

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. В. И. ИЛЬЧЕВА

на правах рукописи

Прошкина Зоя Николаевна

**СТРУКТУРА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ДЕСТРУКЦИИ ФРОНТАЛЬНОГО СКЛОНА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Специальность 25.00.28 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Р.Г. Кулинич

Владивосток
2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Общие сведения, геолого-геофизическая изученность	
Курильской островной системы и состояние проблемы.....	16
1.1. Основные морфоструктуры.....	16
1.2. Краткая геологическая характеристика.....	19
1.3. Геофизические характеристики района по результатам предшествующих исследований.....	25
1.3.1. Сейсмические исследования.....	27
1.3.2. Гравиметрия и магнитометрия.....	34
1.3.3. Тепловой поток.....	39
1.3.4. Сейсмичность.....	43
Глава 2. Используемый материал и методика исследований.....	49
2.1. Источники использованных данных	49
2.2. Методика обработки, преобразований и форма представления геофизических данных, использованных для геологической интерпретации.....	50
2.3. Методика моделирования глубинного строения района исследований.....	65
Глава 3. Структура земной коры и сейсмичность района	
Центральных Курил	68
3.1. Структурно-вещественная характеристика геологических сооружений фронтального склона Центральных Курил.....	68
3.2. Блоковая структура и сейсмичность района Центральных Курил.....	82
Глава 4. Глубинное строение зоны деструкции фронтального склона	
Центральных Курил.....	96
4.1 Рельеф поверхности Мохо.....	96

4.2. Структурно-плотностные модели земной коры исследуемого района.....	98
4.2.1. Плотностные модели сейсмических профилей	99
4.2.2. Структурно-плотностная модель земной коры зоны тектонической деструкции в районе фронтального склона Центральных Курил.....	113
Заключение	117
Литература	120

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований: Как известно, Курильская островная система является следствием и внешним проявлением конвергенции двух литосферных плит: Тихоокеанской и Северо-Американской. В настоящее время в этом регионе происходят активные геодинамические процессы, сопровождающиеся вулканизмом и землетрясениями. С одной стороны, этими процессами создана природная лаборатория, дающая исследователям важнейшую информацию для понимания источников и механизмов формирования геологических структур различного типа, с другой стороны, существование такого активного пояса является источником природных катастроф, вызванных вулканической деятельностью, сильными землетрясениями и цунами. Все это явилось причиной уже длительного многостороннего исследования Курильской островной системы, которые остаются актуальными и по настоящее время.

В пределах рассматриваемой островной системы уже давно выделен центральный район, ограниченный на юго-западе проливом Буссоль, а на северо-востоке проливом Крузенштерна (Удинцев, 1960). Различные аспекты его строения изучались с 50х-60х 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 (Власов, 1964). К.Ф. Сергеев отметил отличие центрального звена островной Курильской дуги от ее флангов по вещественному признаку (Сергеев, 1976). Геофизические работы, начатые здесь также в конце 50х–начале 60х г.г. XX века в рамках Международного геофизического года (МГГ) 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 (Васильев, Суворов, 1979; Авдейко, Антонов и др., 1992; Вейцман, Гальперин и др. 1961; Гайнанов, Павлов и др., 1974; Зверев,

Тулина, 1966; Косминская, 1963; Тулина, Миронова, 1964; Строение земной коры..., 1964). В частности, по результатам глубинного сейсмического зондирования, выполненного в этом районе в указанный период, здесь был намечен подъем мантии относительно северо-восточного и юго-западного флангов Курильской дуги (Сергеев, 1976). Анализ аномального гравитационного поля Курильской островной дуги позволил выявить в районе о. Симушир наиболее повышенные изостатические аномалии, свидетельствующие об отсутствии здесь равновесного состояния земной коры с дефицитом ее мощности (Гайнанов, Павлов, 1974). Анализ магнитного поля ΔT , также показал, что в районе Центральных Курил оно имеет свои особенности: на фоне высокоположительных значений, которыми выделяется структура подводного хребта Витязя, зафиксирована область отрицательных магнитных аномалий (Сергеев, 1976).

Наконец, указанный район в свое время был выделен и по сейсмологическим характеристикам. На фоне общей сейсмоактивной обстановки Курильской островной системы в его пределах было отмечено долговременное отсутствие сильнейших землетрясений. По этому признаку данный район впервые был обособлен в работах С.А. Федотова (Федотов, 1965) с введением понятия «сейсмическая брешь».

Длительное отсутствие землетрясений в геодинамически активных районах сейсмологи рассматривают, как признак накопления напряжений в земной коре, которые должны реализоваться тектоническими разрывами, землетрясениями и, возможно, цунами (Лобковский, Мазова и др., 2006). Чем больше период затишья, тем больше вероятность разрушительных землетрясений. Поэтому такие районы, в том числе и район Центральных Курил, очень опасны, требуют особого внимания и постоянного детального изучения. Однако с конца прошлого столетия такое изучение не проводилось.

Импульсом для новой активизации геолого-геофизического изучения этого района послужило катастрофическое землетрясение в Индийском океане, вблизи северной оконечности о. Суматра, входящего в состав Зондской островной дуги,

которое произошло 26 декабря 2004 г. и вызвало цунами огромной разрушительной силы. Следствием этих процессов явилась гибель более 200 тысяч человек и огромные материальные потери в Индонезии, Таиланде и Бангладеш. В пределах этого района также существовала «сейсмическая брешь» (Лаверов, Лобковский и др., 2007). Её длительное спокойствие, в конце концов, разрешилось катастрофой глобального масштаба. По аналогии можно было полагать, что центральное звено Курильских островов также может быть потенциально опасным районом, в пределах которого накопленное геодинамическое напряжение в обозримом будущем может быть сброшено в результате сильнейшего землетрясения, которое приведёт к возникновению цунами с последующими разрушительными процессами в Охотоморском нефтегазоносном районе.

Вышеизложенное послужило основой для разработки проекта «Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения». Инициатором проекта выступил Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО) РАН, основным исполнителем стал Тихоокеанский океанологический институт им. (ТОИ) В.И. Ильичева ДВО РАН. Первая морская экспедиция была организована в 2005 г. на НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (рейс № 37, начальник экспедиции д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич). В её задачу входило изучение тектонического каркаса и других структурно-вещественных характеристик фундамента и осадочного чехла в пределах фронтального склона дуги между островами Уруп и Парамушир для оценки его сейсмогенного потенциала. В последующем в этом районе было выполнено еще две геолого-геофизические экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС «Академик М. А. Лаврентьев»: в 2006 г. (рейс № 41) начальник экспедиции к.ф.-м.н. Б.Я. Карп) и в 2010 г. (рейс № 52, начальник экспедиции к.г.-м.н. М.Г. Валитов). Исследования выполнялись в профильном и площадном варианте. В комплекс исследований вошли: сейсмические и сейсмологические методы, гравиметрия, магнитометрия, батиметрия и геологическое опробование морского дна (драгирование).

В результате выполненных работ создана большая база геолого-геофизических данных, полученных на новом технологическом и методическом уровне, что позволило существенно уточнить и расширить наши знания об этом уникальном районе, что представлено в достаточно большом количестве публикаций, отражающих результаты выполненных исследований (Баранов, 2013; Баранов 2016; Брусиловский, Леликов и др. 2012; Брусиловский, Баранов и др. 2014; Карп, Бордиян и др. 2007; Кулинич, Карп и др. 2007; Кулинич, Валитов и др. 2012; Кулинич, Валитов и др. 2015; Лаверов, Лаппо и др. 2006; Леликов, Цой и др. 2008; Леликов, Емельянова, 2008; Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014 и др.).

Одним из основных направлений выполняемых работ была детализация имеющихся сведений о блоковой структуре фундамента и в целом земной коры этого района. Для решения этой задачи были использованы, главным образом, результаты гравиметрии в совокупности с имеющимися сейсмическими и магнитометрическими данными. Для определения вещественного состава, условий образования и возраста геологических комплексов, скрытых под водами изучаемого района, использовались геологические методы опробования и анализа. В результате было установлено, что район Центральных Курил, по крайней мере, его океанский склон подвергнут активному разрушению поперечной структурой рифтогенной природы. Развитый здесь подводный хребет Витязя и прогиб, отделяющий его от Курильской островной дуги, разрушены практически полностью (Кулинич, Карп и др., 2007; Лаверов, Лаппо и др., 2006). По геофизическим данным здесь фиксируются лишь разобщенные и погруженные на разную глубину блоки фундамента хребта Витязя (Кулинич, Карп и др., 2007; Кулинич, Валитов и др., 2012).

Примечательно, что в период описываемых исследований в изучаемом районе произошли ожидаемые (Федотов, Чернышев, 2002) сильнейшие землетрясения и цунами, которые, к счастью, оказались не катастрофическими (Симуширские землетрясения: 15.11.2006 г. ($M=8,3$), 13.01.2007 г. ($M=8,2$), 3.03.2008 г. ($M=6,5$), 15.01.2009г. ($M=7,4$), 7.04.2009г. ($M=6,9$)). В результате

«сейсмическая брешь» была закрыта, но возник новый вопрос: существует ли связь указанных землетрясений со структурой земной коры и блоковой раздробленностью фундамента этого района? Изучение этого вопроса ведет к выяснению источников, причин и механизмов возникновения коровых разрушительных землетрясений и таким образом служит решению проблемы прогнозирования этих природных опасных процессов. Кроме этого, неясным остается вопрос происхождения поперечной деструктивной зоны. На пути к решению этого вопроса важно продолжить изучение глубинного строения данного района, начатое в предшествующие годы. Все это определяет важность и *актуальность* исследований данного направления.

В поисках ответов на поставленные вопросы и решении соответствующих задач автор, как и другие участники экспедиций 2005-2010 г.г., приняла непосредственное участие, начиная с обработки геофизических данных и кончая гравитационным (структурно-плотностным) моделированием земной коры изучаемого района. На последнем этапе исследований был выполнен анализ публикаций, посвященных результатам работ ТОИ ДВО РАН и ИО РАН на акватории Центральных Курил в период 2005-2010 г.г. и вышедших к настоящему времени в большом количестве (Баранов, 2013; Баранов 2016; Брусиловский, Леликов и др. 2012; Брусиловский, Баранов и др. 2014; Карп, Бордиян и др. 2007; Кулинич, Карп и др. 2007; Кулинич, Валитов и др. 2012; Кулинич, Валитов и др. 2015; Лаверов, Лаппо и др. 2006; Леликов, Цой и др. 2008; Леликов, Емельянова, 2008; Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014 и др.).

Анализ показал очевидную разобщенность в интерпретации геолого-геофизических материалов, а также недостаточное использование имеющихся данных для решения задач, поставленных авторами работ как геологического, так и геофизического профиля.

Это касается, например, работ геологического профиля, где авторы завершают свои исследования построением геологических карт и геолого-структурных схем без использования полного комплекса геофизических данных, что совершенно необходимо в условиях скрытости геологических объектов под

водной толщей и недостаточной эффективности того или иного геофизического метода в отдельности.

Так, в работах (Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014), посвященных, главным образом, магматизму и истории формирования подводного хребта Витязя, авторы этих работ представляют два варианта геологических карт района исследований. Из работы (Леликов, Емельянова, 2011) можно понять, что кроме результатов драгирования для составления карты могли быть использованы данные магнитометрии и структурная схема, построенная, в основном, по данным гравиметрии в одной из первых публикаций по результатам рейса 37-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (Кулинич, Карп и др., 2007). В работе (Леликов, Емельянова, 2014) представлен расширенный и более детальный вариант геологической карты. Однако ни характер использованного первичного материала, ни методика построения карты не указаны. В других работах геолого-структурного характера (Баранов, 2013; Леликов, Емельянова и др., 2008; Baranov, Ivashchenko et al., 2015) также использовалась не вся база геолого-геофизических данных, полученных в экспедициях 2005-2010 г.г. Узким подходом к интерпретации указанных данных, отличаются и статьи геофизического профиля. Несколько публикаций посвящены интерпретации результатов только гидромагнитной съемки (Брусиловский, Леликов и др., 2012; Брусиловский, Баранов и др., 2014). В публикациях, где автор принимала участие в качестве соавтора, взята за основу интерпретация гравитационных аномалий в сочетании с результатами предшествующих исследований методом глубинного сейсмического зондирования (Кулинич, Валитов и др., 2012; Кулинич, Валитов и др., 2015), что также является недостаточным с позиции рационального геофизического комплекса.

По результатам выполненного анализа автор пришла к выводу, что по указанным выше причинам ещё не вся полезная информация извлечена из имеющейся базы экспедиционных данных. Это определило необходимость повторного анализа и геологической интерпретации имеющейся базы геофизических данных для уточнения структурно-вещественных характеристик

зоны тектонической деструкции океанского склона Центральных Курил и её флангов на основе комплексного подхода к этому процессу. Результаты новой интерпретации геофизических данных излагаются в главе 3. Вышеизложенное определило формулировку цели и задач настоящей работы.

Цель работы: На основе комплексной интерпретации геофизических и геологических данных уточнить структурно-вещественные характеристики зоны тектонической деструкции в районе Центральных Курил, исследовать возможность корреляции коровой сейсмичности с погребенной блоковой структурой указанной зоны, определить возможность её связи с особенностями глубинного строения района Центральных Курил.

Объектом исследования является зона тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил. *Предмет исследования* – структура земной коры и её корреляция с коровой сейсмичностью зоны тектонической деструкции.

Задачи исследований. Для реализации указанной цели сформулированы следующие основные задачи:

- выполнить трансформацию и анализ корреляционной связи исходных гравитационного и магнитного полей, как основы для их комплексной интерпретации;
- построить структурно-геологическую схему зоны тектонической деструкции в соответствии с результатами комплексной интерпретации геофизических и геологических данных;
- на базе построенной структурно-геологической схемы выполнить анализ пространственной корреляции очагов Симуширских землетрясений, включая их форшоковую и афтершоковую стадии, с блоковым строением зоны тектонической деструкции;
- по комплексу данных морской и спутниковой гравиметрии, а также глубинного сейсмического зондирования, выполненного Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом (СахКНИИ) в 1983-1984 г.г. построить карту изоглубин (рельефа) поверхности Мохоровичича

(Мохо) и структурно-плотностные модели земной коры в зоне тектонических разрушений для оценки связи её формирования с глубинными геодинамическими процессами, гравитационной устойчивостью её блоковой структуры и потенциальной сейсмогенности.

Реализация перечисленных задач позволила сформулировать следующие **защищаемые положения:**

1. Определены новые структурно-вещественные характеристики зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил, построена новая структурно-геологическая схема этого района. Это позволило значительно дополнить существующие представления о положении, общем облике и внутреннем строении указанной зоны.
2. Определена пространственная корреляция Симуширских землетрясений с блоковой структурой зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил, что делает необходимым учитывать этот фактор при дальнейших сейсмологических исследованиях.
3. В зоне тектонической деструкции выявлено аномальное распределение плотности слоисто-блоковой структуры земной коры с участками инверсии этого параметра. Этот фактор создает гравитационную неустойчивость коровых структур, которая, с определенной долей вероятности, могла сыграть роль одного из пусковых механизмов Симуширского землетрясения 2006 г.
4. В основании зоны тектонической деструкции уточнен рельеф поверхности Мохо, показано существенное сокращение мощности земной коры и соответствующий подъем мантии. Это свидетельствует о возможной связи формирования указанной зоны с глубинными процессами в мантии.

Научная новизна:

1. Получены новые структурно-вещественные характеристики зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил, на основе которых построена новая структурно-геологическая схема этого района.

2. Определена пространственная связь Симуширских землетрясений 2006-2009 г.г. с блоковой структурой зоны тектонической деструкции.
3. Впервые построены структурно-плотностные модели земной коры в пределах зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил.
4. Выявлено аномальное распределение плотности в блоковой структуре земной коры рассматриваемой зоны с участками инверсии этого параметра. Впервые сделано предположение, что это могло стать источником гравитационной неустойчивости и сыграть роль одного из пусковых механизмов Симуширского землетрясения 2006 г.
5. Получены новые данные о мощности земной коры в районе Центральных Курил и его окрестностях, уточнен рельеф поверхности Мохо и соответствующего подъема мантии под зоной разрушения фронтального островного склона в этом районе.

Научная и практическая значимость работы: разрушение геологических сооружений фронтального склона Центральных Курил поперечной структурой рифтогенного типа само по себе является феноменом для зоны конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит. Выяснение причин и механизмов формирования этой структуры и её внутреннего строения является задачей фундаментального характера, поскольку даёт возможность получить новые знания о геодинамике и кинематике подобных активных зон. С другой стороны, результаты подобных исследований имеют и практическую значимость, поскольку дают новую информацию о связи опасных сейсмических событий с тектоникой данного района. Перечень задач, реализованных в настоящей работе, соответствует как фундаментальному, так и прикладному аспекту решаемой проблемы, что создает соответствующую значимость представляемой диссертации.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертации положены результаты работы автора в лаборатории гравиметрии Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Исследования

выполнялись в рамках нескольких Программ:

1. Программа фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013-2020 годы, п.70 «Физические поля, внутреннее строение Земли и глубинные геодинамические процессы».

Тема: «Изучение геофизических полей, физических характеристик, геодинамического состояния и структуры геосфер дальневосточных морей, их связи с сейсмотектоническими процессами и размещением полезных ископаемых».

2. Программа фундаментальных исследований Президиума РАН № 17:

Тема: «Исследование истории развития зоны деструкции центральной части Курильской островной дуги и «сейсмической брешии» в этом районе».

3. ФЦП «Мировой океан», подпрограмма «Исследование природы Мирового океана»:

Тема: «Исследование структуры, состава и эволюции литосферы, процессов рудогенеза Дальневосточных морей и западной части Тихого океана на основе натурных наблюдений и моделирования».

Тема: «Комплексные исследования дальневосточных морей России и северной части Тихого океана для повышения эффективности морской деятельности и рационального природопользования» (ГК № 16.420.12.0012).

Фактическим материалом для выполненной работы послужили данные морской и спутниковой гравиметрии, гидромагнитометрии, непрерывного сейсмического профилирования (НСП), батиметрии и геологического драгирования, полученные лабораториями отдела геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в экспедициях 2005-2010 г.г. Кроме этого, использованы опубликованные данные по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ), выполненному в предшествующие годы в пределах центрального района Курильской островной дуги и её окрестностях различными организациями, прежде всего СахКНИИ, теперь Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, а также Федеральным государственным унитарным научно-производственным предприятием (ФГУНПП) «СЕВМОРГЕО» и др. В работе

также использована информация, опубликованная российскими и зарубежными авторами, решавшими различные аспекты геолого-геофизических и геодинамических проблем в районе Курильской островной дуги.

В процессе подготовки данной работы автором самостоятельно сделано обобщение и анализ имеющихся геофизических и геологических данных. Выполнено численное структурно-плотностное моделирование земной коры и построены соответствующие модели в районе Симуширских землетрясений. Проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных, полученных в районе фронтального склона Центральных Курил и его окрестностей с использованием корреляционного анализа геофизических полей и геологической информации, что позволило выявить новые особенности структурно-вещественных характеристик и глубинного строения этого района.

Апробация работы и публикации. Основные положения выполненной работы докладывались на международных конференциях: XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов» 18-22 ноября 2013г; 8-th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, Hokkaido University, Sapporo, 22-26 September 2014.

На всероссийских конференциях: «Физика Геосфер», IX всероссийский симпозиум, 21-24 сентября, 2015, Владивосток; «Физика геосфер» X всероссийский симпозиум, 2-8 октября, 2017, Владивосток.

На молодежной конференции: «Природные катастрофы: Изучение, мониторинг, прогноз», VI Сахалинская молодежная научная школа, 3-8 октября 2016 г., Южно-Сахалинск, Россия.

Указанные исследования поддерживались грантами ДВО РАН, где автор была в коллективе исполнителей:

Грант 09-01-П17-08 «Исследование истории развития зоны деструкции центральной части Курильской островной дуги и «сейсмической брешии» в этом районе».

Грант 12-III-A-07-120 «Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил: исследование их взаимосвязи».

По теме исследования с участием автора опубликовано 4 статьи.

Перечень статей из списка, рекомендованного ВАК РФ для публикации материалов докторских и кандидатских диссертаций:

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., **Прошкина З.Н.** Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2012. Т.31, №6. С. 35–43.

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., **Прошкина З.Н.** Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2015. Т.34, №6. С. 45–56.

Прошкина З.Н. О глубинном строении зоны разрушения хребта Витязя (Центральные Курилы) // Вестник ДВО РАН. 2016. №5. С. 36–42.

Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. Том 36, № 6. С. 44–55.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из Введения, 4х Глав и Заключения, содержит 132 страницы текста, 34 рисунка, 2 таблицы, список литературы из 123 наименований.

Работа выполнена в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН под руководством д.г.-м.н. Р.Г. Кулинича, которому автор выражает искреннюю благодарность за проявленное терпение, помощь, поддержку, советы и консультации на всех этапах выполненного исследования. Автор благодарит к.г.-м. н. М.Г. Валитова за неоценимую помощь в области технологии компьютерной обработки геофизических данных, построении карт и разрезов, а также предоставленные материалы по теме диссертации, общую поддержку и дружеские советы на всех этапах работы над диссертацией. За консультации по вопросам геологии и предоставление геологического материала автор благодарит сотрудников лаборатории геологических формаций: д.г.-м.н. Е.П. Леликова, к.г.-м.н. Т.А. Емельянову. Кроме этого автор благодарит за советы, консультации и просто дружескую поддержку: м.н.с. Т.А. Харченко, к.г.-м.н. Е.П. Терехова, к.г.-м.н. В.Т. Съедина, ст. инж. Н.М. Цовбун.

ГЛАВА 1. Общие сведения, геолого-геофизическая изученность Курильской островной системы и состояние проблемы

1.1. Основные морфоструктуры

Район исследований включает центральное звено Курильской островной системы, ограниченный проливами Буссоль и Крузенштерна (Сергеев, 1976), и его окрестности (рис. 1.1).

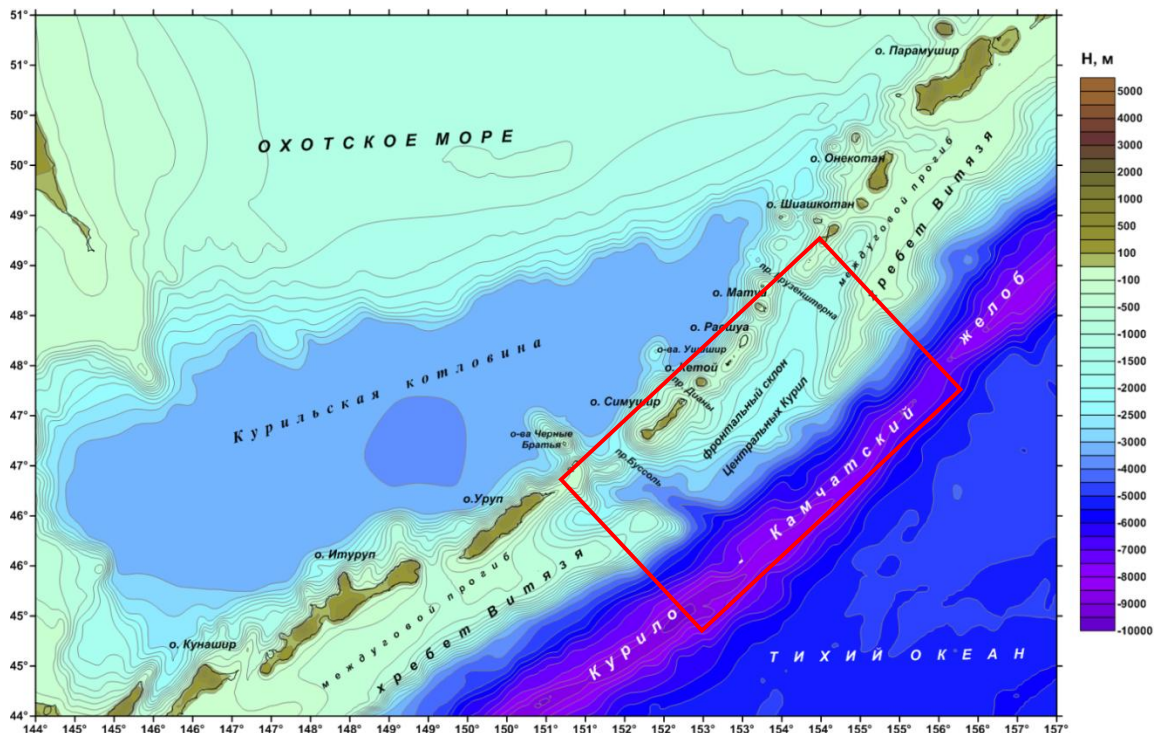


Рисунок 1.1 – Основные морфоструктуры Курильской островной системы.

Красным прямоугольником выделен район исследования.

В составе Курильской островной системы обособляются два крупных сопряженных морфоструктурных элемента – поднятие Курильской островной дуги и Курило-Камчатский глубоководный желоб (Сергеев, 1976). С северо-запада непосредственно к поднятию островной дуги примыкает Курильская глубоководная впадина Охотского моря.

Поднятие Курильской островной дуги на дневной поверхности выражено цепочкой островов, протянувшейся от о. Хоккайдо до п-ова Камчатка. В составе

этой морфоструктуры выделяют Большую и Малую Курильскую гряды.

Большая Курильская гряда составляет основную часть общего поднятия Курильской островной дуги и протягивается почти на 1250 км. На юго-западе Кунаширским проливом она отделяется от японского о. Сиретоко, на северо-востоке от Камчатки – Первым Курильским проливом. Большая Курильская гряда разделяется на три звена – Южное, Центральное и Северное (Сергеев, 1976). Южное звено включает три крупных острова – Кунашир, Итуруп, Уруп, а также мелкие вулканические о-ва. Черные Братья и о. Броутона. Центральное звено на юго-западе начинается с о. Симушир, далее при движении на северо-восток включает острова Кетой, Ушишир, Расшуа, Матуа, Райкоке, а также множество отдельных скал. Северное звено состоит из островов Ловушки, Чиринкотан, Экарма, Шиашкотан, Харимкотан, Онекотан, Маканруши, Анциферова, Парамушир, Атласова и Шумшу.

Общая площадь островной суши составляет около 10100-10200 км², причем из них примерно 9800 км² приходится на острова Большой Курильской гряды. Площади отдельных наиболее крупных островов изменяются от 60 до 3000 км² и более.

Малая Курильская гряда имеет длину около 100 км и включает острова: Танфильева, Анучина, Юрий, Демина, Зеленый, Полонского, Осколки и Шикотан. Далее на северо-восток, почти до южной оконечности п-ова Камчатка, эта структура прослеживается в виде подводного хребта Витязя. Большинство островов Малой Курильской гряды представляет собой плоские поднятия, возвышающиеся над уровнем моря на высоту около 20 м. И только о. Шикотан характеризуется низкогорно-холмистым рельефом со средними высотами 200-250 м. Наивысшая точка острова – гора Шикотан имеет отметку 412,6 м.

Большая и Малая Курильские гряды разделяются межгорным прогибом, названным в одной из ранних работ Центрально-Курильской депрессией (Затонский, Канаев и др., 1961). В этой же работе сказано, что данная депрессия «отчетливо выражена лишь в Центральной части поднятия (от о. Уруп на юго-западе до о. Шиашкотан на северо-востоке)». Как стало известно после

экспедиции ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в этот район в 2005 г. (рейс № 37 НИС «Академик М.А. Лаврентьев»), именно в центральной части островной дуги этот прогиб как единая отрицательная структура, не существует. Поперечной тектономагматической зоной, обнаруженной в указанной экспедиции на траверсе островов Симушир – Ушишир, он расчленяется на два сектора, расположенные юго-западнее и северо-восточнее этой зоны (Кулинич, Карп и др., 2007)

С запада Курильская островная система ограничивается глубоководной **Курильской котловиной Охотского моря** (максимальная глубина – 3372 м). Юго-восточный борт котловины, граничащий с островной дугой, характеризуется наибольшей расчлененностью, здесь отмечается большое количество подводных вулканических построек и гор, крутизна склонов которых достигает 20-30° (Марков, Аверьянова и др., 1967). Северо-западный борт расчленен многочисленными подводными долинами, которые спускаются со склона возвышенности Академии наук; западный борт осложнен долинами и хребтами, которые являются продолжением хребтов и межгорных депрессий Хоккайдо. В северо-восточном направлении котловина интенсивно сужается и замыкается вблизи юго-западного побережья п-ова Камчатка. Абиссальная часть котловины характеризуется плоским ровным дном.

Курило-Камчатский глубоководный желоб, примыкающий к Курильскому островному поднятию со стороны Тихого океана, имеет максимальную глубину 10542 м и ширину от 50 до 100 км (Удинцев, 1960). Крутизна склонов желоба составляет в среднем 7°, причем максимальной крутизны (до 20-25°) они достигают в его нижней части. Склоны желоба повсеместно разбиты на систему тектонических уступов и ступеней, осложненных разломами. В нижней части желоба имеется довольно обширная зона выровненного аккумулятивного дна, шириной от 1-до 20 км (Затонский, Канаев и др., 1961).

Вдоль восточного склона Курило-Камчатского желоба протягивается широкое валообразное поднятие (вал Зенкевича), за пределами которого простирается ложе Тихого океана.

1.2. Краткая геологическая характеристика

Как уже отмечалось, Курильская островная система является следствием и внешним проявлением конвергенции двух глобальных тектонических плит: Тихоокеанской и Северо-Американской. В настоящее время в этом регионе происходят активные геодинамические процессы, сопровождающиеся вулканизмом и землетрясениями. С одной стороны, эти процессы дают важнейшую информацию для понимания источников и механизмов формирования геологических структур различного типа, с другой стороны, существование такого активного пояса является источником природных катастроф, вызванных вулканической деятельностью, сильными землетрясениями и цунами. Все это явилось причиной уже длительного многостороннего исследования Курильской островной системы, которые остаются актуальными и по настоящее время.

Планомерное изучение геологии этого региона началось с середины 40-х годов XX века и связано с именами А.И. Абдурахманова, А. Г. Аверьянова, В.Е. Бевза, Г.П. Вергунова, В.Г. Власова, В.К. Гаврилова, Г.С. Горшкова, В.М. Дуничева, В.Ф. Ерохова, Ю.С. Желубовского, И.И. Катушенко, Т.П. Королевой, Ю.Л. Неверова, Б.Н. Пискунова, Р.И. Родионовой, В.Б. Сергеевой, В.Н. Шилова, К.Ф. Сергеева, В.И. Федорченко и целого ряда других исследователей (Абдурахманов, Родионова и др., 1986; Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Бевз, Смирнов и др., 1971; Вергунов, Власов, 1964; Вергунов, Прялухина, 1963; Власов, 1964; Горшков, 1967; Желубовский, Прялухина, 1964; Неверов, Сергеева и др., 1963; Пискунов, 1987;). В это же время в акваториях, прилегающих к Курильским островам, проводились морские геологические работы (Безруков, Зенкевич 1958; Васильев, Суворов, 1979; Лисицын, 1971). В результате этих исследований получены обширные материалы, характеризующие стратиграфию, литологию и петрографию мезозойских и кайнозойских отложений, геологию, петрографию и петрохимию магматических образований, состав донных отложений Прикурильской акватории. Обобщение и осмысление этого материала было

сделано в обобщающей монографии К.Ф. Сергеева (Сергеев, 1976), а затем в Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987).

