

**МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО 3D-МОДЕЛИРОВАНИЯ И КОМПЛЕКСУ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

А.Г. Нурмухамедов, М.Д. Сидоров

*ФГБУН «Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН (НИГТЦ ДВО РАН),
Северо-Восточное шоссе 30, а/я 56, г. Петропавловск-Камчатский, 683002; e-mail: nurmuxamedov1949@mail.ru*

Поступила в редакцию 21 января 2021 г.

На юге Камчатки реализован комплекс глубинных геофизических исследований вдоль протяженных профилей. Целью работ являлось исследование литосферы в области современного вулканизма и активной сейсмичности. Вдоль профилей построены геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии. Результаты получены в рамках двумерного моделирования геофизических полей. Но анализ материалов показывает: территория характеризуется сложным геологическим строением, что отражено в трёхмерном распределении гравитирующих масс. В статье впервые представлены результаты объёмного плотностного моделирования, охватывающего территорию Южной Камчатки, с включением акваторий Охотского моря и Тихого океана. Модель построена по технологии объёмного изображения результатов 2D-моделирования, реализованного по сети пересекающихся профилей. В 3D-модели выделены изоплотностные поверхности, ограничивающие слои высокой плотности (≥ 3.33 г/см³). Так, поверхность, выделенная под акваторией океана, интерпретируется как фрагмент кровли зоны современной субдукции, а поверхность под полуостровом отождествляется с кровлей слэба палеосубдукции. В плотностных разрезах, пересекающих объёмную модель, выделяется субгоризонтальная высокоградиентная зона (3.0–3.3 г/см³), отождествляемая с границей Мохоровичича. Предложена модель субдукционного взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит. В двумерной модели показано формирование переходного слоя между границей Мохоровичича нависающей литосферной плиты и кровлей палеосубдуцирующей океанической плиты. В переходном слое выделяется зона разуплотнения, где отдельные участки с максимальным разуплотнением отождествляются с очагами плавления. Показаны условия формирования блока земной коры, насыщенного интрузиями основного-ультраосновного состава и интрузивного массива диорит-гранодиоритового состава. Все рудопроявления и месторождение золота Карымшинского рудного узла расположены в контуре проекции на дневную поверхность глубинной высокоградиентной зоны, ограничивающей зону разуплотнения. Рудопроявления генетически связаны с ослабленными зонами, где в замкнутых гидротермальных системах происходит рудообразование месторождений эпитермального типа. Исходя из аналогии, можно прогнозировать рудопроявления золота и на других участках проекции высокоградиентной зоны.

Ключевые слова: плотностная модель, земная кора, верхняя мантия, палеосубдукция, переходный слой, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с конца 70-х годов прошлого столетия на территории Камчатского края проводились комплексные геолого-геофизические исследования земной коры и верхней мантии методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ) вдоль региональных геофизических профилей [15]. Исследования выполнены в рамках

долговременной программы по изучению особенностей строения земной коры и верхней мантии с целью создания схемы сейсмотектонического районирования в регионе, характеризующемся широким развитием современного вулканизма и высокой сейсмичностью в переходной зоне океан-материк. К настоящему времени вся территория Камчатки покрыта сетью профилей, пересекающих основные геологические

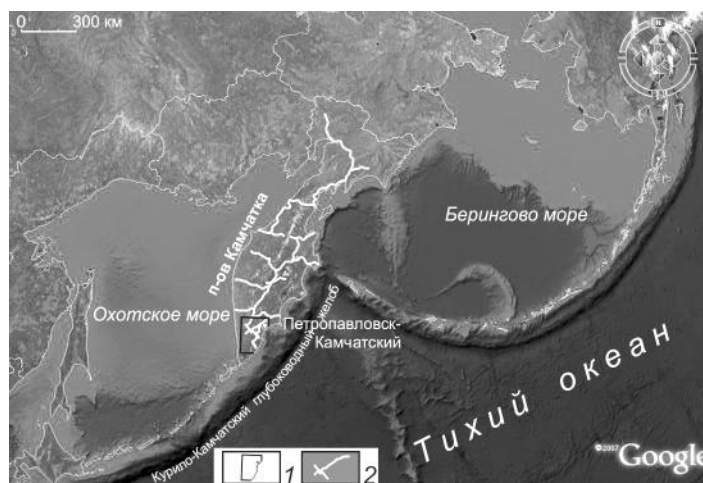


Рис. 1. Обзорная карта.

1 – контуры исследуемой территории, 2 – региональные геофизические профили.

структуры региона. Наиболее плотная сеть наблюдений МОВЗ-МТЗ реализована на юге полуострова (рис. 1). В результате интерпретации данных МОВЗ вдоль каждого профиля построены глубинные разрезы [15], в которых выделены основные разделы литосферы, такие как граница Мохоровичича (М, Мохо), отделяющая земную кору от верхней мантии, граница K_2 , отделяющая верхнюю гранито-метаморфическую кору от нижней – гранулитово-базитовой, и другие. На основе полученных материалов, а также с привлечением информации по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) [1] и стационарным сейсмическим станциям [34], на всю территорию Камчатки построены схема глубин до границ М, K_2 и K_0 – кровли консолидированной коры [15].

Внимание привлекает расположенный на юге полуострова локальный участок $\sim (60 \times 70 \text{ км})$ изометрической формы, где глубина до границы Мохо достигает 40–45 км на фоне 32–39 км (рис. 2). Контрастное увеличение глубины до границы М на ограниченном пространстве объясняется наличием в этом месте переходной зоны между корой и верхней мантией. По мнению Балесты С.Т. и Гонтовой Л.И. [6], мощность такой зоны под вулканическими районами и зонами ареального вулканизма Камчатки может достигать 20 км. В анализируемом участке в качестве раздела М условно принята граница, отделяющая верхнюю мантию от подошвы переходного слоя [15]. По предварительным оценкам мощность переходного слоя в этом месте достигает порядка 10 км [36]. Слой характеризуется высокой проницаемостью и наличием мощного теплового потока [14], что привело к образованию в коре участков очагового выплавления [16]. В интервале глубин от 8–10 до 30 км сформирован интрузивный массив диорит-гранитоидного состава, от которого отходят апофизы, проникающие в верхние слои земной коры, часть из которых обнажается на

дневной поверхности. Область массива характеризуется отсутствием корреляции сейсмических границ с аномально низким уровнем удельного электрического сопротивления (УЭС) [13, 14, 17].

Участок входит в зону ареального вулканизма и в плане совпадает с Толмачевским активным магматическим центром (ТАМЦ) [16, 35, 36]. В восьмидесятих годах прошлого столетия на участке с максимальной плотностью шлаковых конусов зафиксирован рой слабых ($M \leq 5$) землетрясений (рис. 2), получивший название Толмачёвской эпицентральной зоны (ТЭЗ) [16]. Проявление сейсмической активности объясняется продвижением магмы по ослабленной зоне – эруптивной трещине субширотного простирания [17].

Следует отметить, что в ареале ТАМЦ на ограниченном пространстве наблюдается активная гидротермальная деятельность. Кроме локализованных источников и месторождений термоминеральных вод к северу от горы Горячей (рис. 3) находится Больше-Банное месторождение пароводяной смеси (ПВС), где в семидесятые годы планировалось строительство геотермальной электростанции. Активная гидротермальная деятельность способствует образованию замкнутых гидротермальных систем с циркуляцией постмагматических растворов. Этим фактором объясняется формирование нескольких рудопроявлений и месторождения золота (рис. 3) под общим названием «Карымшинский рудный узел» [16, 17]. Таким образом, анализируемый участок по комплексу признаков имеет уникальный характер.

Район ТАМЦ и его фланги пересекают несколько региональных геофизических профилей, в том числе, профили г. Опала – р. Вахиль и п. Апача – бух. Мутная (рис. 2 и 3). Вдоль каждого профиля построены глубинные геофизические разрезы: сейсмические по данным МОВЗ [15], геоэлектрические по данным МТЗ [13, 17] и плотностные [35, 36] по материалам

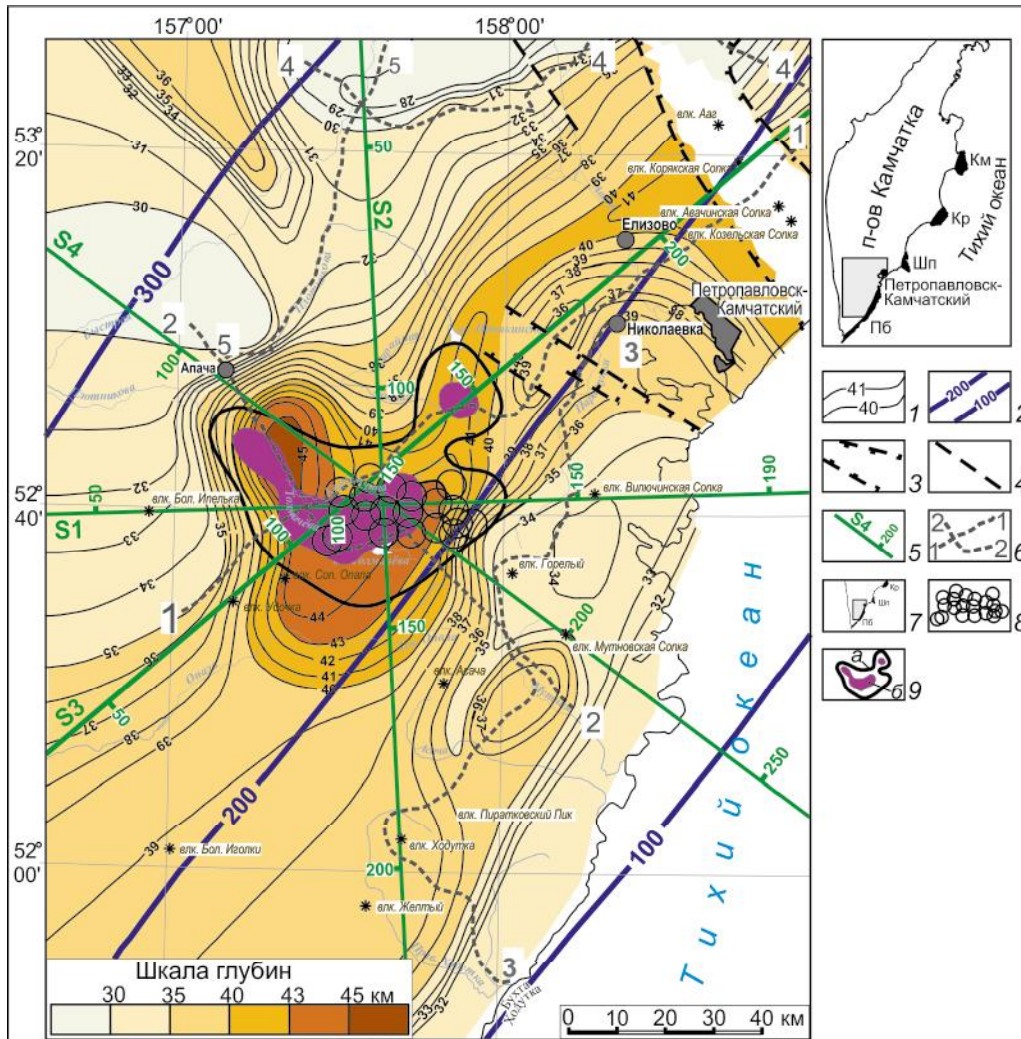


Рис. 2. Фрагмент «Схемы глубин до границы Мохоровичича по данным МОВЗ» (по материалам [15] с дополнениями).

