского кратона. Однако под центральной частью Охотского массива (Кухтуйским выступом) наблюдается уменьшение вязкости коры ($\mu_z < 25$ усл. ед.) в широком вертикальном диапазоне (разрезы 1–1, 4–4, 5–5), что предполагает отсутствие жестких кристаллических масс (гранитно-метаморфического слоя?) до глубины 20 км.

Под осевой зоной Охотско-Чукотского вулканического пояса нижний слой земной коры разорван и замещен подкоровым, возможно частично расплавленным, вязким слоем – вероятным источником мезозойских вулканических магм. Такие же признаки существования вязких слоев установлены и под другими вулканическими поясами Северо-Восточной Азии: Восточно-Сихотэ-Алинским, Хингано-Охотским и Центрально-Камчатским [18, 21], где они подтверждены данными МТЗ. Восточнее рассматриваемого района магнитотеллурическими исследованиями [6] также установлены многочисленные зоны

Рис. 2. Тектоническая схема [28] (а) и схемы корреляции центров плотностных неоднородностей в горизонтальных срезах земной коры (б–ж) и верхней мантии (з).

1 – допалеозойские метаморфические комплексы, 2 – позднепалеозойские и раннемезозойские (С-Т) комплексы плитного чехла, 3 – мезозойские складчатые комплексы, относимые к “верхояно-колымской” серии, 4–6 – вулканы дацит-риолитовой (4), андезитовой (5) и контрастной базальт-риолитовой (6) ассоциаций, 7 – синвулканические гранитоиды, 8 – кайнозойские отложения наложенных впадин, 9 – разломы, 10 – контуры скрытых поднятий метаморфического фундамента, 11–12 – оси корреляции линейных поднятий (11) и прогибов (12) в распределениях центров масс плотностных неоднородностей. Выступы метаморфического фундамента (цифры в квадратах): 1 – Кухтуйский, 2 – Юровский. ОМ – Охотский массив.