В соответствии с упомянутым атласом геологические образования Курильских островов подразделяются на два крупных структурно-формационных комплекса: доостроводужный и островодужный. Породы доостроводужного комплекса достоверно известны только в пределах Малой Курильской гряды. В его составе выделяются эффузивно-интрузивные и осадочные образования позднемелового – палеогенового возраста, стратиграфическое расчленение которых дискуссионно. Следуя стратиграфическому расчленению, принятому в (Геолого-геофизический..., 1987), соответствующая характеристика района Курильских островов выглядит следующим образом.

Наиболее древними *доостроводужными* комплексами являются зеленокаменно-измененные породы спилито-диабазового комплекса (матакотанская свита, кампан). Они представлены лавами и туфами, сформировавшимися в подводных условиях. Встречаются субвулканические тела долеритов, диабазов и габбро-диабазов. Мощность достигает 1600 м. (K-Ar)-возраст пород матакотанской свиты 105-68 млн лет (Говоров, Цветков и др., 1983).

Выше согласно залегает песчано-аргиллитовая флишеподобная толща мощностью от 400 до 1000 м маастрихского возраста (малокурильская свита). Более молодой базальтоидный комплекс (зеленовская свита, толща Томари-Ноторо) мощностью до 300 м сложен эффузивами базальтов и андезитобазальтов, (K-A)-возраст которых – 77-69 млн лет (Говоров, Цветков и др., 1983).

Трахибазальтовый комплекс представлен пластовыми интрузивными залежами среди песчано-аргиллитовых отложений малокурильской свиты. (K-Ar)-возраст этих образований - 71-61 млн лет (Говоров, Цветков и др., 1983).

Массивы габброидов на о. Шикотан наиболее молодые. Они сложены габбро-норитами, габбро-анортозитами, габбро, оливиновыми габбро, габбро-перидотитами, габбро-диабазами, анортозит-диабазами, диоритами, долеритами,

аплитами. Присутствуют также перидотиты, пироксениты и дайки монцонитов. Абсолютный возраст этих пород – 62-56 млн лет (Говоров, Цветков и др., 1983).

Породы *островодужного* этапа развития Курильской островной дуги встречаются только в пределах Большой Курильской гряды, т.е. вулканической дуги. Возраст их – от раннего миоцена (возможно, олигоцена) до современного. Они подразделяются на четыре комплекса: "зеленотуфовый", вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и андезитовый (Говоров, Цветков и др., 1983).

"Зеленотуфовый" комплекс (1300-3900 м) наиболее древний (ранний-средний-миоцен) на островах Большой Курильской гряды и подразделяется на три толщи. Нижняя толща, сложенная песчано-глинистыми отложениями с примесью туфогенного материала, распространена на островах Парамушир и Шумшу. Средняя толща, состоящая из вулканических брекчий, туфов, лав базальт-дацитового ряда, а также вулканогенных песчаников и конгломератов, встречается практически на всех крупных островах. Породы интенсивно пропилитизированы. Верхняя толща представлена конгломератами и брекчиями, переслаивающимися с гравелитами, песчаниками и туфами. Содержание последних увеличивается вверх по разрезу.

Вулканические образования "зеленотуфового" комплекса, по мнению Б.Н. Пискунова (Пискунов, 1987) формировались в сложной фациальной обстановке в начале с преобладанием подводных условий и субаэральных условий – в конце формирования комплекса.

Породы вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса мощностью до 3000 м распространены на островах Шумшу, Парамушир, Уруп, Итуруп и Кунашир и залегают на породах предыдущего комплекса с угловым несогласием. В их составе доминируют туфы, туффиты и пемзы дацитов и андезитов, туфоконгломераты, конгломератобрекчии, вулканомиктовые песчаники, опоковидные алевролиты и диатомиты.

Реже встречаются лавовые потоки и экструзивные тела базальтов, андезито-базальтов, андезитов. Формирование комплекса происходило в интервале от

среднего миоцена до плиоцена в подводных условиях в результате поступления материала в бассейны седиментации за счет вулканических извержений и разрушения прилегающих вулкано-тектонических поднятий (Пискунов, 1987).

Базальтоидный комплекс (до 1000 м) распространен почти на всех островах Большой гряды. Он представлен шаровыми лавами, обломочно-подушечными брекчиями, аквагенными туфами, гиадокластитами андезито-базальтов, реже – базальтов и андезитов. Он сформирован в результате проявления третьей (позднеплиоценовой) фазы вулканизма в подводных, преимущественно мелководных условиях. Вершины вулканов при этом часто появлялись над уровнем моря (Пискунов, 1987).

Четвертичные вулканогенные образования, широко распространенные на всех островах Большой гряды, входят в состав андезитового комплекса, залегающего с разрывом и несогласием на более древних породах. К нему относятся все активные и потухшие вулканы Курильских островов и, по-видимому, большинство подводных вулканов. Состав вулканических пород варьирует от базальтов до риолитов с преобладанием средних пород. Детальное описание петрографии и петрохимии четвертичных вулканов приводится в ряде специальных работ (Абдурахманов, Ким Чунн и др., 1981; Абдурахманов, Пискунов и др., 1978, Авдейко, Антонов и др., 1992; Волюнец, Флеров и др., 1987; Марахинин, 1967; Горшков, 1967 и др.). Большинство подводных вулканов относятся к этому комплексу.

Интрузивные образования широко распространены на крупных островах Парамушир, Уруп, Кунашир. В основном это сложные многофазные тела пестрого состава, причем в распространении пород по простиранию дуги наблюдается особенность, выражающаяся в преобладании на юге дуги (о. Кунашир) наиболее кислых пород – плагиогранитов, в средней части дуги (о. Уруп) – диоритов и кварцевых диоритов, а на севере (о. Парамушир) – габброидных пород (Пискунов, 1987). Интрузии прорывают породы "зеленотуфового" комплекса.

Ниже приводится геологическая карта, составленная по материалам

Международного геолого-геофизического атласа Тихого океана (Международный геолого-геофизический..., 2003) и обобщающая результаты геологических и геофизических работ, выполненных до начала экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН в районе Центральных Курил в 2005-2010 г.г. (рис. 1.2). На наш взгляд, её представление дает общий обзор геологии региона и дополняет вышеприведенное геологическое описание Курильской островной системы.

Дальнейшее поступление новой геологической информации уже связано с результатами геологических работ, выполненных ТОИ ДВО РАН в районе Центральных Курил (2005-2010 г.г.) (Леликов, Цой и др. 2008; Леликов, Емельянова и др., 2008; Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014). Эти работы были выполнены на северо-восточном и юго-западном сегменте подводного хребта Витязя и в поперечной рифтогенной зоне его разрушения на траверзе о. Симушир. Отбор геологических проб с морского дна выполнялся драгированием. За время трех экспедиций был собран большой объем разнообразных пород, слагающих фундамент и осадочный чехол хребта. Основные результаты указанных работ сводятся к следующему.

На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, а также сравнительного анализа с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря эти породы разделены на несколько возрастных комплексов. Среди магматических пород выделены позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, среди вулканогенно-осадочных отложений – позднемеловой-раннепалеоценовый (поздний кампан-дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Позднемеловой-раннепалеогеновый комплекс, представленный вулканогенно-кремнисто-терригенными породами, а также позднемеловой вулканоплутонический комплекс составляют фундамент хребта Витязя. К осадочному чехлу отнесены олигоцен-плейстоценовые терригенные литифицированные и вулканогенно-осадочные слаболитифицированные комплексы.

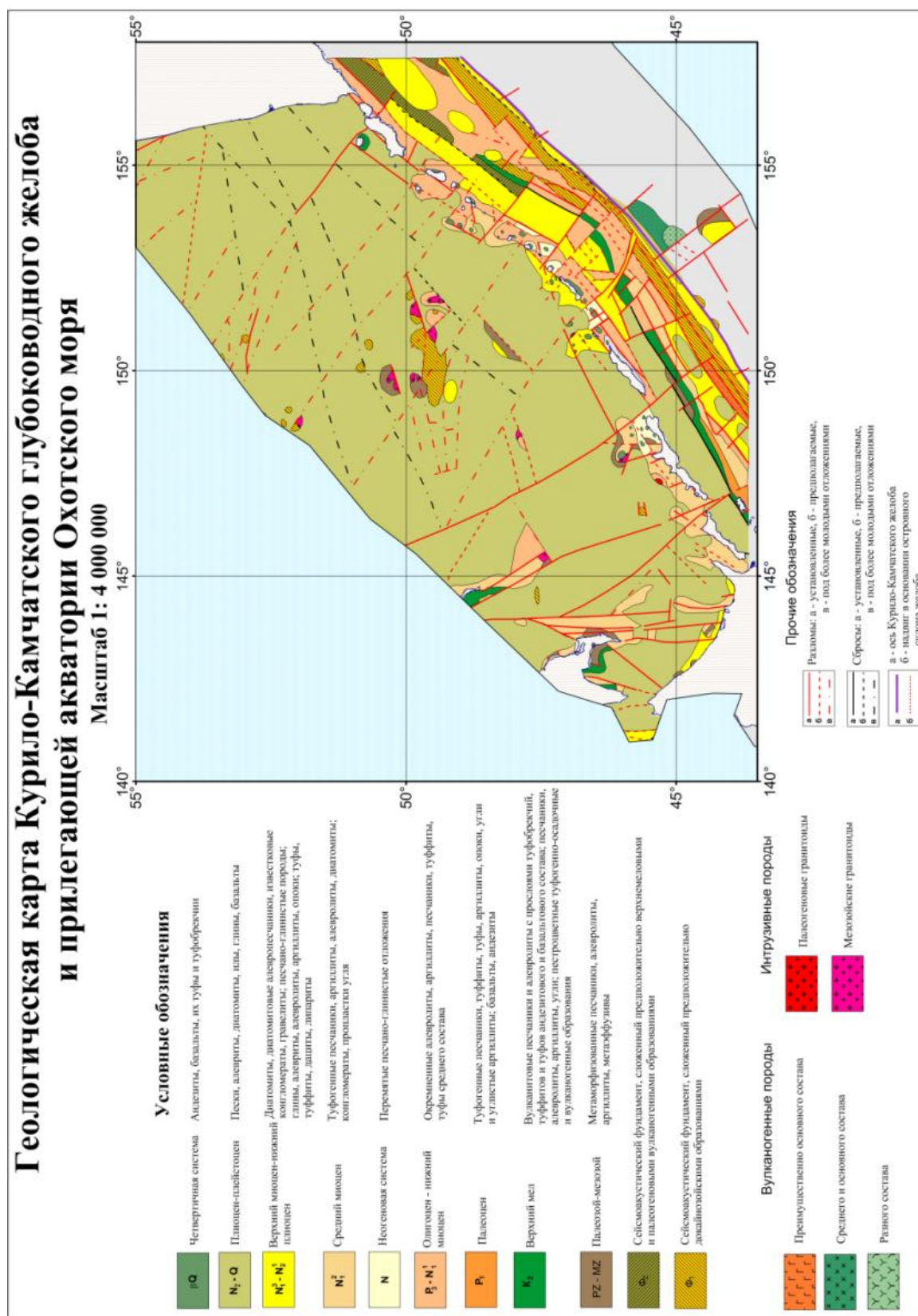


Рисунок 1.2 – Геологическая карта Курило-Камчатского желоба и прилегающей акватории Охотского моря.

Составили: В.Л. Безверхний, В.П.Берсенов, Б.И. Васильев, К.И. Сигова, В.В. Харахинов
По материалам (Международный геолого-геофизический..., 2003)

В процессе геологического опробования в рифтогенной зоне и на разных участках хребта Витязя были обнаружены молодые плиоцен-плейстоценовые (абсолютный возраст 4,3-1,6 млн лет) вулканиты. Их обнаружение является прямым свидетельством современной тектоно-магматической активности хребта Витязя, а общая насыщенность геологических образований хребта магматогенными комплексами принципиально меняет ранее существовавшее представление о нем, как о невулканической дуге в общей Курильской островной системе.

На основе этой информации с частичным использованием геофизических данных авторами геологических работ были построены два варианта геологических карт (Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014) и обозначены основные этапы развития хребта Витязя. С эоцена до позднего олигоцена осадконакопление и активный вулканизм происходили в мелководных и субаэральных условиях (Леликов, Емельянова, 2011). С позднего олигоцена произошло значительное погружение отдельных блоков этого хребта под уровень моря. Высказано мнение, что плиоцен-плейстоценовые вулканиты относятся к толеитовым, известково-щелочным и субщелочным образованиям, источником формирования которых служила обогащенная континентальной корой мантия.

Изложенные результаты геологических работ были использованы нами при интерпретации геофизических данных.

1.3. Геофизические характеристики района по результатам предшествующих исследований

В 1957-1958 г.г. по программе (МГГ) началось комплексное геофизическое исследование зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, важным звеном которой является район Курильских островов. Эти работы включили глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), аэромагнитную и гравиметрическую съемки. Кроме того, с 1948 г. на Камчатке, а позже и на Курильских островах стала развиваться сеть региональных сейсмических

станций, которая позволила получить много нового для познания особенностей сейсмического режима этой области. Начиная с 1958 г. на Южных Курилах заработала Тихоокеанская сейсмическая экспедиция (ТСЭ), которая проводила здесь детальные сейсмологические исследования.

Большой объем геофизических исследований в районе Курильской островной системы был выполнен и в 70х-80х годах прошлого столетия (Воробьев, Кочергин и др. 1975; Гайнанов, Павлов, 1974). Полученные результаты позволили судить об особенностях глубинной структуры и характере естественных полей этого огромного региона. Ниже представлены данные по геолого-геофизической изученности всей территории Курильской островной системы (рис. 1.3).

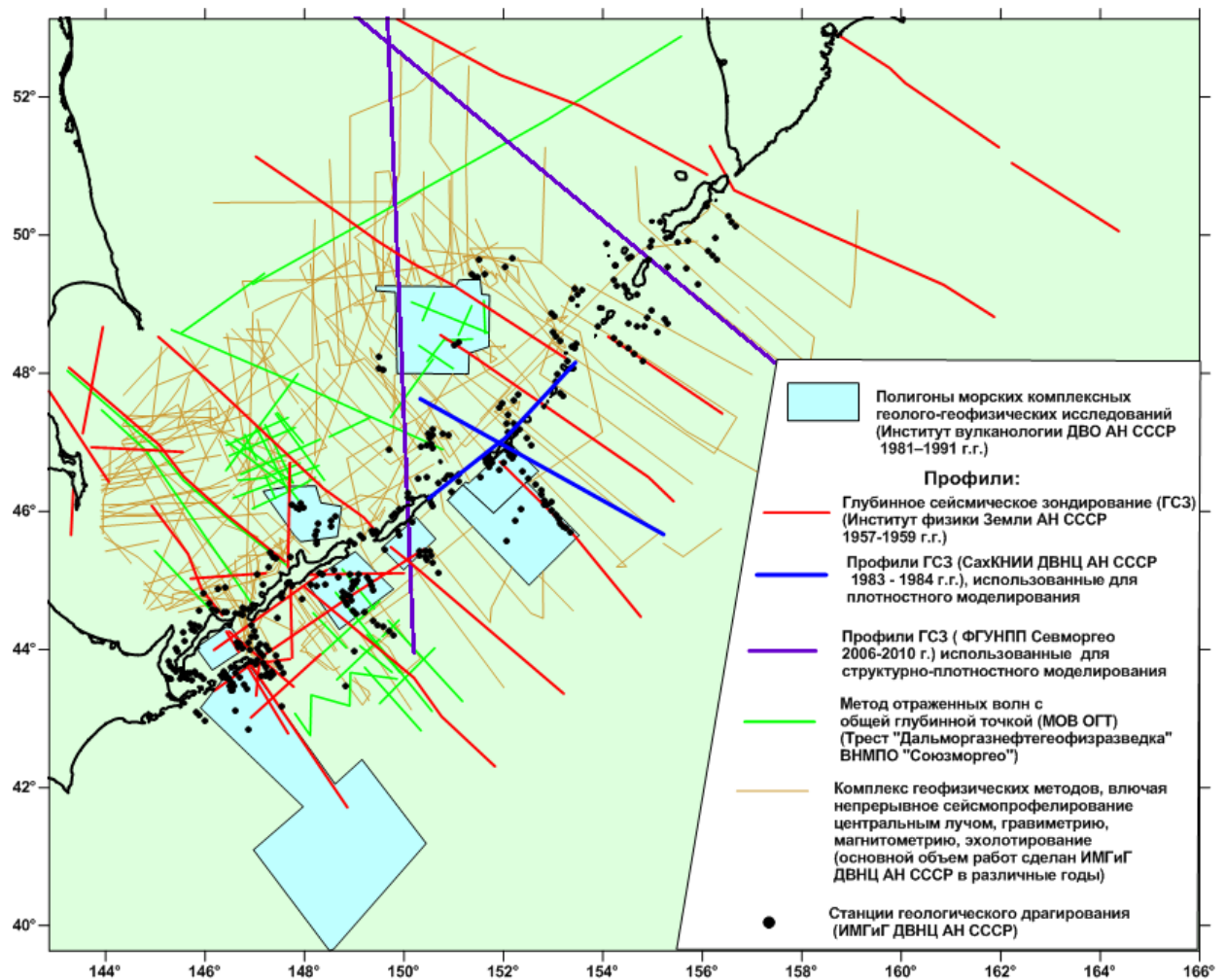


Рисунок 1.3 – Схема геолого-геофизической изученности Курильской островной системы с дополнениями автора.

Карта составлена по материалам (Геолого-геофизический..., 1987).

1.3.1. Сейсмические исследования

Целенаправленное изучение акваторий Охотского моря, Курильской островной дуги и прилегающей северо-западной части Тихого океана сейсмическими методами началось в 1957 г. в рамках объявленного МГГ (Косминская, 1963). Основной задачей этого проекта было изучение глубинного строения земной коры, что обусловило использование в качестве основного метода – ГСЗ. Основным исполнителем указанных исследований был Институт физики Земли (ИФЗ) АН СССР. Исследования выполнялись по серии отдельных профилей. В прикурильской части переходной зоны было отработано 15 профилей ГСЗ общей длиной 5430 км (Горшков, 1967). В итоге указанных работ были установлены основные черты строения земной коры в этом районе. На рисунке 1.4 представлены разрезы земной коры Курильской островной дуги, полученные по результатам ГСЗ 1957-1959 г.г.

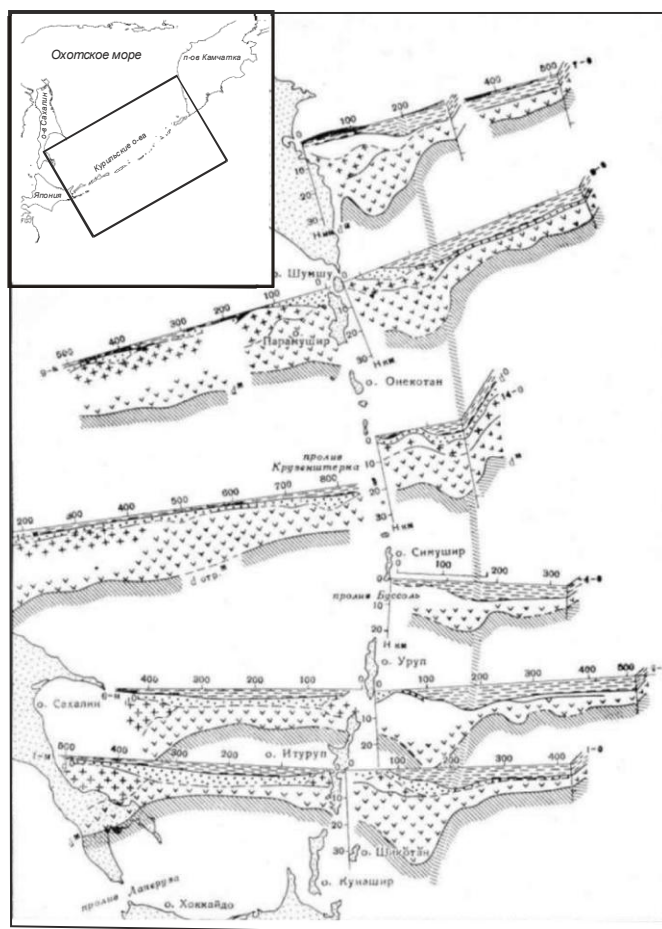


Рисунок 1.4 – Разрезы земной коры Курильской островной дуги по результатам работ ГСЗ 1957-1959 г.г. (Горшков, 1967).

Полный анализ полученных результатов был опубликован в 1964 г. в сборнике «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (Строение земной коры..., 1964).

Проведенные на начальном этапе региональные и поисковые сейсмические исследования дали информацию не только о глубинном строении коры, но и о характере распределения в геологическом разрезе слоистых образований, о структурном плане верхнемиоцен-плиоценовых отложений.

С 60х годов прошлого века основной объем сейсмических работ в рассматриваемом регионе выполнял СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Этим институтом за прошедшее время в пределах многих районов Охотского моря и Курильской островной дуги выполнен большой объем сейсмических работ в модификациях: ГСЗ, корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) и метода отраженных волн (МОВ). Результаты этих работ позволили существенно расширить знания не только о строении и скоростных характеристиках земной коры в целом, но и изучить структуру осадочного чехла на всю его мощность.

В конце 70х и в 80-е годы XX века на Курильских островах активно проводилось изучение глубинного строения литосферы методами ГСЗ и методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) (Аносов, Аргентов и др. 1987; Злобин, 1987). В результате были построены глубинные разрезы земной коры и верхней мантии до глубин около 100 км. Был сделан вывод, что под Курилами залегает континентальная кора мощностью от 28 до 44 км, мощность осадочно-вулканогенного слоя составляет в среднем 3 км (Злобин, Злобина, 1991). В 1983 г. важные исследования были выполнены в районе о. Симушир (Злобин, 1987). Здесь были отработаны два протяженных профиля, один из которых пройден вдоль, а второй вкрест простирания Курильской островной дуги (рис. 1.5). На профиле 1 были выполнены наблюдения ГСЗ и МОВЗ, на профиле 2 - ГСЗ, КМПВ и МОВ – НСП.

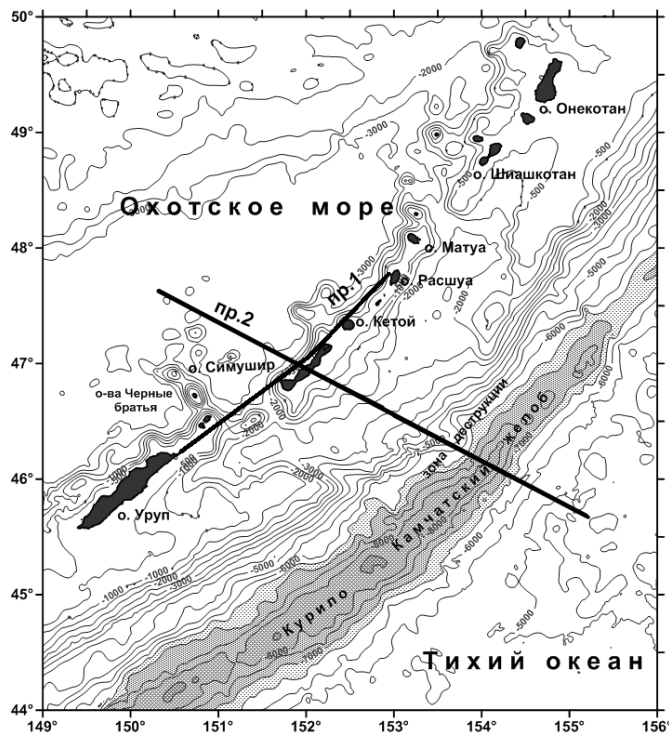


Рисунок 1.5 – Схема профилей ГСЗ, отработанных в экспедициях ИМГиГ ДВО РАН в 1983-1984 г.г. (Злобин 1991)

По результатам этих работ были составлены сейсмические разрезы земной коры (Аносов, Аргентов и др., 1988; Злобин, Костюкевич и др., 1998; Злобин, Пискунов и др., 1987; Злобин, Злобина, 1991), позволившие определить мощность земной коры под главными морфоструктурами этого района, а также чрезвычайно сложную её внутреннюю структуру, как в отношении распределения скоростей, так и по структуре сейсмических границ. Повторный анализ указанных сейсмических разрезов выполнялся уже в текущем столетии в связи с происшедшими в данном районе сильнейшими Симуширскими землетрясениями в 2006-2007 г.г. (Злобин, 2008; Злобин, Поплавская и др., 2009). Результаты этих сейсмических работ использованы и нами при структурно-плотностном моделировании глубинного строения зоны тектонической деструкции океанского склона Центральных Курил. В связи с этим их более детальное описание будет рассмотрено в главе 4.

Большой объем сейсмических работ методом отраженных волн был выполнен сначала ИМГиГ ДВО РАН, а позднее трестом «Дальморнефтегеофизика» производственного объединения «Союзморгео» в юго-западной части Курильской островной системы, в пределах так называемого

Срединно-Курильского прогиба, располагающегося в районе Малой Курильской гряды. По результатам этих работ изучена структура осадочно-вулканогенных отложений, выполняющих данный прогиб, построена схема мощности этих отложений и положительно оценена перспективность этой структуры на обнаружение крупных месторождений углеводородов (Ильев, Кононов и др., 2009).

Кроме этого в течение 2006-2010 г.г. специалистами ФГУНПП «Севморгео» в Охотском море были отработаны два опорных профиля (рис. 1.6): субмеридиональный профиль 2-ДВ-М «Магадан – Южные Курилы» протяженностью 1700 км и субширотный профиль 1-ОМ «Шантарские о-ва — Северные Курилы» протяженностью 1672 км (Сакулина, Каленич и др., 2011).

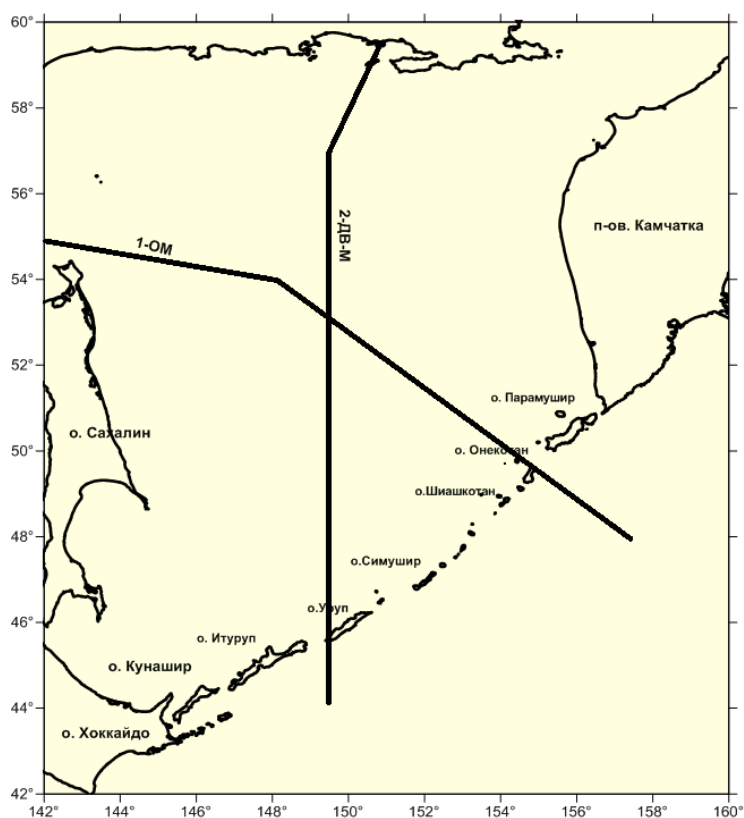


Рисунок 1.6 – Схема расположения опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М в Охотском море по результатам работ 2006-2010 г. г. (Сакулина, Каленич и др., 2011)

Оба профиля пересекают участок акватории, расположенный за пределами 200-мильной зоны, и выходят в Тихий океан. Комплекс геолого-геофизических исследований на морских опорных профилях включал сейсмические работы МПВ-ГСЗ, МОВ ОГТ, непрерывное сейсмоакустическое профилирование. По результатам этих работ были составлены комплексные разрезы земной коры, пересекающих всю акваторию Охотского моря с севера на юг (пр. 2-ДВ-М) и с запада на юго-восток (пр. 1-ОМ), а на юге непосредственно Центральную и Северную части Курильской островной системы (отметка 1500 км) (Сакулина, Каленич и др., 2011).

В целом, комплексные сейсмические работы, выполненные до геолого-геофизических исследований ТОИ ДВО РАН 2005-2010 г.г., позволили создать достаточно полное представление о генеральных характеристиках глубинного строения, структуры консолидированного фундамента (рис. 1.7) и осадочного чехла (рис. 1.8) всего Охотоморского региона, Курильской островной системы и прилегающей части Тихого океана и послужили основой для его тектонического районирования (Геолого-геофизический..., 1987; Сергеев, 1976).

К основным характеристикам глубинного строения и структуры верхней части земной коры Курильской островной системы, выявленным в 60-е годы прошлого века (Аверьянов, Вейцман и др. 1961; Васильев, Вейцман и др. 1960; Зверев, 1961; Зверев, 1964; Зверев, Тулина, 1966; Косминская, 1963; Косминская, Зверев и др., 1964; Марков, Аверьянова и др., 1967; Тараканов, Левый, 1969; Тулина, Миронова, 1969), можно отнести следующее.

В земной коре и мантии этого региона до глубин более 400 км прослеживается несколько сейсмических границ с различными скоростями прохождения упругих волн. Одной из наиболее уверенно выделяемых сейсмических границ является поверхность Мохо. В зоне Курильских островов и прилегающих к ним акваторий поверхность Мохо характеризуется очень сложным строением, мощность земной коры в Курильской островной системе колеблется от 10 до 30-40 км. Наиболее мощная земная кора соответствует юго-западному и северо-восточному склону глубоководного желоба, а также району

Северных Курильских островов. В центральной части островного поднятия и в Курильской котловине Охотского моря мощность земной коры минимальна и составляет 10-15 км, а в осевой части глубоководного желоба и на юго-восточном его склоне не превышает 10 км (Сергеев, 1976).

Поверхность Мохо характеризуется и большими латеральными вариациями скоростей прохождения сейсмических волн, которые изменяются в пределах 7,3-8,9 км/с (Р-волны). В пределах Курильской глубоководной котловины и Малой Курильской гряды (включая юго-западное звено подводного хребта Витязь) зафиксированы пониженные граничные скорости (7,5-8,0 км/с), в районе Большой Курильской гряды – нормальные (8,0-8,2 км/с), а в районе Курило-Камчатского желоба - резко меняющиеся от 7,8 до 8,9 км/с.

Внутри земной коры Курильской островной системы выделяется одна или несколько сейсмических поверхностей. В работах тех лет выделяют консолидированную кору и осадочный чехол (Косминская, Зверев и др., 1964). Консолидированная кора Курильских островов состоит из «базальтового» слоя мощностью до 24 км, разделенного на множество блоков различного порядка (Зверев, Тулина, 1966). Наиболее крупными из них являются блоки, соответствующие Южным, Центральным и Северным Курильским островам. Первый и третий из них по своему строению подобны друг другу, а центральный существенно отличается от них сокращенной до 8 км мощностью.

