

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

*Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина*

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041; e-mail: rkulinich@mail.ru*

Поступила в редакцию 4 июня 2015 г.

Выполнено сопоставление сейсмических и плотностных моделей земной коры центрального звена Курильской островной дуги. В основу сейсмических данных положены результаты глубинных сейсмических зондирований, выполненных здесь в 80-х годах прошлого столетия. Для построения плотностных моделей использованы данные морской и спутниковой гравиметрии, полученные в последние годы. В результате сопоставления сейсмических и плотностных моделей помимо их генеральной согласованности выявлены и некоторые расхождения. Обсуждена возможная природа этих расхождений.

**Ключевые слова:** глубинное сейсмическое зондирование, гравиметрия, сейсмические и плотностные модели, центральный район Курильских островов.

### ВВЕДЕНИЕ

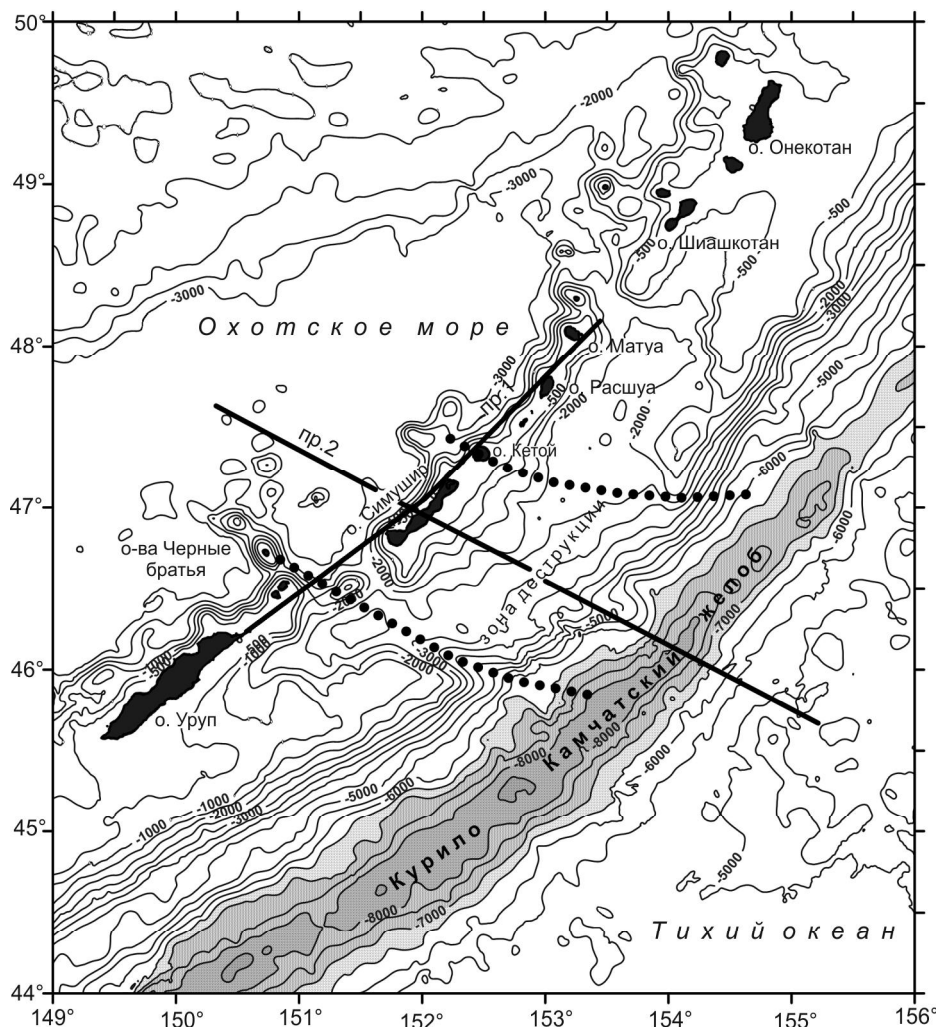
Центральный район Курильской островной дуги, ограниченный, по К.Ф. Сергееву, проливами Буссоль на юго-западе и Крузенштерна на северо-востоке [26], давно привлекает внимание исследователей. Различные аспекты его строения изучались с 50-60-х годов прошлого столетия. Уже тогда Г.М. Власов обратил внимание на повышенную сложность морфологии дна и значительное погружение центральной части подводного хребта Витязь, протягивающегося параллельно островной дуге в пределах западного склона Курило-Камчатского желоба. По его мнению указанные особенности возникли как результат неотектонических процессов [4]. В дальнейшем К.Ф. Сергеев отметил отличие центрального звена островного поднятия от его флангов и по вещественному признаку [26].

Геофизические работы, начатые здесь также в конце 50-х – начале 60-х гг. XX века в рамках Международного геофизического года и Проекта верхней мантии Земли, дали первые представления о глубинном строении этого района и также позволили наметить отличие центрального звена Курил от его флангов по характеру геофизических полей, мощности, внутреннему строению земной коры и верхней мантии [3, 5, 7, 16, 17, 30]. В частности, по результатам глубинного сейсмического зондирования, здесь был установлен подъем мантии с соответствующим сокра-

щением мощности земной коры относительно северо-восточного и юго-западного флангов Курильской гряды [26]. Анализ аномального гравитационного поля Курильской островодужной системы позволил выявить в районе о-ва Симушир «наиболее повышенные изостатические аномалии», свидетельствующие об отсутствии здесь равновесного состояния земной коры с дефицитом ее мощности [5]. Наконец, указанный район в свое время был выделен и по сейсмологическим характеристикам. На фоне общей сейсмоактивной обстановки Курило-Камчатской островодужной системы в его пределах было отмечено долговременное отсутствие сильнейших землетрясений. По этому признаку данный район впервые был обозначен в работах С.А. Федотова [31,32] с введением понятия «сейсмическая брешь».

В последующие годы изучение рассматриваемого района сейсмическими методами было продолжено ИМГиГ ДВНЦ АН СССР. В частности, в 1983–1984 гг. в районе о-ва Симушир была выполнена экспедиция, включившая комплекс сейсмических методов ГСЗ, КМПВ и МОВ-НСП (рис. 1).

Важнейшим результатом этих работ стала обработка двух протяженных профилей ГСЗ, один из которых был ориентирован вдоль островной гряды, а другой – вкрест ее простираения [1, 8, 9]. По итогам этих работ, прежде всего, была определена мощность земной коры на участке от Курильской котловины до



**Рис. 1.** Схема расположения профилей ГСЗ, обработанных ИМГиГ ДВНЦ АН СССР в 1983–84 гг. [1]. Пунктирными линиями ограничена зона максимальной деструкции океанского склона Курил.

Курило-Камчатского желоба. По полученным данным в пределах Курильской котловины, вблизи о-ва Симушир мощность коры составляет «более 20 км» [1], под о-вом Симушир – 30 км, в пределах островного склона глубоководного желоба зафиксирован подъем границы Мохо и соответствующее сокращение мощности коры до 19 км. Внутренняя структура коры была определена как слоисто-блоковая. В 1998 г. результаты сейсмических работ, выполненных на профиле 1 (рис. 1), были переинтерпретированы на новом методическом уровне, что позволило существенно уточнить положение границы Мохо, скоростные характеристики и внутреннюю структуру коры этого района [10]. Профиль ГСЗ 2 переинтерпретации не подвергался.