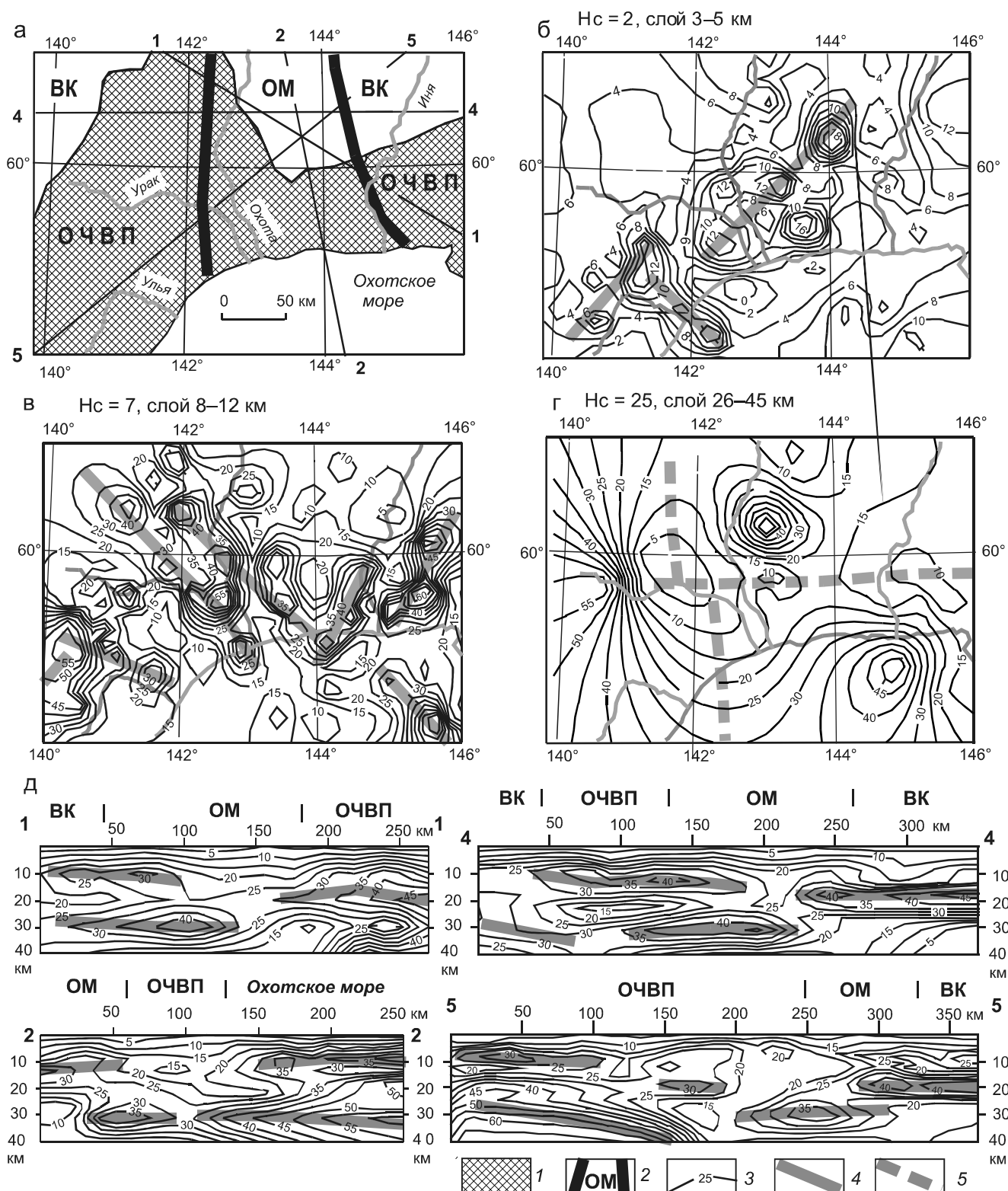


Рис. 3. Тектоническая схема (а), карты-срезы (б-г) и разрезы (д) 3D-модели μ_z -параметра в земной коре северо-западного Приохотья.

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 2 – предполагаемый контур Охотского массива (ОМ) по геологическим данным, 3 – изолинии μ_z -параметра, 4 – оси жестких пластин, 5 – оси зон пониженной вязкости. H_c – глубина среза $\mu_z(x, y, H_c)$ – модели. Обозначения структур представлены на рис. 1.

низких удельных электрических сопротивлений под Охотско-Чукотским вулканическим поясом в земной коре на глубинах от 10 до 35 км, а в верхней мантии проводящий астеносферный слой нередко приближен до глубины 50–60 км от поверхности Земли.

В разрезе 4–4 (рис. 3 д), пересекающем структуры кратонного типа на северном фланге вулканического пояса, приповерхностный контур Охотского террейна смещен относительно близкой по размерам жесткой пластины, залегающей в интервале глубин 8–15 км. Последняя пространственно не связана с Северо-Азиатским кратоном. Непосредственно под Охотским массивом земная кора реологически разуплотнена ($\mu_z < 25$ усл. ед.), а на земной поверхности в его контурах картируются многочисленные мезозойские (синвулканические) гранитоидные тела, пронизывающие метаморфический массив и прилегающие к нему герциниды – позднепалеозойские складчатые комплексы [28]. Представляется вероятным, что в разрезе 4–4 жесткая пластина, регистрируемая на глубине 8–15 км в интервале горизонтальной разметки разреза 50–180 км, в допозднемеловое время составляла одно целое с Охотским массивом, который впоследствии был сорван со своего основания и перемещен на восток.