Блоковый характер консолидированной коры Курильской островной системы подчеркивается резкими изменениями граничных скоростей на ее поверхности, которые варьируют от 6,0 до 7,2 км/с. Так, для консолидированной коры Южных Курильских островов характерны аномально низкие значения скоростей, которые часто равны 6,3, а в отдельных случаях – 6,0 км/с. По мнению некоторых исследователей, это объясняется промежуточным ее составом между «гранитным» и «базальтовым» слоями (Тулина, Миронова, 1964).

В отличие от консолидированной коры в структуре осадочного чехла зафиксировано большее количество сейсмических границ. По мощности чехла Курильская островная система резко отличается от прилегающих к ней акваторий

Охотского моря и Тихого океана. Здесь мощность чехла на небольших (100-200 км) расстояниях изменяется примерно от 2 до 10-12 км при градиентах, достигающих 125-150 м на 1 км (см. рис. 1.8).

В пределах большей части Курильской глубоководной котловины мощность чехла составляет около 3-5 км, резко увеличиваясь (до 8 км) лишь в районе ее юго-восточного борта.

В пределах Курило-Камчатского глубоководного желоба мощность осадков неоднородна. В его южной части она достигает 7 км, а на севере, вблизи п-ова Камчатка – 12 км.

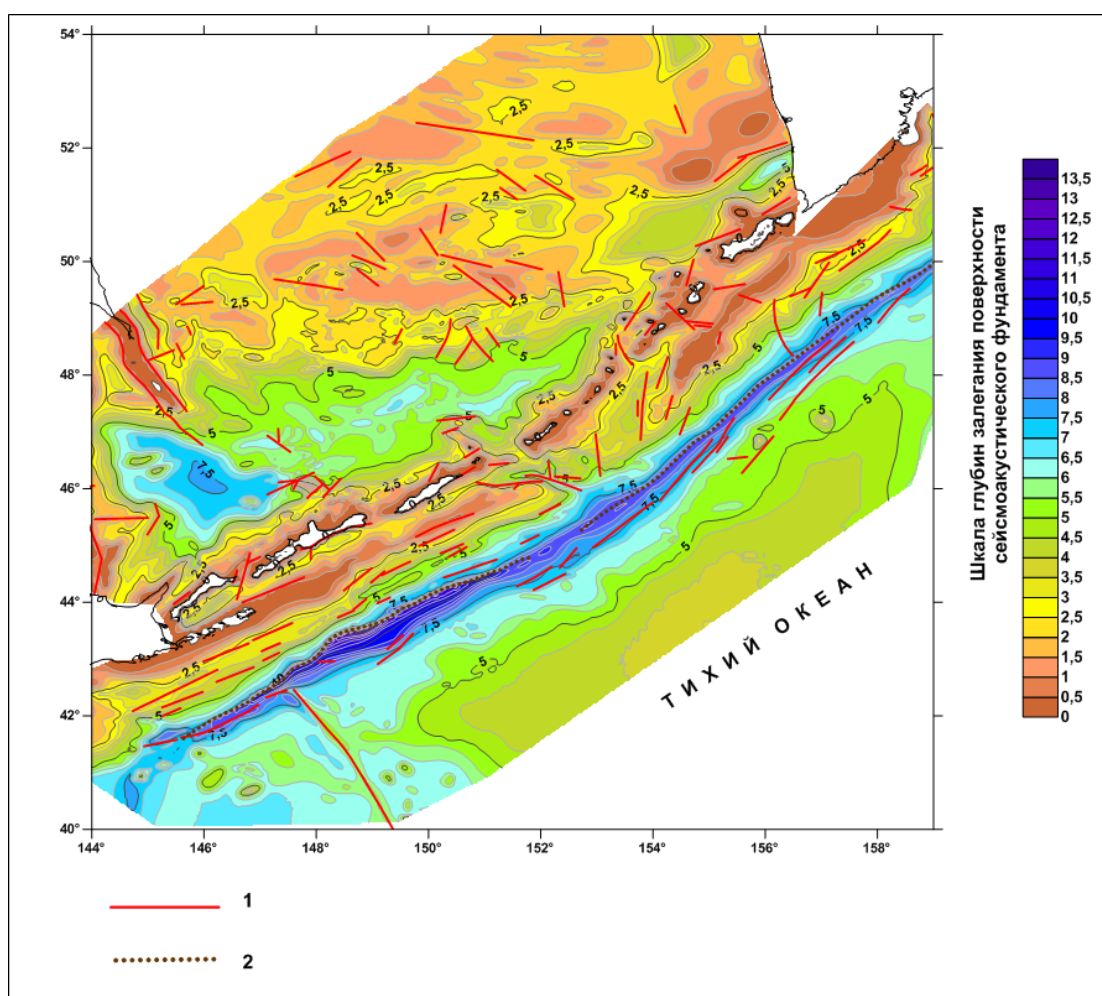


Рисунок 1.7 – Карта глубин залегания поверхности сейсмоакустического фундамента Курильской островной системы и ее обрамления.

Составлена по материалам (Геолого-геофизический..., 1987)

1 – разломы, выделенные по сейсмическим данным; 2 – граница области прослеживания поверхности второго океанического слоя в пределах внутреннего склона Курило-Камчатского глубоководного желоба.

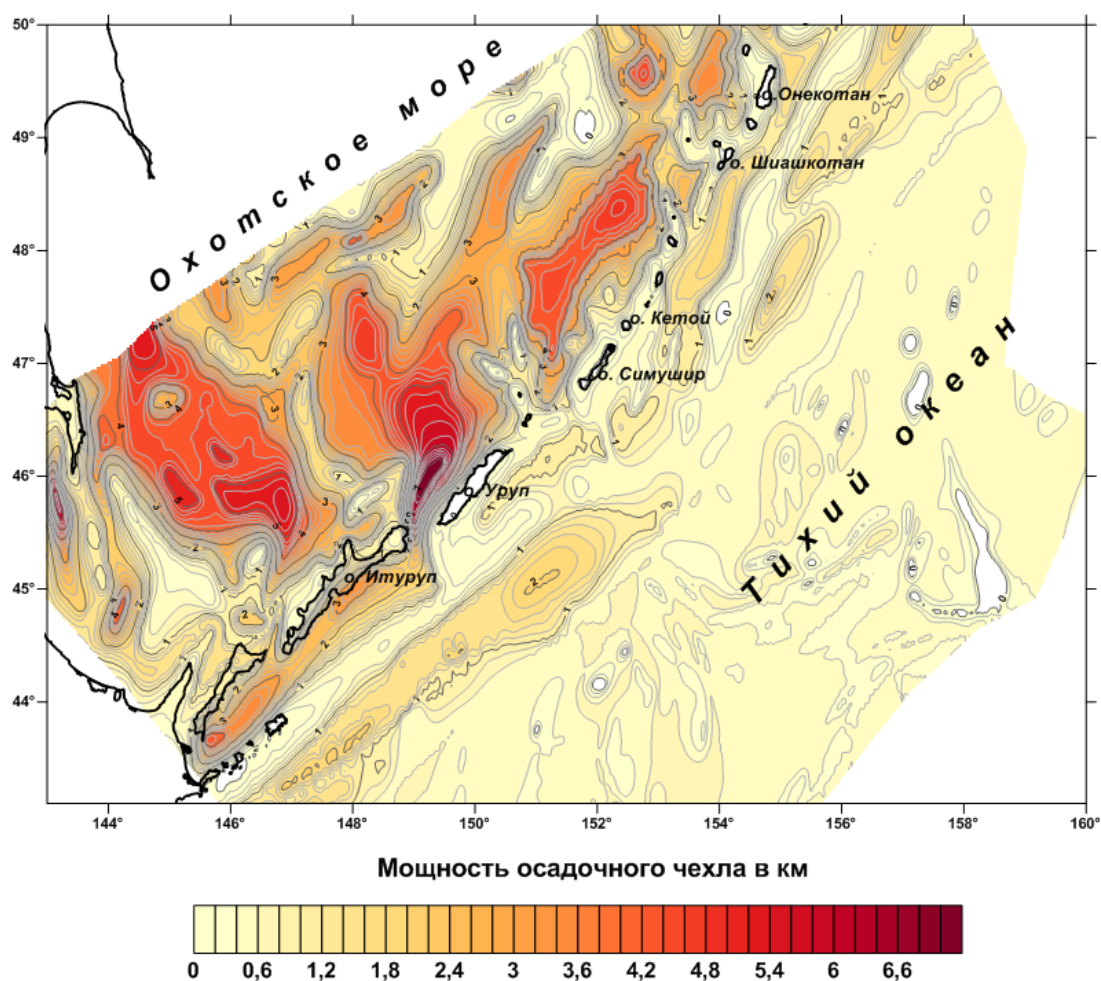


Рисунок 1.8 – Карта мощности осадочного чехла Курильской островной системы и ее обрамления.

Карта составлена по материалам (Международный геолого-геофизический..., 2003)

1.3.2 Гравиметрия и магнитометрия

Изучение гравитационного и магнитного полей Охотского моря, включая его прикурильский район, проводилось с 50-х годов прошлого столетия подводными и надводными судами. Систематические *гравиметрические наблюдения* на надводных судах в экспедициях АН СССР с привлечением сотрудников Государственного астрономического института им. Штернберга

(ГАИШ), начались в 1951 г. с экспедиции на НИС "Витязь" (Гайнанов, 1955). Целью этих рейсов была, главным образом, разработка методики надводных маятниковых измерений силы тяжести и регистрации горизонтальных ускорений.

В 1955 г. в связи с подготовкой к МГГ в ГАИШ была организована постоянно действующая морская гравиметрическая экспедиция, научным руководителем которой стал профессор В.В. Федынский, а его заместителем – Н.П. Грушинский. Целью экспедиции было совершенствование аппаратуры и методики измерений силы тяжести на море и получение новых данных о распределении гравитационных аномалий в Курило-Камчатской зоне и прилегающих акваториях. В результате этих работ были составлены первые карты распределения гравитационных аномалий в свободном воздухе, как на всей акватории Охотского моря, так и в Курило-Камчатской зоне. Важнейшим результатом проведенных здесь работ стало обнаружение зоны интенсивных положительных аномалий над Курильской островной дугой и таких же отрицательных аномалий над глубоководным желобом (Гайнанов, Тулина и др., 1965; Гладун, Марчук и др., 1963; Соловьев, Гайнанов, 1963).

В 1957-1959 г.г. в рамках МГГ сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института Геофизика (ВНИИГеофизика) была проведена рекогносцировочная *аэромагнитная съемка* Охотского моря и Большой Курильской гряды (Соловьев, 1961). Полеты выполнялись на высоте 2 км по сети региональных галсов. Этой съемкой были охвачены Курильские острова и прибрежная часть островной системы. В результате были получены первые общие представления о региональном поле магнитных аномалий.

В 1970-1974 г.г. большой объем гравиметрических работ был выполнен в совместных экспедициях СахКНИИ и ИФЗ АН СССР на научно-исследовательских судах "Витязь", "Пегас", "Оха". Точность проведенных наблюдений колеблется в пределах 3-7 мГал. Полученные данные позволили построить карты гравитационного поля в редукциях Фая, Буге и изостатической на всю северную часть Азиатско-Тихоокеанской окраины, включая Охотское

море, Курильские острова и прилегающую часть океана (Гайнанов, Павлов и др., 1974; Геолого-геофизический...1987).

В 1972 г. по программе Международного геодинамического проекта и Международной декады исследования океанов были выполнены геофизические (гравиметрические, магнитометрические, сейсмические и др.) исследования с целью изучения предполагаемых горизонтальных и вертикальных движений земной коры в зоне перехода Азии к Тихому океану. В результате получены сведения о морфологии коренного рельефа под покровом осадков, характеристики теплового потока и т. п. (Сергеев, 1976; Смирнов, Сугробов, 1979).

В 1970–1980 г.г. СахКНИИ провел ряд экспедиций на НИС “Пегас”, “Морской геофизик” и “Орлик”, где выполнялось изучение вещественного состава подводных вулканов в пределах островной дуги, сопровождавшееся профильными *гидромагнитными съемками* (Воробьев, Кочергин и др. 1975). Основным итогом перечисленных геофизических исследований можно считать составление “Геолого-геофизического Атласа Курило-Камчатской островной системы”, выпущенного ВСЕГЕИ в 1987 г. (Геолого-геофизический...1987).

В последующее время вплоть до начала 1990-х годов были проведены *гравиметрические и магнитометрические работы* в Охотском море на научно-исследовательских и арендованных судах “Пегас” (рейсы 7, 12, 13, 25, 30), “Академик Несмеянов” (рейс 14), “Антарктида” (1981 г.), “Мария Савина” (1978 г.) (Тектоническое районирование..., 2006). Большинство экспедиций на этих судах проводилось ИМГиГ ДВО РАН, остальные – с участием сотрудников института. При наблюдениях использовались разработанные во ВНИИ Геофизика гравиметры ГМН, позволившие повысить точность наблюдений до 1 мГал.

В период 1981-1991 г.г. Институтом вулканологии (ИВ) ДВО АН СССР (сейчас Институт Вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН) с борта НИС “Вулканолог” было проведено комплексное исследование подводных вулканов Курильской островной дуги (Авдейко, Антонов и др., 1992). Отдельные региональные профили в районе Курильской островной системы были выполнены

Институтом океанологии АН СССР на НИС “Дмитрий Менделеев” (13- и 17-й рейсы).

Параллельно с этими исследованиями и вплоть до настоящего века аналогичные работы, но уже более детальные, выполнялись силами Тихоокеанской экспедиции ВНП “Союзморгео”, ныне, после ряда преобразований, переименованной в Федеральное государственное унитарное предприятие (ФГУП) “Дальморнефтегеофизика”. Эти работы осуществлялись как по региональным профилям, пересекающим Охотское море в разных направлениях, так и на отдельных площадях в пределах шельфов Сахалина, Западной Камчатки и Северного Охотоморья в нефтегазопоисковых целях (Ильев, Кононов и др. 2009; Родников, Забаринская и др., 2014; Сакулина, Каленич и др. 2011; Тектоническое районирование..., 2006;).

Суммарным результатом гравиметрических работ явилось обобщение всех съемок и построение карт гравитационных аномалий, представленных в работах (Гайнанов, 1955; Гладун, Марчук и др., 1963; Гайнанов, Тулина и др., 1965; Гайнанов, Павлов и др., 1974), в Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987), Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана, (Международный геолого-геофизический..., 2003), а также атласе Курильских островов (Атлас Курильских..., 2009).

С 1995 г. по 2002 г. в рамках Российско-Германского проекта КОМЭКС (Курило-Охотоморский Эксперимент), участниками которого был ТОИ ДВО РАН, ИО РАН и другие институты Российской академии наук, в пределах Курильской котловины и впадины Дерюгина, помимо других видов экспедиционных исследований, были выполнены *детальные гравиметрические и магнитометрические съемки*. По результатам этих работ построены соответствующие карты и сделана их геологическая интерпретация. В результате была установлена связь барит-карбонатной минерализации и высокой концентрации природного метана в водной среде с вулcano-тектонической

структурой, проявленной в гравитационном и магнитном поле (Кулинич, Обжиров, 2003).

Аномальное магнитное поле региона Курильской островной системы, включая её Охотоморское и Тихоокеанское обрамление, в обобщенном виде представлено в работах (Воробьев, Кочергин и др., 1975; Соловьев, Гайнанов, 1963) и Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987) (рис. 1.9).

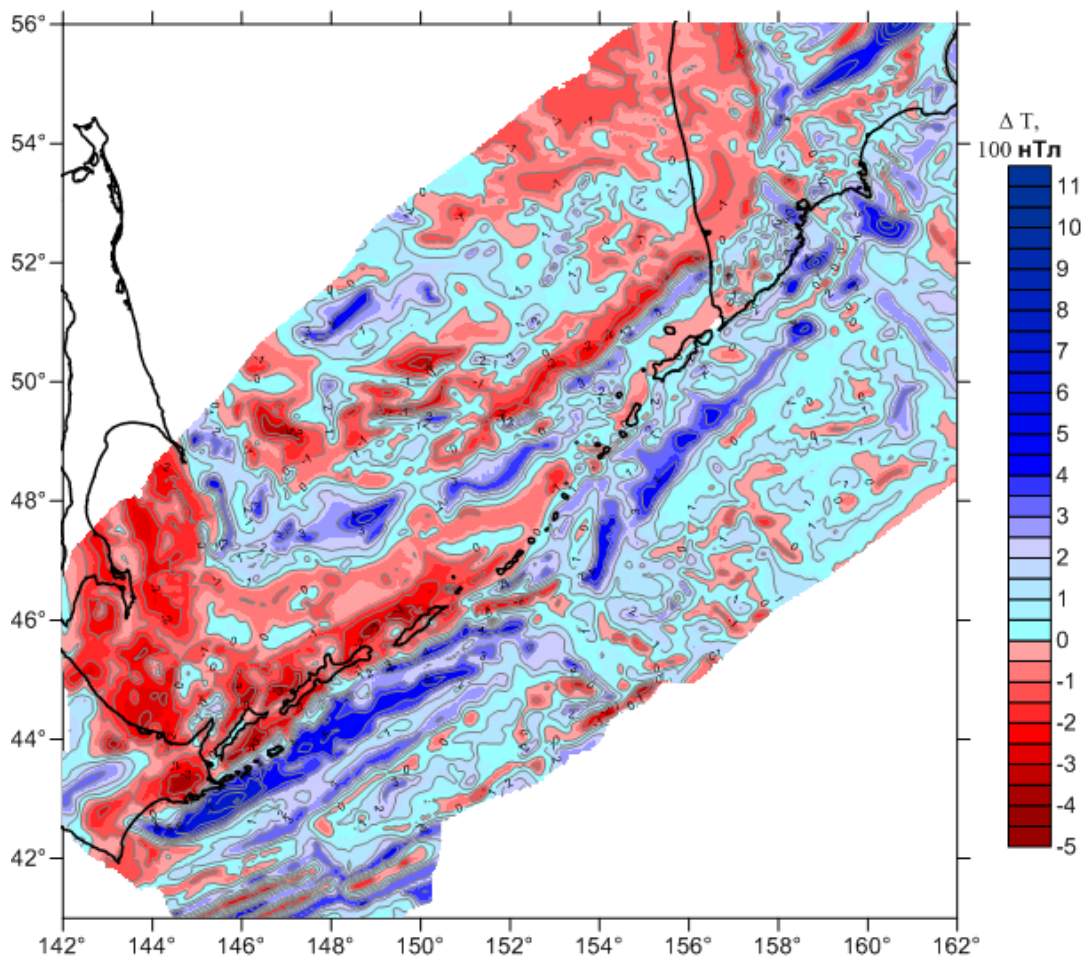


Рисунок 1.9 – Карта магнитных аномалий ΔT (100 нТл) Курильской островной системы и ее обрамления.

Карта составлена по материалам (Геолого-геофизический..., 1987)

Магнитное поле региона отличается значительной сложностью, на фоне которой видны вполне определенные закономерности (рис. 1.9). Из них отметим лишь те, которые касаются Курильской островной системы. Прежде всего, по структуре магнитного поля Курильская островная дуга достаточно уверенно

разделяется на три звена: южный, центральный и северный. Наиболее четко выделяется южное звено. От центрального звена его отделяет трог пролива Буссоль, являющийся, по всей вероятности, внешним выражением поперечного глубинного разлома. В пределах южного звена преобладают протяженные полосовые магнитные аномалии, сопряженные с простиранием Большой и Малой островных гряд. Это не наблюдается в остальной части Курильской дуги. Не совсем понятным представляется разное отражение указанных морфоструктур в магнитных аномалиях: острова Большой гряды от о. Хоккайдо до о-вов Черные Братья (пролив Буссоль) лежат в зоне интенсивных и широких отрицательных магнитных аномалий, в то время как над Малой Курильской грядой и прилегающим бортом Курильского желоба развита зона не менее интенсивных положительных магнитных аномалий. Все это свидетельствует о существенном различии Большой и Малой гряды в этом звене по валовому вещественному (магматогенному) составу.

В пределах центрального и северного звена магнитное поле представлено преимущественно мозаикой знакопеременных малоамплитудных аномалий. На этом фоне центральное звено выделяется очевидным изменением общего рисунка аномалий, в частности, их разворотом вкост простирания островной системы. Такая картина наиболее характерна для района между проливами Буссоль и Крузенштерна. Линейная положительная аномалия, протягивающаяся вдоль приостровного склона глубоководного желоба в южном звене островной системы, в пределах центрального звена претерпевает разрыв. В северном звене она появляется вновь и контролирует подводный хребет Витязя.

1.3.3 Тепловой поток

Изучение теплового потока (ТП) на суше и акваториях Дальнего Востока началось в 60х годах XX в. силами российских и японских ученых (Тектоническое районирование..., 2006). В изучаемом регионе такие определения сделаны преимущественно в центральной и южной части Охотского моря. В

пределах Курильской островной дуги данные по тепловому потоку получены как на суше (Южно-Курильские острова), так и на акваториях вблизи островной дуги.

Морские геотермические исследования в этом районе выполнялись, в основном, ИФЗ РАН, Институтом вулканологии ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН. В районе Курильских островов ими в разные годы выполнено более 90 определений ТП (Смирнов, Сугробов, 1979; Веселов, Липина, 1982; Геолого-геофизический..., 1987; Тепловой поток..., 1997; Веселов, 2000 и др.).

Начиная с 1970 г. и до настоящего времени на Южных Курильских островах сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН были выполнены измерения ТП в более чем 50-ти скважинах, на 20-ти площадях (Веселов, Соинов, 1997).

Результаты геотермических работ, представленные в Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987), дают общие представления о распределении естественного теплового поля Земли в зоне Курильских островов. Распределение ТП вкрест простирания Курильской островной дуги обладает характерными особенностями – между осью Курило-Камчатского желоба и Малой Курильской грядой с ее подводным продолжением – хребтом Витязя значения варьируют от 20 до 40 мВ/м², чуть выше значения (46-50 мВ/м²) в Малой Курильской дуге, резко возрастают значения ТП в пределах Большой Курильской дуги (от 75 до 105 мВт/м² и более), относительно равномерный ТП (около 90 мВ/м²) наблюдается в Курильской котловине.

Очень высокие значения ТП (до 700-1500 мВт/м²) зафиксированы в скважинах, пробуренных на склонах современных вулканических построек островов Итуруп и Кунашир (Веселов 1997; Geothermal..., 2004).

Для южного звена Большой Курильской гряды в качестве среднего фонового теплового потока можно принять величину 97 мВт/м². Тепловой поток Малокурильской гряды характеризуется пониженными значениями (в пределах 46-51 мВт/м²), что присуще районам, где основная тектономагматическая активизация не моложе позднемелового возраста, и характерно для внешних островных дуг северо-западной части Тихого океана (Смирнов, Сугробов, 1980;

Тектоносфера..., 1992).

Зона деструкции океанского склона Центральных Курил достаточно отчетливо контролируется тепловым потоком. Ей соответствует поперечная зона с относительно повышенным тепловым потоком, простирающаяся в северо-западном направлении от ложа Тихого океана через глубоководный желоб до островов Симушир-Ушишир. В их тыловой части эта зона сливается с тепловым полем Курильской глубоководной котловины.

Следует отметить еще одну особенность теплового поля - в пределах однотипных тектонических структур разного возраста тепловой поток различен: чем древнее возраст тектоно-магматической активности, тем ниже тепловой поток. Исключение составляют области современного вулканизма, наложенные на разновозрастные структуры, где тепловой поток нестационарен. Ниже представлена таблица (таблица 1) средних значений теплового потока для основных морфоструктур Курильской островной системы, составленная по данным Геолого-геофизического атласа Курило-Камчатской островной системы.

Таблица 1

Средние значения теплового потока Курильской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987).

Морфоструктурные элементы	Число измерений	Тепловой поток, мВ/м ²	Стандартное отклонение, мВ/м ²
Северо-западная часть Тихоокеанской плиты	30	46	4
Краевой вал Зенкевича	24	51	7
Курило-Камчатский глубоководный желоб	13	34	16
Малая Курильская дуга	33	36	15
Междуговой прогиб	16	58	25
Большая Курильская дуга	31	81	25
Курильская котловина	29	99	29

Представленная карта ТП (рис. 1.10), данные для которой были взяты из Международной базы данных по ТП (The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission), размещенной в свободном доступе сети интернет [<http://www.heatflow.und.edu/>], наглядно демонстрирует описанные выше особенности распределения ТП в Курильской островной системе.

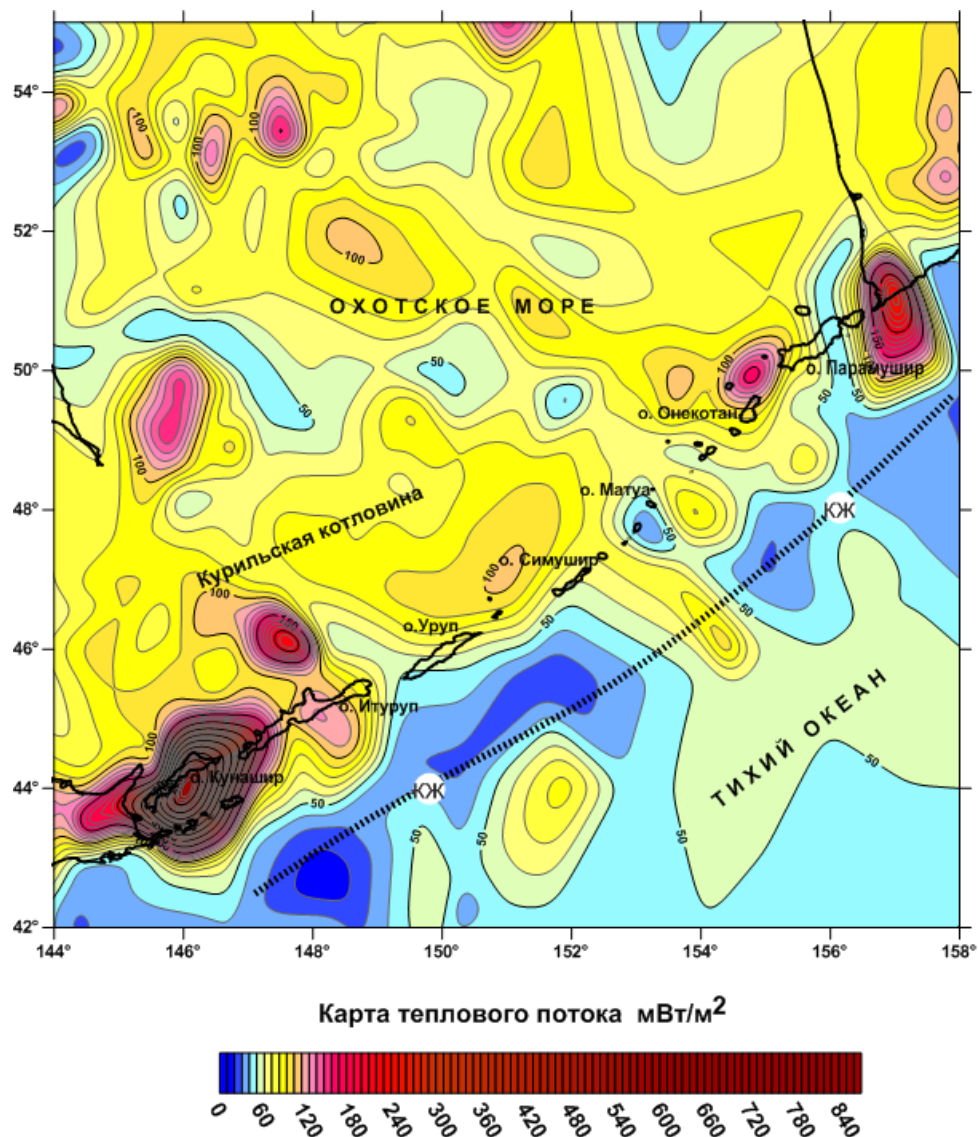


Рисунок 1.10 – Карта распределения теплового потока в районе Курильской островной системы и ее обрамления. Составлена по данным Международной базы данных по ТП (The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission) [<http://www.heatflow.und.edu/>]. Составили: М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина.

1.3.4. Сейсмичность

Район Курильских островов, вместе с Камчаткой, является наиболее

сейсмичной областью России. Зона 8-9-балльных землетрясений охватывает все острова этого района (рис. 1.11). Нередко землетрясения сопровождаются образованием волн цунами, которые оказываются еще более разрушительными, чем сами землетрясения. Не удивительно, что южная часть Курильских островов, вместе с Японией, была первой областью, где установлено существование землетрясений с глубиной очага более 60 км — так называемых глубокофокусных (Wadati, 1935).

Первым из русских ученых, обратившим внимание на проблему глубокофокусных землетрясений, в частности на Курильских островах, был акад. А. Н. Заварицкий (Заварицкий, 1946). Он отметил существование фокальной зоны очагов землетрясений, падающей под углом около 40° от «впадины Тускарора» (теперь Курило-Камчатский желоб) в сторону континента на глубину до 700 км, а также тот важный факт, что действующие вулканы расположены там, где фокальная зона подходит к земной поверхности на расстояние 100-150 км. А. Н. Заварицкий, сравнивая масштаб геологических процессов в земной коре с масштабами процессов в оболочке Земли, первым пришел к выводу о том, что «глубокие движения литосферы могут быть причинами (первичными), а складчатость, разрывы и альпийская тектоника в земной коре - следствиями (вторичными)». Таким образом, А. Н. Заварицкий предвосхитил те идеи, которые позже были положены в основу Проекта «Верхней мантии Земли».