Результаты вышеприведенных сейсмических исследований до сих пор являются единственным источником информации о скоростной характеристи-

ке земной коры в районе Центральных Курил. Здесь, на месте «сейсмической брешии», в 2005 г. экспедицией ТОИ ДВО РАН и ИО РАН была выявлена поперечная зона тектонической деструкции рифтогенного типа [18, 21 и др.], а в период 2006–2009 гг. произошли Симуширские катастрофические и сильные землетрясения, закрывшие зону сейсмического затишья. Необходимо отметить, что сейсмический профиль 2 проходит вдоль вышеуказанной рифтогенной зоны.

Сейсмические события инициировали новый импульс исследований в этом районе, включивших, главным образом, анализ причин и механизмов указанных землетрясений, их возможной связи с глубинной структурой земной коры и тектоникой района [2, 11–14, 19, 20, 22, 25, 27–29].

Из указанных исследований ниже рассматриваются работы, посвященные поискам связи Симуширских землетрясений с глубинным строением и

тектоникой Центральных Курил. Прежде всего, это работы, в основе которых лежат результаты ГСЗ по двум профилям, отработанным в 1983–84 гг. [11, 12], с другой стороны – работы, в которых использованы данные комплексных геолого-геофизических экспедиций, выполненных в 2005–2010 гг. на НИС «Академик Лаврентьев» [19, 20]. Результаты этих исследований до сих пор оставались без должного сравнительного анализа и взаимной увязки. Авторы настоящей статьи сделали попытку восполнить этот пробел, полагая, что это поможет приблизиться к адекватным представлениям о коромантийных особенностях центрального звена Курильской островодужной системы и связи с ними произошедших землетрясений. Ниже излагаются результаты выполненной работы.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходного материала нами использованы сейсмические разрезы по двум профилям ГСЗ, отработанным в районе о-ва Симушир в 1983–84 гг. (рис. 1), результаты площадных и профильных геофизических съемок, выполненных в 2005–2010 гг. и включивших гравиметрию, магнитометрию и НСП [18, 20].

Основным методом совместного анализа этих исследований было выбрано сейсмогравитационное моделирование на базе указанных сейсмических профилей и аномального гравитационного поля этого района, вычисленного по результатам морской и спутниковой гравиметрии. При этом сейсмические границы использовались в качестве закрепленного структурного каркаса, а сейсмические скорости стали основой для определения предварительных плотностных характеристик при построении моделей первого приближения. Для этого использовалась рассчитанная нами региональная статистическая зависимость «скорость-плотность», опубликованная ранее в работе [24] и приведенная в дополненном виде на рис. 2. В дальнейшем в процессе моделирования первоначальные плотности корректировались в пределах доверительного интервала 99 %. На рисунке он ограничен заштрихованной зоной.

Пересчетом скоростей в плотности сейсмические разрезы были трансформированы в плотностные модели первого приближения. Над каждой плотностной моделью был построен график гравитационных аномалий в свободном воздухе. С этой целью для профиля № 1 (рис. 1) были использованы данные альтиметрии [33, 34]. Их пересчет в гравитационные аномалии и оценка погрешностей выполнялись с использованием методики, реализованной в работах [6, 23]. Для профиля 2 были использованы результаты морской гравиметрии, дополненные данными спутниковой альтиметрии.

Собственно моделирование выполнялось в интерактивном режиме с использованием программы, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [15]. Предполагалось, что в условиях закрепленного сейсмического структурного каркаса моделирование сведется к подбору плотностей и итеративному расчету гравитационного эффекта от задаваемой таким образом плотностной модели. Процесс заканчивается, когда сходимость между расчетным гравитационным эффектом от последней модели и наблюдаемым полем становилась не хуже тройного интервала погрешности определения гравитационных аномалий ( $\pm 5 \div 10$  мГал). В реальности процесс оказался более сложным как в отношении «незыблемости» сейсмических границ, так и сейсмических скоростей.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Исходный сейсмический разрез по профилю 1 (о. Уруп–о. Расшуа) показан на рисунке 3. Как видно, разрез отличается чрезвычайной сложностью как по распределению скоростей, так и по структуре сейсмических границ. В первом случае это, прежде всего, касается присутствия в средней части земной коры между о-вами Черные Братья и южной половиной о-ва Симушир (пролив Буссоль, блок II) слоя с высокой скоростью (7.5–8.0 км/с), который резко воздымается к поверхности под центральной частью о-ва Симушир. Слои, в подошве которых скорости достигают 7.5–7.7 км/с, присутствуют также в блоках I и V. Под указанными слоями по всему профилю, за исключением блока IV, фиксируется инверсия скоростей. Поверхность Мохо определена не на всем профиле, мантийные скорости зафиксированы в блоке II (8.0 км/с), IV и V (8.3 км/с). В блоках I и III, начиная с глубин 11–12 км, скоростная информация не получена.

Необходимо отметить необычное поведение границы Мохо. Под проливом Буссоль и юго-западной оконечностью о-ва Симушир (блок II) она субгоризонтально залегает на глубине 35 км. Однако через небольшой отрезок профиля, под центральной частью о-ва Симушир, эта граница обнаружена уже на глубине 18–20 км (блок IV). К сожалению, отсутствие данных на указанном отрезке (блок III) образовало разрыв поверхности Мохо, лишивший возможности проследить характер ее сочленения с поверхностью мантии в блоке II и возможную связь с высокоскоростным слоем в том же блоке, который также испытывает интенсивный подъем под центральную часть о-ва Симушир. К северо-востоку от данного участка поверхность Мохо, активно погружаясь, достигает глубин 30–35 км (северо-восточная часть блока IV и блок V). Информация о кровле мантии отсутствует в блоке I.