В разрезе 4–4 (рис. 3 д) проявлено резкое различие мощности позднемезозойского вулканического чехла, перекрывающего “верхояно-колымские” складчатые комплексы в западной и восточной частях района. Северо-западная ветвь ОЧВП (западнее меридиана 142°) характеризуется меньшей мощностью, а восточная (восточнее меридиана 144°) – увеличенной. В интервале глубин 17–28 км в земной коре Охотского массива располагается зона пониженной вязкости, пространственно совпадающая с границами ОЧВП. Относительно этой зоны смещаются контуры жестких пластин в верхнем и нижнем слоях земной коры. Нижнекоровая пластина в интервале глубин 25–40 км простирается под вулканический пояс со стороны Северо-Азиатского кратона. Верхнекоровая пластина в интервале глубин 8–15 км представляет собой перемещенный фрагмент жесткого гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. Взаимное пространственное положение верхне- и нижнекорового слоев на восточном фланге Северо-Азиатского кратона в разрезах 1–1 и 4–4 характеризуется близкими особенностями, и эти особенности соответствуют погружению континентальной коры под Охотоморскую плиту в региональной модели (рис. 1 в).

Жесткая пластина в восточной части разреза 4–4 занимает интервал глубин 12–28 км и, скорее всего, имеет окраинноморское происхождение. Она пред-

ставляет собой надвинутый на окраину континента кристаллический слой субокеанической коры, читаемый в разрезах 1–1 и 2–2 (рис. 3 д). Последнее согласуется с региональной моделью реологической неоднородности в нижней коре и подкоровом слое верхней мантии в этом районе (рис. 1 б, в).

Формализованные гравитационные модели, отражающие реологическую неоднородность земной коры северо-западного Приохотья (рис. 3), убедительно свидетельствуют в пользу первичной принадлежности Охотского массива к Северо-Азиатскому кратону, поскольку нижний слой континентальной коры прослеживается под Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системой и большей частью массива (разрезы 1–1, 4–4 на рис. 3 д). Однако картируемые на поверхности метаморфические комплексы Охотского массива (рис. 2 а) не связаны по вертикали с нижним слоем континентальной коры, а отделены от него мощным слоем пониженной вязкости, что обусловило их отрыв и горизонтальные перемещения. Отрыв массива от кратона иллюстрирует горизонтальный срез μ_z -модели на глубине 25 км (рис. 3 г), в котором эти структуры разделены зоной пониженной вязкости (μ_z -минимумом), субпараллельной восточной границе кратона.

Разрез 5–5 (рис. 3 д) характеризует продольную неоднородность Охотско-Чукотского вулканического пояса, в которой проявлены типичные признаки существования структуры центрального типа, которые широко распространены в вулканическом поясе [11, 27]. В юго-западной части этого разреза под вулканическим поясом залегают 2-слоиная кора континентального типа, плавно погружающаяся в северо-восточном направлении, а в северо-восточной части разреза залегают эшелонированные жесткие пластины, близкие по типу к континентальным [20], погружающиеся во встречном – юго-западном направлении. Судя по глубине залегания верхнекоровых жестких пластин, мощность вулканических и синвулканических интрузивных комплексов в юго-западной части района значительно меньше, чем в центральной и восточной.

В низовьях рек Охота и Урак под вулканическим поясом залегают линзовидная зона пониженной вязкости (минимум μ_z -параметра), грибовидная форма которой типична для структур центрального типа [20, 25]. Зона пониженной вязкости под вулканическим поясом разрывает земную кору и продолжается в верхнюю мантию. В верхнем слое коры над этой зоной располагается Охотско-Кухтуйская кайнозойская депрессия – типичный признак тектоно-магматической структуры с инверсированным (опущенным) сводом [20, 21, 23, 25].