1 – стратозогипсы глубин (км) до границы Мохоровичича; 2 – изолинии глубин (км) до сейсмофокальной зоны [26]; 3 – зоны отсутствия корреляции сейсмических границ; 4 – разлом; 5 – линии S1, S2, S3 и S4 (рис. 6, а) вертикального сечения объёмной плотностной модели (рис. 5) – пикеты обозначены в километрах; 6 – геофизические профили МОВЗ-МТЗ, фрагменты профилей и их названия: 1-1 (г. Опала – р. Вахиль), 2-2 (п. Апача – бух. Мутная), 3-3 (бух. Ходутка – с. Николаевка), 4-4 (р. Коль – р. Калыгирь), 5-5 (п. Апача – п. Крапивное); 7 – контуры исследуемой территории, положение террейнов и их обозначение: Км – Камчатский террейн, Кр – Кроноцкий, Шп – Шипунский, Пб – Прибрежный; 8 – эпицентры местных землетрясений в Толмачевской эпицентральной зоне [16, 17]; 9 – контуры зоны разуплотнения в переходном слое на глубине 40 км (а), участки максимального разуплотнения (б) (разд. 3.2. и рис. 9).

гравиметрической съёмки м-ба 1:200 000. Вдоль отдельных профилей осуществлено геомагнитное моделирование. В результате комплексной интерпретации вдоль каждого профиля разработаны геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии ([35, 36], (А.Г. Нурмухамедов, 2013)).

Но все вышеперечисленные результаты получены в рамках двумерного (2D) моделирования геофизических полей. Исследуемая территория, как и вся Южная Камчатка, характеризуется сложным геологическим строением. Это находит отражение в весьма неравномерном распределении гравитирующих

масс и по латерали, и на глубину, о чем свидетельствует сильная изменчивость аномалий силы тяжести как в локальной, так и в региональной компонентах. В связи с этим авторами настоящей статьи было принято решение о необходимости создания объёмной (3D) плотностной модели, которая даёт большую наглядность в изображении внутреннего строения изучаемого блока земной коры. Модель предусматривает разный масштабный уровень исследований. Первый уровень – обзорный, он охватывает территорию Южной Камчатки, включая акваторию Тихого океана и незначительную часть акватории Охотского

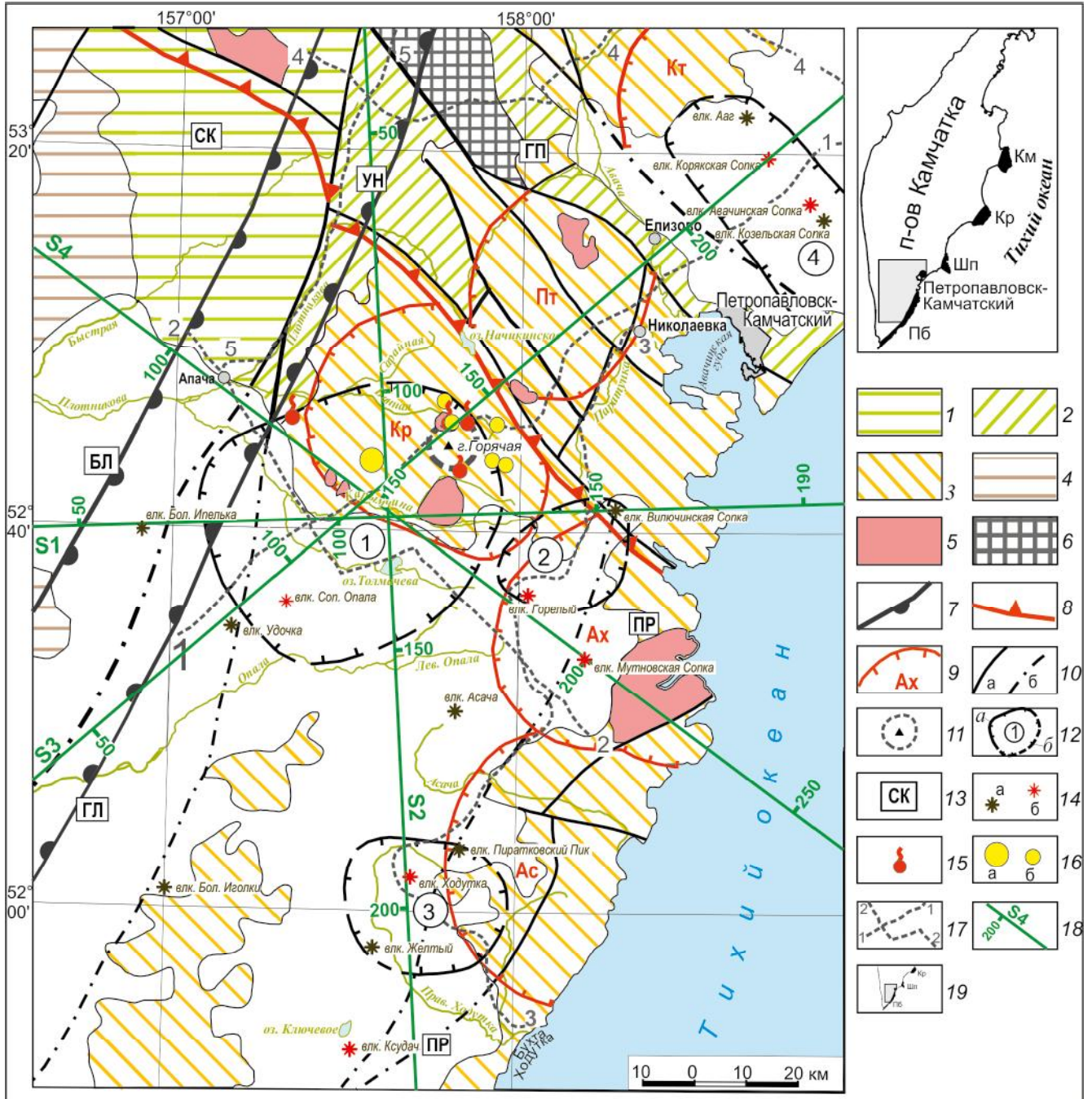


Рис. 3. Фрагмент «Тектонической схемы Корякско-Камчатской складчатой области» – по материалам [17, 35], с дополнениями.

1 – Корякско-Западно-Камчатская складчатая зона; 2 – Восточно-Камчатская подзона Олоторско-Восточно-Камчатской складчатой зоны; 3 – Курило-Южно-Камчатская островодужная вулканическая зона; 4 – Западно-Камчатский наложенный прогиб; 5 – интрузивные образования преимущественно среднего и кислого состава; 6 – допозднемереловые метаморфические комплексы; 7 – границы Центрально-Камчатской глубинной шовной зоны; 8 – юго-западная граница Начикинской (Крутогоровско-Петропавловской) зоны поперечных дислокаций; 9 – вулcano-тектонические структуры: Кр – Карымшинская, Пт – Плотниковская, Ах – Ахомтенская, Ас – Асачинская, Кт – Китхойская; 10 – главные разломы, выходящие на дневную поверхность (а) и перекрытые вышележащими образованиями (б); 11 – контуры палеовулкана горы Горячей; 12 – границы уверенные (а), предполагаемые (б) коровых и коромантийных аномалий электропроводности, сформированных в зоне ТАМЦ (1), в районе вулканов Горелый, Мутновская и Вилочинская сопки (2), вулканов Ходутка, Пиратковский Пик и Желтый (3), зона высокой флюидонасыщенности и очагового плавления в районе Авачинско-Корякской группы вулканов и Авачинского грабена (4); 13 – структуры складчатых зон и их обозначение: ГЛ – Гольгинская впадина, БЛ – Большерецкое поднятие, СК – Срединно-Камчатский горст-антиклинорий, горсты: УН – Ункановичский, ГП – Ганальско-Петропавловский, ПР – Прибрежный; 14 – вулканы потухшие (а) и действующие (б); 15 – источники и месторо-

моря. На втором уровне, более детальном, в модели охарактеризован район ТАМЦ и его ближайшие фланги.

В настоящей статье представлены результаты объёмного моделирования, а также показана геологическая интерпретация плотностной модели и комплексный анализ совокупности данных, имеющихся на исследуемую территорию. Прежде чем приступить к анализу результатов, рассмотрим геолого-геофизическую изученность и геологическое строение района.

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Обзор региональных геолого-геофизических исследований подробно изложен в нескольких публикациях [16, 17, 35 и др.]. В этой статье лишь кратко отметим, что вся территория Камчатки, включая её южную часть, покрыта геологической, гравиметрической и аэромагнитной съёмками м-ба 1:200 000, а её значительная часть – аэромагнитной съёмкой м-ба 1:50 000. Как уже отмечено выше, территория Камчатки покрыта сетью региональных геофизических профилей (рис. 1). На основе комплекса геолого-геофизических данных построены схема тектонического районирования Центральной и Южной Камчатки [2], тектонические схемы Камчатского полуострова [3] и Корякско-Камчатской складчатой области, включая её материковую часть [4]. Позднее на всю территорию Камчатки подготовлена тектоническая схема (Нурмухамедов А.Г., 2013) м-ба 1:1 000 000, фрагмент которой представлен на рис. 3. Схема составлена по геологическим данным А.Б. Лопатиным (Камчатнедра) и А.В. Разумным (ОАО «Камчатгеология»), дополнена по геофизическим – А.Г. Нурмухамедовым (ОАО «Камчатгеология»).

В соответствии с тектонической схемой вся исследуемая территория делится на две складчатые зоны: Корякско-Западно-Камчатскую и Восточно-Камчатскую подзону Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой зоны. Граница между ними проходит по Центрально-Камчатской глубинной шовной зоне. Северо-восточную часть площади занимает Начикинская зона поперечных дислокаций (ЗПД), для которой характерны разрывные нарушения северо-западного простирания. Значительная часть территории входит в Курило-Южно-Камчатскую островодужную вулка-

ническую зону, в которой расположены действующие и потухшие вулканы. В результате вулканической деятельности на протяжении геологического времени на исследуемой территории сформированы вулканотектонические структуры (ВТС). В центральной части Карымшинской ВТС находится плиоценовый палеовулкан с центром гора Горячая. По периметру палеовулкана наблюдается активная гидротермальная деятельность. К югу от широты рек Паратунки и Карымчины и до мыса Лопатка расположена зона ареально-вулканизма [9]. На тектонической схеме показаны примерные контуры коровых и коромантийных аномалий электропроводности, выделенных по данным МТЗ. По комплексу геолого-геофизических данных аномально низкоомный объект (5 Ом·м на фоне 500–1000 Ом·м) под номером 1 интерпретируется как Толмачёвский активный магматический центр (ТАМЦ). Подробные комментарии к тектонической схеме представлены в условных обозначениях к рис. 3.

Значительная часть Корякско-Камчатской складчатой области сформирована на активной окраине континента в результате двух главных процессов – субдукции океанической литосферы под континентальную плиту и коллизии [22, 30]. Следствием таких событий является деформация причленившихся островодужных блоков и перескок зоны субдукции на восток, в сторону океана. При этом, вошедшие в аккреционный комплекс блоки становятся частью континентальной литосферы. В результате взаимодействия океанической литосферной плиты с континентальной сформирован слой сейсмической активности Вадати-Заварицкого-Беньюфа или сейсмофокальная зона (СФЗ). К востоку от полуострова расположен Курило-Камчатский глубоководный желоб (рис. 1), от которого СФЗ погружается под континент. В исследуемом районе глубина до СФЗ увеличивается от 100 км на юго-востоке площади до 300 км и более на северо-западе [26] (рис. 2).