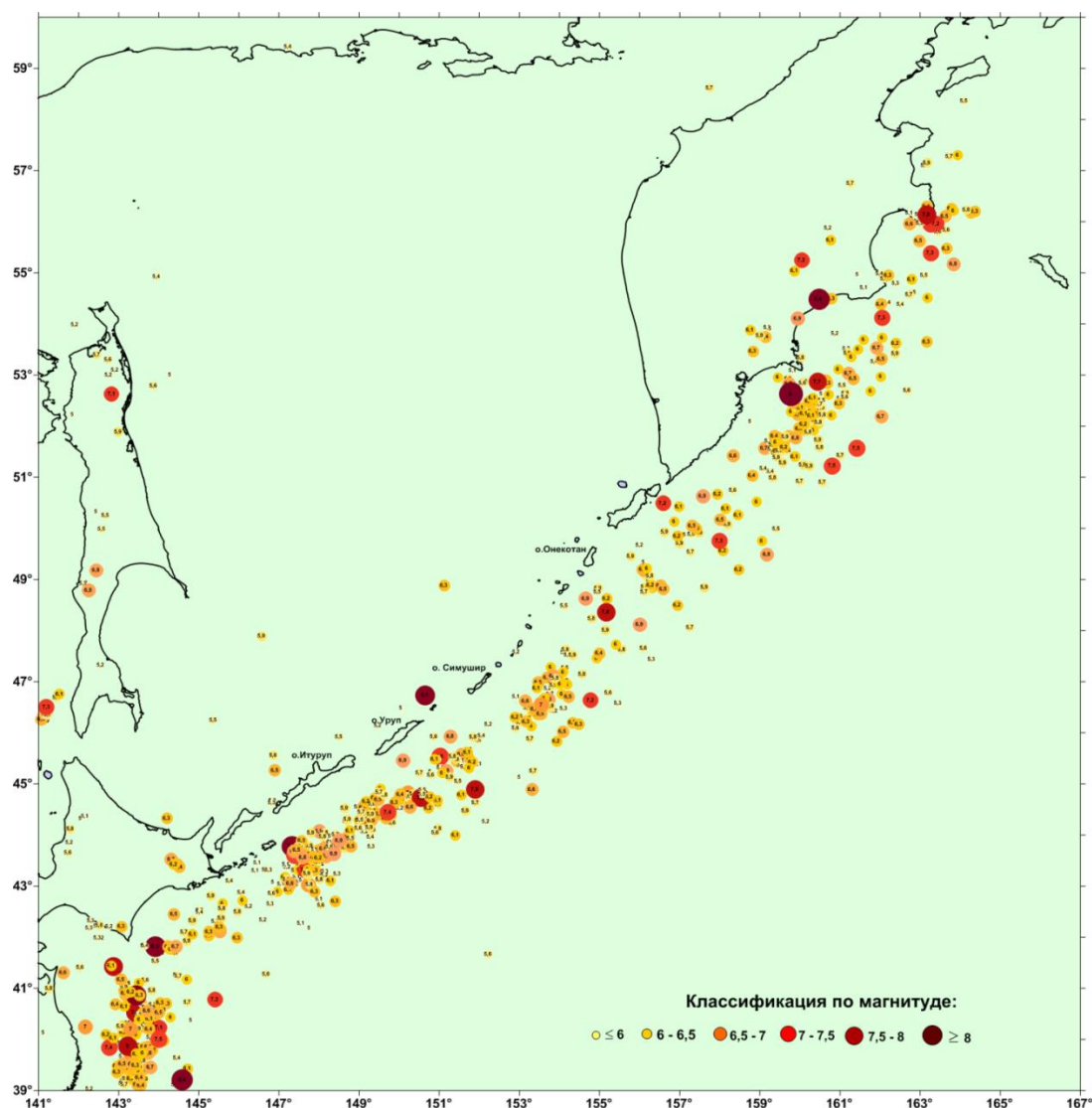


Рисунок 1.11 – Карта распределения землетрясений с 1900 по 2006 г.г. с $M \geq 5$ и глубиной гипоцентров до 30 км. Данные по землетрясениям взяты из американского электронного каталога NEIS USGS (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/index.php>).

Выводы А. Н. Заварицкого о существовании фокальной зоны очагов землетрясений, основанные на телесейсмических данных, в последующие годы, с развитием региональной сейсмосети, были подтверждены и уточнены (Монахов, Тараканов, 1955 и др.). Особенно интересны результаты детальных наблюдений на Южных Курилах, проведенные в 1958-1962 г.г. (Федотов, Кузин, 1963). По этим данным, очаги землетрясений располагаются еще более компактно и закономерно, чем это представлялось ранее по записям удаленных

сейсмостанций. Большинство очагов размещается под континентальным склоном Курильского глубоководного желоба на глубинах от 0 до 200 км.

Очаги землетрясений образуют отчетливую фокальную зону, падающую под острова (Тараканов, 1972). В поперечном разрезе эта зона имеет клиновидную форму «толщиной» в 40-50 км в верхней части и сходящуюся на нет на глубинах около 200 км. Под островами Большой Курильской гряды фокальная зона проходит на глубине 150-180 км (рис. 1.12).

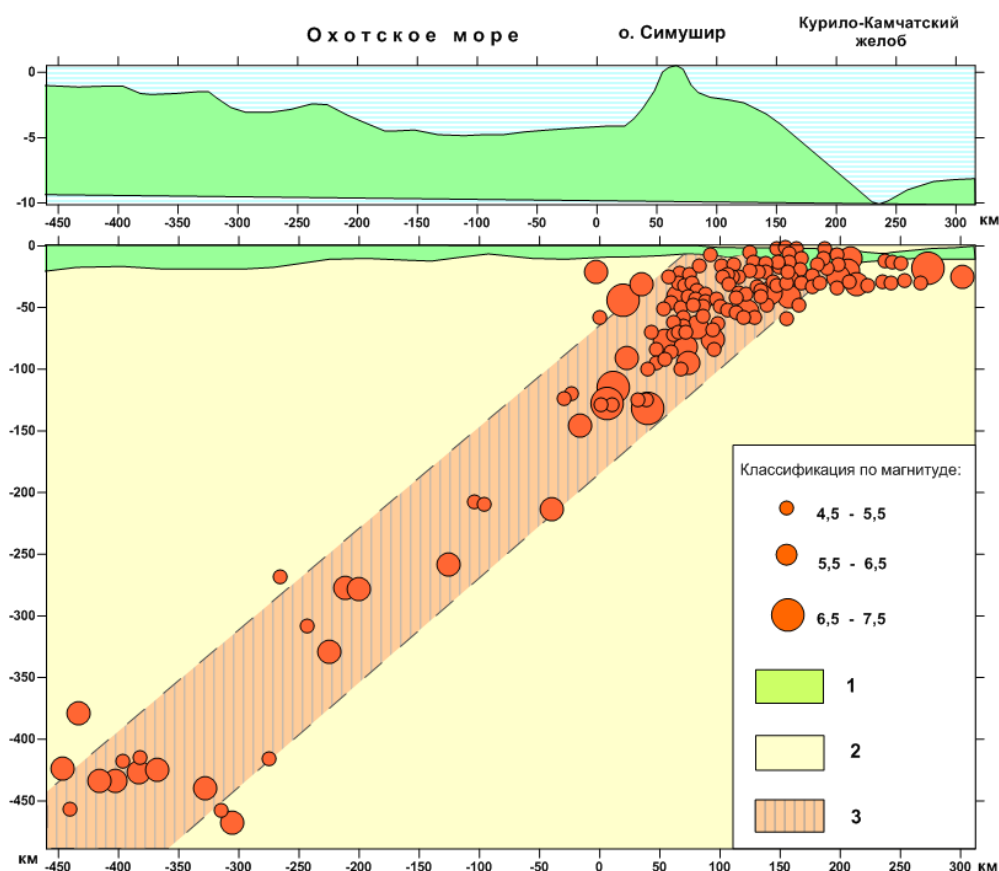


Рисунок 1.12 – Распределение землетрясений по глубине в районе Центральных Курил. Разрез составлен по материалам Геолого-геофизического атласа Курило-Камчатской островной системы / ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – 36 л.

1 – земная кора; 2 – мантия; 3 – сейсмофокальная зона.

Вторая, гораздо более слабая сейсмическая зона тянется вдоль Охотского побережья Большой Курильской гряды. Здесь часто происходят слабые

поверхностные землетрясения с глубиной не более 20-30 км. Напряжения в очагах землетрясений (Аверьянова, 1965; Балакина, 1962) действуют преимущественно в горизонтальном направлении перпендикулярно простиранию дуги. Образующиеся разрывы имеют простирание, параллельное дуге с различными углами падения ($45-75^\circ$), в сторону континента.

Характерной особенностью фокальной зоны является неравномерность в распределении гипоцентров, как по падению, так и по простиранию.

В районе Курильской островной дуги и Курило-Камчатского глубоководного желоба не установлено землетрясений с глубинами очагов свыше 200 км; в пределах Курильской котловины очаги расположены преимущественно на глубинах 300-400 км, а еще далее к северо-западу – 500 км и более.

Среди особенностей сейсмичности Курильской островной системы характерно и очень неравномерное распределение очагов землетрясений по простиранию фокальной зоны (Андреев, 1963; Тараканов, 1961). Подавляющее большинство их приурочено к фланговым участкам островной системы и коррелирует с площадным распределением выделившейся сейсмической энергии. В целом активность уменьшается в направлении центральной части Курильской островной системы.

Результаты детальных сейсмологических исследований 1957-1964 г.г., проводившихся ТСЭ ИФЗ АН СССР совместно с СахКНИИ СО АН СССР, обобщены в статье Федотова С.А. (Федотов, 1965). В ней приводится разработанная методика детальных сейсмологических наблюдений и исследований в области Курильских островов, данные о скоростях и поглощении сейсмических волн в верхней мантии под Южными Курильскими островами (было обнаружено понижение скоростей в верхней мантии под островной дугой), первые точные данные о размещении очагов землетрясений и Тихоокеанской сейсмофокальной зоне в южной части Курильской островной дуги, важнейшие сведения о развитии и взаимосвязи сейсмических процессов в областях очагов сильнейших землетрясений с $M \geq 8$, полный каталог южнокурильских землетрясений 1958-1964 г.г. энергетических классов $KTC \geq 10$, $M > 3$, и многое

другое.

Кроме того Федотовым С.А. в 1965 г. была выделена "сейсмическая брешь" в районе Средних Курильских островов, которая обозначена на первой карте очагов землетрясений с $M \geq 7,7$, как район длительного сейсмического затишья и вероятного места следующих сильнейших землетрясений в Курило-Камчатской сейсмогенной зоне (рис. 1.13) (Федотов, 1965, 1968;2005; Федотов, Чернышев, 2002).

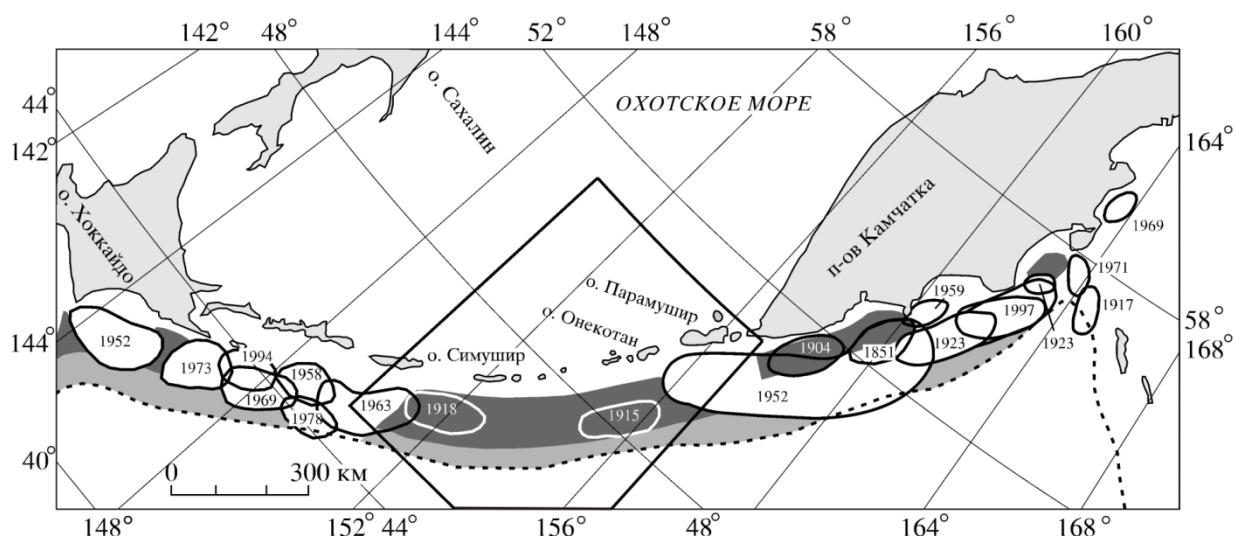


Рисунок 1.13 – Очаги сильнейших землетрясений Курильской островной дуги и положение сейсмических брешей (по С.А. Федотову, С.Д. Чернышову с упрощением). (Федотов, 2005; Федотов, Чернышов, 2002).

Серым цветом обозначены возможные места следующих землетрясений с $M \geq 7,7$; темно-серым цветом – наиболее вероятные места следующих землетрясений с $M \geq 7,7$. Штриховая линия соответствует оси глубоководного желоба. Сплошной черной линией выделен район исследования НИС «Академик Лаврентьев» 2005-2010 г. г.

Наряду с сейсмологическими исследованиями в районе Курильской островной дуги проводились вулканологические исследования подводных и надводных вулканов, в основном, силами Института вулканологии ДВО АН СССР (сейчас Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН) (Абдурахманов, Ким Чунн и др., 1981; Абдурахманов, Пискунов и др., 1978; Авдейко, Антонов и др., 1992; Волынец, Флеров и др., 1987). В настоящее время

сотрудниками этого же института совместно с коллегами из Костромского государственного университета имени А.Н. Некрасова, Российского государственного геолого-разведочного университета имени Серго Орджоникидзе и ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» проводится переинтерпретация полученного ранее материала с применением современного пакета программ структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D (Блох, Бондаренко и др., 2012; Блох, Бондаренко и др., 2014; Бондаренко, Рашидов, 2018).

Завершая обзор геолого-геофизических работ прошлых лет, можно сделать вывод, что ко времени начала наших исследований огромный регион, включающий Охотское море, Курильскую островную систему и прилегающую часть Тихого океана, изучен достаточно хорошо, определены генеральные черты геологического и глубинного строения, геодинамического состояния, условий и времени формирования основных региональных морфоструктур; изучены геофизические поля, сейсмичность и сопутствующие вулканогенные и цунамигенные процессы.

Важно отметить, что во всех видах выполненных исследований, практически по всем геолого-геофизическим характеристикам так или иначе выделялся район Центральных Курил.

Однако ни в одной из известных работ, опубликованных до экспедиции ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в 2005 г. (НИС «Академик М.А. Лаврентьев, рейс № 37), эти особенности не рассмотрены во взаимосвязи, не известны попытки выяснить причины и условия возникновения этого феномена. Не определён также общий структурно-вещественный облик, тектоническая и геодинамическая позиция объекта, определившего обособленность района Центральных Курил в общей Курильской островной системе.

Это высветило проблему, требующую своего изучения. Такое изучение, инициированное сейсмическими событиями, описанными во Введении настоящей работы, началось в 2005 г. Данные, полученные в результате этих работ, определили цель и задачи настоящей диссертации.

ГЛАВА 2. Использованный материал и методика исследований

2.1. Источники использованных данных

В основу выполненной работы положена база первичных геофизических и геологических данных, полученных в экспедициях НИС «Академик Лаврентьев» в период 2005-2010 г.г., куда вошли результаты батиметрии, гравиметрии, магнитометрии, НСП, спутниковой альтиметрии и геологического опробования донных пород и осадков (драгирования). Схема отработанных геофизических профилей и положение станций драгирования показана на рисунке 2.1.

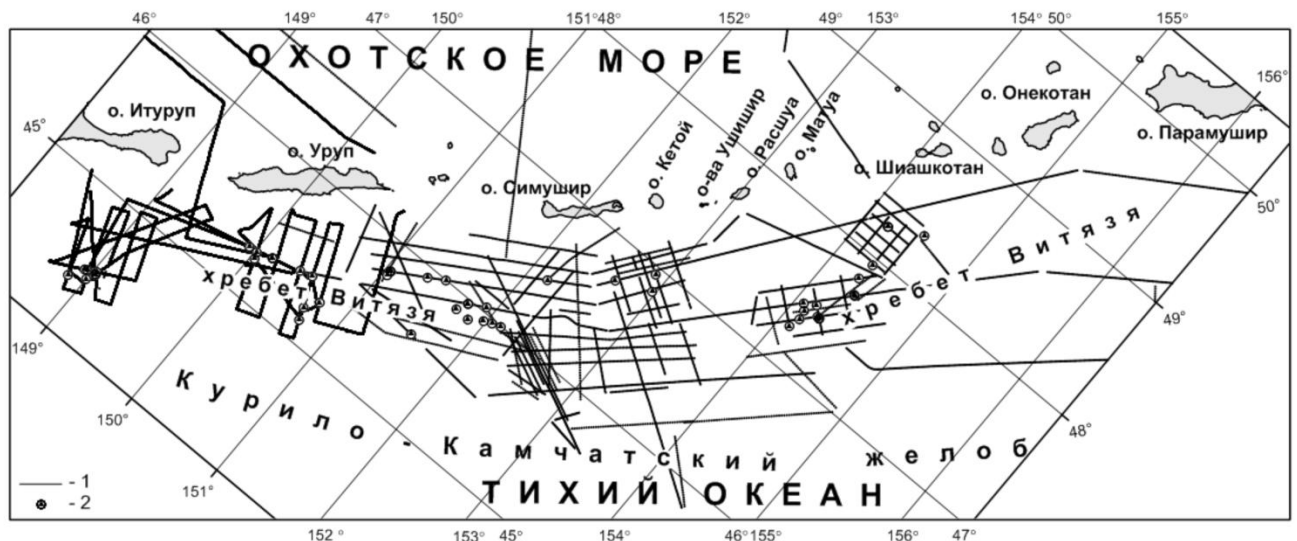


Рисунок 2.1 – Схема геолого-геофизической изученности фронтального склона Курильской островной дуги ТОИ ДВО РАН в период 2005-2010 г.г. (рейсы НИС «Академик М.А. Лаврентьев» №№ 37, 41, 52).

1 – профили геофизических работ, 2 – станции драгирования

Помимо этого использованы результаты ГСЗ, выполненного в исследуемом районе и его окрестности в предшествующие годы СахКНИИ ДВНЦ АН СССР и ФГУНПП СЕВМОРГЕО. На этой основе были построены следующие карты: батиметрии, гравитационных и магнитных аномалий, мощности осадочного слоя и акустического фундамента. Интерпретация указанных карт стала основой для

построения структурной схемы района исследований, а привлечение результатов геологического опробования позволило преобразовать её в геолого-структурную схему.

Для поиска связи между выявленной блоковой структурой и сейсмичностью изучаемого района были проанализированы сейсмические события, произошедшие здесь в период с 1996 по 2017 г.г. Данные по землетрясениям были взяты из электронного каталога, составленного Национальным центром землетрясений Геологической службы США (NEIC USGS) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/index.php>).

Для решения вопросов глубинного строения района исследований было использовано сейсмо-гравитационное структурно-плотностное моделирование земной коры, для чего использованы данные морской и спутниковой гравиметрии, ГСЗ и НСП.

Ниже приводятся более подробные сведения о первичном материале.

2.2. Методика обработки, преобразований и форма представления геофизических данных, использованных для геологической интерпретации

Батиметрические данные получены по результатам эхолотного промера штатным судовым однолучевым глубоководным эхолотом ELAC LAZ-72 E-V. В процессе работы использовался единый навигационно-батиметрический терминал, созданный в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН и интегрирующий показания батиметрического и навигационного комплексов в единую систему сбора и накопления информации. Данные о рельефе дна использовались в качестве основы для первичной идентификации морфоструктурных элементов района исследований, в том числе подводных вулканических построек. На рисунке 2.2 показана карта рельефа морского дна Центральных Курил.

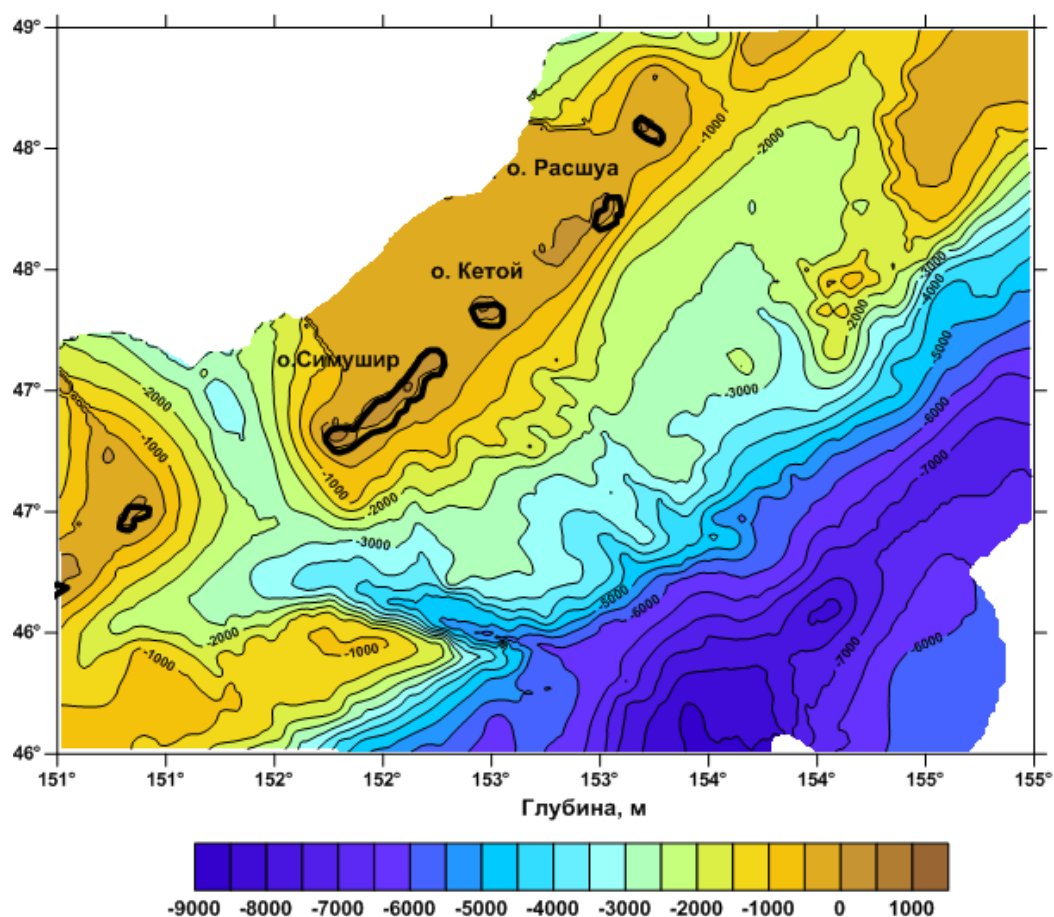


Рисунок 2.2 – Карта рельефа дна Центральных Курил.

Составлена по материалам 37-го, 41-го и 52-го рейсов НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005-2010 г.г.). Составили А.А. Коптев, М.Г. Валитов.

Гравиметрические, магнитометрические и сейсмические работы выполнялись одновременно на ходу судна по системе профилей, показанных на рис. 2.1.

Гравиметрические наблюдения выполнялись приборной группой, включающей 6 наборных гиростабилизированных гравиметров ГМН. Регистрация показаний гравиметров осуществлялась в цифровом виде на персональный компьютер и в аналоговом виде на самописцы КСП-4.

Методика обработки и интерпретации гравиметрических данных включила в себя: вычисление аномалий силы тяжести и их трансформаций, построение карт гравитационного поля и его трансформаций, расчет глубин залегания поверхности Мохо с построением соответствующей карты, моделирование

структурно-плотностных разрезов земной коры в 2D-формате с использованием в качестве опоры имеющиеся результаты сейсмических исследований, корреляционный анализ геофизических полей в помощь их геологической интерпретации.

На первом этапе обработки *гравиметрических наблюдений*, показания каждого гравиметра усреднялись в интервале 5 мин и относились к середине указанного интервала для удаления влияния вертикальных возмущающих ускорений. В качестве окончательного наблюденного значения силы тяжести принималось среднее значение из показаний используемой группы гравиметров.

Далее вычислялись аномалии силы тяжести в свободном воздухе по следующей формуле:

$$\Delta g_a = \Delta g_n - \gamma_0 + \partial g_{\text{э}} + \partial g_{\text{т}},$$

где Δg_a - гравитационная аномалия в свободном воздухе, мГал;

Δg_n - разность между показаниями гравиметров в море и на опорном пункте с введенной поправкой за смещение нуль-пункта каждого прибора, мГал;

γ_0 - нормальное гравитационное поля Земли в точке вычисления аномалии, мГал;

$\partial g_{\text{э}}$ – поправка Этвеша, мГал;

$\partial g_{\text{т}}$ - поправка за инерционность измерительных систем гравиметров, мГал.

Нормальное гравитационное поле Земли вычислялось по международной формуле 1967 г. (Гравиразведка..., 1990):

$$\gamma_0 = 978.0318(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi)$$

где γ_0 - нормальное гравитационное поле Земли, φ - широта пункта наблюдения.

Обработка указанных измерений (от регистрации до составления каталогов) осуществлялась с использованием специализированного программного комплекса, разработанного в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН (Колпащикова, Николаев, 2007). Средняя квадратическая погрешность вычисленных гравитационных аномалий в свободном воздухе на разных участках района исследований варьирует в интервале ± 1.4 - 2.4 мГал, что позволило построение соответствующей карты с сечением изоаномал ± 5 - 10 мГал.

Построение карты осуществлялось в программе SURFER Golden Software. На первом этапе, на базе нерегулярной псевдопрямоугольной сетки наблюдений была создана регулярная сетка (grid) значений гравитационного поля с квадратной ячейкой. Для построения регулярной сетки в программе Surfer был использован «радиус поиска», т.е. расстояние, в пределах которого происходит поиск данных для интерполяции регулярного значения сетки. Для наших расчетов задавался оптимальный радиус от 5 до 50 км в зависимости от степени изученности акватории, в результате чего в формировании интерполяционного значения силы тяжести в каждом узле сетки участвовали данные трех близлежащих профилей. Полученная карта демонстрируется на рис. 2.3.

Помимо этого была построена карта гравитационных аномалий по данным спутниковой альтиметрии. Это было сделано для сравнительного анализа с гравитационными аномалиями, рассчитанными по данным морской гравиметрии на предмет их идентичности и взаимозаменяемости, а также для расширения площади обзора аномального гравитационного поля за пределами выполненной морской гравиметрической съемки. Кроме того данная карта была использована для расчетов мощности земной коры в изучаемом районе.

Основанием для обращения к спутниковой альтиметрии с пересчетом этих данных в поле гравитационных аномалий стали результаты уже сделанных оценок возможности таких преобразований (Железняк, Конешов, 2000), включая подобные исследования в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН на реальных материалах, полученных в акватории Японского моря (Кулинич, 1980; Кулинич, Маслов и др., 1998; Кулинич, Валитов и др. 2004; Кулинич, Валитов и др., 2007)

Для пересчета альтиметрических данных в гравитационное поле Земли используется следующая формула перехода (Железняк, Конешев, 2000):

$$g_M^a = g_a(\varphi) + (\gamma_a - \gamma_M) = g_a(\varphi) + [15.9 + 4.9 \sin^2 \varphi + 4.6 \sin^4 \varphi],$$

где g_M^a – ускорение силы тяжести в свободном воздухе по данным спутниковой альтиметрии, приведенное к системе морских гравиметрических данных; $\gamma_a - \gamma_M$ – разность значений нормального поля Земли для соответствующих моделей; φ –

географическая широта пункта наблюдения.

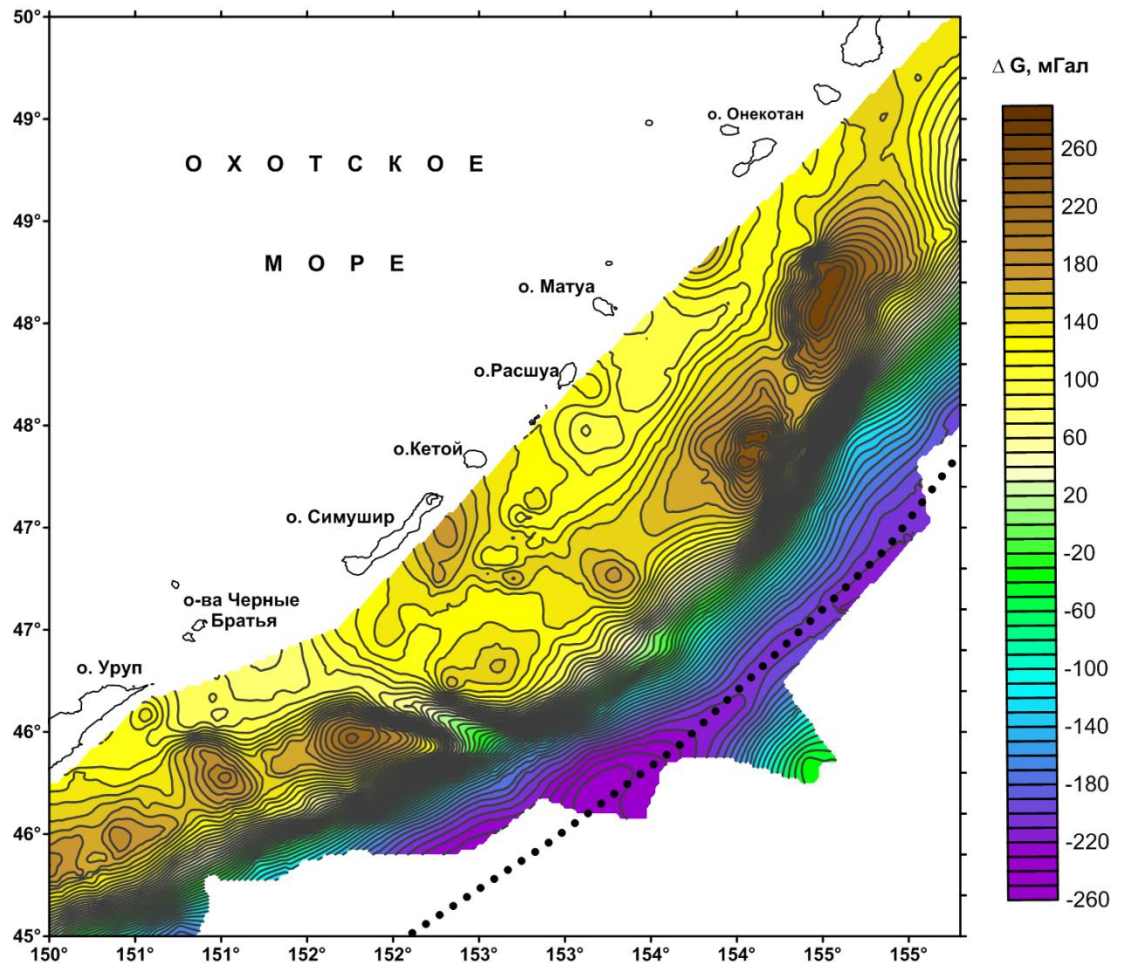


Рисунок 2.3 – Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе фронтального склона Центральных Курил и его окрестностей по данным морских измерений на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005-2010 г.г.).

Составили Т.Н. Колпащикова, М.Г. Валитов, С.М. Николаев.

Черными жирными точками обозначен Курило-Камчатский глубоководный желоб.

Для построения карты гравитационных аномалий по спутниковым данным была использована база альтиметрических данных (Sandwell, Smith, 1997) версии 16.1 (ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/), исправленная «за геоид» по вышеприведенной формуле. Построение карты выполнялось в картографическом пакете SURFER Golden Software. Процедура построения спутниковой и морской гравиметрических карт идентична. В данном случае при построении грида радиус

поиска окружающих значений составил 10 км, что позволило вовлечь в расчет порядка 50 наблюдаемых значений, тем самым, произведя первичное сглаживание исходных данных. Для подавления оставшихся ложных аномалий полученные значения в точках грида сглаживались средствами SURFER низкочастотным фильтром Гаусса. На рис.2.4 изображена построенная таким образом карта гравитационных аномалий, охватывающая площадь, превышающую район морской гравиметрии. Нетрудно заметить существенное сходство морской и спутниковой карты.