Признаки тектоно-магматической структуры центрального типа проявлены также в концентрической зональности распределений μ_z -параметра в срезах на глубинах 2 и 3 км (рис. 4 а, б), которые описывают реологическую неоднородность разреза в интервале глубин 3–7 км. В срезе 3D μ_z -модели на глубине $H_c = 2$ км, отражающем неоднородность слоя в интервале глубин 3–5 км, в низовьях рек Охота и Урак структура центрального типа выражена концентрическим максимумом μ_z -параметра, окаймляющим ее центр (рис. 4 а, в). В срезе $H_c = 3$ км, отражающем реологическую неоднородность слоя в интервале глубин 4–7 км, контуры структур расширяются до размеров 250 км в диаметре, а внутреннее строение усложняется. Относительно более жесткий центр структуры окаймляется кольцевым минимумом μ_z -параметра, а фланги структуры обрамляют концентрически распределенные μ_z -максимумы (рис. 4 б, г). Горизонтальное смещение контуров структуры в разных глубинных срезах указывает на существование послойных перемещений в земной коре Северо-Западного Приохотья и может иметь отношение к мезозойскому трансформному сдвигу на окраине континента [30].

Местоположение центра структуры приурочено к пересечению широтного, северо-западного и северо-восточного глубинных разломов, читаемых в распределениях центров плотностных неоднородностей (рис. 2 б, г) и μ_z -параметра (рис. 3 б, в, г). Такая позиция характерна для региональных структур центрального типа, например Мая-Селемджинского и Алдано-Зейского плюмов [20, 25], и часто встречается в структурах более высоких порядков: интрузивно-купольных поднятиях и вулcano-тектонических депрессиях, контролирующих размещение рудных узлов и районов [4, 9, 28].

ВЫВОДЫ

Тектонический анализ формализованных гравитационных моделей (рис. 1–4) позволяет сделать несколько вполне определенных выводов, касающихся проблемы Охотского массива.

1. Земная кора Охотского массива и его обрамления расслоена на вулканический (интервал глубин 0–8 км), складчатый (5–20 км) и метаморфический (20–40 км) структурные этажи. Вертикальная мощность каждого из этажей варьирует на разных участках исследованного района, что определяет разнообразные сочетания разрезов земной коры.

2. Структурные и вещественные (реологические) особенности глубинного строения Охотского массива дают основание предположить его первичную при-

надлежность к Северо-Азиатскому кратону. Массив был отторгнут от кратона и перемещен на расстояние 50–60 км от него, сопровождаясь интенсивной переработкой его глубинных структур под влиянием сдвиговых и вулканических процессов. Его приповерхностные метаморфические комплексы имеют небольшую вертикальную мощность (2.5–4.0 км) и не связаны по вертикали с нижним слоем континентальной коры. Представляется вероятным их отрыв и перемещение к востоку от границ Северо-Азиатского кратона.

3. Пространственные особенности распределений плотностных неоднородностей в земной коре северо-западного Приохотья последовательно (сверху вниз) повторяют деформации и дислокации поздне-мезозойского вулканического, позднепалеозойско-раннепалеозойского складчатого и архейско-протерозойского метаморфического тектоно-формационных комплексов. Резкие изменения пространственных ориентировок зон корреляции плотностных неоднородностей являются индикаторами границ раздела структурных этажей, которые залегают на глубинах 6–8 км (подошва вулканических комплексов и связанных с ними интрузивных тел), 10–15 км (подошва складчатых комплексов) и 30–40 км (подошва земной коры). Деформации позднепалеозойско-раннепалеозойских складчатых комплексов «верхояно-колымской серии» структурно связаны с деформациями нижележащего гранитно-метаморфического слоя (рис. 2 е, ж, з), т.е. они во многом носят унаследованный характер. Поэтому вторая граница раздела (на глубине 10–15 км) слабее выражена на планах распределений плотностных неоднородностей, но хорошо выражена в разрезах (рис. 3 д).

4. Охотско-Чукотский вулканический пояс в пределах изученного отрезка характеризуется высокой продольной неоднородностью, которая обусловлена существованием многочисленных каналов связи вулканических покровов с нижнекоровыми и мантийными магмами. Этим каналам на тектонических картах [11, 27] соответствуют локальные тектоно-магматические структуры центрального типа разного ранга и размеров. Одна из таких структур в междуречье рек Охота и Иня находит отражение в концентрической зональности аномалий μ_z -параметра (рис. 4) и воронкообразной форме вертикального сечения вязкого слоя в основании ОЧВП (разрез 5–5 на рис. 3 д).