На обзорной схеме, помещённой на рис. 2 и 3, показана область террейнов восточных полуостровов. Палеогеодинамические реконструкции вхождения террейнов в аккреционный комплекс Восточной Камчатки изложены в нескольких публикациях [11, 12, 22, 29, 30]. Так, по Н.И. Селивёрстову [22], островодужные блоки Шипунский (Авачинский по Н.И. Селивёрстову [22]) и Кроноцкий вошли в состав аккреционного комплекса Камчатки в позднем миоцене, а самый северный (Камчатский) – в конце плиоцена.

ждения термоминеральных вод; 16 – месторождение (а) и рудопроявления (б) золота; 17 – геофизические профили МОВЗ-МТЗ, фрагменты профилей и их названия: 1-1 (г. Опала – р. Вахиль), 2-2 (п. Апача – бух. Мутная), 3-3 (бух. Ходутка – с. Николаевка), 4-4 (р. Коль – р. Кальгирь), 5-5 (п. Апача – п. Крапивное); 18 – линии S1, S2, S3 и S4 (рис. 6, а) вертикального сечения плотностной модели (рис. 5) – пикеты обозначены в километрах; 19 – контуры исследуемой территории, положение террейнов и их обозначение: Км – Камчатский террейн, Кр – Кроноцкий, Шп – Шипунский, Пб – Прибрежный.

На крайнем юго-востоке Камчатки выделен Прибрежный террейн. Его выделение [11, 12] произошло исключительно по специфической морфологии гравитационного поля в «Тихоокеанском аномальном районе» [2]. Ранее в этом же месте по результатам геологической съёмки выделен Прибрежный горст (рис. 3). Характерной особенностью северных террейнов является наличие выходов пород основного и ультраосновного состава [2]. Но в зоне предполагаемого Прибрежного террейна такие породы не закартированы, так как район с поверхности перекрыт олигоцен-миоценовой вулканогенно-осадочной толщей пород [10]. Геологическое строение этого района помогут уточнить материалы глубинных исследований методами МОВЗ и МТЗ, проведенных вдоль профиля бух. Ходутка – с. Николаевка (рис. 2 и 3), а также результаты плотностного и геомагнитного 2D-моделирования, выполненного вдоль этого же профиля. Результаты интерпретации глубинных исследований указывают на то, что на участке пересечения профилем Прибрежного горста земная кора и по строению, и по составу пород носит обособленный, чужеродный характер по отношению к соседним участкам. В этом месте в интервале глубин 10–25 км выделен блок земной коры высокой плотности ($2.83\text{--}2.89\text{ г/см}^3$) и высокой магнитной восприимчивости – $951\text{--}2151 \cdot 10^{-6}$ СГС (А.Г. Нурмухамедов, 2013). Такие показатели характерны для пород основного и ультраосновного состава, ранее закартированных в зоне северных террейнов.

По предварительным данным, основываясь на материалах Геологической карты [10], предполагается, что причленение островодужного блока к складчатой области Палеокамчатки произошло в диапазоне времени среднего-позднего палеогена. Причленению террейна предшествовала субдукция океанической литосферной плиты. На присутствие в этом месте зоны палеосубдукции указывает комплекс признаков, изложенных в статье [17]. В гравитационном поле (А.Г. Нурмухамедов, 2013) район палеосубдукции отражен в виде вытянутой в северо-восточном направлении высокоградиентной зоны поля силы тяжести (ПСТ), примыкающей к западной границе Прибрежного горста. В указанной зоне расположены потухшие и действующие вулканы, наблюдается активная гидротермальная деятельность.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЙ ОБЪЕМНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ

3D-модель земной коры и верхней мантии Южной Камчатки построена по технологии объемного изображения результатов 2D-моделирования глубинных плотностных разрезов [23], реализованного по сети пересекающихся профилей (рис. 4).

Плотностные неоднородности определены по аномалиям силы тяжести в редукции Буге. Для интерпретации были использованы материалы геофизической основы Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (М.Д. Сидоров, 2001). В качестве дополнительной информации привлекались результаты геофизических исследований методами сейсморазведки ГСЗ, МОВЗ [1, 5, 15] и электроразведки МТЗ (А.Г. Нурмухамедов, 2010; 2013). Плотностная 3D-модель создана в два этапа. Сначала методом подбора были рассчитаны плотностные модели глубинных разрезов в 2D-варианте по отдельным профилям. Затем результаты расчетов были объединены в общую цифровую базу данных. Эта база использована для объемного изображения плотностных неоднородностей.

На всех этапах моделирования использовались модули пакета программ компании Geosoft [32]: Oasis Montaj – 3D интерполяция и визуализация; GM-SYS – прямая задача (2D подбор); 3D-Euler – обратная задача (особые точки).

Моделирование глубинных плотностных разрезов

2D-моделирование в вертикальной плоскости основано на представлениях о слоисто-блоковом строении земной коры и региональном распространении, например, таких границ, как кровля и подошва консолидированной (кристаллической) коры. При создании стартовых моделей в качестве исходных данных использовались границы, выделенные по данным ГСЗ и МОВЗ.

Метод итерационного подбора 2D-модели состоит из нескольких последовательных процедур. Сначала составляется стартовая модель плотностного разреза и рассчитывается теоретическая аномалия силы тяжести. Далее, полученный график сравнивается с графиком наблюденного ПСТ и находятся точки отклонения расчётных аномалий от наблюденных, превосходящих по амплитуде погрешность гравиметрической съёмки. В этих местах корректируются параметры разреза (геометрия и плотность блоков) и снова вычисляется аномалия. Процедура корректировки повторяется до совпадения с заданной точностью теоретических аномалий с наблюденными. Расчетные точки на профилях располагаются с шагом один километр.

Начальная модель в верхней части разреза на каждом профиле представляет собой упрощенный геологический разрез, составленный по данным геологической карты масштаба 1:1 000 000 [21]. Границы геологических тел на разрезе изображаются ломаными линиями. Линии образуют контуры сечений

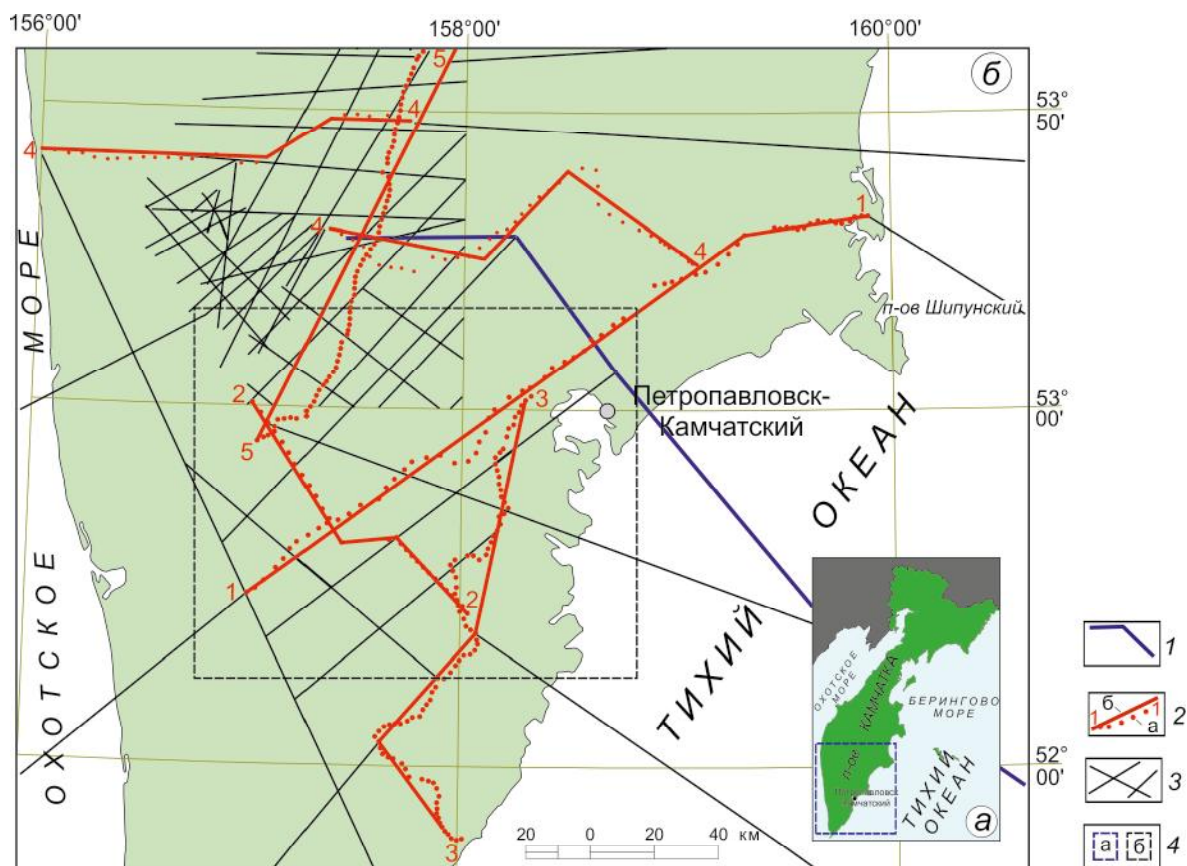


Рис. 4. Обзорная схема (а) и схема расположения опорных геофизических профилей и линий разрезов на Южной Камчатке (б).

1–3 – опорные геофизические профили, вдоль которых выполнены геолого-геофизические разрезы с плотностным 2D-моделированием: 1 – наземно-морской профиль ГСЗ, 2 – пункты МОВЗ-МТЗ (а) и линии (б) разрезов вдоль профилей: 1-1 (г. Опала – р. Вахиль), 2-2 (п. Апача – бух. Мутная), 3-3 (бух. Ходутка – п. Николаевка), 4-4 (р. Коль – бух. Калыгирь), 5-5 (п. Апача – п. Крапивная); 3 – линии прочих глубинных плотностных разрезов; 4 – граница 3D-плотностных моделей с размерами элементарных ячеек $4 \times 4 \times 4$ км (а) и $1 \times 1 \times 1$ км (б).

бесконечных горизонтальных призм, расположенных перпендикулярно к плоскости разреза. Каждая призма отождествляется с конкретным геологическим слоем (блоком). Плотность призм определяется составом преобладающих пород. На величину и форму аномалий существенное влияние имеет плотность геологических тел, слагающих самые верхние горизонты, которые в описываемом районе сложены преимущественно кайнозойскими вулканическими и вулканогенно-осадочными комплексами и толщами.

Для плотностной характеристики верхней части разрезов привлечены данные среднемасштабных геологических съемок [7, 8, 31]. Наименьшей плотностью обладают породы кислого состава: риолиты, дациты, игнимбриты и их туфы. Средняя плотность вулканических комплексов с преобладающим кислым составом составляет $2.27\text{--}2.54$ г/см³. Вулканические толщи, сложенные преимущественно андези-

тами, базальтами и их туфами, имеют средние плотности от 2.55 до 2.77 г/см³. Плотность кайнозойских осадочных толщ – $2.50\text{--}2.60$ г/см³. Для кайнозойских толщ наблюдается увеличение средних плотностей с увеличением их возраста. Еще более плотными являются докайнозойские (меловые) вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Породы этих толщ подвержены региональному метаморфизму в зеленосланцевой фации, что нашло отражение в их плотности. Средняя плотность для метаосадочных толщ – около 2.66 г/см³, а вулканогенных – $2.70\text{--}2.79$ г/см³. Еще ниже по разрезу, в кристаллическом фундаменте, наиболее широко представлены две группы пород – кристаллосланцы и плаггиогнейсы с мигматитами. Для сланцев характерной является плотность $2.74\text{--}2.85$ г/см³, для мигматитов и гнейсов – $2.64\text{--}2.65$ г/см³. Среди plutонических образований наибольшая средняя плотность у перидотитов

и габбро – 2.9 г/см^3 , наименьшая у гранитов – $2.54\text{--}2.64 \text{ г/см}^3$. Диориты, гранодиориты, монцониты, лампрофиры имеют среднюю плотность $2.70\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$.