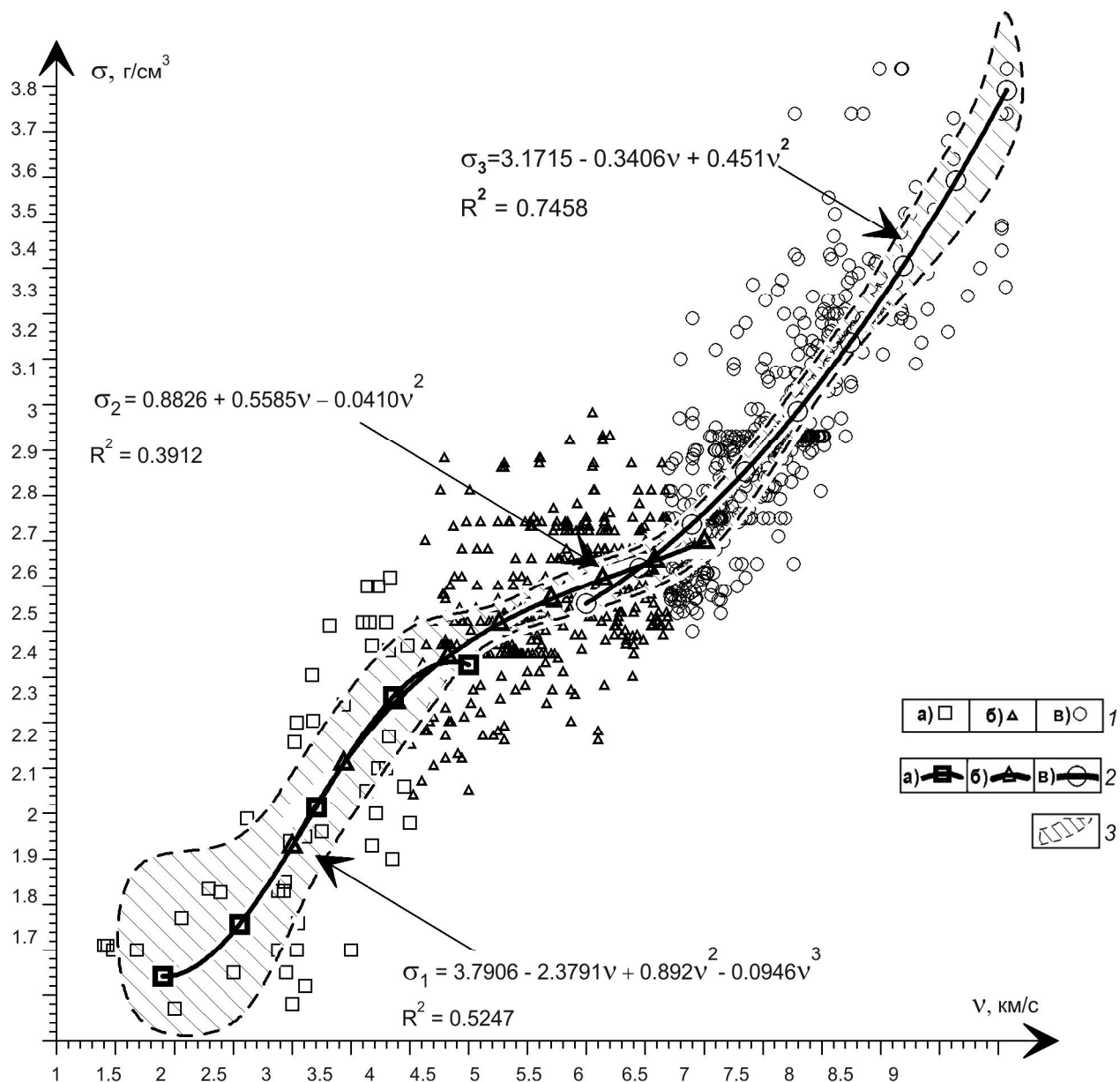


Рис. 2. Зависимость плотности горных пород от скорости продольных волн для исследуемого региона.

1 – типы пород: а) осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, б) литифицированные и метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные породы, интрузивы кислого и среднего состава, в) метаморфические комплексы, магматиты базитового и ультрабазитового состава; 2 – регрессионные зависимости «скорость-плотность» для разных типов пород; 3 – зона доверительного интервала 99 % для сейсмоплотностных зависимостей 1–3;  $R^2$  – коэффициент детерминации.

Таков структурно-скоростной каркас, использованный нами для гравитационного моделирования. На этой основе была построена плотностная модель первого приближения, представленная на рис. 4.

Из-за отсутствия скоростных характеристик нижней части коры в блоках I и III в их пределах не определены соответствующие плотности. Формально это равносильно отсутствию масс, заполняющих это пространство.

Для построения плотностной модели в полном объеме рассматриваемого профиля указанные участки были «заполнены» телами, конечные плотности и границы которых были определены в процессе итеративного моделирования. В итоге был получен вариант модели, представленный на рис. 5.

Анализируя результат выполненного моделирования, необходимо отметить, что весьма необычное распределение скоростей в сейсмическом разрезе

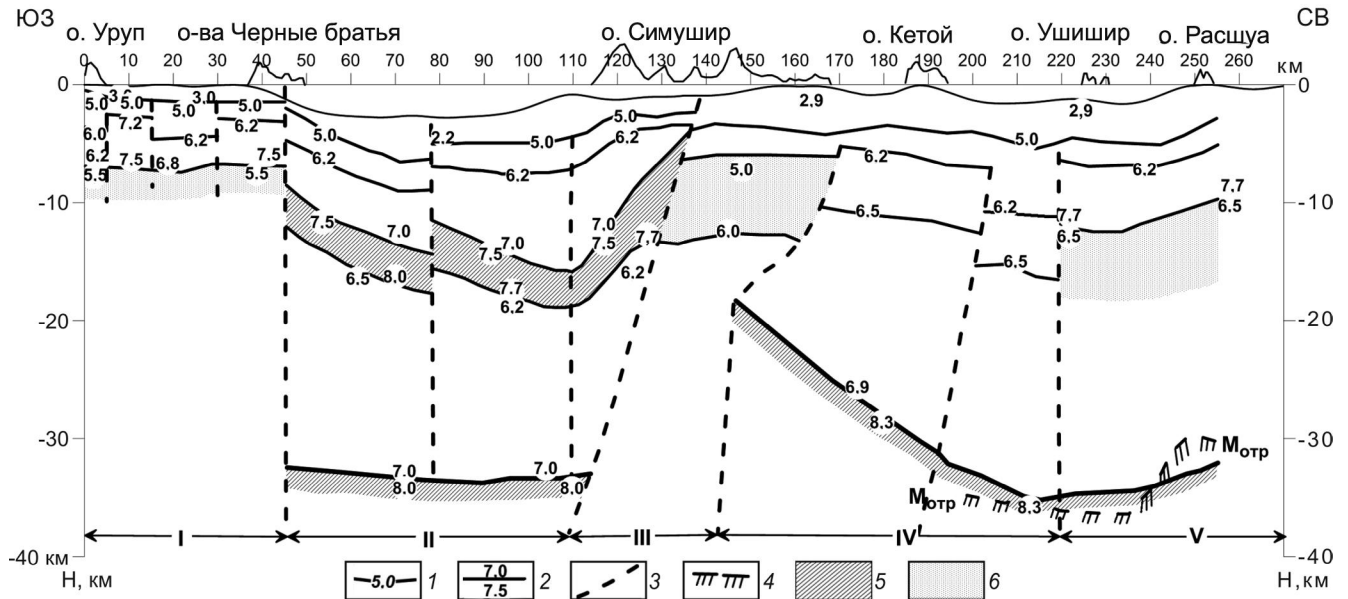


Рис. 3. Скоростной разрез земной коры по профилю 1 (о. Уруп–о. Расшуа) [10,11].

1 – изолинии скорости; 2 – сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней, км/с<sup>2</sup>; 3 – границы скоростных блоков; 4 – поверхность границы М; 5 – слой повышенной скорости; 6 – слой пониженной скорости.

и аномально активный рельеф поверхности Мохо в центре рассматриваемого профиля привело к «нестандартному» облику плотностной модели. Сюда, прежде всего, относится наличие в верхней и средней части коры слоев с плотностью нижнекоровых и мантийных масс (3.0–3.2 г/см<sup>3</sup>, блоки I, II и V) и инверсия плотности в нижележащих слоях разреза. Однако наиболее экзотичным является субвертикальный блок с относительно низкой плотностью, пронизывающий практически всю литифицированную толщу коры в центре профиля (блок III). На сейсмическом разрезе зафиксирована его верхняя часть, представленная слоем с пониженной скоростью (рис. 3). Ниже сейсмические данные отсутствуют. Продолжение этого блока до основания коры оказалось необходимым для компенсации экстремального подъема мантии в соседнем блоке IV и присутствия слоя с аномально высокой плотностью в блоке II. Только в этом случае расчетное аномальное поле силы тяжести удовлетворительно совпало с наблюдаемым гравитационным полем.