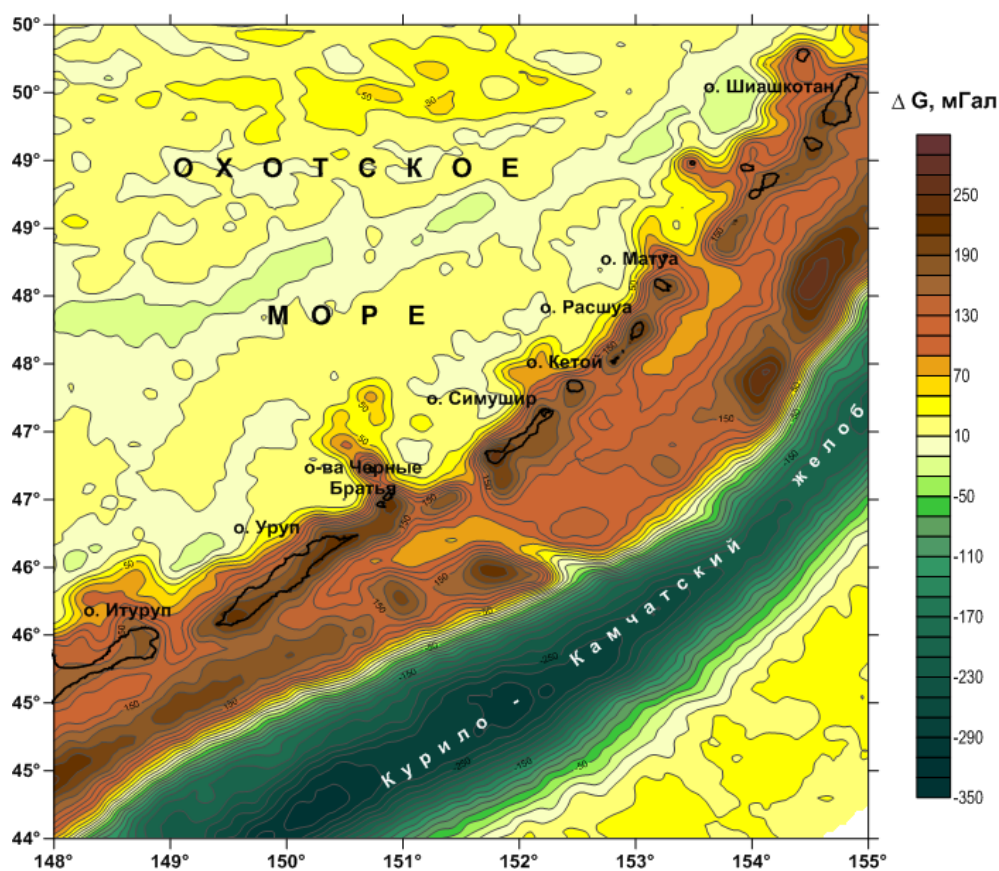


Рисунок 2.4 – Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе Курильской островной системы по данным спутниковой альтиметрии (ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/). Составил. М.Г. Валитов.

Гидромагнитные наблюдения выполнялись в модификации градиентометрической съемки. Для выполнения указанных измерений использовались стандартные морские буксируемые протонные магнитометры

МБМ-1 и морской буксируемый протонный градиентометр «Градиент», разработанный в лаборатории геомагнитных исследований ИО РАН. Регистрация выполнялась в автоматическом режиме с параллельным аналоговым выходом для визуального контроля работы аппаратуры. Обработка градиентной магнитной съемки выполнялась в следующей последовательности:

- фильтрация и сглаживание данных навигации (если требуется);
- расчет координат точек измерения магнитного поля для каждого датчика;
- фильтрация и сглаживание магнитного поля по обоим каналам градиентометра;
- введение поправок за девиацию и глубину погружения датчиков градиентометра;
- расчет нормального магнитного поля по коэффициентам IGRF (модель 2005-2010 г.г.);
- расчет аномального магнитного поля по обоим каналам;
- автоматическое разбиение съемки на профили и проведение процесса интегрирования курсового градиента с целью получения магнитного поля, свободного от искажающего влияния временных вариаций;
- увязка профилей магнитной съемки и учет курсовой девиации;
- построение карт-графиков и изодинам аномального магнитного поля.

По результатам обработки была построена соответствующая карта. Для создания более плотной сети пунктов с известным значением аномального магнитного поля к результатам морской съемки были добавлены сведения, заимствованные из базы Международного банка геофизических данных GEODAS (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/>). Карта иллюстрируется на рис. 2.5.

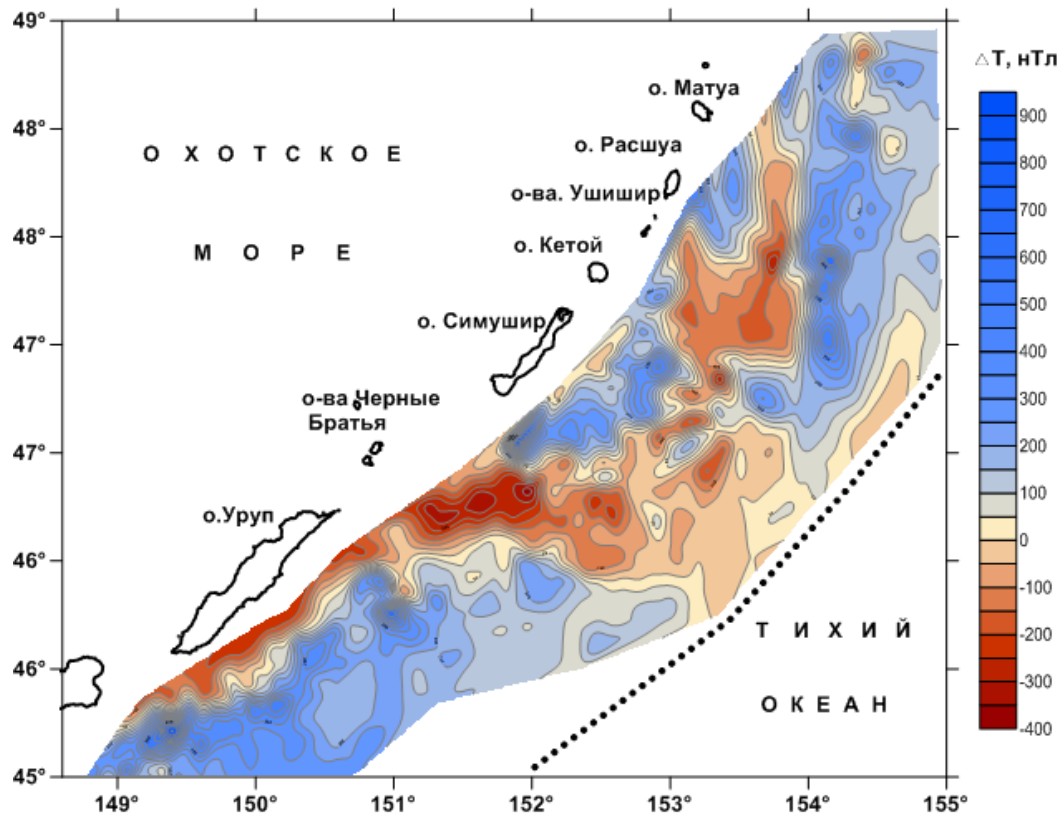


Рисунок 2.5 – Карта магнитных аномалий ΔT_a фронтального склона
Центральных Курил и его окрестностей.

Составлена по данным морских измерений на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005-2010 г.г.) и Международного банка геофизических данных GEODAS. Составили А.Н. Иваненко, Ю.В. Брусиловский, Н.М. Цовбун. Круглыми жирными точками обозначен Курило-Камчатский желоб.

Источником результатов сейсмических исследований стали данные сейсмического профилирования, полученные в экспедициях ТОИ ДВО РАН в период 2005-2010 г.г., а также результаты ГСЗ, выполненного в предшествующие годы ИМГиГ ДВО РАН (Аносов, Аргентов и др., 1988; Злобин, 1983; Злобин, 1987; Злобин, Злобина, 1991; Злобин, Пискунов и др., 1987), и ФГУНПП «СЕВМОРГЕО» Минприроды РФ (Сакулина, Каленич и др., 2011) в Охотском море и непосредственно в районе Центральных Курил.

Результаты сейсмического профилирования, представленные картами мощности осадков и рельефа акустического фундамента района исследований

(Карп, Бордиян и др., 2007), показаны на рисунке 2.6.

Данные ГСЗ были использованы в виде скоростных разрезов, главным образом, для структурно-плотностного моделирования. Общее число таких разрезов – 3. Их более подробная характеристика будет дана ниже, в разделе, посвященном моделированию глубинного строения изучаемого района.

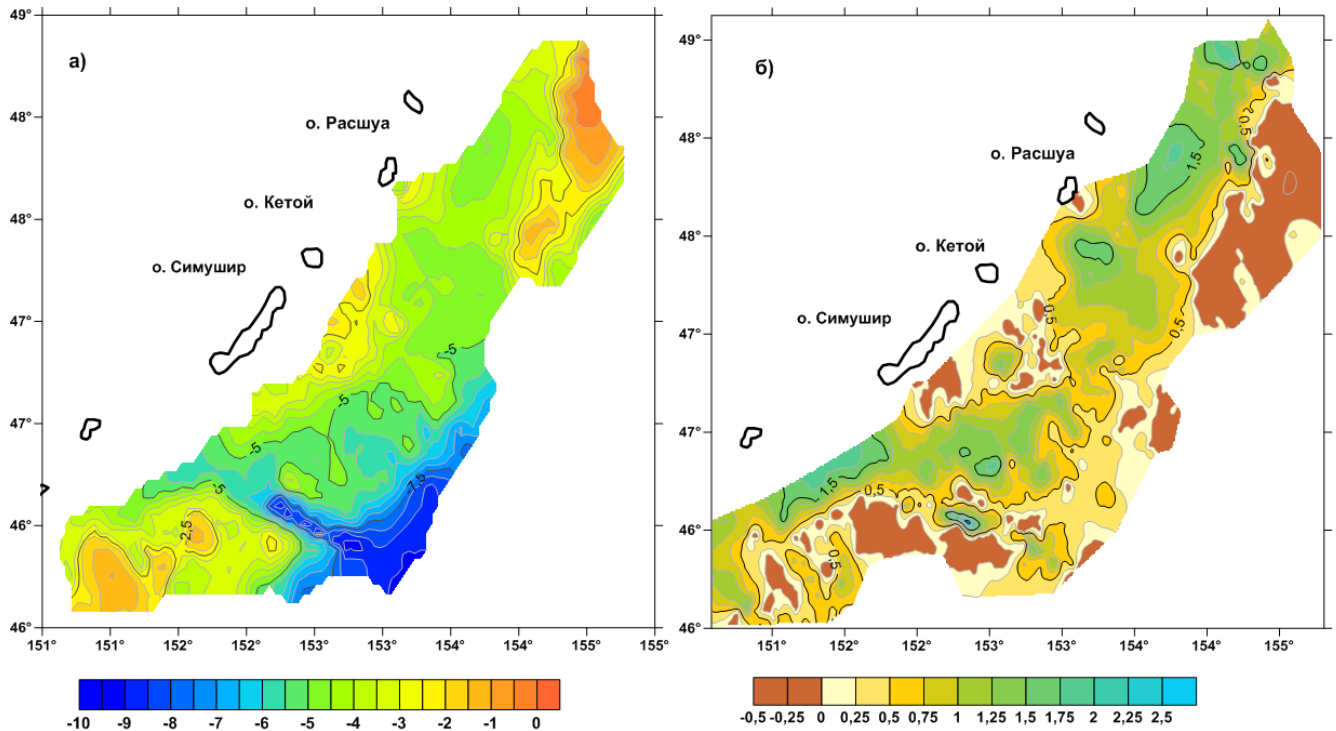


Рисунок 2.6 – Карта рельефа акустического фундамента (а) и мощности осадочных отложений (б) фронтального склона Центральных Курил (в секундах двойного пробега волны) по данным НСП.

Составлены по материалам экспедиций ТОИ ДВО РАН на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в период 2005-2010 гг. (Карп, Бордиян и др., 2007).

Для геологической интерпретации аномальных геофизических полей и структурных построений в работе были использованы результаты определений вещественного состава, радиоизотопного возраста, петрогеохимических и палеонтологических характеристик коренных пород и литифицированных осадков, поднятых в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 2005-2010 г.г. и опубликованных в работах (Леликов, Цой и др., 2008; Леликов, Емельянова и др., 2008; Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014). Помимо этого

были приняты во внимание результаты геолого-геофизических работ прошлых лет, опубликованные в виде статей, монографий и обобщенные в виде Геолого-геофизического атласа Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987).

Для разделения источников гравитационных и магнитных аномалий на региональные и локальные составляющие потребовалась трансформация указанных исходных полей. При этом предполагалось, что региональные аномалии отражает общую картину размещения породных комплексов различного состава, различной степени литификации и метаморфизма, а локальные аномалии наиболее отчетливо отражают детальные структурно-вещественные характеристики геологической среды. Трансформация указанных полей выполнялась известным методом осреднения с радиусами осреднения 25, 50, 75 и 100 км. Локальные аномалии получены как разность наблюдаемого и осредненного поля:

$$\delta U = U_n - U_{cp},$$

где δU – локальная (остаточная) составляющая трансформируемого поля.

U_n – наблюдаемое поле, U_{cp} – осредненное поле по окружности с заданным радиусом,

Из результатов многовариантных расчетов локальных аномалий были выбраны наиболее эффективные. Ими оказались аномалии, рассчитанные с радиусом осреднения 75 км. Для вычисления осредненных и остаточных аномалий нерегулярная сеть наблюдений пересчитывалась в регулярную с квадратной ячейкой 0.02° . В скользящем окне вычислялось среднее значение поля и относилось к его середине. Затем среднее значение вычиталось из наблюдаемого значения поля в этой точке. Полученная разность дает величину остаточной аномалии. Смещение окна по профилям и пикетам составляло 0.02° . Размер окна – $0.50^\circ \times 0.50^\circ$. Все расчеты были сделаны с использованием компьютерных программ, разработанных в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН (автор к.г.-м.н. М.Г. Валитов). На основе указанных расчетов были построены карты трансформант, которые в совокупности с картами исходных

полей были использованы для геологической интерпретации геофизических данных (рис. 2.7, 2.8).

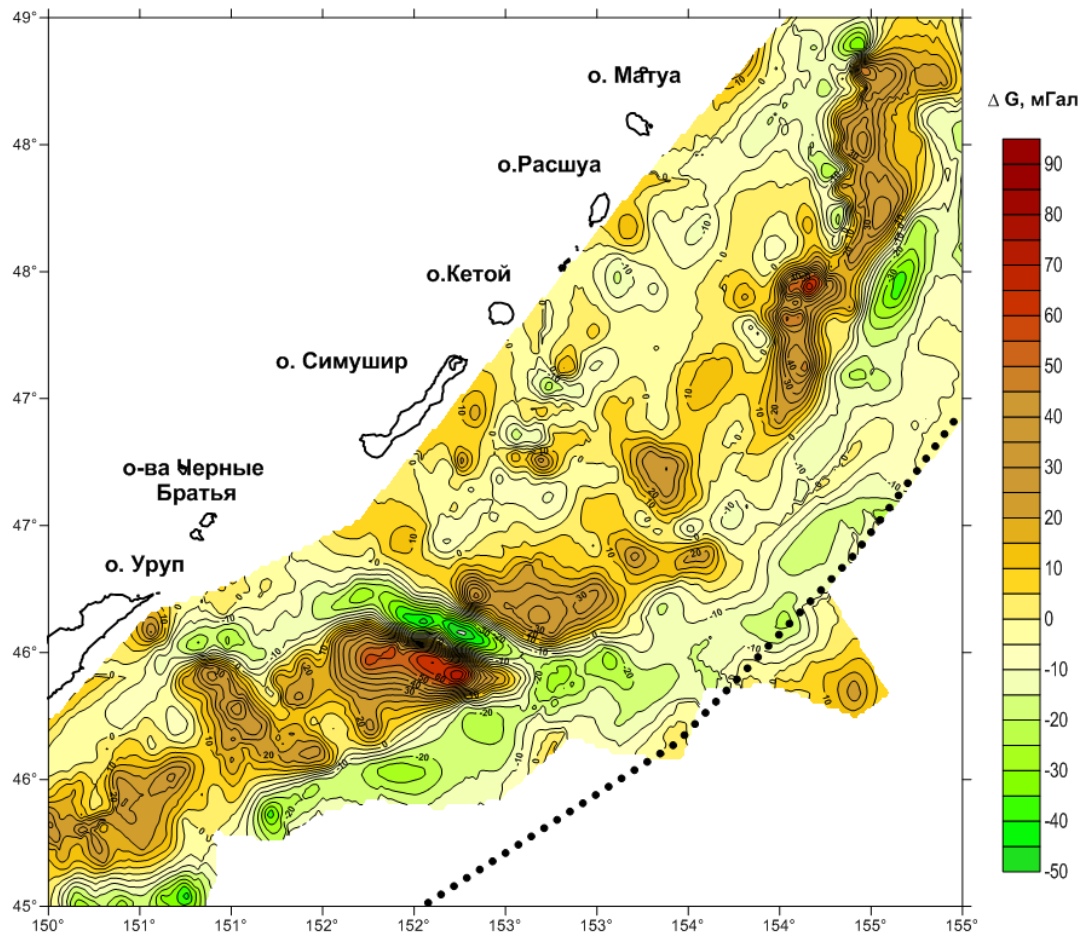


Рисунок 2.7 – Карта локальных (остаточных) гравитационных аномалий фронтального склона Центральных Курил и его окрестностей, рассчитанных на основе результатов морской гравиметрии (рис. 2.3). Составил М.Г. Валитов.

Круглыми жирными точками обозначен Курило-Камчатский желоб.

По данным НСП уточнялись контуры осадочных бассейнов и выходы консолидированного фундамента на поверхность.

Представленные выше результаты гравиметрических работ послужили основой для определения скрытых под осадками границ и внутренней структуры фундамента основных морфоструктур изучаемого района – подводного хребта Витязя и междугового прогиба, отделяющего его от Большой Курильской гряды. В совокупности с сейсмическими данными результаты гравиметрии также

использованы для моделирования глубинной структуры этого района. Совместный анализ гравиметрических и сейсмологических данных позволил выявить пространственную связь эпицентров произошедших здесь в 2006-2009 г.г. сильных Симуширских землетрясений с тектоническими разломами, определившими блоковую структуру хребта Витязя в зоне его разрушения.

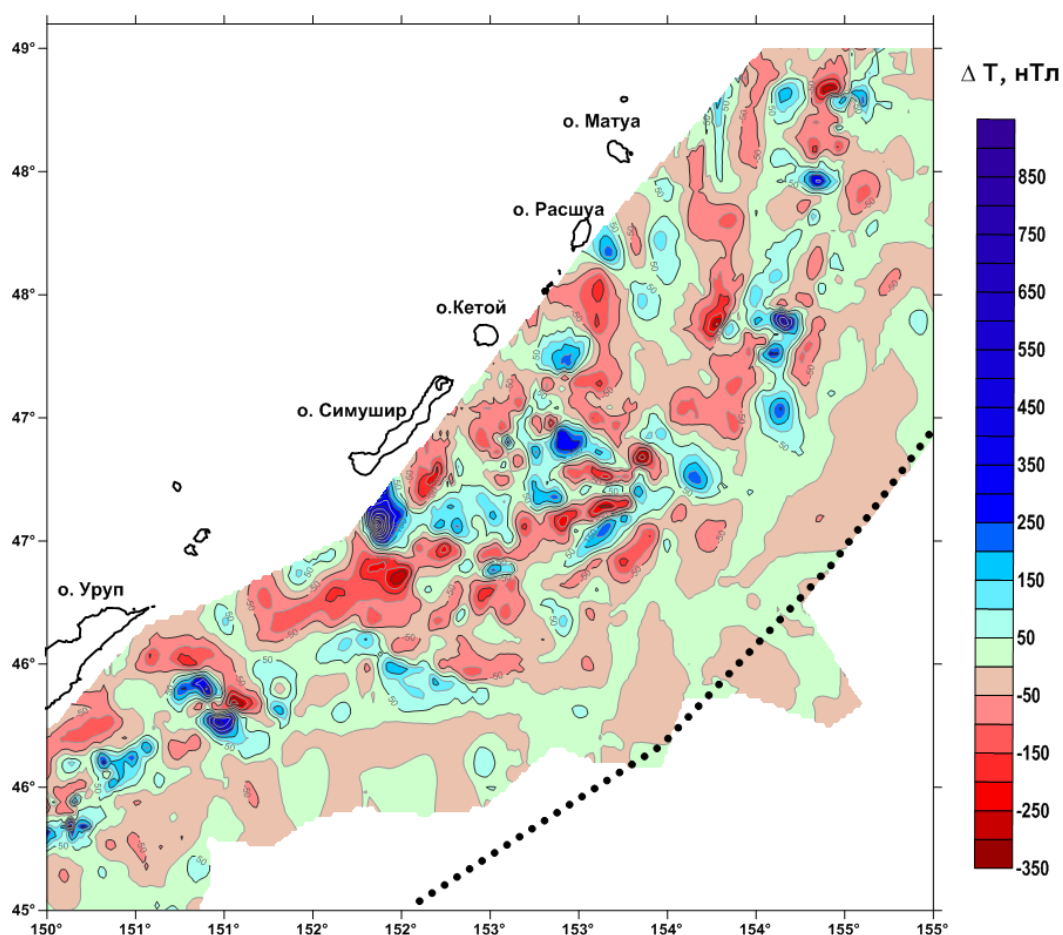


Рисунок 2.8 – Карта локальных (остаточных) аномалий ΔT_a фронтального склона Центральных Курил и его окрестностей. Составил М.Г. Валитов.

Круглыми жирными точками обозначен Курило-Камчатский желоб.

Данные магнитометрии использованы в качестве основного источника идентификации магматогенных комплексов, развитых в пределах хр. Витязя, где выделены участки распространения пород базитового ряда и их отдельные массивы, а также участков осадочно-вулканогенных комплексов и отдельных

вулканических построек в пределах осадочного чехла междугового прогиба и в зоне разрушения указанных морфоструктур.

В помощь геологической интерпретации вышеуказанных геофизических данных нами были привлечены вероятностно-статистические методы анализа. Была оценена связь между гравитационными и магнитными полями, магнитным полем и рельефом дна. Для этого был рассчитан парный коэффициент корреляции r по площади в скользящем окне с помощью изотропных либо анизотропных палеток, размер которых варьировал от 10 до 50 км:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - \left(\sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i \right) / n}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}{n}}} \sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2}{n}}$$

где r – коэффициент корреляции; x_i – значение гравитационной аномалии Δg в i -й точке; y_i – значение магнитной аномалии ΔT в i -й точке; n – кол-во значений, попадающих в ячейку 10×10 км.

Выбор размера палетки основывался на среднем размере и ориентировке аномалий исходных геофизических полей. Поскольку территория исследования представлена разноориентированными аномалиями, как в магнитном, так и в гравитационном поле, то решено было использовать изотропную палетку, размером 10×10 км, которая способна выявить связь исходных параметров более детально. Расчет велся в скользящем окне со сдвигом 0.02° . Ширина окна составила 0.2° .

Полученные значения коэффициента корреляции варьируют в пределах от -1 до 1. Значения более 0,5, как в положительную, так и в отрицательную сторону являются значимыми и берутся в рассмотрение, значения корреляции менее 0,5 откидываются.

По данным расчетов была построена карта площадного распределения коэффициента корреляции гравитационных и магнитных аномалий (рис. 2.9).

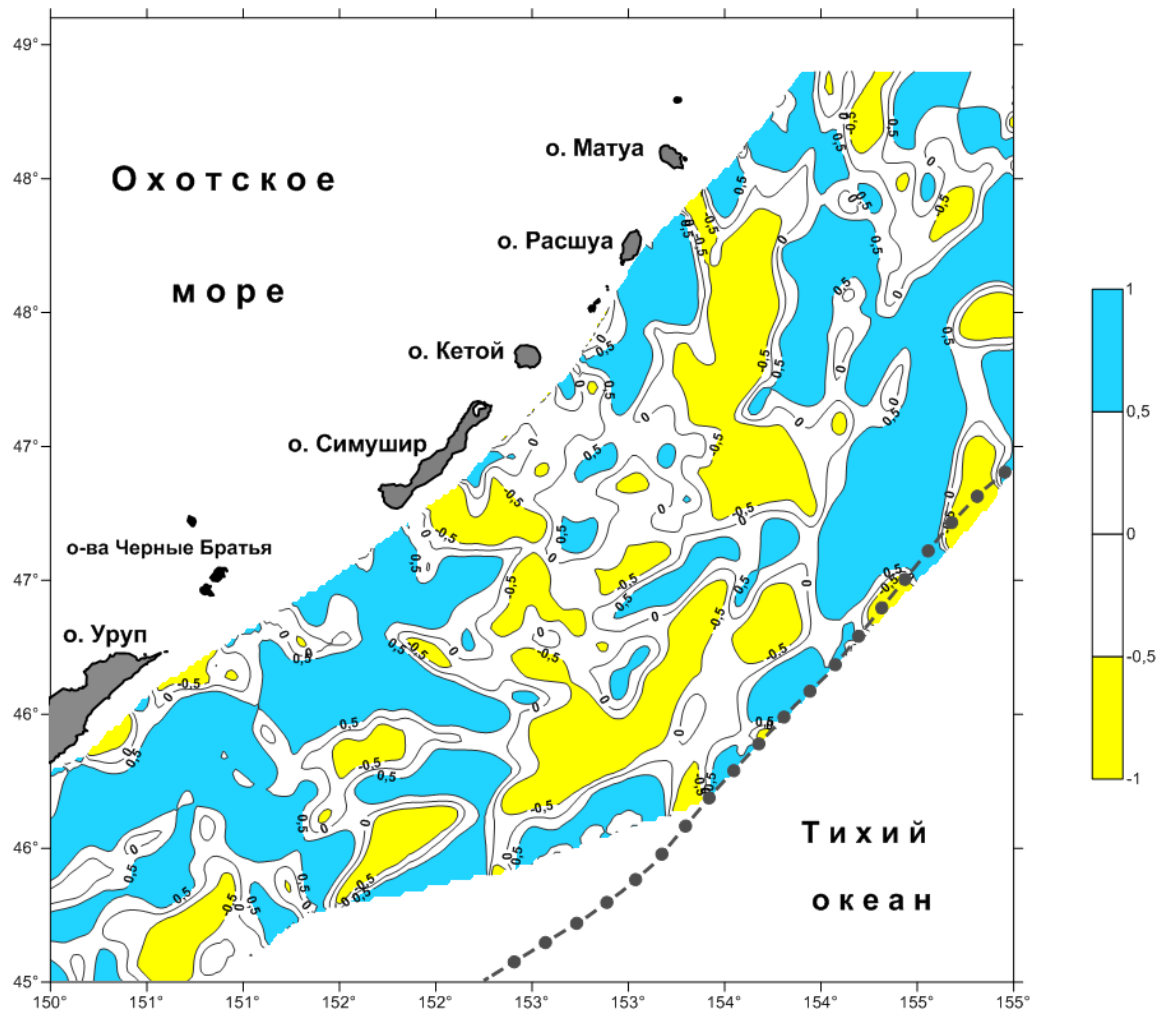


Рисунок 2.9 – Карта распределения коэффициента корреляции гравитационных и магнитных аномалий.

Штрихпунктирной линией обозначена ось Курило-Камчатского желоба.

На её основе выделены участки с положительной и отрицательной корреляцией с порогом её существования при значении коэффициента 0.5 и выше. Остальная часть района исследований принята за площадь, где отсутствует значимая взаимосвязь между гравитационным и магнитным аномалиями. Полученная карта использована в помощь для определения геологической природы источников геофизических аномалий.

В таблице 2 показаны возможные варианты геологических объектов – источников геофизических аномалий в зависимости от знаков коррелируемых полей.

Возможные геологические источники гравитационных и магнитных аномалий.

Аномалии		Возможный геологический источник аномалий
гравитационные	магнитные	
+	+	Магматогенные массивы базитового ряда
+	-	Поднятия фундамента (блоковые, антиклинальные и т.п.) или магматогенные массивы сиалического ряда во вмещающих осадочных или осадочно-вулканогенных отложениях
-	+	Осадочно-вулканогенный комплекс в прогибах, депрессиях, тектонических впадинах и т.п.
-	-	Осадочный слаболитифицированный комплекс в прогибах, депрессиях, тектонических впадинах и т.п.

Для оценки пространственной корреляции и возможной генетической связи блоковой структуры земной коры, определившейся по геофизическим данным, с сейсмичностью района исследований нами был использован электронный Каталог землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/index.php>).

Из указанного каталога были извлечены данные обо всех сейсмических событиях, произошедших в районе Центральных Курил и прилегающей акватории в период с 1996 по 2017 г.г. с магнитудой ≥ 5 . Координаты квадрата поиска составили 44-46° с.ш и 146-156° в.д. Для оценки сейсмической активности до и после сильнейших Симуширских землетрясений (15.11.2006 г. (M=8,3), 13.01.2007 г. (M=8,2), 3.03.2008 г. (M=6,5), 15.01.2009г. (M=7,4), 7.04.2009 г. (M=6,9)) из общего массива данных была сделана соответствующая выборка форшоков и афтершоков.

Для проверки выводов визуального анализа о группировании форшоков и афтершоков свершившихся землетрясений вокруг очагов сейсмических событий был выполнен кластерный анализ их латерального распределения, реализованный в программном пакете STATISTIKA 10 [<http://www.statsoft.com/support/free-statistica-10-trial/>]. Было выполнено аналогичное совмещение афтершоков и форшоков с полями гравитационных и магнитных аномалий для 2006, 2007, 2009 г.г.

Для оценки современного состояния сейсмической активности в районе Центральных Курил были проанализированы все сейсмические события с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров до 40 км, произошедшие в районе исследования в период с 1996 по 2017 г.г. раздельно по годам: 1996-2006 г.г., 2006-2009 г.г., 2009-2017 г.г.

2.3. Методика моделирования глубинного строения района исследований

Для расчета глубины залегания поверхности Мохо и определения таким способом *мощности земной коры* используется ее статистическая связь с величиной осредненных гравитационных аномалий, мощности донных осадков и глубины морского дна. Существует достаточно много реализаций такой связи. В данной работе использована численная реализация, заимствованная из (Су Дацюань, 1982). Она успешно апробирована ранее в условиях Южно-Китайского (Кулинич, Заболотников и др., 1989) и Японского морей (Валитов, 2009; Кулинич, Валитов и др., 2007):

$$H = d + a\Delta g_{св.в.} - bh_g - ch_{oc} ,$$

где H – глубина залегания поверхности M , км; $\Delta g_{св.в.}$ – аномалия в свободном воздухе, мГал; h_g – глубина морского дна, м; h_{oc} – мощность осадочного слоя м; a , b , c – коэффициенты при независимых переменных, d – свободный член.