При составлении разрезов для тонких «внемаштабных» слоев применен принцип эквивалентности – объединение в один слой с усредненной плотностью. Призмы в узких блоках рельефа (хребты) ограничены по простиранию. Аномалии для этих призм рассчитаны в режиме $2\frac{3}{4}\text{-D}$. Также по простиранию ограничены призмы, представляющие сечения интрузий. Края призм находились по градиентам наблюдаемых над интрузиями аномалий [25].

Дополнительная информация до глубины 15–20 км получена методом деконволюции Эйлера аномалий силы тяжести. Метод определяет координаты особых точек, которые указывают на положение центров тяжести, граней, углов, образующих аномалии геологических тел. Особенность метода в том, что не требуется геологических априорных знаний о возмущающих объектах. Интерпретация проведена в профильном и 3D-модификациях [32]. В 3D-варианте нахождение особых точек проведено внутри квадратного скользящего окна с размером стороны 5, 10, 15 и 20 шагов сети. Для интерпретации использовалась матрица поля силы тяжести с ячейкой $2 \times 2 \text{ км}$. Вычисления проведены с различными структурными индексами. Структурные индексы характеризуют возмущающие тела, похожие по форме на уступ, тонкие и толстые пласты, горизонтальный цилиндр и сферу. Выявленные особые точки локализуют положение плотностных неоднородностей в разрезе. Такой подход к интерпретации позволил учесть весь диапазон возможных геометрических типов возмущающих масс (геологических тел), находящихся на разных глубинных горизонтах.

Для глубокой части разреза с гранями призм отождествлялись сейсмические границы и разломы, выделенные на профилях МОВЗ и ГСЗ. С поверхностью докайнозойских образований отождествляется граница F, с кровлей кристаллической коры – граница K_0 , с кровлей гранулитово-базитового слоя нижней коры – граница K_2 , с подошвой коры – граница M [15]. Плотность для нижней коры принята $2.9\text{--}3.02 \text{ г/см}^3$, а верхней мантии $3.2\text{--}3.4 \text{ г/см}^3$ [27].

Моделирование разрезов проведено до глубины 50 км. Для Камчатки этот интервал охватывает всю кору и часть верхней мантии. Подбор параметров разрезов выполнялся до достижения удовлетворительной сходимости графиков теоретических и наблюдаемых аномалий. В большинстве расчетных точек отклонение аномалий по амплитуде не превышает 5–10 %. Для учета влияния масс за пределами расчетного от-

резка профиля по обе стороны в модели включены полубесконечные горизонтальные слои, имитирующие вулканогенно-осадочный, верхний и нижний слой консолидированной коры, верхнюю мантию с типичными для них плотностями.

Создание 3D-матриц

На втором этапе, после подбора разрезов, была создана база плотности. База данных представляет собой цифровой массив точек с координатами X, Y, Z и плотностью D в каждой из них. Для нахождения координат и теоретической плотности на плоскости разрезов накладывалась квадратная сетка. Искомые параметры определялись в узлах сетки. 2D-координаты вертикальных разрезов пересчитывались в плановые прямоугольные координаты. Вертикальной координатой на разрезе является координата по оси Z в системе X, Y, Z. Размер сетки выбирался в зависимости от детальности подобранных разрезов и его частей. От дневной поверхности до глубины 5 км ниже уровня моря (н.у.м.) расстояние между узлами сетки составляет 0.2 км, в интервале от -5 км до -10 км – 0.5 км, от -10 км до -20 км – 1 км. На глубине более 20 км узлы расположены на расстоянии 2 км. Дифференцированный размер сетки для разных глубинных уровней обеспечил достаточное количество точек для плотностной характеристики геологических тел, одновременно не перегружая излишними данными крупные блоки.

Данные по всем разрезам соединены в единый файл и были преобразованы в 3D-матрицу для создания объемного изображения в виде элементарных кубических ячеек объема (voxel). Этот способ изображения хорошо подходит для функций, непрерывно распределенных в трёхмерном пространстве таких параметров, как плотность геологической среды. Интерполяция нерегулярных данных профилей в регулярную 3D-сеть точек и ее визуализация осуществлена программным модулем Oasis Montaj [32]. Размер ячеек зависит от густоты данных. Профили глубинных разрезов неравномерно расположены по территории (рис. 4). Расстояния между соседними разрезами различны, иногда достаточно большие. В таких местах при 3D-интерполяции в матрице образуются «пустые» места без изображения в объёмной модели. Чтобы заполнить межпрофильное пространство недостающими данными были построены карты изолиний по глубинным горизонтам. Для послойных карт из базы данных разрезов извлекались точки с заданной глубиной. Последовательным сгущением проводилась интерполяция в регулярную сеть: $5 \times 5 \text{ км} - 2 \times 2 \text{ км} - 1 \times 1 \text{ км}$. Из узлов грид-файла интерполированные данные (X, Y, Z, D) добавлялись в базу разрезов. Такие карты построены с шагом по

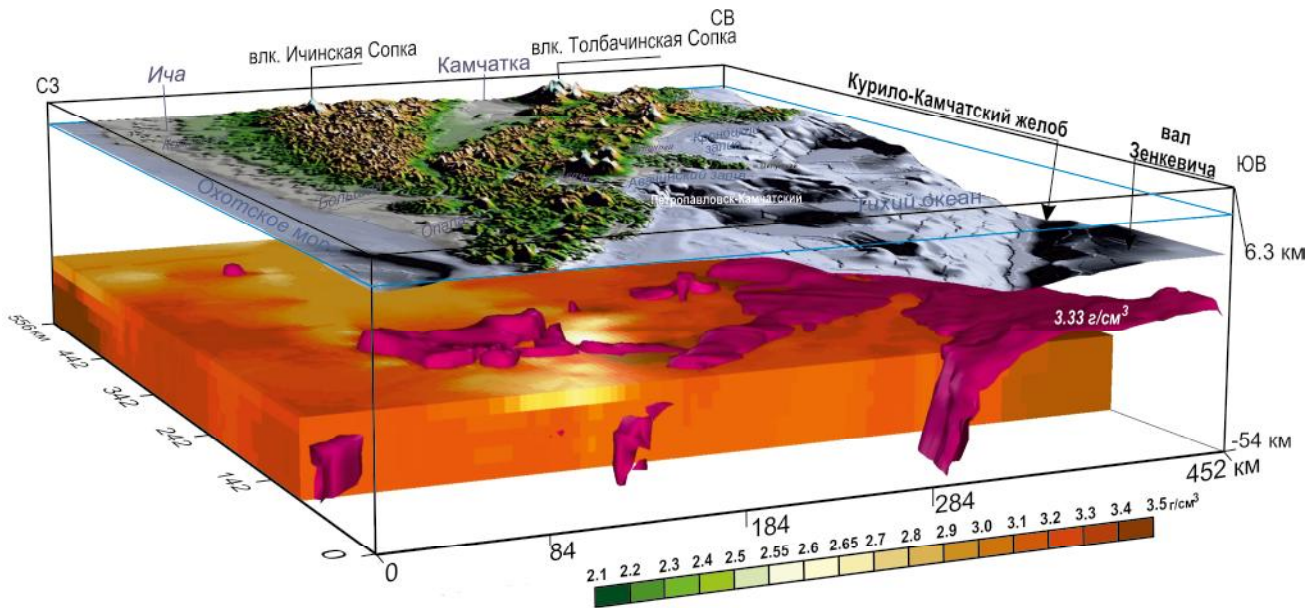


Рис. 5. Блок-диаграмма плотностной модели земной коры и верхней мантии Южной Камчатки (вид с юго-запада).

Пояснение к блок-диаграмме: вертикальный масштаб увеличен в два раза; часть ячеек для удобства просмотра модели «погашена»; рельеф «поднят» на 3 км; истинный уровень моря показан линией голубого цвета; пурпурным цветом показана изоплотностная поверхность слоя с плотностью 3.33 г/см³.

глубине в 1 км. Интерполяция послойных карт проведена методом Кригинга, который позволяет на основе пространственной автокорреляции прогнозировать значения в узлы регулярной сети заданного размера.

Полученная таким образом общая база данных использована для построения 3D-матриц. Были построены плотностные модели с размером элементарных ячеек 4 × 4 × 4 км, 2 × 2 × 2 км, 1 × 1 × 1 км и 0.5 × 0.5 × 0.5 км для разных участков описываемой площади. Наименьшими ячейками и соответственно более подробно изображено распределение плотностных неоднородностей в районе Толмачевского активного магматического центра, так как здесь пересекается несколько глубинных профилей. Из матриц выделены изоплотностные поверхности с типичными для геологических структур плотностями. Например, форму границы между корой и верхней мантией характеризуют поверхности с плотностью более 3.2 г/см³, а в средней-верхней коре поверхности с плотностью свыше 2.85 г/см³ отражают форму блоков, содержащих интрузии базитов [24, 25]. Возможность выделять и визуализировать из 3D-матриц поверхности с различной плотностью открывает путь для изучения морфологии геологических структур на различных глубинах коры и верхней мантии.

В настоящей статье представлены результаты объёмного плотностного моделирования, реализованного с размером элементарных ячеек 4 × 4 × 4 км. В

ограниченном объёме использованы материалы плотностной модели с размером ячеек 1 × 1 × 1 км.

АНАЛИЗ 3D-МОДЕЛИ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 5 представлена 3D плотностная модель земной коры и верхней мантии Южной Камчатки. Северная граница модели проходит по широте вулканов Ичинская сопка и Толбачинская сопка, южная – примерно по широте мыса Лопатка. Кроме этого, модель охватывает район Тихого океана с участком Курило-Камчатского глубоководного желоба и небольшой фрагмент восточной акватории Охотского моря.

В модели показано распределение гравитирующих масс на глубину до 50 км ниже уровня моря. Во всей модели уверенно выделяется поверхность слоя с плотностью 3.33 г/см³. Такая плотность свойственна ультраосновным породам верхней мантии – перидотитам [18, 27]. В юго-восточной части модели изоплотностная поверхность фиксируется на относительно малых глубинах (~ 20 км), а в западной – на более значительных глубинах: 30–34 км. Это косвенно указывает на мощность и тип вышерасположенной земной коры. С юго-востока это маломощный океанический тип, а на западе, в акватории Охотского моря, мы наблюдаем фрагмент более значительной по мощности коры внутреннего моря в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану [20].

В южном срезе модели (рис. 5) внимание привлекают участки, где наблюдается погружение отмеченной изоповерхности на всю глубину модели. Наиболее отчетливо эта картина проявлена в юго-восточной части модели, в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба. Непосредственно под полуостровом и далее в акватории Охотского моря также отмечено погружение изоплотностной поверхности. И, наконец, в центральной части среза, в районе континентального склона наблюдается её плавное погружение. Какова природа изоплотностных поверхностей? На первый взгляд, эти поверхности напоминают фрагменты зон палеосубдукций и современной субдукции океанической литосферы. Но на юго-востоке модели на больших глубинах положение изоплотностной поверхности близко к вертикальному, что противоречит известным представлениям [22] о наклоне погружающейся литосферной плиты.