В остальных частях профиля плотностная модель хорошо вписалась в скоростной каркас и может быть наполнена обобщенным геологическим смыслом. Так, в блоке I слой с градиентным изменением плотности в диапазоне 2.0–2.4 г/см<sup>3</sup> соответствует рыхлым и слаболитифицированным осадочным отложениям, подстилающим водную толщу. Ниже залегает слой с плотностью 2.40–2.65 г/см<sup>3</sup>, что может соответствовать слаболитифицированным осадочно-

вулканогенным отложениям, залегающим в кровле верхней консолидированной коры. Верхняя кора разделяется на два горизонта. Верхний горизонт представлен блоками повышенной и высокой плотности (2.76–2.86 г/см<sup>3</sup>; 2.76–2.95 г/см<sup>3</sup>; 2.80–3.0 г/см<sup>3</sup>) и, видимо, сложен преимущественно магматогенными комплексами базитового и гипербазитового состава. Нижний горизонт представлен менее плотными массами (2.75–2.80 г/см<sup>3</sup>) и представлен, по всей вероятности, метаморфогенными и интрузивными комплексами гранитогнейсового состава. Из-за отсутствия сейсмических данных глубина залегания подошвы этого комплекса определена плотностным моделированием и составляет около 13 км. Ниже залегает «базальтовый» слой (нижняя кора, 2.85–3.05 г/см<sup>3</sup>), который на глубине 31–32 км переходит в мантию. Положение границы Мохо также определено в процессе моделирования. Плотность мантии под этой поверхностью на данном участке составляет 3.25 г/см<sup>3</sup>.

В блоке II использован только подбор плотностей в закрепленном сейсмическом каркасе. В результате получен хорошо согласованный плотностной разрез с несущественно иным распределением плотностей, но присутствием всех комплексов, отмеченных в блоке I. Слой с аномально высокой плотностью на разных участках имеет разные значения этого параметра (3.06–3.20 г/см<sup>3</sup>; 3.05–3.16 г/см<sup>3</sup>; 2.95–3.16 г/см<sup>3</sup>) и располагается в кровле «базальтового» слоя, плотность которого меняется от 2.85 г/см<sup>3</sup> вверху до 3.05 г/см<sup>3</sup> в

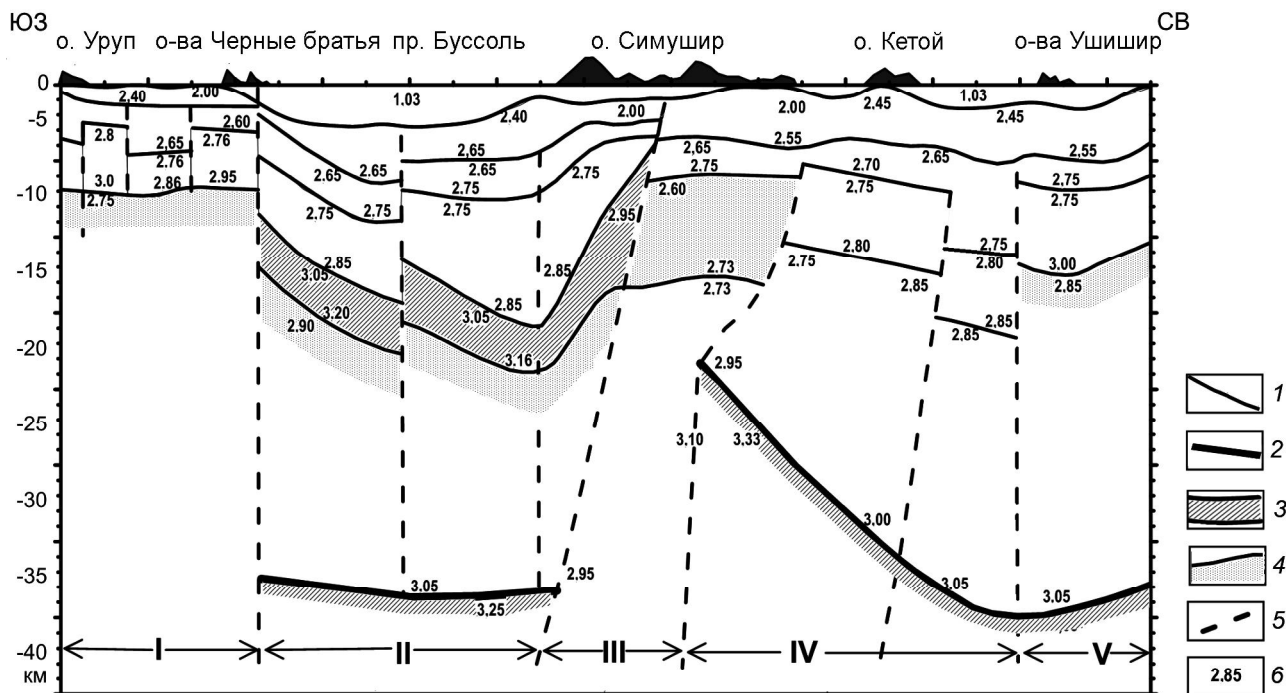


Рис. 4. Плотностная модель первого приближения сейсмического профиля 1 (о. Уруп–о. Расшуа), построенная с использованием зависимости «скорость–плотность».

1 – сейсмические границы, трансформированные в плотностные, 2 – граница Мохо, 3 – слой аномально высокой плотности, 4 – слой низкой плотности, 5 – границы скоростных (плотностных) блоков (предполагаемые разломы), 6 – плотности ( $\text{г/см}^3$ ).

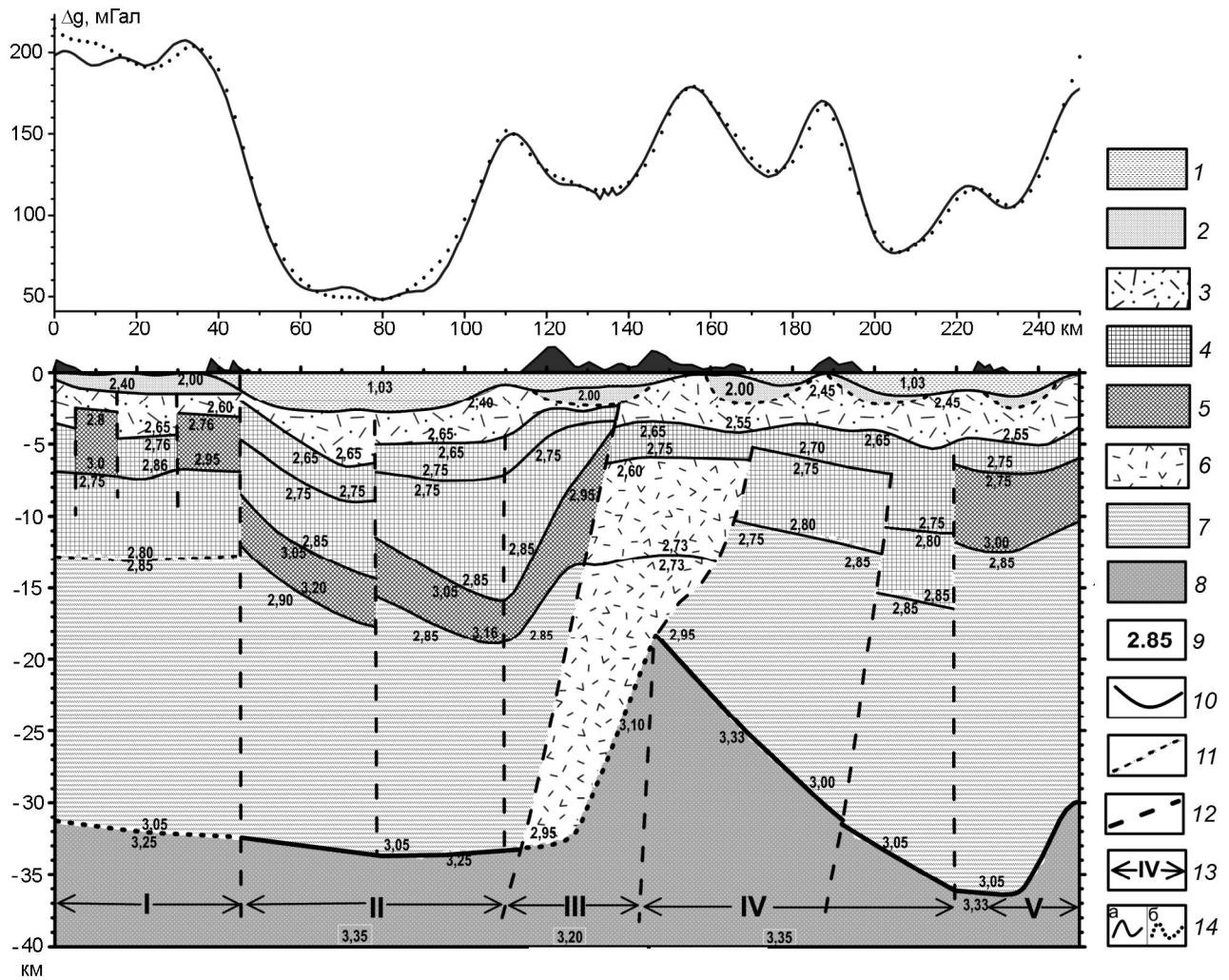
его основании. Плотность мантии под границей Мохо здесь составляет  $3.25 \text{ г/см}^3$ .