Для успешной реализации данной зависимости в районе наших исследований пришлось учитывать его крайне сложные морфоструктурные особенности, связанные с тесным соседством контрастных морфологических сооружений, имеющих разные типы коры и резкие переходы между ними: это Курильская котловина Охотского моря, Курильская островная система и ложе Тихого океана. В таких условиях использование принятой зависимости в качестве единого средства расчета глубин поверхности Мохо является некорректным. Для выхода из этой ситуации было решено разбить район исследования на несколько морфологических областей и рассчитать коэффициенты регрессии для каждой из них. В их число вошли: Центральное охотское поднятие (переуглубленный

шельф), глубоководная котловина, островная дуга, глубоководный желоб, ложе океана. Для расчета соответствующих коэффициентов были использованы глубинные сейсмические разрезы по данным ГСЗ, проводившихся в районе Курильских островов с 1957 по 2010 г.г. (Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Аносов, Аргентов и др., 1988; Горшков 1967; Зверев, Тулина, 1966; Злобин, 1987; Злобин, Костюкевич, 1998; Злобин, Поплавская и др., 2011; Родников, Забаринская и др., 2014; Сакулина, Каленич и др., 2011). С сейсмических разрезов снимались значения глубины поверхности Мохо, мощность осадочного слоя и глубины морского дна. За аномалии в свободном воздухе брались данные спутниковой альтиметрии, осредненные палеткой $0,1^\circ$. Полученные коэффициенты регрессии осреднялись и подставлялись в уравнение для расчета глубины поверхности Мохо на всей площади Курильской островной дуги и прилегающей акватории с учетом выбранных морфоструктурных областей. На этой основе была построена карта изоглубин поверхности Мохо (мощность земной коры, включая водный слой) района Центральных Курил, южной части Охотского моря с одной стороны и Тихого океана с другой. Её иллюстрация и анализ приведены в главе 4.

Гравитационное (плотностное, структурно-плотностное) моделирование земной коры широко используется при изучении глубинного строения геологической среды. Если в процессе моделирования используется манипуляция только плотностями в рамках жесткого каркаса, то полученную модель принято называть плотностной. При недостаточном объеме данных (сейсмических, буровых и т.д.), используемых для закрепления структурного каркаса, интерпретатору при моделировании приходится варьировать не только плотностью, но и геометрическими формами изучаемых геологических объектов. В таком случае процесс моделирования корректнее называть структурно-плотностным, а конечный результат структурно-плотностной моделью. В данной работе использованы оба подхода.

Во всех случаях для перевода скоростных разрезов в плотностные использована региональная зависимость «плотность-скорость», выведенная М.Г. Валитовым (Валитов, 2009; Никифоров, Кулинич и др. 2013; Кулинич, Валитов и

др., 2015). Моделирование выполнялось в двухмерном (2D) варианте с использованием программы, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН (Колпащикова, 2007), в основу которой положены разработки В.Н. Страхова (Страхов, Лапина, 1982), основанные на вычислении гравитационного эффекта от двухмерных тел, поперечное сечение которых аппроксимируется многоугольником.

Сущность процесса моделирования заключается в следующем. На начальном этапе строится модель первого приближения, где закрепляются границы по априорным геолого-геофизическим данным (глубина моря, мощность осадочного чехла, мощность земной коры по результатам ГСЗ и др.), а на подбираемые параметры накладываются ограничения (предел изменения геометрии блоков, слагающих земную кору, и их плотности). В случае плотностного моделирования модель первого приближения полностью соответствует сейсмической модели, т.е. геометрия блоков не меняется, ограничения накладываются только на предел изменения плотности. После формирования модели первого приближения производится расчет ее гравитационного эффекта и сопоставления полученного результата с наблюдаемым гравитационным полем. При расхождении, превышающем заданную величину, производится корректировка как заданных плотностей, так и геометрических границ (в случае плотностного моделирования только плотностей) гравитирующих объектов в тех частях разреза, где недостаток геолого-геофизической информации не позволяет жестко закрепить границы. Процесс продолжается до тех пор, пока расчетный гравитационный эффект от моделируемого пространства не совпадет с наблюдаемым полем с заданной точностью, не хуже 5 мГал. Подробное описание процесса моделирования на конкретных примерах приведено в главе 4.

ГЛАВА 3. Блоковая структура земной коры и сейсмичность района Центральных Курил

3.1. Структурно-вещественная характеристика геологических сооружений фронтального склона Центральных Курил

Как было сказано выше, анализ опубликованных геофизических и геологических работ, посвященных результатам исследований ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в районе Центральных Курил в 2005-2010 г.г., привел к выводу о необходимости повторного обобщения и геологической переинтерпретации имеющейся базы геофизических данных для уточнения структурно-вещественных характеристик зоны тектонической деструкции океанского склона Центральных Курил и её флангов на основе комплексного подхода к этому процессу. Такая работа была выполнена. В её основу положены материалы и методика их интерпретации, перечисленные в главе 2. Основным результатом стала разработка новой структурно-геологической схемы изучаемого района, представленной на рис. 3.1. Ниже излагается технология построения указанной схемы.

Работа выполнялась с учетом и в сопоставлении с уже сделанными подобными построениями. К ним относятся: структурная схема фронтальной части Центральных Курил, составленная Р.Г. Кулиничем (Кулинич, Карп и др., 2007), геологические карты, составленные Е.П. Леликовым (Леликов, Емельянова, 2011; Леликов, Емельянова, 2014), а также результаты морфотектонического анализа, выполненного Б.В. Барановым (Баранов, 2013; Baranov, Ivashchenko et al., 2015). Помимо этого учитывались карты и схемы, составленные в прошлые годы и опубликованные в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана (Международный геолого-геофизический..., 2004) и Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (Геолого-геофизический..., 1987) (см. главу 1).

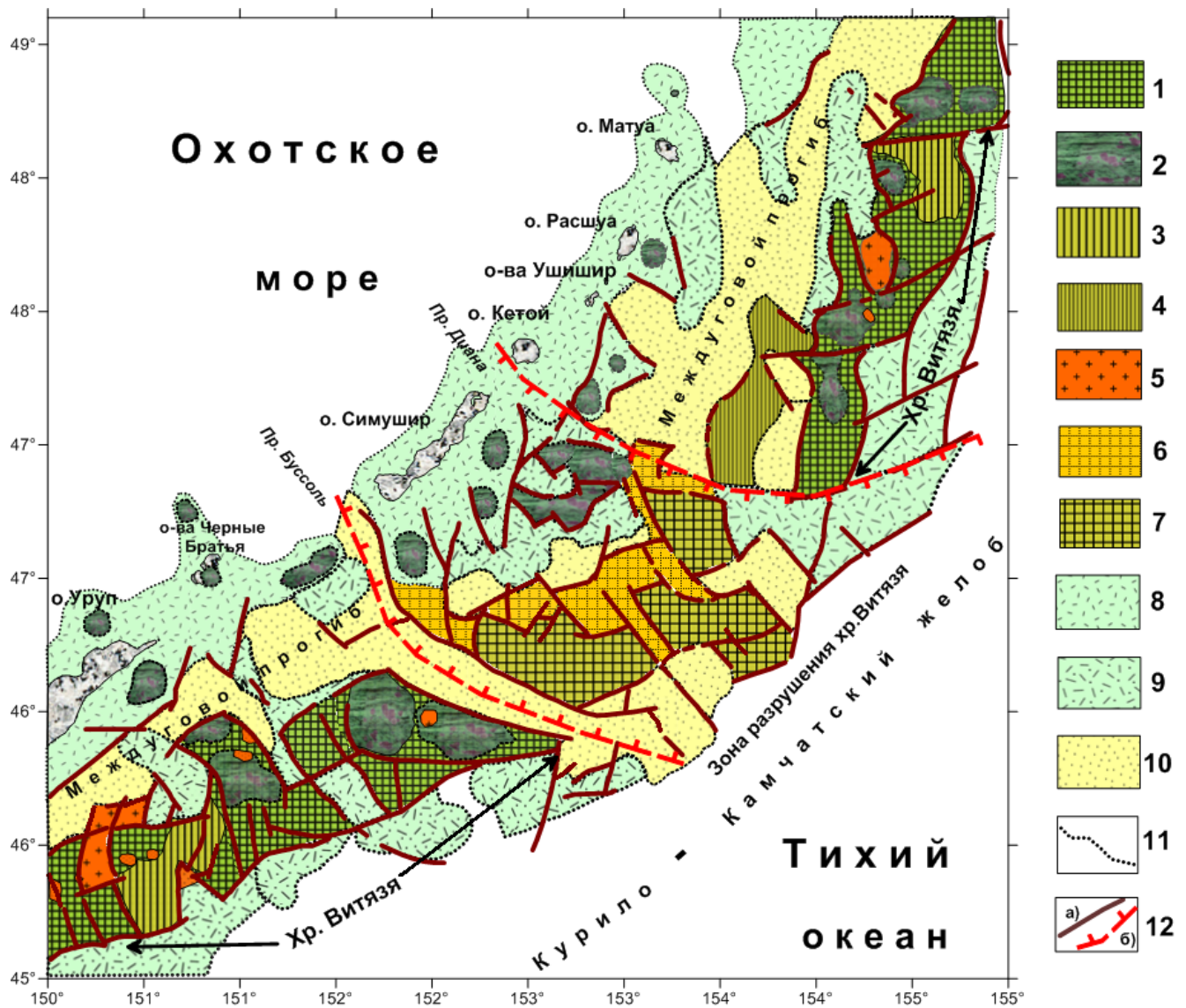


Рисунок. 3.1 – Структурно-геологическая схема зоны деструкции фронтального склона Центральных Курил и ее флангов.

1 – фундамент хр. Витязя, представленный преимущественно магматогенными формациями базитового ряда (базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, андезидациты, туфы андезита, туфоконгломераты, туфобрекчии); 2 – вулканические центры (базальты, андезибазальты, андезиты) или скрытые магматические массивы базитового состава; 3 – участки фундамента хр. Витязя, представленные геологическими формациями сиалического ряда (диорит-порфиры, граниты, кристаллический сланец, кремнистые алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники); 4 – выступы сиалического фундамента (диорит-порфиры, граниты, кристаллический сланец, кремнистые алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники); 5 – граниты в фундаменте хр. Витязя; 6 – неглубокое залегание консолидированного фундамента в зоне разрушения хр. Витязя; 7 – блоковые выступы консолидированного фундамента в зоне разрушения хр. Витязя; 8 – подводный магматогенный пьедестал островов Курильской гряды (четвертичные андезитовые формации, формации зеленых туфов); 9 – слабо литифицированные осадочно-вулканогенные отложения (туфопесчаники, туфодиазомиты, туфогенно-кремнистые породы); 10 – слаболитифицированные осадочные отложения; 11 – границы осадочных и вулканогенно-осадочных прогибов; 12 – а) разломы, б) границы зоны максимальной деструкции.

Анализ начался с повторного определения границ выявленной зоны деструкции. В работе (Кулинич, Карп и др., 2007), включающей структурную схему этого района, наиболее уверенно определена юго-западная граница зоны деструкции, приуроченная к разломной зоне грабена Буссоль (рис. 3.2). Северо-восточная граница имеет сложную конфигурацию и с меньшей уверенностью проведена в субмеридиональном направлении. В результате зона тектонических разрушений изображается в виде неправильного треугольника, расширяющегося в сторону Курильской островной дуги и сужающегося в сторону глубоководного желоба. Внутри этой зоны выделяются 4 крупных блока (I-IV, см. рис. 3.2), определивших, по мнению авторов, основную делимость фундамента и коры в этом районе. Два из них (I и IV) образованы юго-западным и северо-восточным не разрушенным сегментам хребта Витязя, а остальные располагаются внутри зоны деструкции, определяя ее внутреннюю структурно-вещественную неоднородность.

В обособленный блок выделился участок профиля, располагающийся на траверзе о. Симушир (II). Авторы рассматриваемой работы отмечают, что геофизическая характеристика этого блока свидетельствует об интенсивной блоковой раздробленности его фундамента, насыщенности его разреза магматогенными образованиями, которые представлены не только глубинными разностями, но и вулканогенными аналогами. Последние, по мнению авторов, «формируют те многочисленные рельефообразующие, вулканические постройки, которые картируются на данном участке всеми видами наблюдений» (Кулинич, Карп и др., 2007. С.11). По совокупности всех геофизических и геологических характеристик авторы рассматриваемой работы относят этот блок к участку наиболее активного разрушения консолидированного фундамента хребта Витязя и междугового прогиба, который маркирует существование поперечной к простиранию островной дуги тектономагматической зоны в виде сложной грабенообразной структуры асимметричного облика. Указанный тип зоны разрушения хорошо проиллюстрирован в первой работе коллектива авторов, посвященной данному феномену (рис. 3.3) (Лаверов, Лаппо и др., 2006).

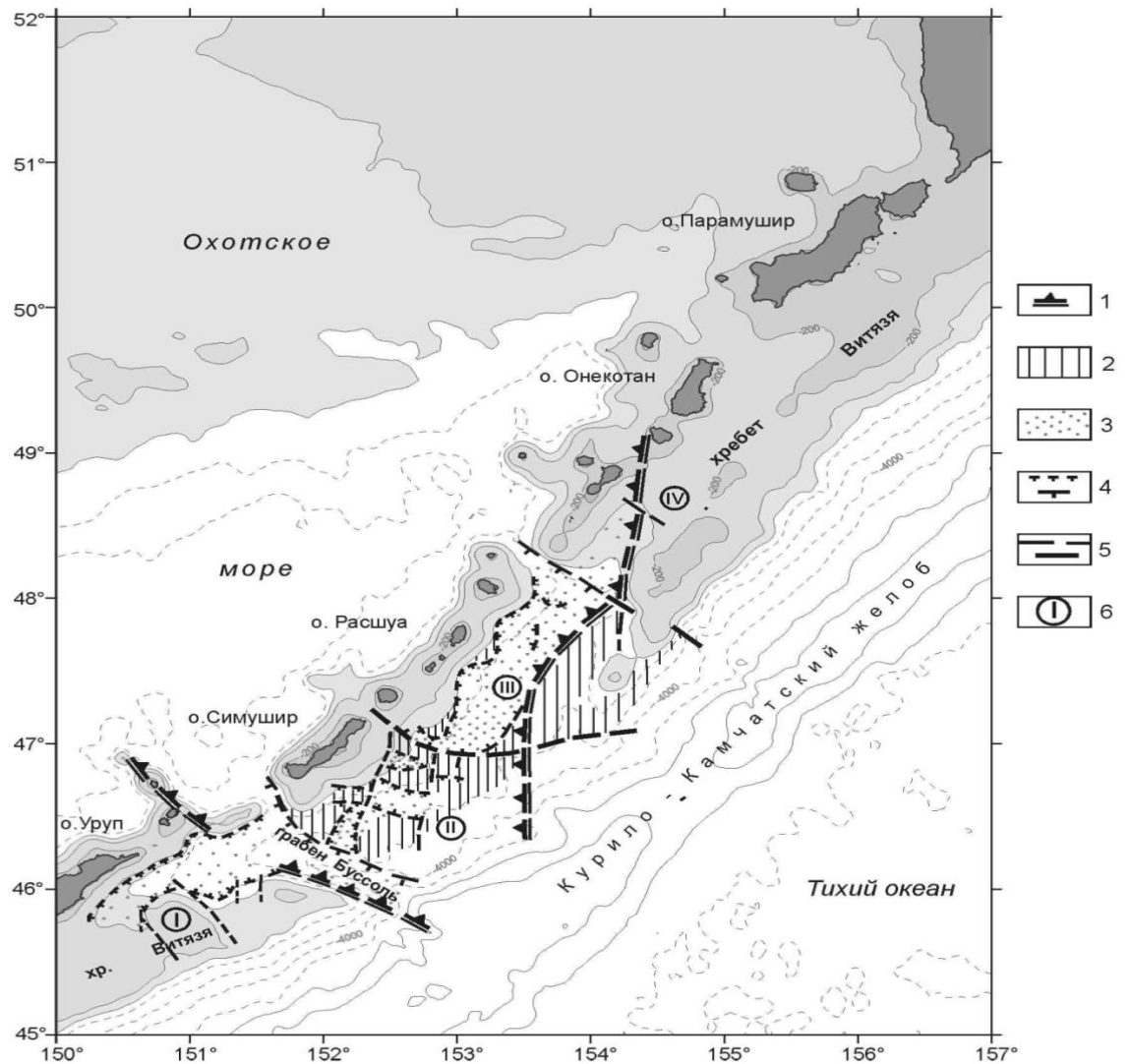


Рисунок 3.2 – Структурная схема «сейсмической бреши» фронтальной части Курильской островной дуги (Кулинич, Карп и др., 2007).

1 – границы максимальной деструкции центрального звена Курильской островной гряды; 2 – скрытые выступы консолидированного фундамента; 3 – осадочные прогибы и тектонические грабены; 4 – границы осадочных прогибов и грабенов; 5 – разломы различных рангов; 6 – номера наиболее крупных блоковых неоднородностей.

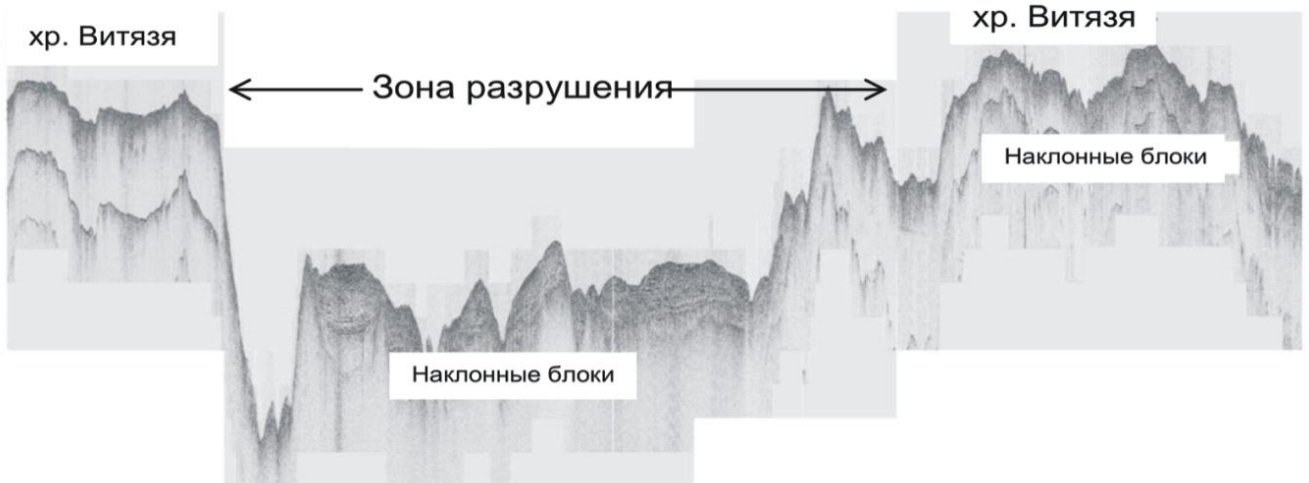


Рисунок 3.3 – Зона разрушения хребта Витязя по данным непрерывного сейсмического профилирования (Лаверов, Лаппо и др., 2006).

В работе (Леликов, Емельянова, 2014) представлена геологическая карта изучаемого района (рис. 3.4). Для её построения использованы некоторые элементы приведенной выше структурной схемы (Кулинич, Карп и др., 2007). Однако общая структура района построена на базе геолого-геофизических данных 70х-80х годов прошлого столетия, а блоковая раздробленность зоны разрушения, выявленная в экспедициях 2005-2010 г.г., практически не показана. Этот фактор, как уже отмечалось, послужил одним из оснований для переинтерпретации всех доступных геолого-геофизических данных по этому району. Тем не менее, учитывая, что основной целью работы (Леликов, Емельянова, 2014) было исследование геохимических характеристик гранитоидов, обнаруженных в пределах подводного хребта Витязя, и их роли в формировании этой морфоструктуры, мы использовали приведенную карту и всю опубликованную работу в качестве наиболее достоверного источника информации о вещественном составе твердых пород и осадков, поднятых со дна рассматриваемого района. В совокупности с площадными характеристиками геофизических полей это дало нам возможность скорректировать контуры вероятного распространения породных комплексов, поднятых со дна геологическим опробованием.

1 – Плиоцен-плейстоцен: туфодиадомиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, алевроиты с галькой и гравием; 2 – плиоцен-плейстоцен: базальты, андезибазальты, андезиты, кластолавы андезитов; 3 – верхний миоцен-плиоцен: туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты, диатомиты, и туфодиадомиты; 4 – средний миоцен: туфодиадомиты, алевролиты; 5 – средний миоцен: андезиты, андезидациты, дациты; 6 – олигоцен-нижний миоцен: туфодиадомиты, туффиты, туфоалевроаргиллиты, аргиллиты, туфы, алевролиты, туфобрекчии; 7 – поздний олигоцен: андезиты, туфы андезитов и риолитов, туфодиадомиты, туффиты; 8 – ранний олигоцен: туфодиадомиты, алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты; 9 – эоцен: туфы андезибазальтов, андезитов, игнимбриты, дациты, риолиты, гранит-порфиры; 10 – ранний-средний эоцен: туфы, туфодиадомиты, диатомовые песчаники, алевролиты; 11 – палеоген нерасчлененный: конгломераты, гравелиты, песчаники; 12 – палеоцен: базальты, туфы базальтов, туфопесчаники; 13 – поздний мел-ранний палеоген: кремнистые алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники; 14 – верхний мел: туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы; 15 – поздний мел: граниты, гранит-порфиры; 16 – поздний мел: габбро, габбро-диабазы и диабазы, диориты, кварцевые диориты, граниты, сиениты; 17 – скрытые выступы консолидированного фундамента и выходы фундамента неясного состава; 18 – границы максимальной деструкции фронтальной зоны Курильской островодужной системы по (Кулинич, Карп и др., 2007); 19 – границы осадочных прогибов и грабенов различных рангов (а), геологические границы (б); 20 – разломы различных рангов по (Кулинич, Карп и др., 2007).

Возвращаясь к вопросу о границах зоны разрушения, необходимо отметить следующее: повторный анализ и сопоставление всех имеющихся геофизических и геологических данных, выполненный нами, позволяет согласиться с положением и тектонической природой юго-западной границы зоны разрушения, образованной грабеном пролива Буссоль, как это предположено в предшествующих работах. Что касается северо-восточной границы, то её положение, действительно, определить трудно. Северо-восточнее пролива Буссоль и особенно на траверзе пролива Дианы между островами Симушир и Кетой весь морфоструктурный ансамбль Курильской островной системы разворачивается примерно на 40° в субмеридиональном направлении. Это хорошо видно на карте гравитационных аномалий, отражающих полную картину подводных структур хребта Витязя и междугового прогиба. На структурной схеме Р.Г. Кулинича и др. (см. рис. 3.2) это соответствует блокам III и IV. Очевидно, причины этой крупной перепланировки выходят за рамки зоны разрушения и связаны, скорее всего, с изменением динамического режима погружающейся здесь Тихоокеанской литосферной плиты. Несмотря на видимые повышенные структурные деформации в пределах блока III, междуговой прогиб остается цельной структурой, не затронутой поперечными тектоническими разрушениями, как это фиксируется в блоке II. Это является, на наш взгляд, важным фактором, свидетельствующим о нераспространении сюда обсуждаемой зоны разрушения. Таким образом, северо-восточной границей этой зоны можно считать соответствующую границу блока II, изображенную на рис. 3.2. Судя по отчетливой смене общей конфигурации (простираения, площадных размеров и амплитуды) гравитационных и магнитных аномалий, закрытия здесь междугового прогиба и обрыв целостной структуры хребта Витязя, эта граница в целом имеет тектонический характер и образована серией разнонаправленных разломов, объединяемых в единую систему субширотного -северо-западного направления (см. рис. 3.1)

Дальнейший анализ, предпринятый нами, был направлен на детализацию ранее выявленных структурно-вещественных особенностей рассматриваемого

района.

Подводный хребет Витязя. Эта структура однозначно выделяется зоной гравитационных максимумов (см. рис. 2.3, 2.4), что позволило ранее определить общую площадь, занятую этой подводной морфоструктурой и степень её тектонической консолидации на разных участках рассматриваемого района (Кулинич, Валитов и др., 2012). Над большей частью хребта зафиксированы и положительные аномалии геомагнитного поля (см. рис. 2.5). Эта геофизическая характеристика позволила сделать первый общий вывод: фундамент хребта представлен плотными преимущественно магматогенными породами базитового ряда. Широкое участие магматогенных комплексов в фундаменте этого хребта подтвердилось результатами драгирования донных пород. Так, по данным работы (Леликов, Емельянова, 2011) среди магматических пород, поднятых со дна в экспедициях НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (рейсы №№ 37, 41) выделены: позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. Среди вулканогенно-осадочных отложений выделены: позднемеловой-раннепалеоценовый, палеогеновый нерасчлененный, олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый.

Позднемеловой и эоценовый комплекс представлен гранитоидами, встреченными на северном и южном сегментах хребта Витязя и включающими: *биотитовые граниты, гранодиориты, диорит-порфиры, гранит-порфиры*. По данным (Леликов, Емельянова 2014. С. 687) «гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования, производные андезитовой магмы. Они обладают многими общими петрогеохимическими чертами, что обусловлено их формированием на континентальной коре в конвергентных геодинамических условиях, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент».

Вулканические породы подразделяются на несколько комплексов: палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый.

Палеоценовый комплекс, поднятый в северной части хребта, представлен *базальтами и их туфами*.

Эоценовые вулканиты, поднятые на северном и южном сегменте хребта Витязь, представлены *туфами базальтов, андезито-базальтов, дацитов и их туфов (игнимбритов)*.

Позднеолигоценовый комплекс представлен *лавами и туфолавами андезитов, и риолитов*.

Среднемиоценовый комплекс представлен *андезитами и андезидацитами*.

Плиоцен-плейстоценовый комплекс, встреченный на всей площади изучаемого района и распространенный в пределах зоны деструкции хребта, представлен плотными *массивными лавами базальтов, андезибазальтов и андезитов*.

Как видно, среди поднятых магматогенных пород преобладают вулканиты среднего-основного состава. Эти комплексы, обладая повышенной плотностью ($\approx 2,67-2,85 \text{ г/см}^3$), при достаточной мощности могут быть источником высоких гравитационных аномалий. Если же предположить, что они являются излившимися аналогами глубинных магматических массивов этого или более основного состава, то ранее сделанный вывод о том, что фундамент района представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых выступают магматогенные формации базитового ряда (Кулинич, Карп и др., 2007), можно считать вполне доказанным. На этой основе, обладая всей совокупностью полученных ранее геолого-геофизических данных и используя методику интерпретации, изложенную в главе 2, мы реализовали возможность уточнить площадное распространение базитовых формаций в фундаменте всего изучаемого района.

Локальные изолированные участки, характеризующиеся гравитационными и магнитными максимумами были идентифицированы, как вулканические центры или скрытые магматические массивы базитового состава.

Помимо этого драгированием поднят ряд других пород, относящихся к консолидированному фундаменту. К ним, прежде всего, относятся уже

упомянутые позднемеловые и эоценовые гранитоиды. Большинство гранитоидов по своим физическим свойствам (пониженной плотности и слабой намагниченности) на общем положительном фоне гравитационных и магнитных аномалий, создаваемых комплексами базитового ряда, должны фиксироваться относительными минимумами, как в гравитационном, так и в магнитном полях. Этот признак был использован нами для уточнения площади распространения этих пород, точно обнаруженных геологическим опробованием на северном и южном сегменте хребта Витязя.

Наконец, драгированием были подняты породы, принадлежащие к кремнисто-терригенному комплексу позднемелового-раннепалеогенового возраста и включающие толщу кремнистых алевроаргиллитов, алевролитов и песчаников. Они также отнесены к фундаменту, подстилающему слаболитифицированные кайнозойские отложения района исследований. Этот литифицированный комплекс имеет повышенную плотность, но практически немагнитен или слабо намагничен. В связи с этим на картах гравитационных и магнитных аномалий он должен выделяться слабо положительным уровнем гравитационных аномалий и отсутствием или слабо положительным фоном магнитных аномалий.

Перечисленные выше петрофизические свойства всех указанных типов пород и породных комплексов, поднятых при драгировании в пределах хребта Витязя, и совокупность геофизических данных позволили уточнить их площадное распространение и получить более полную структурно-вещественную характеристику сохранившихся сегментов этой морфоструктуры (см. рис. 3.1).

Зона разрушения хребта Витязя. По перечисленным выше признакам здесь определены: расположение, форма и примерный вещественный состав блоков фундамента разрушенного хребта Витязя, разделенных тектоническими разломами разного направления; межблоковые тектонические впадины, выполненные осадочными отложениями, а также обширное поле вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений, занимающее всю северо-западную половину зоны разрушения и простирающееся сюда от о Симушир. Среди вулканогенных

отложений выделены единичные и сгруппированные вулканические постройки и скрытые магматогенные массивы базитового состава. В целом, полученная структурная картина значительно отличается от предшествующих построений (см. рис.3.1).

Междуговой прогиб. Слаболитифицированный осадочный чехол, сосредоточенный в междуговом прогибе, отделяющем хребет Витязя от Большой Курильской гряды и перекрывающий структуры фундамента на других участках района, характеризуется минимальной плотностью ($1,9-2,3 \text{ г/см}^3$) (плотности указаны в соответствии со справочными данными (Физические свойства..., 1984)), а его намагниченность близка к нулю. Исключение составляют участки, сложенные осадочно-вулканогенными отложениями. В общем случае прогибы, депрессии, тектонические впадины, заполненные осадками, фиксируются относительными гравитационными и магнитными минимумами. В случае присутствия в осадочной толще продуктов вулканизма такие комплексы приобретают несколько повышенную плотность ($\approx 2,35-2,45 \text{ г/см}^3$), в силу чего соответствующие участки фиксируются гравитационными минимумами, но положительными аномалиями магнитного поля. Их амплитуда зависит от степени насыщенности осадочного разреза вулканогенным материалом и его составом.

Переходя к дальнейшему изложению результатов нашей интерпретации геофизических данных, необходимо отметить, что междуговой прогиб, как единая структура, не существует. Вслед за предшествующими авторами (Кулинич, Карп и др., 2007) мы приходим к очевидному выводу, что вышеописанной поперечной зоной тектонической деструкции он, как и хребет Витязя, разделен на два сегмента: юго-западный и северо-восточный, которые ограничивают с запада соответствующие неразрушенные сегменты указанного хребта.

Юго-западный сегмент прогиба протягивается от грабена пролива Буссоль на юго-запад вдоль простиранья островной системы, разделяя в рамках нашего района соответствующий сегмент хребта Витязя от островной дуги, представленной здесь островами Уруп и Черные Братья. Раскрываясь в сторону грабена Буссоль, междуговой прогиб образует с ним единый осадочный бассейн,

разветвляясь на два «рукава». Один из них через пролив Буссоль соединяется с осадочным бассейном Курильской котловины Охотского моря, а другой, более широкий, уходит в сторону глубоководного желоба, почти достигая его осевой долины.

Вблизи хребта Витязя выделяются небольшие участки вулканогенно-осадочных отложений, протягивающихся поперек осадочного прогиба и достигающих подводного склона Курильской островной дуги.