Рассмотрим вертикальный срез (разрез) плотностной модели вдоль линии S4 (рис. 6, б), расположенной ортогонально глубоководному желобу. Длина линии составляет 450 км. Разрез начинается с акватории Охотского моря и заканчивается в акватории Тихого океана в районе внешнего склона глубоководного желоба. На всём протяжении разреза уверенно выделяется субгоризонтальная высокоградиентная зона, где в узкой полосе плотность среды меняется от 3.0 до 3.2–3.3 г/см³. Эта зона интерпретируется авторами как граница Мохоровичича, отделяющая земную кору от верхней мантии. Верхняя часть разреза (земная кора) характеризуется относительно низкими значениями плотности (2.8–2.9 г/см³). Здесь выделяются локализованные участки разуплотнения (2.6–2.7 г/см³) и слои с аномально низкой плотностью, достигающей 2.2–2.6 г/см³ и менее. На суше слои с такой плотностью характерны для вулканогенно-осадочного комплекса пород. В акватории океана слой с аномально низкой плотностью отражает толщу отложений материкового склона – в данном случае зоны аккреции, формируемой в процессе субдукции океанической литосферы под краевую часть континентальной.

В районе вулкана Мутновская сопка выделяется слой низкой плотности, который на глубине более 10 км локализуется в виде наклонной зоны, пронизывающей всю кору. Глубже 30 км, в верхней мантии, отмечен участок, где также наблюдаем понижение плотности до 3.2–3.25 г/см³ на фоне 3.3 г/см³. Необходимо подчеркнуть, что в этом месте между корой и мантией практически отсутствует вышеупомянутая высокоградиентная зона. Вместо этого отмечен плавный переход от высоких плотностей верхней мантии к относительно низким в коре. Мощность перехода составляет порядка 15 км, что характерно для райо-

нов действующих вулканов на Камчатке [6]. Анализ материалов показывает, что в анализируемом участке литосферы присутствует единая коромантийная зона разуплотнения, которая имеет изгиб (рис. 6, в), характерный для зон субдукции. Очевидно, в таком виде отражена зона деструкции, возникшая в результате динамического взаимодействия «нависающей» континентальной литосферы и погружающейся океанической. По отношению к современной субдукции, расположенной в акватории океана, здесь, вероятно, проявлен фрагмент палеосубдукции, упомянутой в статьях [17, 36]. Над зоной палеосубдукции расположены действующие и потухшие вулканы (рис. 2, 3), в том числе и действующий вулкан Мутновская сопка.

Нижняя часть разреза (верхняя мантия) характеризуется высокими значениями плотностей (3.2–3.3 г/см³), где в отдельных участках они достигают 3.36–3.4 г/см³. Так, к северо-западу от упомянутой зоны деструкции, в верхней мантии выделяются локализованные участки (рис. 6, в) с плотностью ≥ 3.4 г/см³. Это могут быть участки эклогитизации перидотитов, возникшие в результате взаимодействия континентальной и океанической литосфер в процессе субдукции последней [18].

В зоне глубоководного желоба на глубине более 20 км выделяется значительный по размерам объект высокой плотности. Его максимальная плотность (3.36 г/см³) отмечена в районе внешнего склона желоба, но ближе к материковому борту наблюдается её постепенное уменьшение до 3.3 г/см³. Очевидно, изоплотностная поверхность 3.33 г/см³, отчетливо проявленная на рис. 5, является северо-западной границей указанного объекта. В этом месте наблюдается резкое увеличение значений ПСТ (рис. 6, в). Как уже отмечено, высокие значения плотности характерны для ультраосновных пород верхней мантии, а их вариации в сторону увеличения или уменьшения зависят от процентного содержания таких минералов, как оливин, пироксен, гранат и в ограниченных районах – амфибол [18]. Возможно, в данном блоке повышено содержание граната.

В разрезе (рис. 6, в) отмечено пологое, местами ступенеобразное (?) погружение границы Мохо от 20 км в районе глубоководного желоба до 30–33 км в районе восточного побережья Камчатки. Вероятно, в таком виде отражено начало пологого погружения литосферной мантии под континент. Процессу субдукции подвергнута вся океаническая литосфера, включая океаническую кору. Кровля коры расположена выше по разрезу и выражена в виде полого наклоненной градиентной зоны, отделяющей область высоких плотностей (≥ 2.9 г/см³) от области более низких (≤ 2.7 г/см³).

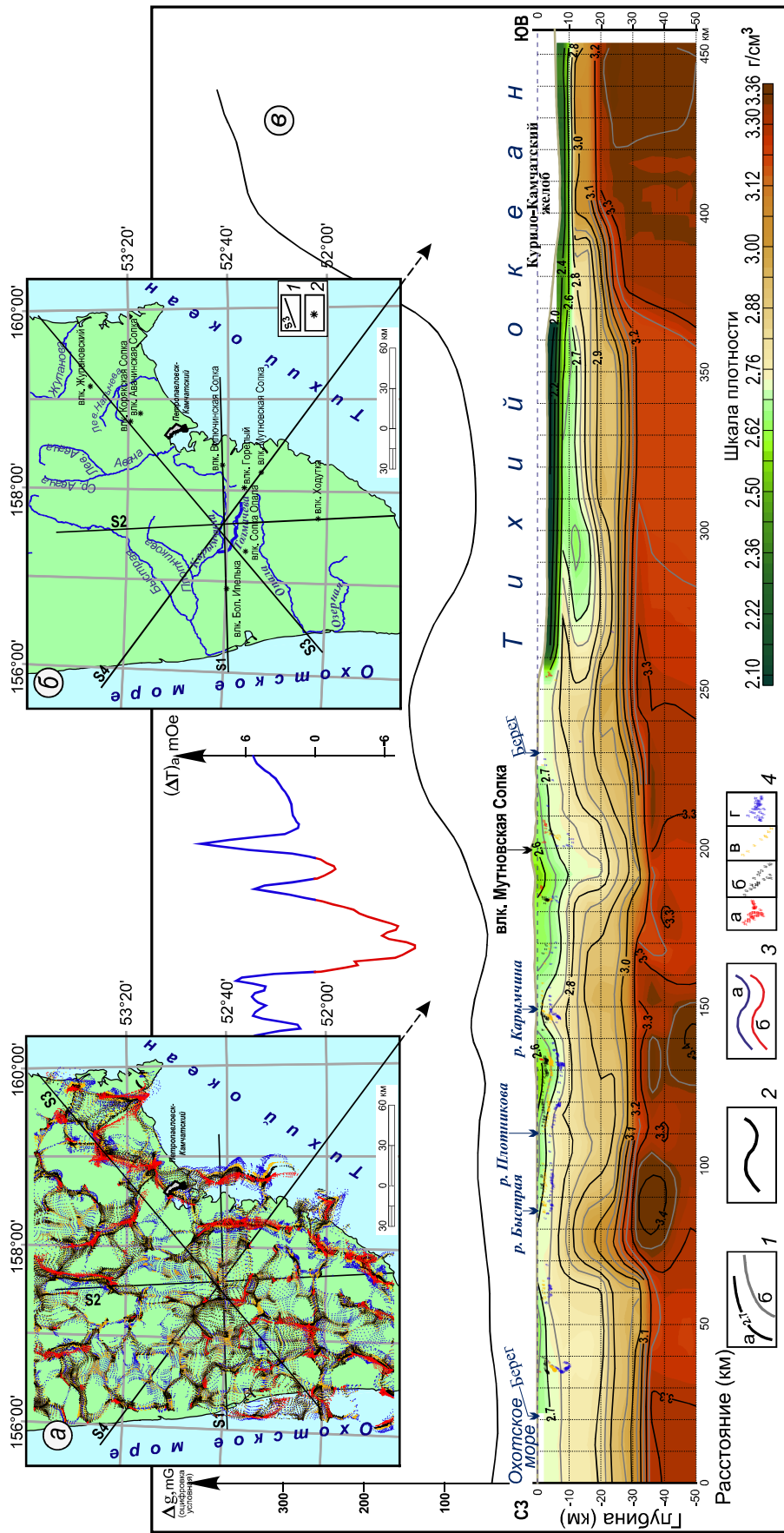


Рис. 6. Проекция особых точек на дневную поверхность (а), схема расположения линий вертикального сечения (разрезов) плотностной модели (б), плотностной разрез вдоль линии S4 (в).
 а, б: 1 – линии и их номера; 2 – вулканы; в: 1 – изолены основные (а), промежуточные (б) и значения плотности в г/см³ (сечение основных изоденсов 0.1 г/см³, промежуточных – 0.05 г/см³); 2–3 графики геофизических аномалий: 2 – в редукции Буге (уровень условный), 3 – магнитный; 4 – отрицательный); 4 – проекции особых точек на плоскость разреза объемной плотностной модели, расположенных на расстоянии до 500 м по обе стороны от плоскости сечения (палетка 40 км, структурные индексы 0 (а), 0.5 (б), 1 (в), 2 (г)).

Далее, в соответствии с объёмной моделью (рис. 5), начинается постепенный переход к более крутому погружению океанической литосферы, что отражено в характерном изгибе изоплотностной поверхности с плотностью 3.33 г/см^3 . В разрезе (рис. 6, в) в этом месте на глубине более 35 км выделяется участок верхней мантии с плотностью $\geq 3.3 \text{ г/см}^3$. Погружение литосферной плиты, отраженное в объёмной модели, согласуется с материалами монографии [22], где представлен анализ плотности распределения энергии слабых ($8 \leq K_s \leq 10$) землетрясений в сейсмофокальной зоне Камчатки. В соответствии с этими данными, в анализируемом районе угол погружения океанической литосферы составляет $\sim 45^\circ$.

Как отмечено во Введении, внимание привлекает локализованный участок (рис. 2), где глубина до границы Мохо достигает 40–45 км на фоне 32–39 км. В плане этот участок совпадает с Толмачевским активным магматическим центром (ТАМЦ). Контрастное увеличение глубины до границы М объяснялось [17, 35, 36] наличием в этом месте переходной зоны между корой и верхней мантией, толщина которой составляет порядка 10 км. Рассмотрим глубинное строение этого участка с позиции результатов плотностного 3D-моделирования, используя вертикальные сечения (разрезы) объёмной модели вдоль 4-х направлений (рис. 6, б).

Анализ плотностных разрезов

В плотностном разрезе вдоль линии S4 (рис. 6, в) в районе р. Карымчина (125–150 км) на глубине 40–44 км выделяется кровля объекта высокой плотности ($\geq 3.35\text{--}3.4 \text{ г/см}^3$). Эти показатели весьма близки к оценке глубин до границы между подошвой переходного слоя и верхней мантией, выделенной ранее по данным МОВЗ (рис. 2). Как отмечено выше, объект высокой плотности интерпретируется авторами как участок эклогитизации перидотитов в верхней мантии. Граница Мохо здесь также отражена в виде градиентной зоны перехода от высоких плотностей верхней мантии к относительно низким в коре. Но выглядит эта зона менее контрастно по отношению к другим участкам разреза – мощность переходного слоя здесь заметно увеличена и составляет около 8–10 км. Над объектом высокой плотности фиксируется локальная зона разуплотнения, ограниченная с северо-запада и юго-востока участками высокой плотности ($3.3\text{--}3.36 \text{ г/см}^3$).

Уверенно выделяется участок с заметным уменьшением плотности ($\leq 3.3 \text{ г/см}^3$ на фоне $\geq 3.35\text{--}3.4 \text{ г/см}^3$) и в разрезе вдоль линии S1 (рис. 7, а), пересекающей 3D-модель в субширотном направлении (рис. 6, б). Разуплотнение фиксируется в интервале

глубин 35–45 км. Выше этого участка, в нижней коре также наблюдается разуплотнение. В нижней части разреза выделяется слой переменной мощности и высокой плотности ($\sim 3.35 \text{ г/см}^3$), погружающийся в западном направлении. Погружение фиксируется под участком разуплотнения. Несмотря на то, что линия разреза расположена под острым углом к фронту современной субдукции, авторы настоящей статьи полагают, что в плотностном разрезе отражен фрагмент палеосубдукции океанической литосферы в виде погружающегося слоя высокой плотности. Вероятно, здесь представлен верхний, относительно тонкий слой, непосредственно контактирующий с нависающей континентальной литосферой. К западу от зоны палеосубдукции в интервале глубин 30–42 км (60–90 км линии S1) выделен объект высокой плотности ($\geq 3.4 \text{ г/см}^3$), предположительно перидотит-эклогитового состава. Коромантийный участок низкой плотности, вероятно, является результатом взаимодействия литосферных плит и входит в зону, где активные геодинамические процессы продолжаются и в настоящее время [16, 35].