В блоке III из вышеперечисленных слоев присутствуют осадки ( $2.0 \text{ г/см}^3$ ), осадочно-вулканогенный слой ( $2.45\text{--}2.55 \text{ г/см}^3$ ), верхи консолидированного фундамента ( $2.65\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$ ), подстилаемые, как уже говорилось, субвертикальным блоком разуплотненных масс. Его можно разделить на две части. Верхняя часть, выделенная по сейсмическим данным, по плотностным свойствам ( $2.60\text{--}2.73 \text{ г/см}^3$ ) и положению в разрезе, может быть отнесена к комплексу верхней коры, а нижняя ( $2.73\text{--}2.95 \text{ г/см}^3$ ), полученная в результате плотностного моделирования, по тем же признакам – к «базальтовому» слою. Однако пониженная плотность всего объема рассматриваемого блока, распространяемая вплоть до мантии, остается не ясной. Происхождение, природу и присутствие такой сквозной структуры объяснить трудно. В связи с этим достоверность экстремального подъема кровли мантии с глубин 32 км до 18–20 км на относительно узком участке профиля, полученного по данным сейсмического моделирования [10], воспринимается неоднозначно и требует дополнительного анализа. Однако лучшим вариантом было бы выполнение новых сейсмических работ на этом участке. В настоящее время с большой долей вероятности можно утверждать

лишь одно: рассматриваемый профиль зафиксировал аномально сложную структурно-вещественную ситуацию, сложившуюся в районе о-ва Симушир как следствие активных тектономагматических процессов, возможно имевших место на стадии формирования поперечной деструктивной зоны.

Для построения плотностной модели по профилю 2 был использован сейсмический разрез, заимствованный из работы [11]. На рис. 6 показан его генерализованный вариант, где сейсмические границы, выделенные разными методами, их интерполированные и экстраполированные участки изображены единообразно – сплошными линиями.

Как видно, общий структурный облик коры в данной плоскости менее «эксцентричен», чем на профиле 1. Однако внутреннее строение коры и здесь имеет свои аномальные особенности. Как и на профиле 1, здесь, прежде всего, отмечается нестандартное распределение высоких скоростей по глубине разреза. Участки с такими скоростями преобладают в океанической половине профиля, располагаясь в верхах 3-го (по определению Т.К. Злобина и др., гранулитогнейсового) слоя, а также на границе Мохо. В северо-западной, Курило-Охотоморской половине профиля в подошве уже упомянутого 3-го слоя зафиксированы скорости, сопоставимые с мантийными.



**Рис. 5.** Плотностная модель сейсмического профиля 1 (о. Уруп–о. Расшуа).

1 – водный слой, 2–6 – плотностные слои и блоки, их геологическая интерпретация: 2 – рыхлые осадки, 3 – слабо литифицированные осадочно-вулканогенные комплексы, 4 – верхняя консолидированная кора: литифицированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, интрузивные комплексы от кислого до основного состава; 5 – комплексы с anomalно высокой плотностью предположительно базит-гипербазитового состава, 6 – блок с anomalно низкой плотностью неизвестной природы, 7 – нижняя кора («базальтовый» слой), 8 – мантия, 9 – плотности ( $\text{г/см}^3$ ), 10 – сейсмические границы, трансформированные в границы плотностных блоков; 11 – границы плотностных блоков, внесенные в модель на участках, где отсутствовали сейсмические данные; 12 – границы скоростных блоков (см. рис. 3); 13 – номера скоростных блоков, 14 – anomalное гравитационное поле в свободном воздухе: а – наблюдаемое, б – расчетное.

Верхняя часть коры (слои I и II) характеризуется сложной структурой многочисленных сейсмических границ, претерпевающих деформации и разрывы, и большим разбросом скоростей. По этим признакам разрез асимметричен: в его охотоморской части преобладает слоистая структура, а океанский склон островной гряды характеризуется не только интенсивной деформацией скоростных границ, но и присутствием целой серии разломов, что свидетельствует об активной структурно-вещественной блоковой раздробленности этой части разреза. Это, по нашему мнению, объяснимо, поскольку здесь зафиксирована

уже упомянутая рифтогенная зона, разрушившая на этом участке подводный хребет Витязя и прогиб, отделяющий его от островной гряды.

Общая мощность коры вдоль профиля изменяется от 30 км под о-вом Симушир до 12 км под океанским склоном глубоководного желоба. К сожалению, эта граница зафиксирована не на всем протяжении профиля, что вынудило подбирать ее положение на таких участках в процессе последующего гравитационного моделирования. Примечательным является местный подъем поверхности Мохо под океанским склоном островной дуги на отрезке профиля