Общий контур прогиба и, возможно, его внутренняя структура усложняется на траверзе о. Уруп. Здесь фундамент хребта Витязя активно разбит поперечными тектоническими разломами с образованием блокового выступа, внедряющегося в рассматриваемый прогиб, но не перекрывающий его полностью (см. рис. 3.1). В пределах этого выступа выделяются два предположительно магматогенных скрытых массива, сложенных породами базитового ряда. Такой же массив располагается на противоположном борту прогиба, вблизи о. Уруп. Все это в совокупности может быть признаком существования здесь поперечной сквозной тектонической зоны. Здесь, вблизи хребта Витязя выделяются небольшие участки вулканогенно-осадочных отложений.

Судя по характеристике гравитационных и магнитных аномалий (высокие горизонтальные градиенты, смена рисунка и простирания аномалий) общие границы прогиба в своем большинстве образованы тектоническими разломами. Исключение могут составлять некоторые участки его ограничения с островами Курильской дуги.

Северо-восточный сегмент прогиба, располагающийся по другую сторону от зоны тектонических разрушений, граничит с соответствующей сохранившейся частью хребта Витязя, отделяя его от Большой Курильской гряды и протягиваясь от о. Кетой, до о. Матуа и далее за пределы нашего района.

Этот бассейн занимает сравнительно большую площадь, чем аналогичная структура, располагающаяся в юго-западном сегменте Курильской островной дуги. Его основной контур ориентирован в направлении, близком к субмеридиональному, а в осадочном комплексе активное участие принимают

вулканогенные составляющие. На это указывает, прежде всего, широкий пояс вулканогенных пород и участки вулканогенно-осадочных отложений, выделяемых по аномалиям магнитного поля в приостровной части прогиба и имеющих, видимо, непосредственную связь с магматогенными (вулканогенными) процессами в зоне Курильских островов. На восточном борту прогиба, примыкающему к хребту Витязя, выявляется еще один участок предположительно вулканогенно-осадочных отложений. По своей форме – это достаточно узкая зона меридионального простирания, «внедряющаяся» в осадочный бассейн со стороны соседнего хребта Витязя, представленного на этом участке группой магматогенных массивов базитового состава. Можно полагать, что в геофизических полях зафиксирована зона наложенных тектонических разломов меридионального простирания, косо секущих генеральную ориентировку этого сегмента хребта Витязя, сформировавших блоковую структуру его южной оконечности и уходящих в область междугового прогиба. Судя по характеристике гравитационного и магнитного полей, в пределах этой тектонической структуры инициировалась активная магматическая деятельность, результатом чего стали выделяемые здесь интрузивно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные объекты (см. рис. 3.1).

Как видно, в целом северо-восточный сегмент междугового прогиба существенно отличается от своего юго-западного аналога более высокой степенью насыщенности осадочного комплекса магматогенным и, в первую очередь, вулканогенным материалом. В совокупности с существованием зоны деструкции и подобной ситуацией в её пределах это приводит к выводу, что часть района Центральных Курил, расположенная севернее тектонической зоны грабена Буссоль, в истории своего формирования и последующего развития подвергалась более активным разрушительным тектоно-магматическим процессам, чем его юго-западный сегмент. С этой точки зрения зона грабена Буссоль является внешним проявлением важнейшей для данного района тектонической структуры, выполнявшей и выполняющей роль барьера, по разные стороны от которого менялся характер геодинамического режима, тектонических и магматических

процессов.

Необходимо еще отметить, что с внешней, обращенной в сторону глубоководного желоба, стороны оба сегмента хребта Витязя оконтуриваются цепочкой депрессий, выполненных осадочно-вулканогенными отложениями, идентифицированными по малоамплитудным площадным магнитным аномалиям.

Итак, обобщая вышеизложенное, можно сделать следующие выводы:

- в пределах фундамента *неразрушенных сегментов хребта Витязя* выделены участки с преимущественным распространением вулcano-плутонических формаций базитового ряда, представленных базальтами, андезибазальтами, андезитами и их глубинными аналогами. Помимо этого определены контуры участков фундамента, вероятно сложенных кремнисто-терригенным комплексом, включающим кремнистые алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники, а также вулcano-плутоническими формациями кислого ряда, включая граниты позднемелового и эоценового возраста, поднятые при драгировании в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 2005-2010 г.г. (Леликов, Емельянова, 2014);
- подтверждена юго-западная граница зоны деструкции хребта Витязя и уточнено её северо-восточное ограничение; уточнена структурно-вещественная блоковая характеристика этой зоны; выделены участки межблоковых впадин, заполненных слаболифитифицированными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями;
- выделено обширное поле вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений, занимающих всю северо-западную половину зоны разрушения и простирающееся сюда от о. Симушир; среди вулканогенных отложений выделены единичные и сгруппированные вулканические постройки и скрытые магматогенные массивы базитового состава. Всё это является признаком активного магматизма, сопровождавшего тектонические процессы в период формирования и дальнейшей эволюции рассматриваемой деструктивной зоны;
- сделан вывод, что часть района Центральных Курил, расположенная севернее тектонической зоны грабена Буссоль, в истории своего формирования и последующего развития подвергалась более активным разрушительным тектоно-

магматическим процессам, чем его юго-западный сегмент. С этой точки зрения зона грабена Буссоль является внешним проявлением важнейшей для данного района тектонической структуры, выполнявшей и выполняющей роль барьера, по разные стороны от которого менялся характер геодинамического режима, тектонических и магматических процессов.

Из выполненного анализа следует *первое защищаемое положение:*

Определены новые структурно-вещественные характеристики зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил, построена новая структурно-геологическая схема этого района. Это позволило значительно дополнить существующие представления о положении, общем облике и внутреннем строении указанной зоны.

3.2. Блоковая структура и сейсмичность района Центральных Курил

Как было сказано во Введении представленной диссертации, геолого-геофизические исследования в пределах фронтального склона Центральных Курил были инициированы в районе длительного сейсмического затишья в предположении, что здесь формируется очаг катастрофического цунамигенного землетрясения. Этот прогноз оказался верным. Уже в период начавшихся экспедиционных работ этот район был потрясен серией сильнейших землетрясений: в ноябре 2006 г. ($M=8,3$) и январе 2007 г. ($M=8,2$) с гипоцентрами на глубинах по разным оценкам 7-13,5 км (Тихонов, Василенко и др., 2007; Тихонов, Василенко и др., 2008). Первое землетрясение произошло в пределах деструктивной зоны ($\varphi=46,6^\circ$ с.ш., $\lambda=153,2^\circ$ в.д.), а второе – на ее продолжении, в пределах океанического борта глубоководного желоба ($\varphi=46,29^\circ$ с.ш., $\lambda=154,49^\circ$ в.д.). В 2009 г. в непосредственной близости от рассматриваемой зоны произошли еще два сильных землетрясения, одно в пределах океанического борта глубоководного желоба, северо-восточнее землетрясения 2007 г. ($\varphi=46,97^\circ$ с.ш., $\lambda=155,16^\circ$ в.д., $M=7,4$) с глубиной гипоцентра 36 км, и западнее пролива Буссоль на северном склоне хребта Витязя ($\varphi=46,17^\circ$ с.ш., $\lambda=151,55^\circ$ в.д., $M=6,9$) с

глубиной гипоцентра 31 км. Указанные события закрыли существовавшую сейсмическую брешь и дали основание полагать, что здесь действительно происходило накопление сейсмогенной энергии, разрядка которой реализовалась через указанные землетрясения.

Мелкофокусный характер этих землетрясений дал основание для поисков их связи со структурой земной коры этого района. Этот же фактор позволил предположить, что пространственное положение их очагов должно коррелировать с аномалиями геофизических полей и блоковой структурой фундамента, определенной по комплексу геофизических данных. Поиски указанной связи сейсмичности с выявленной скрытой тектонической структурой района были выполнены и опубликованы в 2012 г. (Кулинич, Валитов и др., 2012).

Исходным материалом для работы послужил электронный каталог землетрясений (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/index.php>), а также карты гравитационных и магнитных аномалий и карта рельефа акустического фундамента района исследований, полученных в ранее выполненных экспедициях.

На первом этапе эпицентры главных событий указанных землетрясений были совмещены с картами гравитационных и магнитных аномалий, а также с картой рельефа акустического фундамента, построенной по данным сейсмических работ. В большинстве случаев эпицентры землетрясений расположились в зонах градиентов геофизических полей, что чаще всего соответствует тектоническим контактам разнородных геологических объектов (тектонических блоков). Для иллюстрации этого на рис. 3.5 показано наиболее детально отражающее блоковую структуру исследуемого района аномальное гравитационное поле с нанесенными эпицентрами сильнейших землетрясений периода 2006-2009 г.г.

Далее для анализа были использованы афтершоки, происходившие в течение недели после каждого основного события. Было выполнено аналогичное совмещение афтершоков с геофизическими данными отдельно для 2006, 2007 и 2009 г.г. и в совокупности за период 1996-2017 г.г. Для иллюстрации полученных результатов также использована карта гравитационных аномалий и частично

рельеф дна изучаемого района.

На рисунках 3.6 и 3.7 показано размещение афтершоков 2006 и 2007 г.г. соответственно. Визуальный анализ афтершоков 2006 г. (рис. 3.6) показывает, что они образуют две зоны, простирающиеся в северо-восточном направлении. Это было отмечено еще в предшествующих работах (Тихонов, Василенко и др., 2007; 2008). Одна из этих зон протягивается преимущественно вдоль океанического борта Курильского желоба, вторая локализована на фронтальном склоне Курильской дуги. Расположение афтершоков внутри каждой из этих зон имеет свои примечательные особенности, что делает их различными.

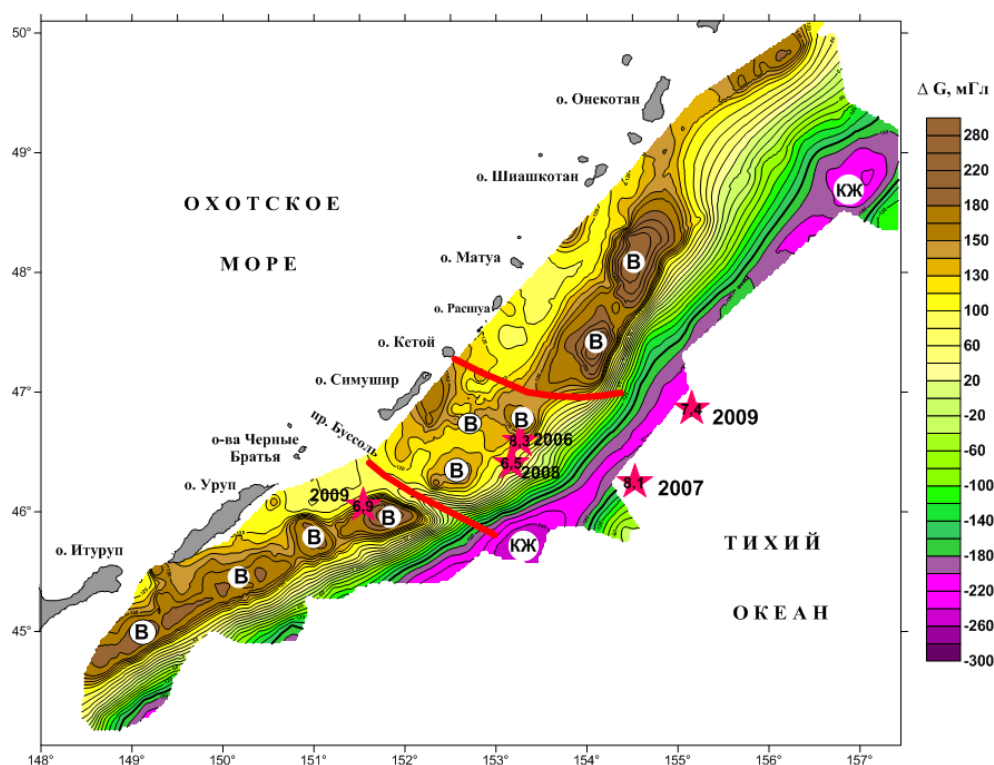


Рисунок 3.5 – Гравитационные аномалии в свободном воздухе, блоки фундамента и эпицентры основных толчков землетрясений 2006-2009 г.г. В – блоки фундамента подводного хребта Витязя; КЖ – Курильский желоб. Жирные красные линии – границы зоны активной тектонической деструкции фронтального склона Центральных курил. Звездочками обозначены эпицентры землетрясений с указанием года этих событий.

Так, зона океанического борта желоба образована плотной совокупностью

афтершоков и ориентирована вдоль простираения глубоководного желоба. Напротив, размещение афтершоков островного склона имеет относительно рассеянный характер, отражая сложную картину блоковой раздробленности этого участка. Большая часть афтершоков располагается в пределах поперечной зоны деструкции. Их остальная часть расположилась только северо-восточнее этой зоны, охватив ближайшие бортовые участки хр. Витязя. За пределами юго-западной границы зоны деструкции, роль которой выполняет грабен пролива Буссоль, афтершоки практически отсутствуют.

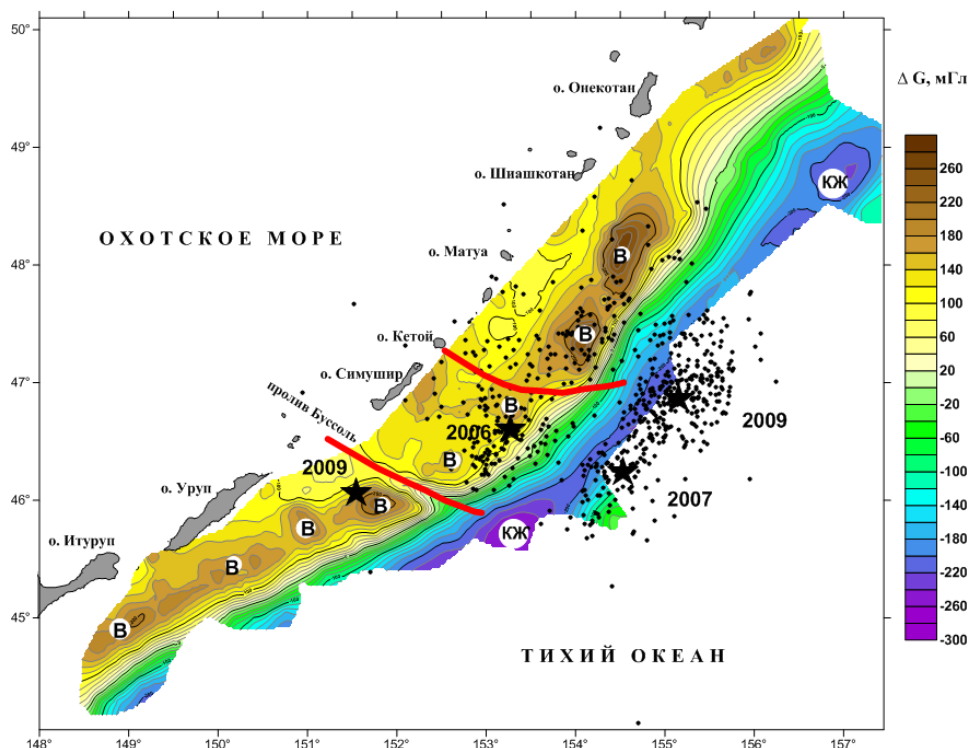


Рисунок 3.6 – Афтершоки землетрясений 2006 г. в поле гравитационных аномалий в свободном воздухе и блоковой структуре. Другие условные обозначения см. рис. 3.5.

Это свидетельствует о том, что блоковая неустойчивость к моменту указанного события имела место только северо-восточнее грабена Буссоль, в зоне сейсмического затишья и далее на северо-восток вдоль простираения Курильской системы дуга-желоб. Зона афтершоков, располагающаяся в пределах желоба, имеет свои примечательные особенности. Визуально она состоит из двух групп эпицентров, обособляющихся вблизи будущих сильных землетрясений 2007 и

2009 г.г.

Основное количество афтершоков землетрясения 2007 г. (рис. 3.7) локализовано в пределах океанического борта глубоководного желоба, визуально также составляя две группы эпицентров, сосредоточенных вблизи главного события 2007 г. и вблизи будущего землетрясения, состоявшегося в 2009 г. Афтершоки указанного землетрясения в меньшем количестве имели место и на островном склоне желоба, располагаясь, в основном, в пределах поперечной зоны деструкции.

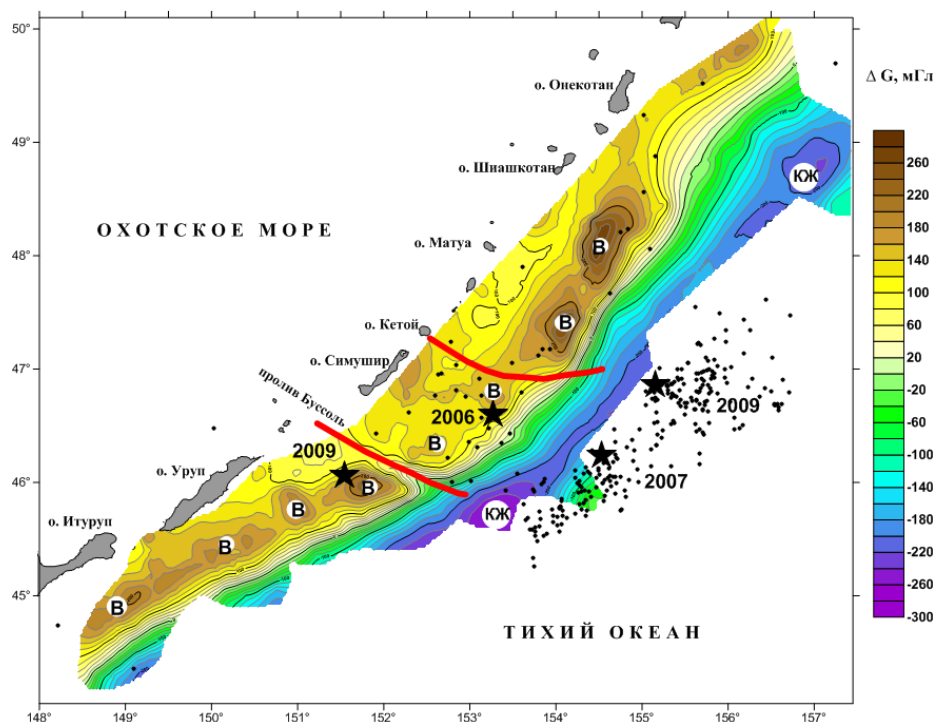


Рисунок 3.7 – Афтершоки землетрясений 2007 г. в поле гравитационных аномалий в свободном воздухе и блоковой структуре. Другие условные обозначения см. рис. 3.5.

Наконец, землетрясения 2009 г., происшедшие на океанском борту желоба и на северо-западной границе южного фрагмента подводного хр. Витязя, имели незначительное количество афтершоков, которые расположились только вблизи основных сейсмических событий, сигнализируя, видимо, о завершении к тому времени в данном локальном районе процесса разрядки накопившейся сейсмогенной энергии и создании здесь условий относительной блоковой

устойчивости.

Для проверки выводов визуального анализа о группировании афтершоков свершившихся землетрясений вокруг очагов будущих активных сейсмических событий М.Г. Валитовым был выполнен кластерный анализ их латерального распределения, реализованный в программном пакете STATISTIKA 10 [<http://www.statsoft.com/support/free-statistica-10-trial/>]. До проведения вычислений исходные данные были подвержены стандартизации с целью исключения влияния различия размерности и масштаба изменения на результаты анализа:

$$x' = \frac{x_i - \bar{x}}{\sqrt{D_x}}$$

где x' – стандартизованное значение переменной, x_i – значение переменной, $\bar{x}$ – среднее значение и D_x – выборочная дисперсия.

Собственно кластерный анализ был выполнен методом объединения (древовидная кластеризация). Мерой расстояния был принят квадрат Евклидова расстояния: $R(x, y) = \sum_i (x_i - y_i)^2$, эта мера позволяет более контрастно выделять отдаленные друг от друга объекты и объединять близлежащие. Объединение анализируемых значений в кластеры выполнялось методом Варда. Результаты расчетов подтвердили вышесказанное, что отчетливо иллюстрируют рисунки 3.8 и 3.9.

На рисунке 3.8. показаны кластеры афтершоков, имевших место в течение недели после основного события в ноябре 2006 г. Как видно, в зоне Курильского желоба они действительно образуют два кластера вблизи эпицентров будущих сильных землетрясений 2007 г. и 2009 г. На этом основании их можно считать форшоками указанных последующих землетрясений.

На островном склоне выделяются три кластера афтершоков, один из которых образовался вблизи основного землетрясения, а два других приурочены к северному сегменту подводного хр. Витязя. Наибольшее количество афтершоков сосредоточено в южном блоке этого сегмента, на границе с зоной деструкции. На наш взгляд, это свидетельствует о гравитационной неустойчивости этого участка хр. Витязя с повышением этого состояния по мере приближения к зоне

деструкции.

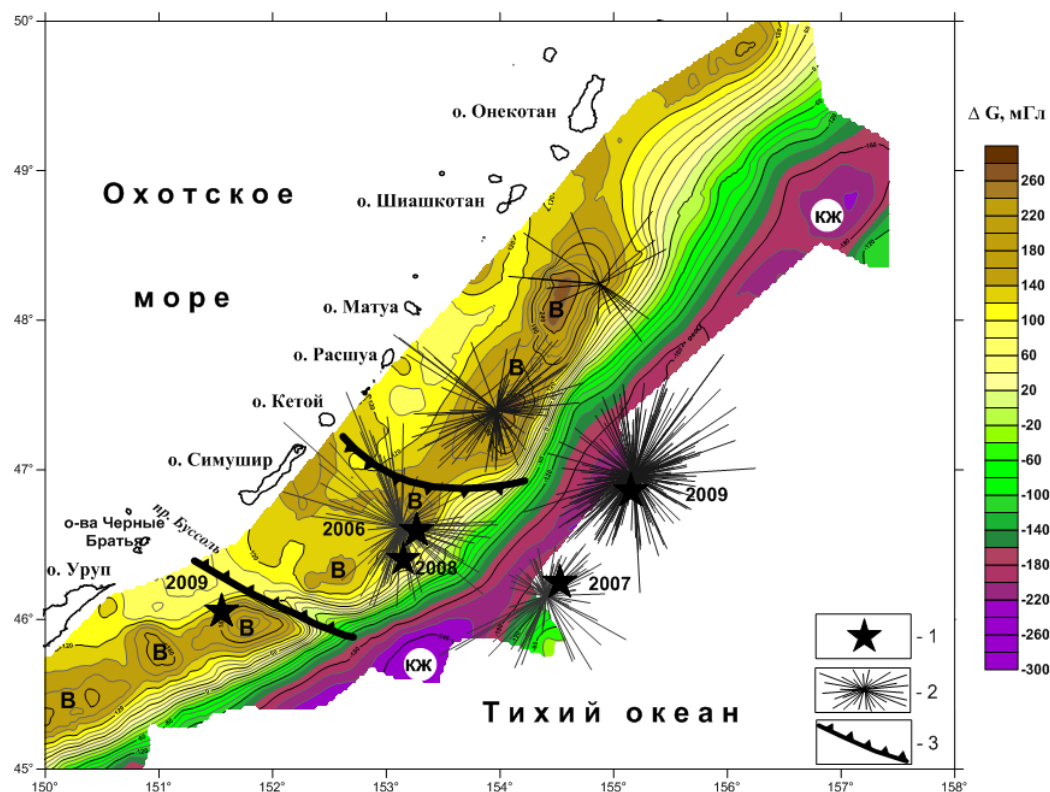


Рисунок 3.8 – Кластеры афтершоков землетрясения 2006 г. в поле гравитационных аномалий в свободном воздухе и блоковой структуре.

1 – эпицентры основных толчков землетрясений с указанием года этих событий, 2 – кластеры, 3 – границы зоны активной тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил. Другие условные обозначения см. рис. 3.5.

В противовес этому южный сегмент этого хребта (южнее пролива Буссоль) выглядит структурой более стабильной и уравновешенной, поскольку события 2006 г. не вызвали здесь такого обилия афтершоков, как это наблюдается на севере этого хребта. В этой связи можно предполагать, что сейсмогенный процесс в Курильской системе в настоящее время продвигается от ее центральной части на северо-восток.

Афтершоки землетрясения 2007 г. (рис. 3.9) образуют три кластера: вблизи основного события, на участке будущего землетрясения 2009 г. и вблизи эпицентра уже прошедшего землетрясения 2006 г. Отсюда видно, что и это событие внесло свой вклад в подготовку землетрясения 2009 г., а кластер

афтершоков вблизи эпицентра уже свершившегося землетрясения в 2006 г. свидетельствует о незавершенности к этому времени процесса тектонической стабилизации на данном участке. Однако землетрясение 2007 г. не вызвало заметную сейсмогенную реакцию в пределах хр. Витязя (отсутствие кластеров афтершоков). Возможно, высвобожденной энергии при этом оказалось недостаточной для распространения афтершокового процесса в район хребта.

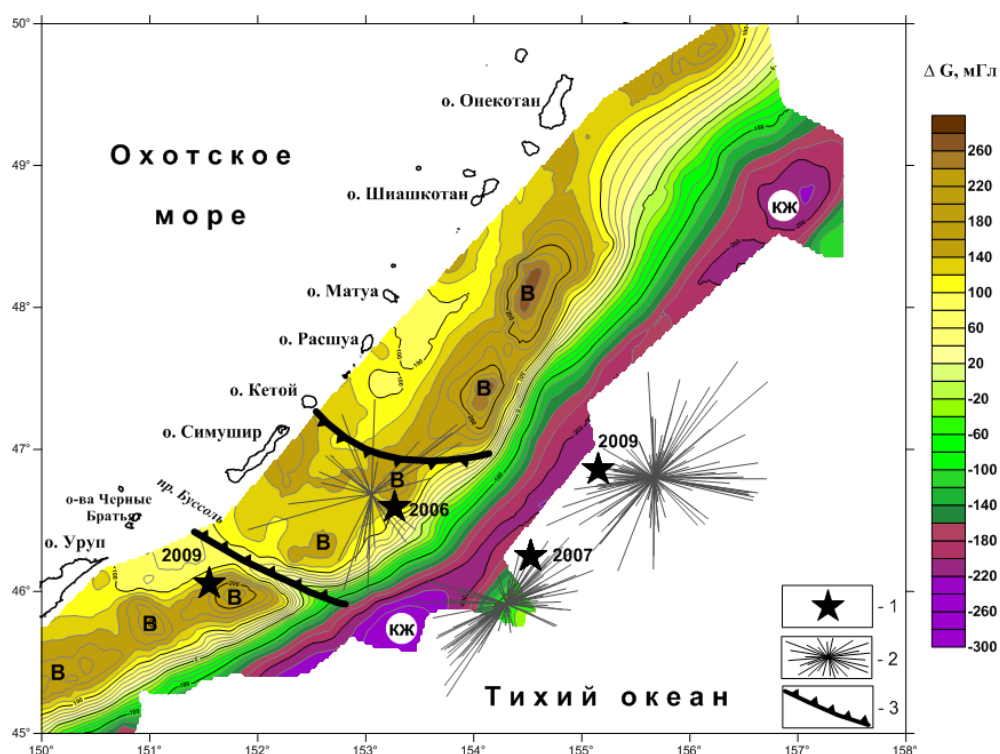


Рисунок 3.9 – Кластеры афтершоков землетрясения 2007 г. в поле гравитационных аномалий в свободном воздухе и блоковой структуре.

1 – эпицентры основных толчков землетрясений с указанием года этих событий, 2 – кластеры, 3 – границы зоны активной тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил. Другие условные обозначения см. рис. 3.5.

Для оценки сейсмогенной ситуации в рассматриваемом районе до и после землетрясений 2006-2009 г.г. имеющийся каталог сейсмических данных был пополнен соответствующей информацией с 1996 до конца 2017 г.г. На рисунке 3.10 показано распределение землетрясений ($M \geq 4$, $H \leq 40$ км) за период с 1996-2017 г.г. раздельно по годам с 1996-2006, с 2006-2009, с 2009-2107 г.г.

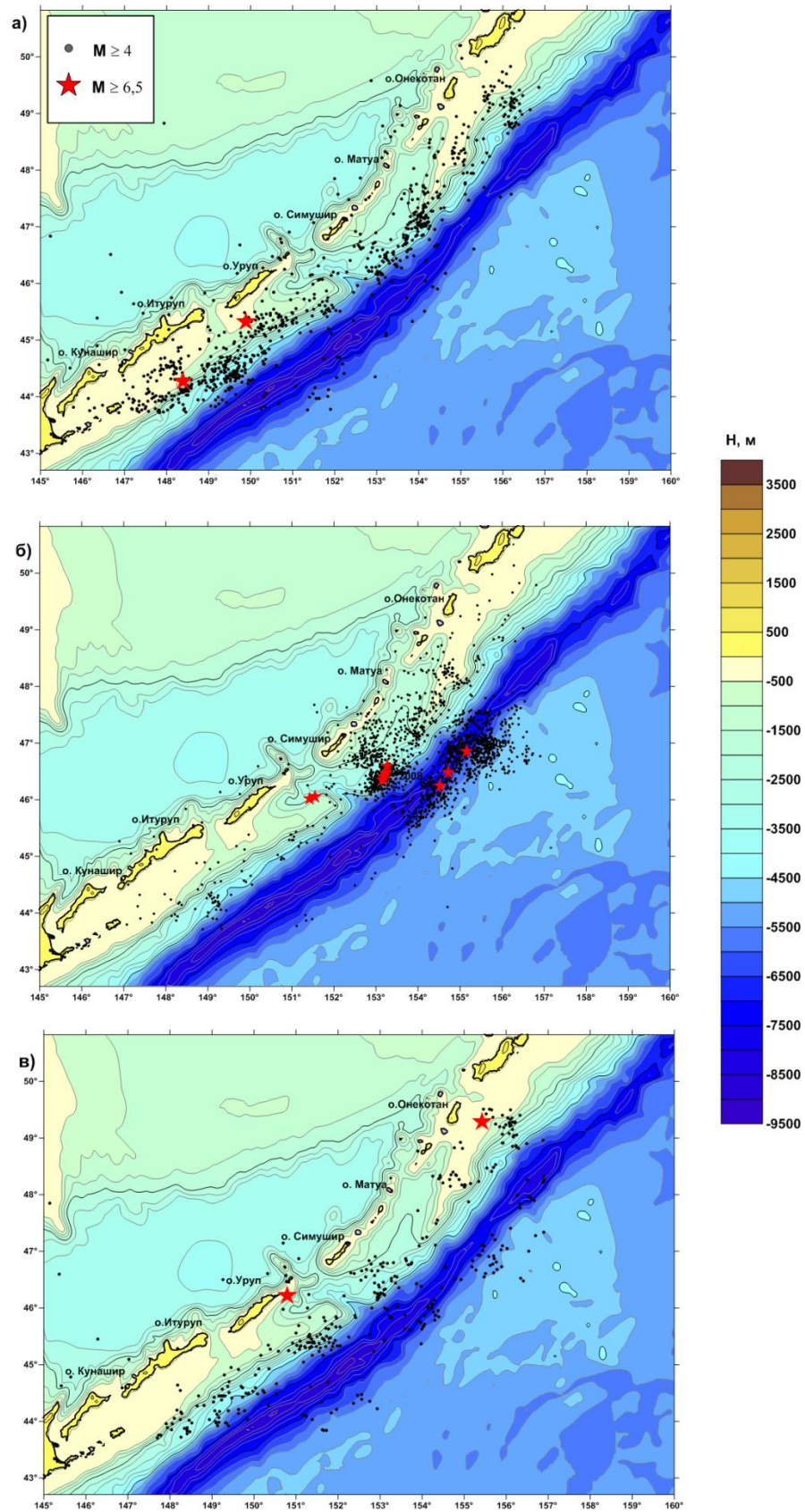


Рисунок 3.10 – Площадное распределение землетрясений в Курильской островной системе в период с 1996 по 2017 г.г. ($M \geq 4$, $H \leq 40$ км) отдельно по годам: а) 1996-2006 г.г., б) 2006-2009 г.г., в) 2009-2017 г.г.