Автор глубоко благодарен А.Н. Диденко, В.А. Рашидову и А.С. Долгалю за внимательную проработку статьи и ценные замечания, способствовавшие улучшению понимания, аргументации выводов и технического оформления статьи.

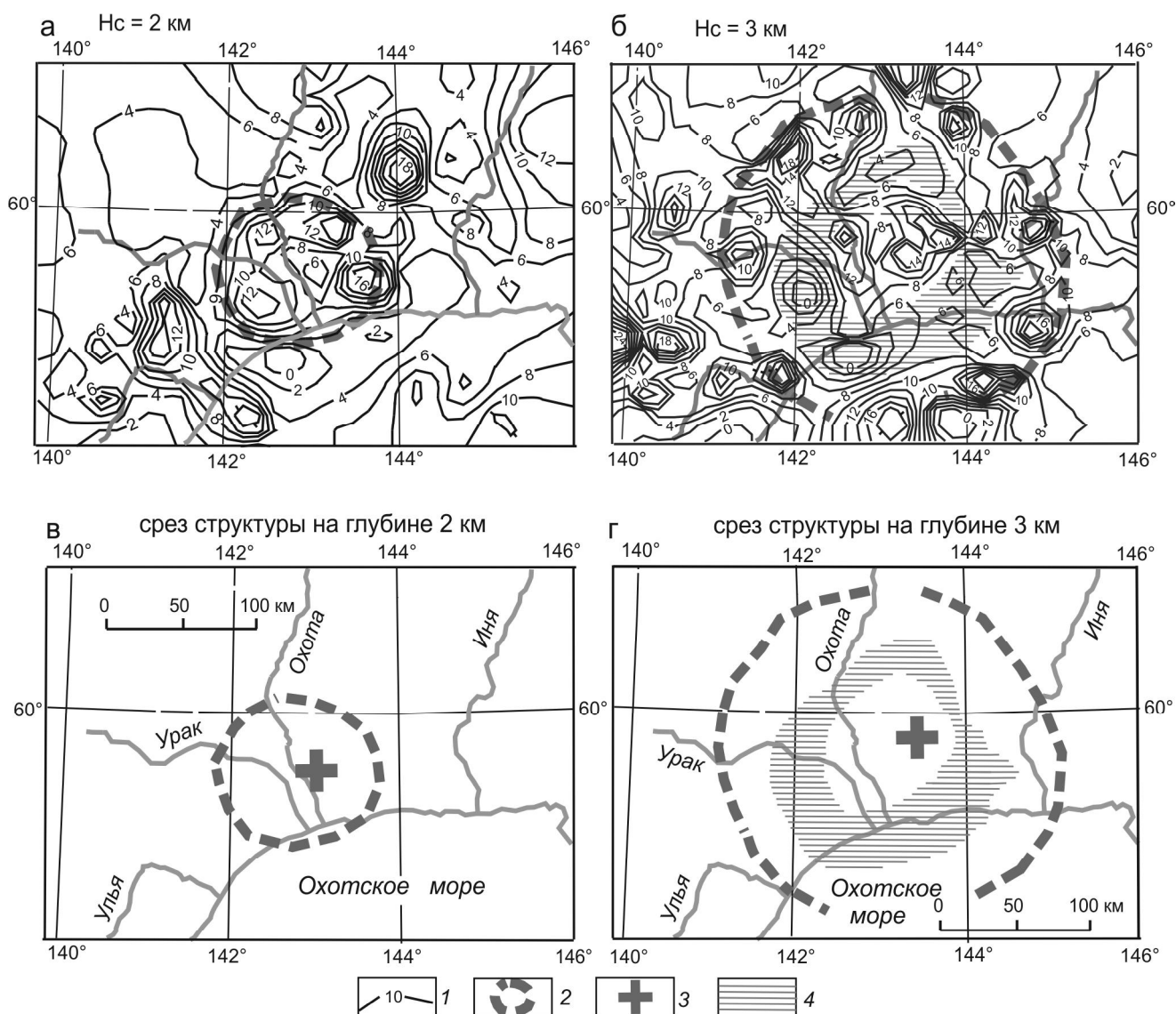


Рис. 4. Карты-срезы 3D-модели μ_z -параметра (а, б) и структура центрального типа в горизонтальных срезах земной коры (в, г).

1 – изолинии μ_z -параметра, 2 – контуры структуры центрального типа, 3 – центр структуры, 4 – концентрическая зона пониженной вязкости. H_c – глубина среза модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.С. К вопросу о границах Охотского массива // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 102–107.
2. Белый В.Ф. Крайне-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.
3. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
4. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
5. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Зимникова Т.П., Лучини-

- на А.В., Любомудров В.В., Постникова В.В., Сахно О.В. Продолжение линейных структурных элементов береговой рамы в Северо-Охотской акватории // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Запада Тихоокеанской плиты. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 2002. С. 26–27.
6. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е., Любомудров В.В., Лучинина А.В., Постникова В.В. Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135-142.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

8. Глаголев В.Н., Петрищевский А.М. Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизической информации (Юго-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 78–85.
9. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока на линеаментно-плюмовой основе. Владивосток: Дальнаука, 2012. 248 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
11. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока. 1:1500000 / Ред. Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин. М.: ГУГК, 1982.
12. Мигурский А.В., Мигурский Ф.А., Соболев П.Н. Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан-пос. Омолон) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 433–437.
13. Натапов А.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отеч. геология. 1985. № 2. С. 49–53.
14. Никонова Ф.И. Разрешимость обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде и ее использование для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Свердловск, 1979. 24 с.
15. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
16. Петрищевский А.М. «Теневые» гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.
17. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
18. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