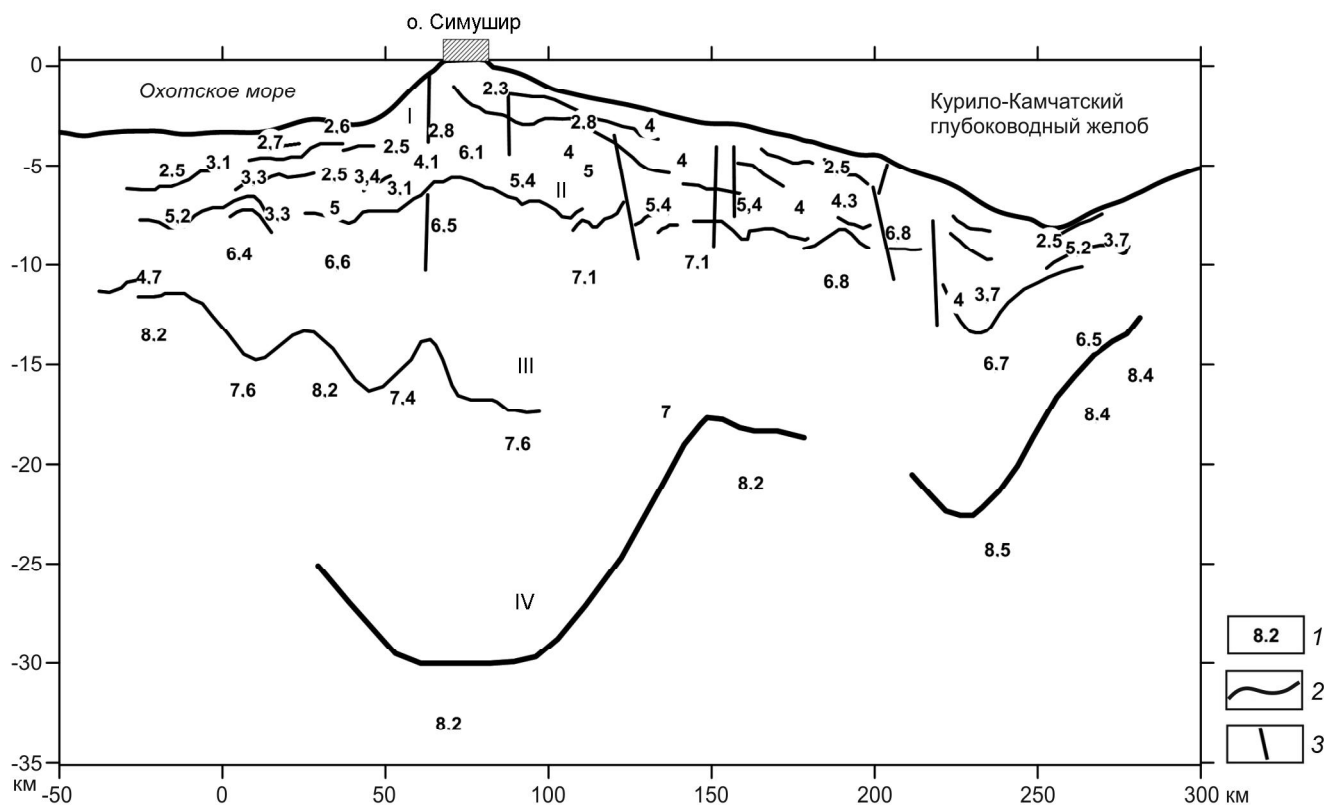


Рис. 6. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля 2 [11].

1 – значения сейсмических скоростей (км/с), 2 – сейсмические границы, 3 – разломы, выделенные по сейсмическим данным; I, II, III, IV – скоростные слои, выделенные авторами работы [11].

150–200 км. Это может свидетельствовать о связи подъема мантийных масс с формированием в этом месте наложенной рифтогенной структуры.

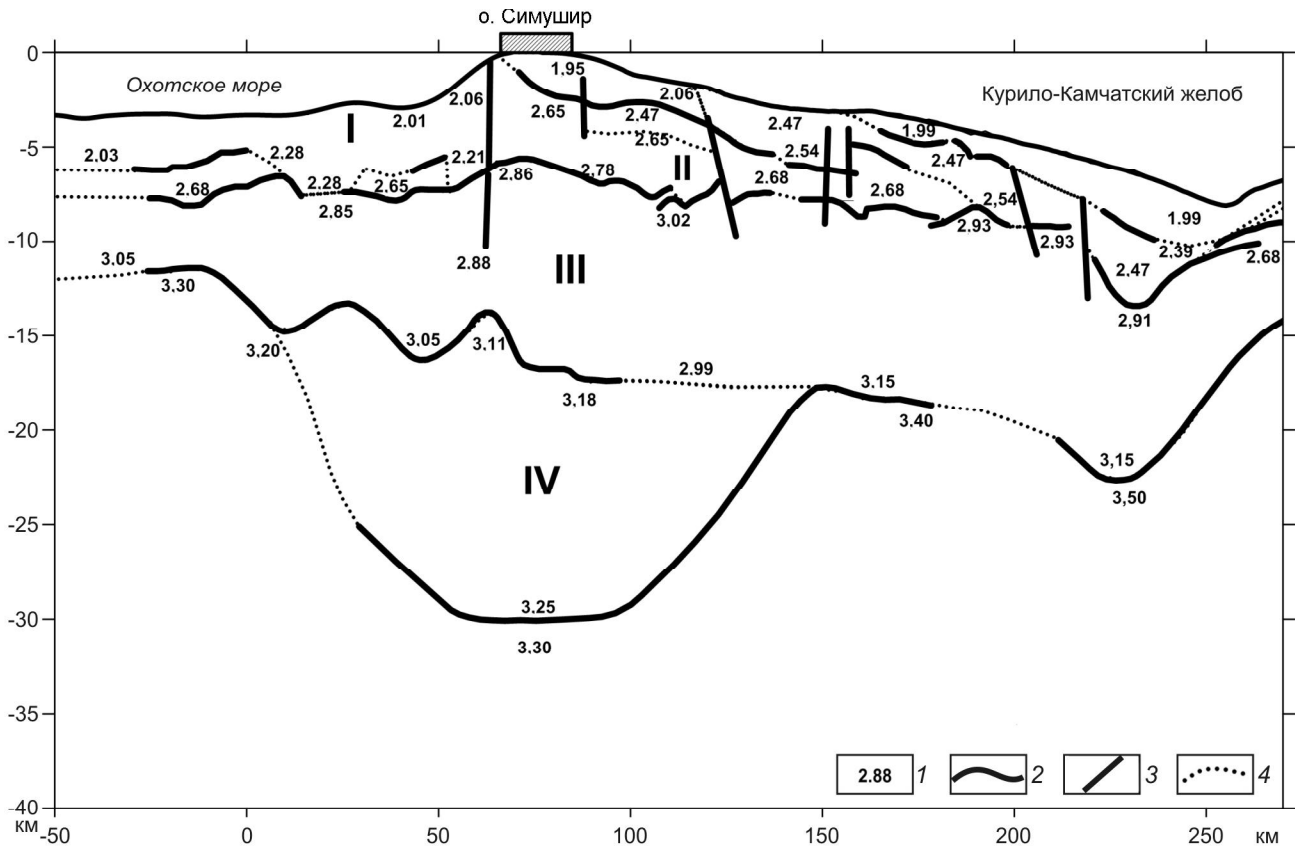
Этот структурно-скоростной каркас, как и в случае с профилем 1, был положен в основу составления плотностной модели первого приближения и последующим итеративным расчетом ее окончательного облика. На рис. 7 показана плотностная модель первого приближения, где сейсмический структурный каркас заполнен плотностями, рассчитанными по вышеуказанной статистической зависимости «скорость–плотность». В соответствии с указанными выше аномально высокими скоростями (рис. 6) соответствующие участки данной модели выделились аномально высокими плотностями. В порядке подготовки к моделированию в представленной модели путем интерполяции и экстраполяции были закрыты многочисленные разрывы и отсутствие скоростных границ. Для этого на подобных участках были намечены дополнительные границы, необходимые для формирования плотностных объектов с замкнутым сечением. Некоторые сейсмические границы, располагающиеся внутри однородных по скоростям слоев, нами были

убраны. В результате был получен первичный структурно-плотностной разрез, положенный в основу моделирования.