В верхней коре в районе долины реки Паратунка (140–150 км линии S1) фиксируется субвертикальная зона разуплотнения. Долина сформирована в зоне тектонически активного «термального рифта» [19], где расположено несколько наиболее крупных в регионе месторождений термальных вод. Магнитное поле в этом месте имеет локальное понижение (рис. 7, а), что объясняется наличием здесь гидротермально изменённых пород. Анализ данных указывает на то, что «термальный рифт» является северо-восточным продолжением рифтогенной зоны того же простирания, формирование которой генетически связано с зоной растяжения на участке максимального перегиба зоны палеосубдукции. В гравитационном поле рифтогенная зона отражена в виде высокоградиентной зоны Δg (А.Г. Нурмухамедов, 2013), в пределах которой расположены действующие и потухшие вулканы (рис. 2, 3). Здесь также наблюдается активная гидротермальная деятельность и зарегистрирована повышенная сейсмичность.

К изложенному следует добавить, что к востоку от вулкана Вилючинская сопка в нижней коре выделен значительный по размерам ($8 \times 28 \text{ км}$) участок разуплотнения ($\leq 2.9 \text{ г/см}^3$). В этом районе, кроме аэромагнитной и гравиметрической съёмок, глубинных геофизических исследований не проводилось. Поэтому определить природу этого объекта пока не представляется возможным. Тем не менее, можно высказать предположение о том, что данная зона разуплотнения может быть связана с глубинным очагом,

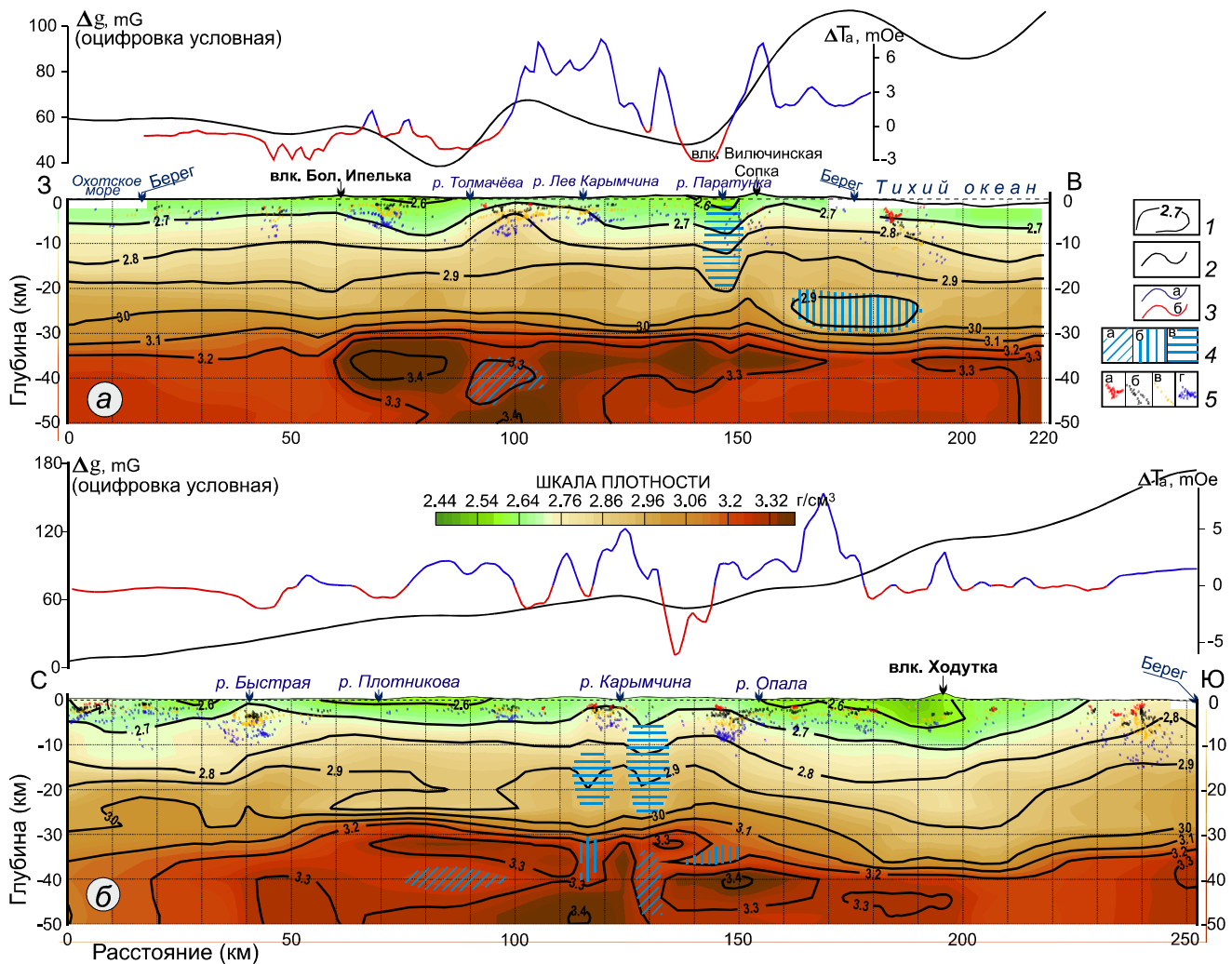


Рис. 7. Плотностные разрезы вдоль линий S1 (а) и S2 (б) (расположение линий показано на рис. 6, б).

1 – изоденсы и значения плотности в г/см³; 2 – график значений поля силы тяжести (в редукции Буге, уровень условный), 3 – график магнитного поля: положительного (а) и отрицательного (б); 4 – участки относительного разуплотнения в верхней мантии (а), в нижней (б) и верхней (в) коре; 5 – проекции особых точек на плоскости разрезов объемной плотностной модели, расположенных на расстоянии до 500 м по обе стороны от плоскости сечений (палетки 10, 20 и 40 км, структурные индексы 0 (а), 0,5 (б), 1 (в), 2 (г)).

питающим магматическую систему вулкана Вилючинская сопка. Сам же вулкан относится к категории потухших.

Рассмотрим разрез вдоль линии S2 (рис. 7, б), пересекающий 3D-модель в субмеридиональном направлении (рис. 6, б). В районе реки Карымчина (113–135 км линии S2) в земной коре и верхней мантии выделяется субвертикальная зона разуплотнения. Особенно контрастно выделяются два участка плотностью 3.25 г/см³ в интервале глубин 30–42 км и глубже. Разделяет участки незначительных размеров блок (120–130 км линии S2) с плотностью 3.3–3.35 г/см³. Такая плотность характерна для пород ультраосновного состава.

Как видно из анализа трёх плотностных разрезов вдоль линий S4, S1 и S2 в районе рр. Карымчины и Толмачёва в интервале глубин от 30–35 до 40–45 км уверенно выделяется участок (зона) разуплотнения. В соответствии с полученными данными, эта зона и по латерали, и на глубину ограничена блоками высокой плотности.

И, наконец, плотностной разрез вдоль линии S3 (рис. 8, а). Линия разреза пересекает район в северо-восточном направлении и проходит вблизи геофизического профиля г. Опала – р. Вахиль (рис. 2, 3 и 6, б). Вдоль указанного профиля с применением методики двумерного численного моделирования были построены глубинные геофизические разрезы и разработана

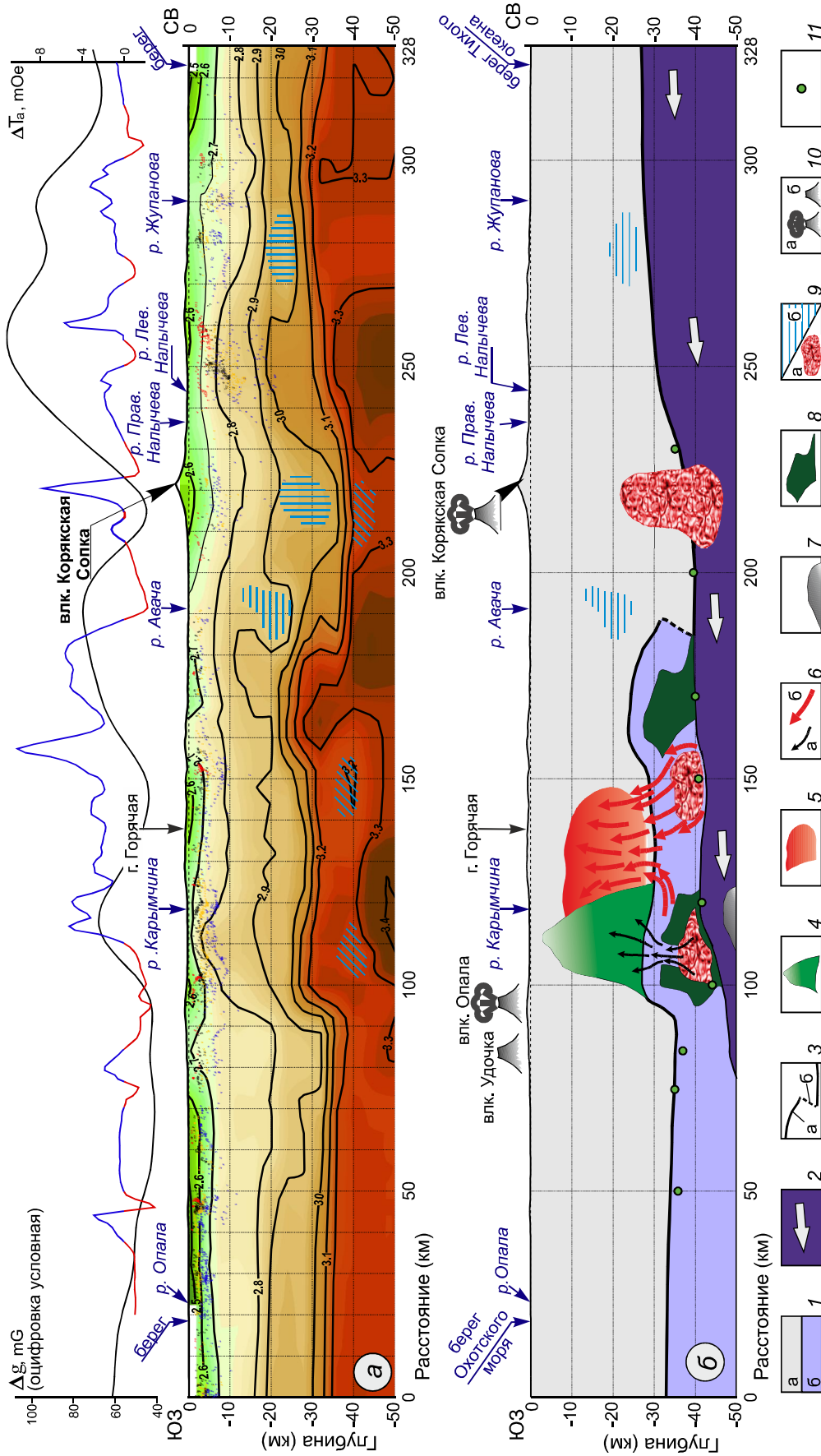


Рис. 8. Плотностной разрез вдоль линии S3 (а) – условные обозначения, подписи к ним и шкала плотности представлены на рис. 7. Схематическая геолого-геофизическая модель взаимодействия литосферных плит вдоль линии S3 (б).