19. Петрищевский А.М. Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 11–21.
20. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207–212.
21. 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.
22. Петрищевский А.М. Палеогеодинамическая интерпретация формализованных гравитационных моделей (дальневосточный опыт) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 26–43.
23. Петрищевский А.М. Методы особых точек при интерпретации гравитационных аномалий в Дальневосточном регионе России // Геофизика. 2013. № 6. С. 38–47.
24. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
25. 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.
26. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. А.Г. Родникова. М.: РАН. Нац. геофиз. ком., 1996. 337 с.
27. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формализованной основе). 1:2 000 000 / Ред. Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенов. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
28. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. 1:1 500 000. С объясн. зап. / Ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзинь, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток-Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2005. 262 с.
29. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта северо-востока Азии. 1:1 500 000. М.: Ком. по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
30. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1635–1645.
31. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 689–693.
32. Цирульский А.В., Никонова Ф.И. О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 5. С. 37–46.
33. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Науч. мир, 2000. 204 с.
34. Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 287 с.

Рекомендована к печати Т.К. Злобиным

A.M. Petrishchevsky

To the problem of the Okhotsk Massif (northwestern Priokhotye)

Distributions of mass-centers and rheological heterogeneity of gravity anomalies sources of the Okhotsk Massif and its framing are analyzed. Structures of the metamorphic base of the massif and overlapped it folded and volcanic complexes are defined and 3D-parametrized. The primary affiliation of the massif to the North Asian craton and allochthonous bedding of its superficial metamorphic rocks in a modern section of the crust are proved. Signs of the inherited relationship of folded structures and granite-metamorphic layer of the crust under a volcanic cover are found. In the lower reach of the Okhota and Inya rivers a tectonic-magmatic structure of the central type is revealed and described in a 3D-space.

Key words: gravity models, rheology, Okhotsk Massif.