Первый расчет гравитационного эффекта от этого разреза дал существенное расхождение с наблюдаемым полем. Большинство расхождений оказалось приуроченным к океанскому островному склону, а максимальные расхождения обнаружались в районе желоба, где в мантии под границей Мохо были зафиксированы максимально большие сейсмические скорости (8.4–8.5 км/с). Допустимое согласование расчетного поля с наблюдаемым было достигнуто корректурой плотностей и некоторых границ, намеченных нами при построении модели первого приближения. При этом пришлось прибегнуть к существенному снижению плотности подкоровой мантии под океанским островодужным склоном и желобом. Окончательный вид плотностной модели профиля 2 показан на рис. 8.

Как видно, общий облик коры с допустимым плотностным наполнением в целом не противоречит скоростной модели, на базе которой выполнено моделирование. Структурное упрощение, выполненное





**Рис. 7.** Плотностная модель первого приближения сейсмического профиля 2, построенная с использованием зависимости «скорость-плотность».

1 – плотности ( $\text{г/см}^3$ ), 2 – сейсмические границы, трансформированные в плотностные; 3 – разломы, выделенные по сейсмическим данным; 4 – границы плотностных блоков, внесенные в модель на участках, где отсутствовали сейсмические данные; I, II, III, IV – скоростные слои, выделенные авторами работы [11].

при подготовке сейсмического разреза к плотностному моделированию, позволило получить, на наш взгляд, более четкую структурную картину рассматриваемого профиля. Это касается, прежде всего, океанского склона островной дуги, в пределах которого отчетливо проявились блоковая раздробленность консолидированного фундамента и широкое распространение в его пределах комплексов пород, по плотности сопоставимых с вулканогенными образованиями. Широкое распространение вулканитов действительно здесь было обнаружено драгированием в экспедициях НИС «Академик М. Лаврентьев» в период 2005–2010 гг.

В целом на данном участке сверху вниз выделяются следующие плотностные комплексы, которые можно идентифицировать с крупными геологическими ансамблями. На большей части океанического склона дно покрывается комплексами, которые можно отождествить со слаболифитифицированными осадками достаточной мощности, имеющими плотность  $1.95\text{--}2.20 \text{ г/см}^3$  (слой I). Последние занимают

нижнюю половину склона (от 160 км и ниже) и его самую верхнюю часть (от 120 км и выше). В последнем случае этот комплекс подстилает и о. Симушир, что представляется невероятным. Низкие сейсмические скорости ( $2.3 \text{ км/с}$ ), зафиксированные здесь [11], повлекли за собой и низкие плотности, характерные для рыхлых и слаболифитифицированных осадков. Этот казус, видимо, связан с недостаточной детальностью выполненных здесь сейсмических работ. В интервале между 120–160 км выходит на дно или перекрыт незначительными по мощности осадками плотностной комплекс ( $2.47\text{--}2.54 \text{ г/см}^3$ ), который можно рассматривать в качестве вулканогенного или вулканогенно-осадочного. Ниже залегает консолидированный фундамент, плотностные характеристики которого ( $2.65\text{--}2.78 \text{ г/см}^3$ ) позволяют относить его, вслед за Т.К. Злобиным [11], к гранито-гнейсовому комплексу (слой II). Этот комплекс целым рядом разломов разбит на многочисленные блоки. Описанные комплексы составляют так называемую верхнюю кору.

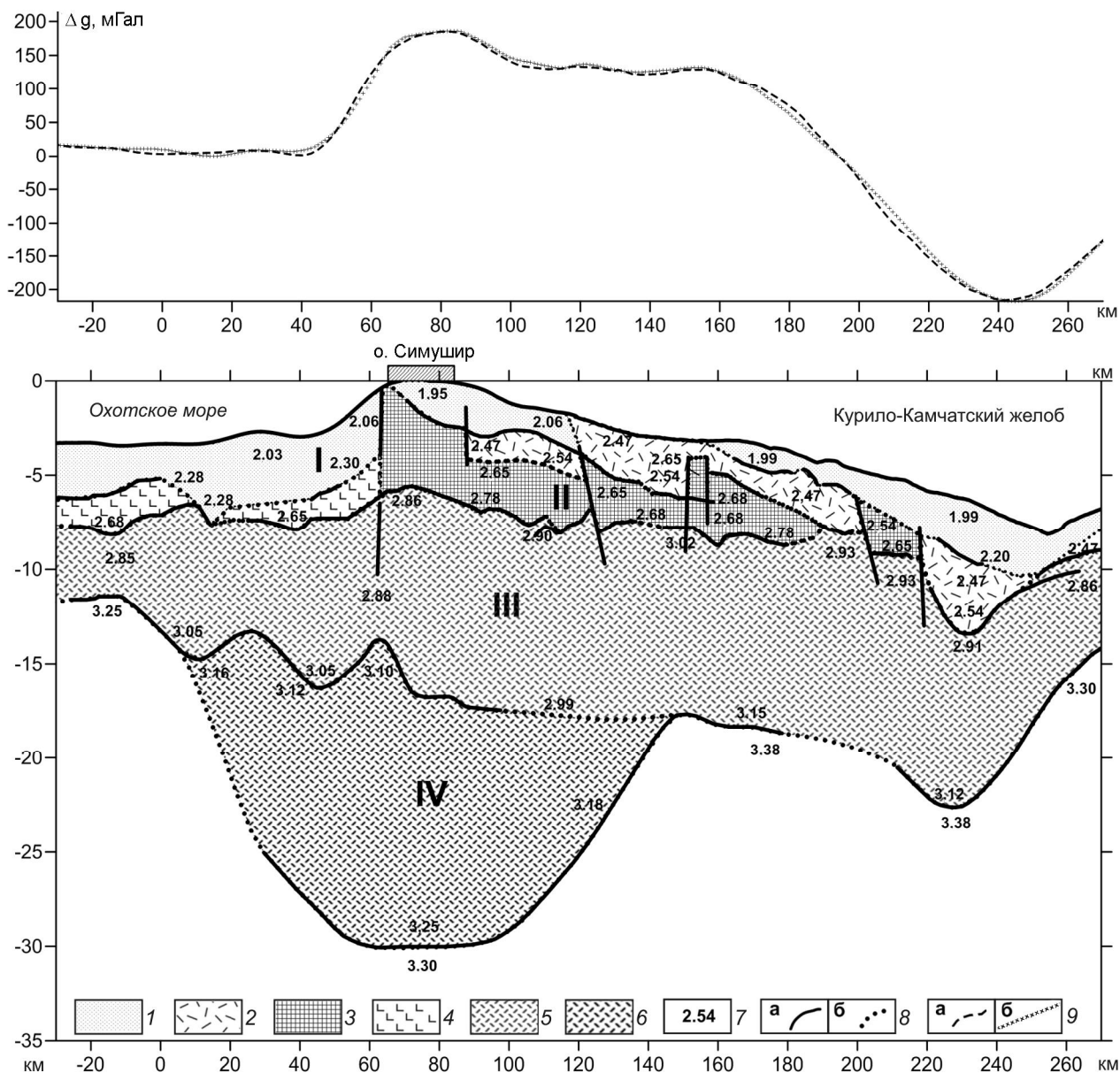


Рис. 8. Плотностная модель сейсмического профиля 2.

1–5 – плотностные слои и блоки и их геологическая интерпретация: 1 – рыхлые и слаболитифицированные осадочные отложения, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы, 3 – верхняя консолидированная кора в пределах океанского островного склона: литифицированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы от кислого до основного состава; 4 – фундамент осадочных отложений неопределенного состава в Курильской котловине, 5 – нижняя кора («базальтовый» слой), 6 – нижняя кора, уплотненная, 7 – плотности ( $\text{г}/\text{см}^3$ ), 8 – а) сейсмические границы, трансформированные в границы плотностных блоков, б) границы плотностных блоков, внесенные в модель на участках, где отсутствовали сейсмические данные; 9 – аномальное гравитационное поле в свободном воздухе: а) наблюдаемое, б) расчетное.