1 – нависающая литосферная плита; земная кора (а), верхняя мантия (б); 2 – погружающаяся литосферная плита – палеосубдукция (стрелками показано направление движения плиты); 3 – граница Мохо: уверенная (а), предполагаемая (б); 4 – блок земной коры, насыщенный интрузиями основного и ультраосновного состава; 5 – интрузивный массив диорит-гранодиоритового состава; 6 – предполагаемое направление движения магматических расплавов (а) и тепловых потоков (б); 7 – участок эклогитизации перидотитов; 8 – участки пород ультраосновного состава; 9 – локализованные зоны относительного разуплотнения: отождаваемые с очагами плавления (а), невыясненной природы (б); 10 – проекции ближайших к линии S3 действующих (а) и потухшего (б) вулканов; 11 – оценки глубин до границы Мохо по данным МОВЗ.

геолого-геофизическая модель строения земной коры и верхней мантии [35].

Практически на всём протяжении разреза вдоль линии S3 уверенно прослеживается субгоризонтальная высокоградиентная зона ($3.0\text{--}3.2\text{ г/см}^3$), разграничивающая слои различной плотности. В нижней части разреза выделяются отдельные участки высокой плотности ($\geq 3.0\text{--}3.3\text{ г/см}^3$), которые можно объединить в единый, постепенно погружающийся слой. В северо-восточной половине разреза кровля этого слоя определяется по субгоризонтальной высокоградиентной зоне, а в центральной части (80–180 км линии S3) по верхней границе участков с аномально высокой плотностью. По ряду признаков (по глубине расположения, высокой плотности и постепенному погружению) данный слой можно отнести к фрагменту погружающейся океанической литосферной плиты под нависающую континентальную. Очевидно, в данном разрезе представлен фрагмент зоны палеосубдукции, описанной ранее в публикациях [17, 35]. Плавное погружение литосферы, показанное в рис. 8, б, объясняется тем, что линия разреза проходит под острым углом к фронту палеосубдукции. В районе р. Карымчины на глубине ≥ 48 км выделяется незначительных размеров участок, где плотность пород достигает 3.4 г/см^3 . Выделенный участок можно отнести к зоне эклогитизации пород, возникшей в результате взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит.

В центральной части разреза наблюдается контрастный выступ области высокой плотности (90–180 км линии S3). Амплитуда выступа достигает 10 км и более. Под кровлей выступа в интервале глубин 30–45 км находится зона, в которой фиксируются отдельные, незначительные по размерам объекты высокой плотности ($\sim 3.3\text{ г/см}^3$), среди которых расположены локализованные участки разуплотнения.

Геологическая интерпретация геофизических данных на примере плотностного разреза по линии S3 и объёмной модели с размерами элементарных ячеек $1 \times 1 \times 1$ км

Ранее высказано предположение о том, что в районе рр. Карымчины, Толмачёва и верхнего течения р. Плотникова отсутствует чётко выраженная граница между корой и верхней мантией, но есть переходный слой мощностью около 10 км. Граница Мохоровичича в этом месте была условно проведена по подошве переходного слоя. Как представляется авторам настоящей статьи, результаты 3D-моделирования дают возможность внести существенные коррективы в представление о глубинном строении исследуемого участка литосферы, которые заключаются в следующем.

В результате субдукционного взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит сформирован своеобразный высокоамплитудный выступ границы Мохо. Как следствие, произошло утонение коры нависающей литосферы. В результате образовался, так называемый, переходный слой, но не между корой и верхней мантией, как это было отмечено в публикациях [17, 35, 36], а между границей Мохо континентальной литосферы и кровлей погружающейся океанической литосферы. В самом переходном слое в интервале глубин $\sim 35\text{--}45$ км выделяются участки пониженной плотности (100–120 км и 140–155 км линии S3).

Следует отметить, что по данным МТЗ в районе рр. Карымчины, Толмачёва и р. Плотникова в земной коре и верхней мантии выявлена контрастная аномалия электропроводности (5–50 Ом·м на фоне 500–1000 Ом·м) [13, 14, 17]. Доминирующей структурой здесь является значительный по размерам блок земной коры, насыщенный интрузиями основного и ультраосновного состава [35, 36]. В плотностном разрезе (рис. 8, а) (100–120 км линии S3) этот блок отмечен участком высокой плотности ($2.8\text{--}3.0\text{ г/см}^3$ на фоне $2.7\text{--}2.8\text{ г/см}^3$). Расположен блок над участком разуплотнения, выявленном в переходном слое. К востоку от этого блока в интервале глубин от 8–10 до 25–30 км выделен интрузивный массив диорит-гранодиоритового состава. Формирование массива объясняется наличием зон очагового выплавления под влиянием мощных тепловых потоков [17, 35, 36]. Продвижение магматических расплавов в верхние слои коры периодически сопровождается роями слабых вулканотектонических землетрясений, которые непосредственно с извержением вулканов не связаны [28].

Анализ расширенного комплекса геолого-геофизических данных даёт основание авторам настоящей статьи интерпретировать участки пониженной плотности в переходном слое как очаги плавления. Очаги являются источниками магмы, подъём которой привёл к формированию в земной коре блока, насыщенного интрузиями основного и ультраосновного состава. А мощные тепловые потоки из этих же источников привели к образованию зон очагового выплавления и формированию интрузивного массива диорит-гранодиоритового состава.

Субдукционное взаимодействие литосферных плит в схематической форме представлено на рис. 8, б. В качестве исходных данных принят плотностной разрез вдоль линии S3 (рис. 8, а). Подробные комментарии к геолого-геофизической модели представлены в подрисуночных подписях. Необходимо отметить, что представленная модель не противоречит ранее опубликованной аналогичной модели, постро-

енной вдоль профиля г. Опала – р. Вахиль [35]. Но в предыдущем варианте более подробно показано строение верхней части разреза – земной коры. В обновленном варианте модели большее внимание уделено взаимодействию литосферных плит. Для сравнения с результатами плотностного моделирования на разрез вынесены оценки глубин до границы Мохо, выполненные по данным МОВЗ. Из рисунка 8, б видно, что ранее [15] в качестве границы Мохо была принята кровля субдущающей литосферной плиты – полеосубдукции.

Аналогичная картина взаимодействия литосферных плит в той или иной степени отражена и в других плотностных разрезах – например, по линиям S1 и S2 (рис. 7).

На рис. 9 представлены три карты, демонстрирующие распределение плотности пород на глубине 30, 40 и 45 км н.у.м. Карты представляют собой горизонтальные срезы, полученные из объёмной модели с размерами элементарных ячеек $1 \times 1 \times 1$ км. Контуры участка моделирования показаны на рис. 4. Обращает внимание контрастное выделение зоны разуплотнения в центральной части участка на глубине 40 км (≤ 3.0 г/см³ на фоне ≥ 3.2 – 3.3 г/см³). Такое разуплотнение не наблюдается ни выше, ни ниже указанного горизонта. Отмеченная зона ассоциирует с переходным слоем.

На карты вынесены границы Толмачёвского активного магматического центра (ТАМЦ), которые ранее были определены преимущественно по материалам МТЗ [16, 36]. Теперь же, судя по результатам объёмного моделирования, контуры объекта можно существенно уточнить. Граница ТАМЦ проведена по высокоградиентной зоне, отделяющей область с относительно низкой плотностью от области с высокой плотностью – по изоденсе 3.14 г/см³. Уточненные границы ТАМЦ вынесены на схему глубин до границы Мохоревичича, определённых по данным МОВЗ (рис. 2). Участки максимального разуплотнения (выделены сиреневым цветом на рис. 2) соответствуют двум аналогичным участкам в разрезе (рис. 8, б), отождествляемым с очагами плавления. Зарегистрированный рой вулканотектонических землетрясений (рис. 2) входит в уточнённые контуры ТАМЦ и в плане совпадает с участком максимального разуплотнения.

Обращает на себя внимание, что палеовулкан с центром в районе горы Горячей на карте-срезе -40 км (рис. 9, б) расположен между двумя участками, характеризующимися минимальной плотностью. Название горы не случайно – по периметру палеовулкана расположены источники термальных вод и Больше-Банное месторождение ПВС. В этом же районе располо-

жен Карымшинский рудный узел – группа участков, где обнаружено проявление рудного золота. Здесь сформированы благоприятные условия для контакта метеорных вод с высокотемпературной средой и постмагматическими растворами интрузивного массива [17]. Эти обстоятельства способствовали образованию замкнутых гидротермальных систем и, как следствие, образованию рудопроявлений Карымшинского рудного узла.

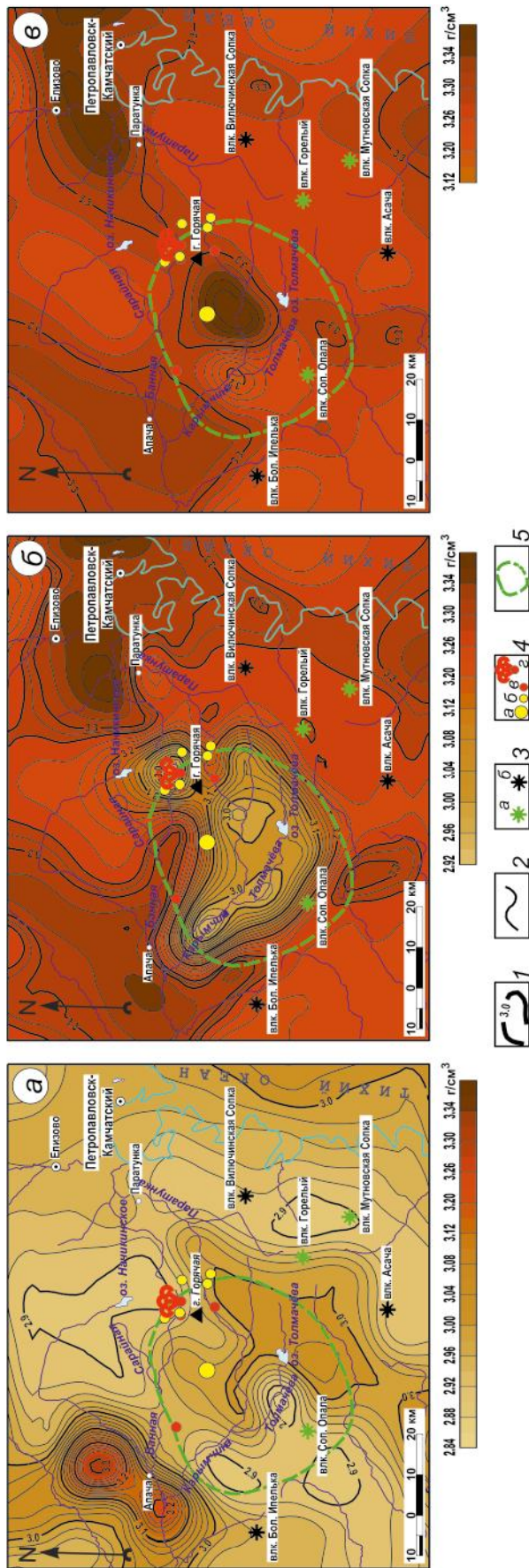
Отметим, что все рудопроявления и месторождения золота, а также участки активной гидротермальной деятельности, расположены в проекции глубинной высокоградиентной зоны, ограничивающей область низкой плотности. Следуя логике, необходимо считать перспективным обрамление указанной области на скрытые замкнутые гидротермальные системы и золоторудное оруденение эпитептермального типа [33].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Впервые выполнено объёмное плотностное моделирование, охватывающее территорию Южной Камчатки с включением фрагмента восточной акватории Охотского моря и акватории Тихого океана с участком Курило-Камчатского глубоководного желоба. В результате получена информация о распределении плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии до глубины 50 км н.у.м. Анализ полученных данных показывает, что результаты моделирования не противоречат сложившимся представлениям о плотностных характеристиках слоев и отдельных объектов в земной коре и верхней мантии.