В охотоморском отрезке профиля эта часть коры имеет существенно более простое, слоистое строение. Основной объем здесь занимает плотностной комплекс ( $2.06\text{--}2.30 \text{ г}/\text{см}^3$ ), идентичный рыхлым и слаболитифицированным осадкам. Его мощность достигает 3 км и более. Этот комплекс подстилается тонким слоем с плотностью  $2.65 \text{ г}/\text{см}^3$ . Его природа не

ясна. Возможно, это верхний горизонт «базальтового» слоя, подстилающего Курильскую котловину.

Вдоль всего профиля верхняя кора заканчивается на глубинах 7–8 км, все остальное пространство до мантии занимает базитовая нижняя кора («базальтовый» слой). Его максимальная мощность фиксируется под о-вом Симушир, где граница Мохо опускается

до 30 км. Минимальная мощность приурочена к Курильской котловине и глубоководному желобу. Внутри этой части коры выделяется два слоя (слои III и IV), при этом слой IV отличается аномально высокими плотностями, приближающимися к мантийным (3.10–3.25 г/см<sup>3</sup>). Природа этого явления остается пока неясной. Выполненное моделирование позволило воссоздать один из возможных вариантов полного профиля границы Мохо, которая в сейсмической модели была представлена фрагментарно.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге сравнительного анализа результатов сейсмических и гравиметрических работ на базе сейсмоплотностного моделирования сделано согласование представлений о глубинном строении земной коры центрального района Курильской островной дуги, полученных в разное время и на основе разных методов. В основу указанного анализа были положены два сейсмических профиля ГСЗ и результаты морской и спутниковой гравиметрии, выполненной в районе указанных профилей. Результаты моделирования по каждому профилю показали различную степень согласованности сейсмических и гравиметрических данных.

Так, в плотностной модели профиля 1, при ее общей удовлетворительной согласованности с сейсмическим каркасом, вписан субвертикальный разуплотненный блок, пронизывающий весь консолидированный разрез вплоть до основания коры. Его присутствие оказалось необходимым для компенсации необычно высокого подъема мантии на смежном участке. Природа этого объекта трудно объяснима. В связи с этим достоверность экстремального подъема кровли мантии с глубин 32 км до 18–20 км на относительно узком участке профиля, полученного по данным сейсмического моделирования, воспринимается неоднозначно и требует дополнительного анализа.

Общий облик плотностного разреза коры профиля 2 в целом не противоречит его скоростной модели. Плотностное моделирование позволило получить более организованную структурную картину как океанского островодужного склона, так и охотоморского сегмента профиля. Моделирование позволило воссоздать один из возможных вариантов полного профиля границы Мохо, которая в сейсмической модели была представлена фрагментарно. Из обнаруженных противоречий наиболее значимыми оказались взаимосвязи между скоростями и соответствующими плотностями в нижней коре и мантии. Плотностное моделирование показало, что высокие сейсмические скорости, зафиксированные в указанных слоях, не отвечают наблюдаемому гравитационному полю.

Таким образом, выполненные работы показали не только общую удовлетворительную согласованность независимых геофизических данных, но и необходимость дополнительного критического анализа результатов сейсмических исследований, выполненных в районе Центральных Курил.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов Г.И., Аргентов А.А., Петров А.В., Злобин Т.К., Снеговской С.С., Киктев Ю.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988, № 1. С. 10–18.
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А. Вероятность возникновения сильнейшего землетрясения в районе Центральных Курил // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 458–461.
3. Вейцман П.С., Гальперин Е.И., Зверев С.М. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 1. С. 81–86.
4. Власов Г.М. Геоморфология Курильских островов // Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964.
5. Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Тузов И.К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1974. 108 с.
6. Железняк Л.К., Конешев В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. 2000. № 3. С. 71–74.
7. Зверев С.М., Тулина Ю.В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 39–43.
8. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 150 с.
9. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 185–188.
10. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115–121.
11. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M=8.3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M=8.1$ ) и глубинного строения земной коры центральных Курил // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.
12. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M_w=8.3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M_w=8.1$ ) и глубинное строение земной коры средних Курил // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 54–63.
13. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Серия сильных и катастрофических землетрясений 2006–2009 гг.: основные особенности и сеймотектоника очаговых зон // Докл.

- РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 531–535.
14. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Исследования закономерностей распределения тектонических напряжений в Курило-Камчатской зоне // Геодинамика и тектонофизика, 2010. Т. 1, № 1. С. 36–54.
  15. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07, Бюлл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.
  16. Косминская И.П. Изучение строения земной коры в СССР в период МГГ (1956–1959 гг.) // Результаты исследований по программе МГГ. Сейсмологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 5.
  17. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина И.П. Общие черты строения земной коры переходной зоны // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. С. 274–294.
  18. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., Леликов Е.П., Карнаух В.Н., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н., Цой И.Б. О структурно-геологической характеристике “сейсмической брешы” в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
  19. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Центральные Курилы: Геофизические поля, блоковая структура и Симуширские землетрясения // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток, 2011. С. 416.
  20. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 35–43.
  21. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центральные-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
  22. Лобковский Л.И., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Иващенко А.И., Файн И.В., Ивельская И.Н. Землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. в районе Центральных Курил: оправдавшийся прогноз // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 829–833.
  23. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Булычев А.А., Лыгин В.А. Применение спутниковых данных для изучения гравитационного поля в океанах и внутренних морях // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее: Сб. науч. тр. / Под ред. В.К. Хмелевского. М., 2004. С. 58–69.
  24. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеан. геология. 2013, Т. 32, № 1. С. 54–64.
  25. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Реконструкция поля тектонических напряжений до и после катастрофических Симуширских землетрясений 2006 и 2007 г.г. // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 1. С. 90–93.
  26. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
  27. Тараканов Р.З. Уроки Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M_w = 8.3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M_w = 8.1$ ) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 41–54.
  28. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н., Прытков А.С., Фролов Д.И. Симуширские землетрясения 2006–2007 г.г. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Материалы 1-й региональной науч.-техн. конф. 11–17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, Камчат. фил. С. 215–219.
  29. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин А.А., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спиринов А.И. // Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 3–16.
  30. Тулина Ю.В., Миронова В.И. Южный и центральный участки Прикурильской зоны Тихого океана // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. С. 190–228.
  31. Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Тр. Ин-та физики Земли. М.: Наука, 1965. № 36 (203). С. 66–93.
  32. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. Гл. 8. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
  33. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, N B5. P. 10039–10054.
  34. Sandwell, D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. B01411, doi:10.1029/2008JB006008,

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***R.G. Kulinich, M.G. Valitov, Z.N. Proshkina***

### **Comparative analysis of seismic and density models of the Earth's crust of the Central Kuril Islands**

A comparative analysis of seismic and density models of the Earth's crust of the central region of the Kuril Island arc was carried out. For this, we used the results of deep seismic soundings carried out in the 80s of the last century, and evidence of marine and satellite gravimetry obtained in recent years. As a result, the comparison of seismic and density models apart from their overall consistency revealed some discrepancies. Possible sources of these differences are discussed.

**Key words:** deep seismic sounding, gravimetry, seismic and density models, central area of the Kuril Islands.