2. В модели изоплотностными поверхностями выделяются границы слоёв и объектов высокой плотности (3.33 г/см³). Такая плотность свойственна ультраосновным породам верхней мантии – перидотитам. Так, в районе внешнего склона глубоководного желоба (рис. 6, в) в верхней мантии выделяется значительный по размерам объект (блок) высокой плотности (3.36 г/см³). Изоплотностная поверхность, фиксируемая в юго-восточной части модели (рис. 5), является северо-западной границей верхнемантийного блока, вероятно представленного породами с повышенным содержанием граната. Кроме этого, в модели отчётливо видны ещё две поверхности (рис. 5), погружающиеся в западном-северо-западном направлении на большие глубины. Одна из них находится под акваторией Тихого океана и интерпретируется авторами как фрагмент кровли современной зоны субдукции. Вторая поверхность фиксируется под полуостровом и отождествляется с кровлей палеозоны субдукции. Блокирование последней произошло, предположи-



тельно, в среднем-позднем палеогене (разд. 2) в результате приращения островодужного блока к Палеокамчатке.

3. Во всех плотностных разрезах выделяется субгоризонтальная высокоградиентная зона, где в узкой полосе плотность среды меняется от 3.0 до 3.2–3.3 г/см³. Зона интерпретируется как граница Мохоровичича, отделяющая земную кору от верхней мантии. Средняя плотность консолидированной коры составляет 2.8–2.9 г/см³. Верхняя мантия характеризуется значениями плотности – 3.2–3.3 г/см³, но в отдельных участках она достигает более высоких значений. Так, в центральной части модели, в районе рр. Карымчины и Толмачёва, в верхней мантии выделяются блоки с плотностью пород ≥ 3.4 г/см³. Это могут быть участки эклогитизации перидотитов, возникших в результате взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит в процессе субдукции последней. Таким образом, по отношению к современной зоне субдукции, находящейся в акватории океана, в модели проявлен фрагмент зоны палеосубдукции.

4. В районе долины реки Паратунка (140–150 км линии S1) в коре фиксируется субвертикальная зона разуплотнения. Долина расположена в зоне тектонически активного «термального рифта» [19], где расположено несколько наиболее крупных на Камчатке месторождений термальных вод. Анализ геолого-геофизических данных указывает на то, что «термальный рифт» является северо-восточным продолжением рифтогенной зоны того же простирания, формирование которой связано с зоной растяжения на участке максимального перегиба слэба зоны палеосубдукции. Здесь также наблюдается активная гидротермальная деятельность и повышенная сейсмичность.

5. В центральной части исследуемой территории выделяется область, где в результате субдукционно-го взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит сформирован выступ границы Мохо. Как следствие, произошло утонение коры нависающей литосферы. В результате образовался своеобразный переходный слой между границей Мохо нависающей континентальной литосферы и кровлей

Рис. 9. Карты-срезы плотностной 3D-модели (размер ячеек 1×1×1 км) в зоне переходного слоя между земной корой и кровлей погружающейся литосферной плиты на глубине 30 км (а), 40 км (б) и 45 км (в).

Изоденсы (проведены через 0.2 г/см³): 1 – основные, 2 – промежуточные; 3 – вулканы действующие (а), потухшие (б); 4 – месторождение золота Порожистое (а) и рудопроявления золота Карымшинского рудного узла (б), источники и месторождения термоминеральных вод (в), Больше-Банное месторождение ПВС (г); 5 – граница ТАМЦ по материалам публикаций [16, 17, 36].

океанической литосферы, погружавшейся в прошлом геологическом времени. В статье предложена геолого-геофизическая модель (рис. 8, б), новизна которой заключается в принципиальном уточнении механизма взаимодействия литосферных плит, в раскрытии причин формирования переходного слоя и образования в нём очагов плавления. На основе новых данных показаны первоисточники формирования таких элементов земной коры, как блок, насыщенный интрузиями основного и ультраосновного состава, и интрузивного массива диорит-гранодиоритового состава. Именно с массивом связаны активная гидротермальная деятельность с её ярким проявлением – Больше-Банным месторождением ПВС, а также рудопроявления золота Карымшинского рудного узла.

6. В результате плотностного 3D-моделирования в центральной части площади локализована контрастная зона разуплотнения (рис. 9, б). Зона расположена в интервале глубин ~ 35–45 км, где сформирован переходный слой (рис. 8, б). На основе новых данных уточнены границы ТАМЦ. Участки максимального разуплотнения (рис. 2) отождествляются с очагами плавления.

7. Все рудопроявления и месторождение золота расположены в контуре проекции на дневную поверхность глубинной высокоградиентной зоны, ограничивающей область низкой плотности. По мнению авторов статьи, указанные объекты генетически связаны с ослабленными зонами, где в замкнутых гидротермальных системах происходит образование месторождений эпитептермального [33] типа. Исходя из аналогии, можно прогнозировать обнаружение рудопроявлений и месторождений золота на других участках высокоградиентной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
2. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 53–65.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–75.
4. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэляят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 90–104.
5. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
6. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И. Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83–90.
7. Боровцов А.К., Сидоренко В.И., Щенко В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Хангарская. Лист N-57-XX (Ганалы): Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 147 с.
8. Боровцов А.К., Ярыш Г.В., Бархатов Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Хангарская. Лист N-57-XXVI (Дальний): Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 181 с.
9. Геологическое строение, новейший вулканизм и современная структура Южной Камчатки // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Отв. ред. Ю.П. Масуренко. М.: Наука, 1980. С. 7–78.
10. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. 1:1 500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского, В.П. Зайцева. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.
11. Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1996. № 1. С. 110–119.
12. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 64–70.
13. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лощинская Г.А. Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 127–138.
14. Нурмухамедов А.Г., Смирнов В.С. Результаты глубинных электромагнитных исследований на Южной Камчатке // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области (Мат. V Камчатской геол. конф.) / Ред. коллег.: А.И. Поздеев, Ю.И. Харченко, Г.П. Яроцкий, М.М. Лебедев. Петропавловск-Камчатский: НТО-горное, 1985. С. 69–82.
15. Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В., Ракитов В.А., Липатев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 29, № 1. С. 35–52.
16. Нурмухамедов А.Г. Банные и Карымчинские гидротермальные системы – источники энергии на юге Камчатки // Горн. информ.-аналит. бюлл. 2017. Спец. вып. 32. С. 347–367. <https://doi.org/10.25018/0236-1493-2017-12-32-347-367>
17. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Мороз Ю.Ф. Модель строения земной коры и верхней мантии в районе Карымшинского рудного узла по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Георесурсы. 2020. Т. 22, № 1. С. 68–76. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.1.68-76>
18. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии // Науки о Земле. Т. 43. Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7–26.
19. Серёжников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 281 с.
20. Строение дна Охотского моря / Отв. ред.: В.В. Белоусов, Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1981. 176 с.
21. Сляднев Б.И., Шаповаленко В.Н., Крикун Н.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57. Петропавловск-Камчатский: Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 206 с.
22. Селивёрстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 191 с.
23. Сидоров М.Д. Технология объемного изображения результатов глубинного плотностного моделирования геологиче-

- ских структур // Горн. информ.-аналит. бюлл. 2016. С. 9–12. (Спец. вып. 31)
24. Сидоров М.Д. Плотностная модель Камчатского срединного массива // Горн. информ.-аналит. бюлл. 2016. С. 83–87. (Спец. вып. 31).
25. Сидоров М.Д. Глубинное строение Квинум-Кувалорогской никеленозной зоны по результатам плотностного моделирования (срединный массив, Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. Вып. 38, № 2. С. 34–44. DOI: 10.31431/1816-5524-2018-2-38-34-44.
26. Тараканов Р.З. Сейсмичность // Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. Л. 33.
27. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.
28. Чубарова О.С. Вулканические землетрясения // Большая Российская энциклопедия в 30 т. Т. 6. М.: БРЭ, 2006. С. 91.
29. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
30. Шапиро М.Н., Соловьёв А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 863–880.
31. Шеймович В.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Сер. Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская): Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 302 с.
32. Geosoft Software. URL: <http://www.geosoft.com/ru> (Accessed 2008/01/28).
33. Hedenquist J.W., Browne P.R.L., Allis R.G. Epithermal gold mineralization // Short course notes discussing the important geological, geochemical and geophysical of mineralization in the epithermal environment: New Zealand 19–21 February, Wairakei: Applied Geology Associates, 1988. 169 p.
34. Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver function // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 233–265.
35. Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D. Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka) / 2nd International Geothermal Conference GEOHEAT2018. IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 249 (2019) 012041. Doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012041.
36. Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D. Tolmachevsky active magmatic center (Southern Kamchatka) and its heat-power capacity as estimated by deep geophysical surveys / 3rd International Geothermal Conference GEOHEAT2019. IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 367 (2019) 012015. Doi:10.1088/1755-1315/367/1/012015.

Рекомендована к печати В.Б. Каплуном

после доработки 15.06.2021 г.

принята к печати 11.11.2021 г.

A.G. Nurmukhamedov, M.D. Sidorov

The deep structure model for southern Kamchatka based on 3D density modeling and geological and geophysical data

In the south of Kamchatka, a number of deep geophysical studies have been conducted along the profile lines. The aim of the research was to study the lithosphere in the zone of present-day volcanism and active seismicity. Geological and geophysical models of the Earth's crust and upper mantle were constructed along the profiles. The results were obtained as part of two-dimensional modeling of geophysical fields. But the analysis of materials shows that the territory is characterized by a complex geological structure, which is reflected in three-dimensional distribution of gravitating masses. For the first time, the article presents the results of volumetric density modeling covering the territory of southern Kamchatka, including areas covered by the Sea of Okhotsk and the Pacific Ocean. The model is based on the technology of three-dimensional imaging of 2D modeling results obtained along the grid of intersecting profiles. The 3D modeling generated isodensity surfaces that enclose regions with layers of high density ($\geq 3.33 \text{ g/cm}^3$). Thus, the surface identified beneath the ocean is interpreted as a fragment of the top of the subducting plate and the surface under the peninsula is identified as the top of the paleosubduction zone. A subhorizontal high-gradient zone ($3.0\text{--}3.3 \text{ g/cm}^3$) is recognized in the density structures that intersect the 3D model, which is identified with the Moho boundary. A model of subduction interaction between oceanic and continental lithospheric plates is proposed. The two-dimensional model shows the formation of a transitional layer between the Moho boundary of the overhanging lithospheric plate and the top of the paleosubduction zone. In the transition layer, a low-density zone is distinguished, where individual areas of maximum low-density are associated with melting chambers. Conditions are shown for the formation of the crust block with abundant basic-ultrabasic intrusions and the diorite-granodiorite intrusive massif. All ore occurrences and gold deposits of the Karymshinsky ore cluster are located within the contours of projection onto the ground surface of the deep high-gradient zone that encloses the low-density zone. Ore occurrences are genetically related to the zones of crustal weakness where epithermal deposits are formed in closed hydrothermal systems. Based on the analogy, it is possible to prognosticate gold occurrences in other areas of the projection of the high-gradient zone.

Key words: density model, crust, upper mantle, paleosubduction, transitional layer, peninsula Kamchatka.