Как видно, сейсмическая активность с 1996 г. до пробуждения «сейсмической бреши» в 2006 г. (рис. 3.10 а), имела рассеянный характер и была приурочена, главным образом, к фронтальному склону островной дуги. На этом фоне заметна повышенная сейсмоактивность в районе юго-западного сегмента хребта Витязя, где помимо общего сейсмического «шума» были зафиксированы два землетрясения магнитудой $M \geq 6,5$. Некоторое уплотнение эпицентров землетрясений с малой магнитудой можно отметить в пределах зоны тектонической деструкции, вблизи будущих сейсмических событий 2006-2008 г.г., и северо-восточнее, вплоть до о. Матуа. А на траверзе о. Онекотан подобные сейсмические события были сосредоточены возле эпицентра будущего сейсмического события 2012 г. с $M=6,5$. Какая-либо заметная сейсмическая активность в желобе, на наш взгляд, в указанный период не наблюдалась.

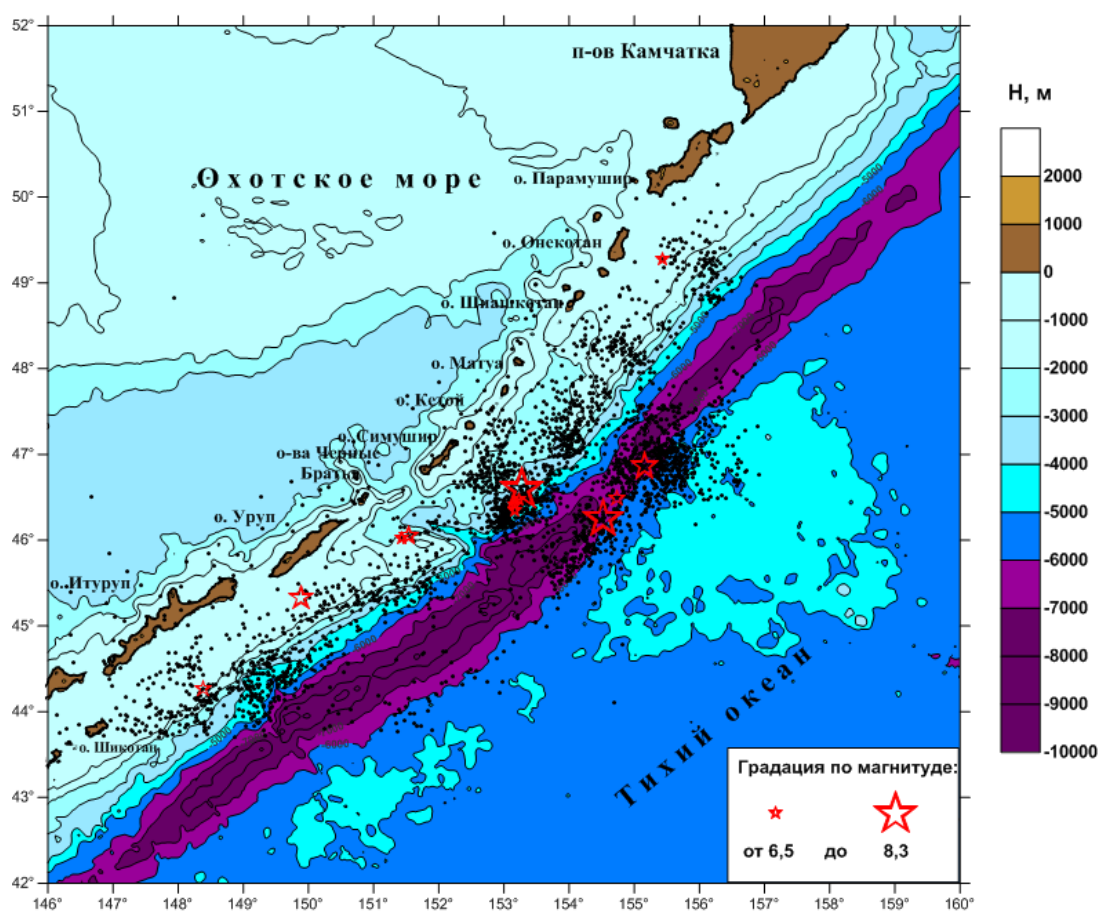
Период 2006-2009 г.г. (рис. 3.10 б) характеризуется сильнейшей сейсмической активностью в районе Центральных Курил. В этот период зафиксировано 8 землетрясений с $M \geq 6,5$, в то время как за весь период с 1996 по 2006 г.г. их было только два. Кроме того, лишь в этот период сейсмическая активность с $M \geq 6,5$ проявилась и на океаническом склоне глубоководного желоба, в то время как на северо-восточном и юго-западном фланге этого района наблюдалось относительное сейсмическое затишье.

После землетрясений периода 2006-2009 г.г. (рис. 3.10 в) общий уровень сейсмоактивности на рассматриваемой площади понизился: количество зафиксированных землетрясений с $M \geq 4$ здесь меньше, чем в период до событий 2006-2009 г.г. Распределение эпицентров опять приобретает рассеянный характер. Подавляющее количество землетрясений приурочено к фронтальному склону островной дуги. Можно отметить несколько участков концентрации эпицентров: на траверзе островов Уруп, Симушир и Кетой, а также Онекотан. В первом случае группа землетрясений с $M \geq 4$, видимо, выполняла роль афтершоков после землетрясений 2009 г. с $M \geq 6,5$, которые произошли вблизи северо-восточной оконечности о. Уруп на границе с зоной деструкции. Группа эпицентров на траверзе островов Симушир и Кетой отражают, видимо, остаточную затухающую

сейсмоактивность в зоне тектонических разрушений после событий 2006-2009 г.г. Группа эпицентров на траверзе о. Онекотан, на наш взгляд, обозначили форшоковую подготовку землетрясения с $M=6,5$, которое произошло здесь в 2012 г.

Океанский борт желоба в указанный период был менее активен, здесь зафиксировано незначительное количество землетрясений небольших магнитуд ($M \leq 5$).

На рисунке 3.11 показана общая картина распределения эпицентров землетрясений в рассматриваемом районе в период 1996-2017 г.г.



На рисунке отчетливо выделяется наиболее плотное распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ на траверзе островов Симушир-Кетой при

общей высокой сейсмоактивности на траверзе островов Симушир-Онекотан. Только на этом участке высокая сейсмоактивность захватила и океанский борт глубоководного желоба. Совокупность этих землетрясений образует почти правильный четырехугольник, ортогонально ориентированный к Курильской островной дуге (это иллюстрирует и рисунок 3.10 б). Все это объективно еще раз подтверждает ранее сделанный вывод о существовании здесь зоны тектонической деструкции, секущей основные структуры Курильской островной системы (Лаверов, Лаппо и др., 2006).

Выше была продемонстрирована пространственная корреляция эпицентров сильнейших землетрясений 2006-2009 г.г., их форшоков и афтершоков с зонами градиентов гравитационных аномалий, обычно отражающих тектонические границы разнородных геологических объектов (блоков, массивов) (см. рис. 3.5-3.9). Эта же корреляция хорошо видна на рисунке 3.12, где указанные землетрясения совмещены с построенной нами структурно-геологической схемой исследуемого района. Сюда же добавлены землетрясения за период с 1900 по 2017 г. с $M \geq 6,5$ и глубиной гипоцентров до 40 км.

Как видно из рисунка, подавляющее количество эпицентров землетрясений концентрируется в зоне тектонической деструкции и на её продолжении в пределах океанского склона глубоководного желоба. Значительная часть эпицентров располагается в пределах северо-восточного фланга рассматриваемой зоны, их меньше количество фиксируется юго-западнее трога пролива Буссоль. Во всех случаях эпицентры землетрясений, включая сильнейшие сейсмические события 2006-2009 г.г., приурочены преимущественно к границам блоков фундамента хребта Витязя или группируются вблизи таких границ и разломов, показанных на схеме. Часть эпицентров, преимущественно в пределах зоны деструкции, располагается внутри выделенных блоков, свидетельствуя, видимо, о ещё большей раздробленности этой зоны, чем это удалось выявить по имеющимся геофизическим данным.

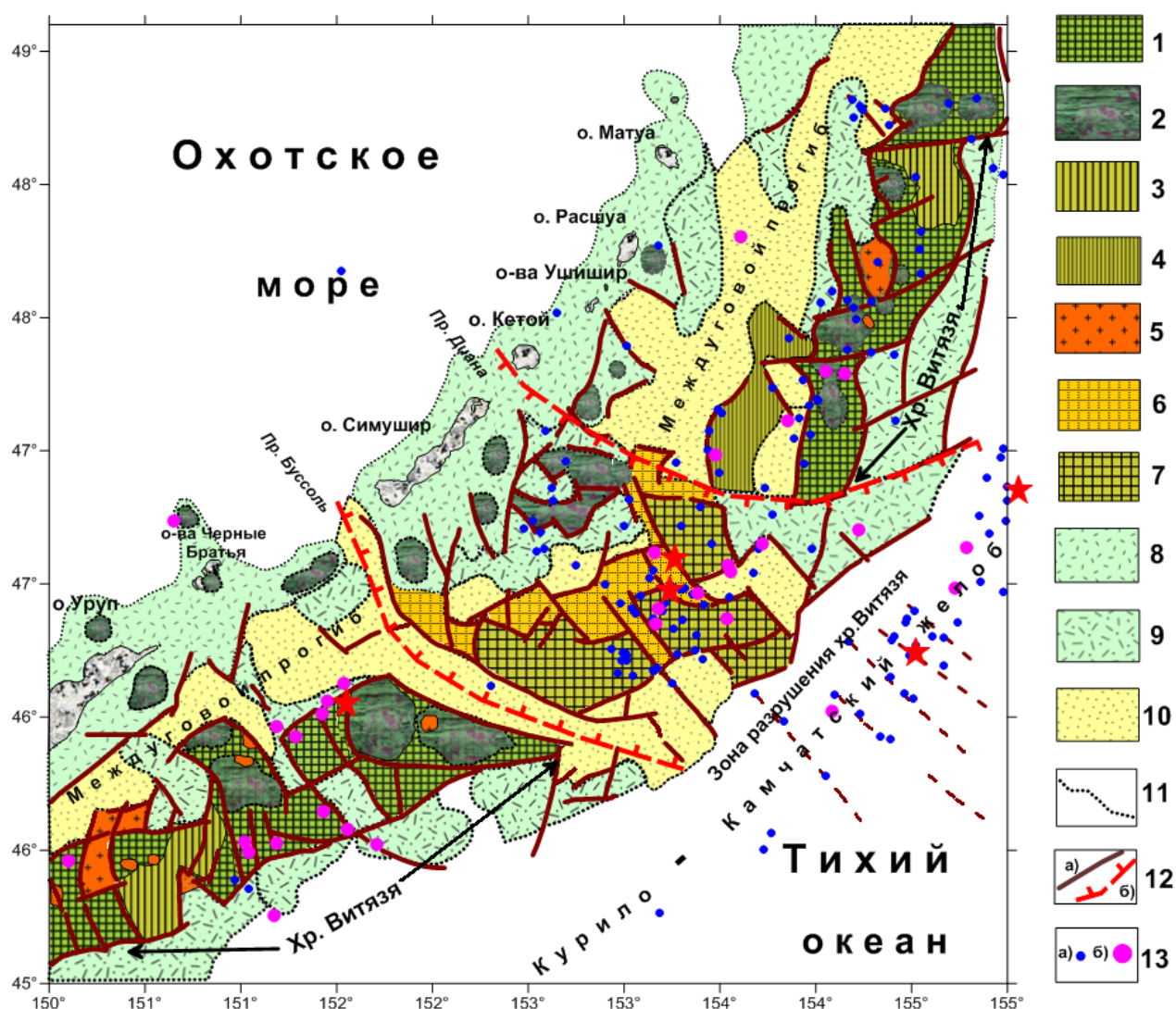


Рисунок 3.12 – Структурно-геологическая схема зоны деструкции Центральных Курил и ее флангов совмещенная с эпицентрами землетрясений 2006-2009 г.г., дополненная эпицентрами землетрясений 1900-2017 г.г.

1-12 см на рис. 3.1, 13: а) форшоки и афтершоки землетрясений 2006-2009 г.г. $M \geq 5$, $H \leq 40$ км; б) эпицентры землетрясений 1900-2017 г.г. $M \geq 6,5$, $H \leq 40$ км. Красными звездочками обозначены Симуширские землетрясения 2006, 2007 и 2009 г.г. Коричневым пунктиром обозначено вероятное продолжение разломов, показанных на схеме, в область глубоководного желоба.

Некоторые эпицентры землетрясений в пределах желоба образуют линейные цепочки на продолжении разломов, выделенных в пределах зоны деструкции. Это позволило нам предположить сквозной характер этих тектонических структур. Междуговой прогиб, отделяющий подводный хребет

Витязя от Большой Курильской гряды, и другие межблоковые впадины практически асейсмичны.

Таким образом, приведенное сопоставление нового варианта блоковой структуры изучаемого района с его сейсмичностью в целом не изменило ранее сделанное заключение об их взаимосвязи (Кулинич, Валитов и др., 2012). Выполненная переинтерпретация геофизических данных позволила подтвердить и детализировать ранее сделанные построения.

Отсюда следует *второе защищаемое положение:*

Определена пространственная корреляция Симуширских землетрясений с блоковой структурой зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил, что делает необходимым учитывать этот фактор при дальнейших сейсмологических исследованиях.

ГЛАВА 4. Глубинное строение зоны деструкции фронтального склона Центральных Курил

Изложенное в предыдущей главе создает достаточно полную картину близповерхностного структурно-тектонического облика ранее выявленной зоны деструкции океанского склона центрального звена Курильской островной дуги. Однако для правильного понимания причин и условий происхождения этого аномального участка необходимо освещение её глубинного строения. Для этого было решено дополнить структурно-вещественную схему района картой изоглубин (рельефа) поверхности Мохо и сейсмоплотностными моделями земной коры, опубликованными в наших предшествующих работах, где автор данной диссертации выступал в качестве автора и соавтора (Кулинич, Валитов и др., 2015; Прошкина 2016; Прошкина, Кулинич и др., 2017).

4.1 Рельеф поверхности Мохо

Методика расчета глубин залегания Мохо и построения соответствующей карты изложена в главе 2. Соответствующие расчеты выполнялись в узлах выбранной сетки и на этой основе построена карта изоглубин Мохо (или карта мощности коры, включая слой морской воды) (рис. 4.1).

Не обсуждая поведение рельефа поверхности Мохо за пределами Курильской островной дуги, отметим его особенности под акваторией исследуемого района.

Для акватории, непосредственно омывающей Курильскую островную дугу и над подводным хребтом Витязя, общим фоном является повышенная мощность коры, объединяющая все эти морфоструктуры на уровне 22 км. Вблизи островов и над апикальной частью хребта Витязя мощность коры фрагментарно достигает 26 км и выше. Указанная фрагментарность наименее проявлена в районе юго-западного сегмента подводного хребта Витязя, начиная от о. Уруп и далее на юго-запад. Всё, что располагается северо-восточнее этого района, характеризуется

значительно более сложным рисунком рельефа Мохо.

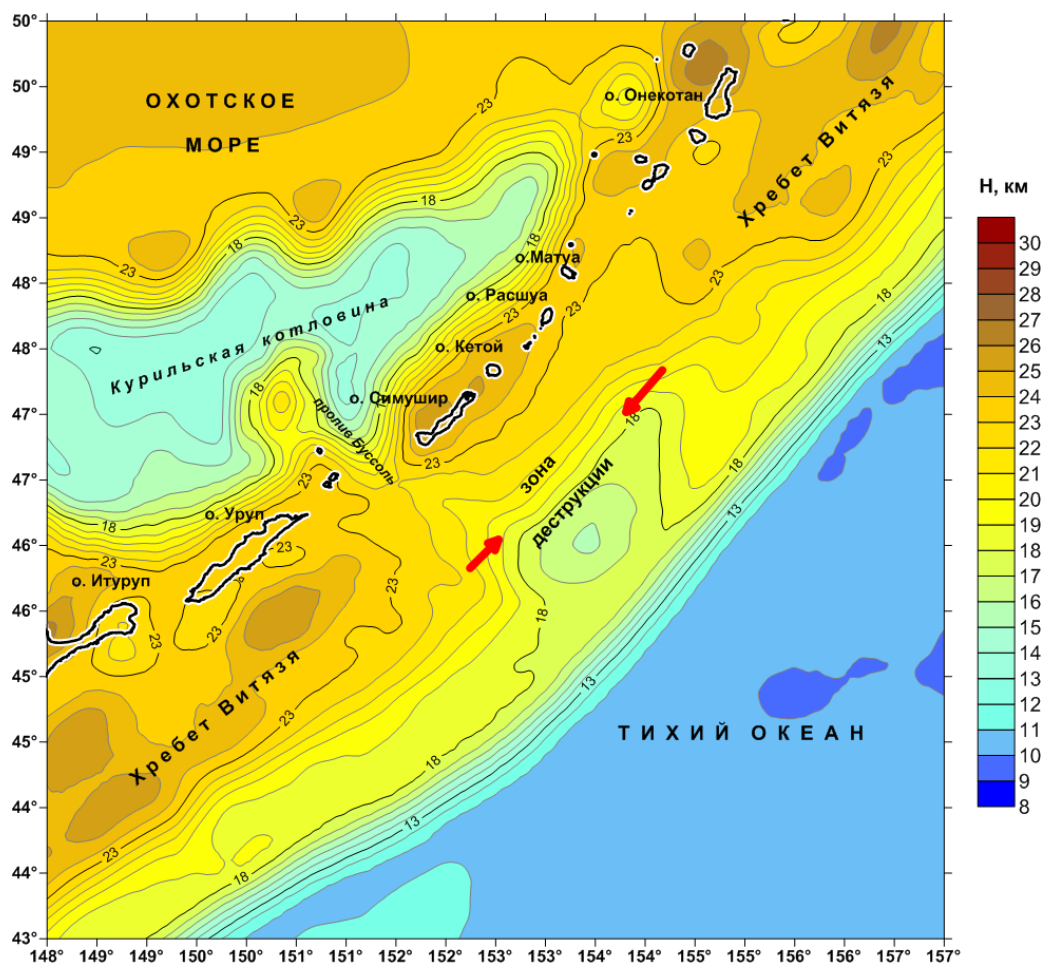


Рисунок 4.1 – Карта изоглубин поверхности Мохо центрального звена Курильской островной системы и примыкающей акватории.

Красными стрелками показано положение зоны деструкции фронтального склона Центральных Курил.

На этом фоне достаточно отчетливо выделяется вышеописанная деструктивная зона, в пределах которой произошло отчетливое уменьшение глубины залегания поверхности Мохо до 16-18 км с соответствующим подъемом мантийных масс и полным отсутствием признаков существования хребта Витязя. Лишь по мере приближения к о. Симушир мощность коры повышается до общего уровня. В целом, участок подъема глубинных масс полностью совпадает с положением выделенной другими методами зоны тектонических деструкций.

Приведенные данные свидетельствуют, что внешние признаки существования изучаемой зоны хорошо коррелируют с деформацией подстилающих её глубинных коровых и мантийных масс. Это может означать, что формирование этой зоны может быть связано с глубинными геодинамическими процессами, причина возникновения которых в такой локальной области еще не ясна и требует дополнительных исследований.

4.2. Структурно-плотностные модели земной коры исследуемого района

Как уже отмечалось, карта изоглубин поверхности Мохо демонстрирует общую картину перераспределения глубинных коровых и мантийных масс, однако не показывает внутреннюю структуру и вещественный состав земной коры. Последнее необходимо для того, чтобы лучше понять коромантийные особенности центрального звена Курильской островной системы.

Для этой цели нами было использовано плотностное и структурно-плотностное моделирование, методический подход которого описан в главе 2. Данный раздел посвящен подробному описанию процесса моделирования и полученных структурно-плотностных моделей земной коры в районе Центральных Курил.

Моделирование выполнено вдоль трех профилей. Два из них (рис. 4.2, пр. 1 и 2) совмещены с профилями глубинного сейсмического зондирования, отработанными в 1983-1984 г.г. вдоль и вкрест простирания центрального звена Курильской островной дуги (Аносов, Аргентов и др, 1988; Злобин, 1987; Злобин, Костюкевич и др., 1991). Третий профиль расположен в пределах океанского склона островной дуги вкрест простирания изучаемой зоны тектонической деструкции (рис. 4.2, проф. 3). Этот профиль, в отличие от первых двух, в качестве структурной опоры имеет лишь нескольких реперных точек, снятых с профилей глубинного сейсмического зондирования (пр. 2, 2-ДВ-М, 1-ОМ), отработанных здесь разными организациями в предшествующие годы и пересекающих исследуемый профиль в нескольких местах (Аносов, Аргентов и

др, 1988; Злобин, 1987, Злобин, Костюкевич и др., 1991; Сакулина, Каленич и др., 2011; Сеначин, Веселов и др., 2013). Описание полученных моделей представлено ниже.

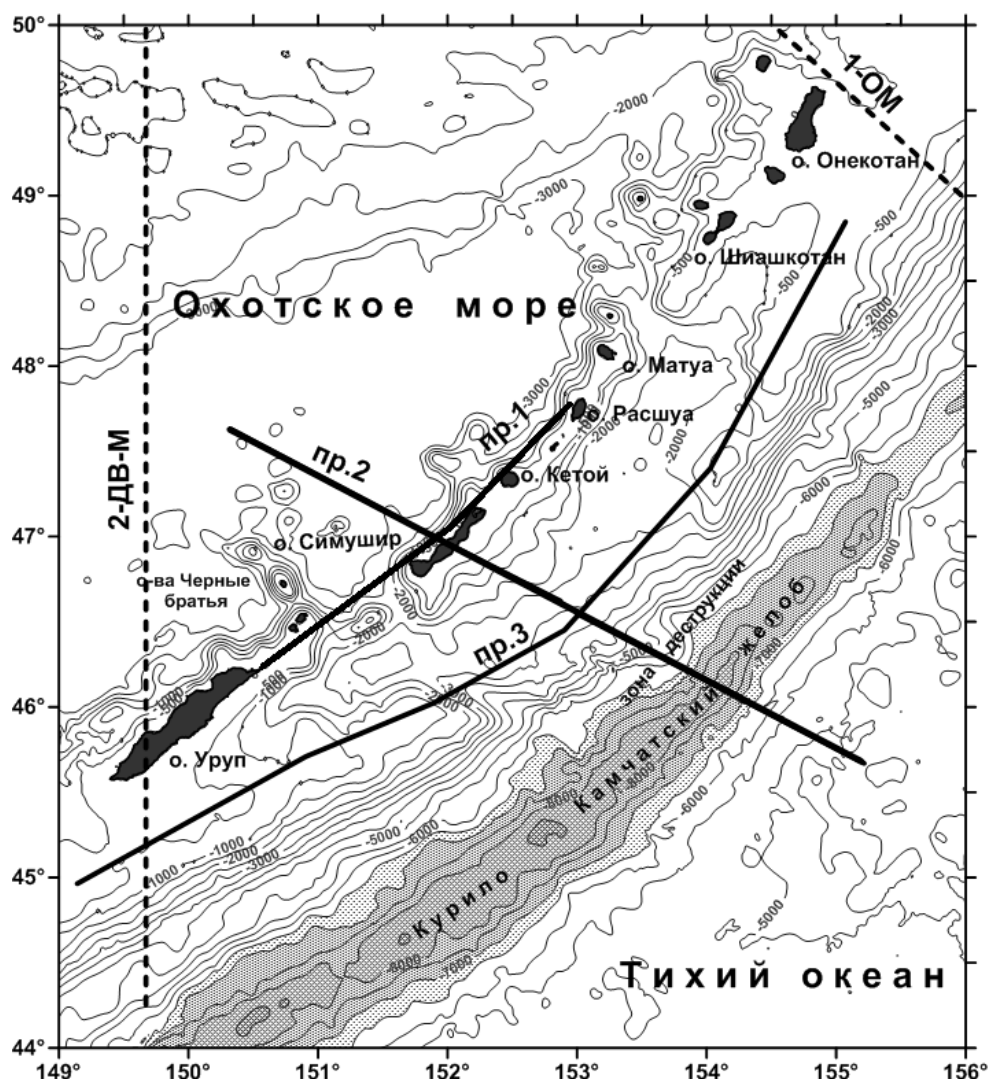


Рисунок 4.2 – Схема профилей, использованных для построения структурно-плотностных моделей. Пунктирными линиями показаны профили ГСЗ (Сакулина, Каленич и др., 2011), использованные для моделирования пр.3.

4.2.1. Плотностные модели сейсмических профилей

В основу построения указанных моделей было выбрано сейсмогравитационное (сейсмоплотностное) моделирование на базе указанных

выше 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 Валитовым М.Г. региональная статистическая зависимость «скорость-плотность», опубликованная в работах (Валитов, 2009; Никифоров, Кулинич и др., 2013; Кулинич, Валитов и др., 2015).

Исходный сейсмический разрез по профилю 1 (о. Уруп-о. Расшуа) показан на рисунке 4.3. 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. Симушир (пролив Буссоль, блок II) слоя с высокой скоростью (7,5-8,0 км/с), который резко воздымается к поверхности под центральной частью о. 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 южной оконечностью о. Симушир (блок II) она субгоризонтально залегает на глубине 35 км. Однако через небольшой отрезок профиля, под центральной частью о. 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. Симушир. К северу от данного

участка поверхность Мохо, активно погружаясь, достигает глубин 30-35 км (северная часть блока IV и блок V). Информация о кровле мантии отсутствует в блоке I.

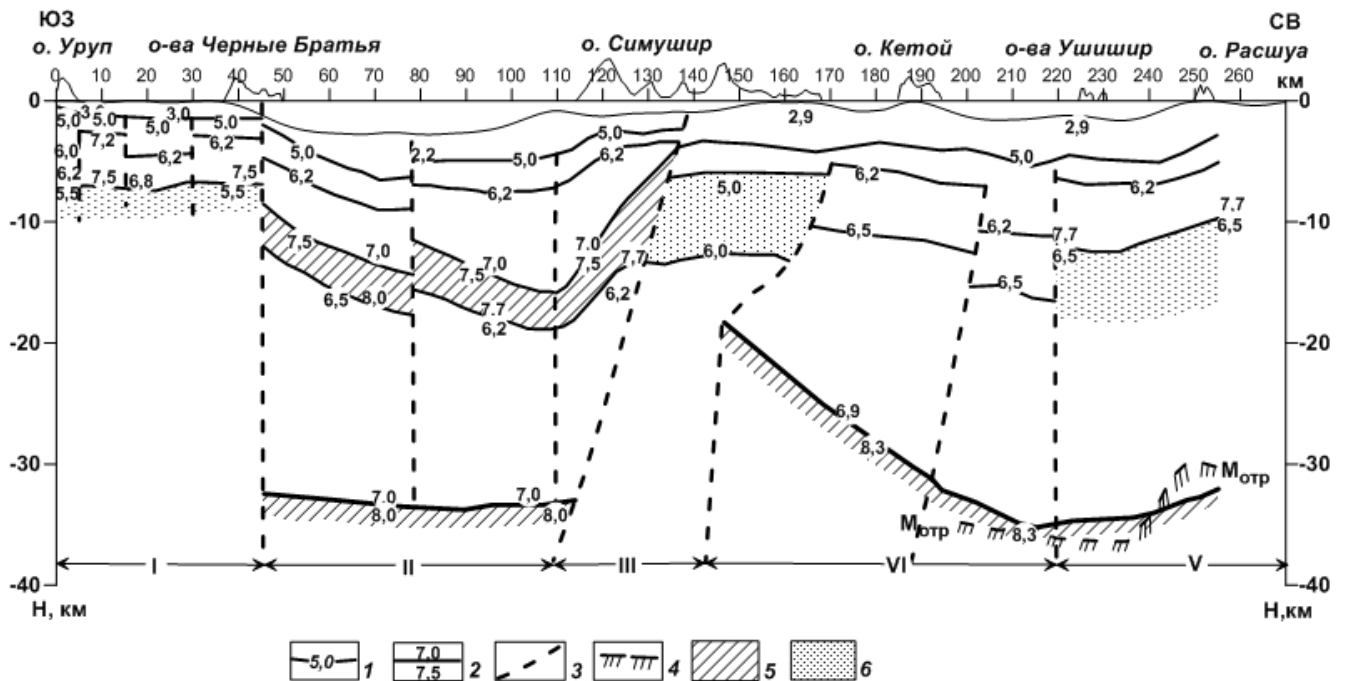
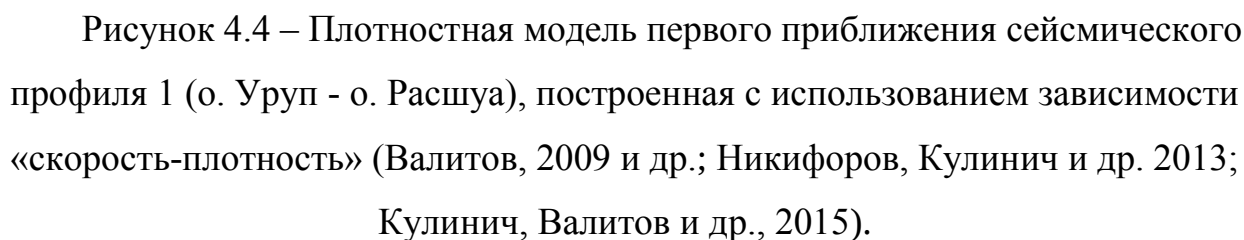


Рисунок 4.3 – Скоростной разрез земной коры по профилю 1 (о. Уруп - о. Расшуа) (Злобин, Костюкевич и др., 1998; Злобин, Левин и др., 2008).

1 – изолинии скорости; 2 – сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней, км/с; 3 – границы «скоростных блоков»; 4 – граница Мохо; 5 – слой повышенной скорости; 6 – слой пониженной скорости.

Таков структурно-скоростной каркас, использованный нами для гравитационного моделирования. На этой основе была построена плотностная модель, первого приближения, представленная на рис 4.4. где скоростные характеристики были пересчитаны по упомянутой выше статистической зависимости «скорость-плотность» в соответствующие плотности.

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



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 (г/см^3).

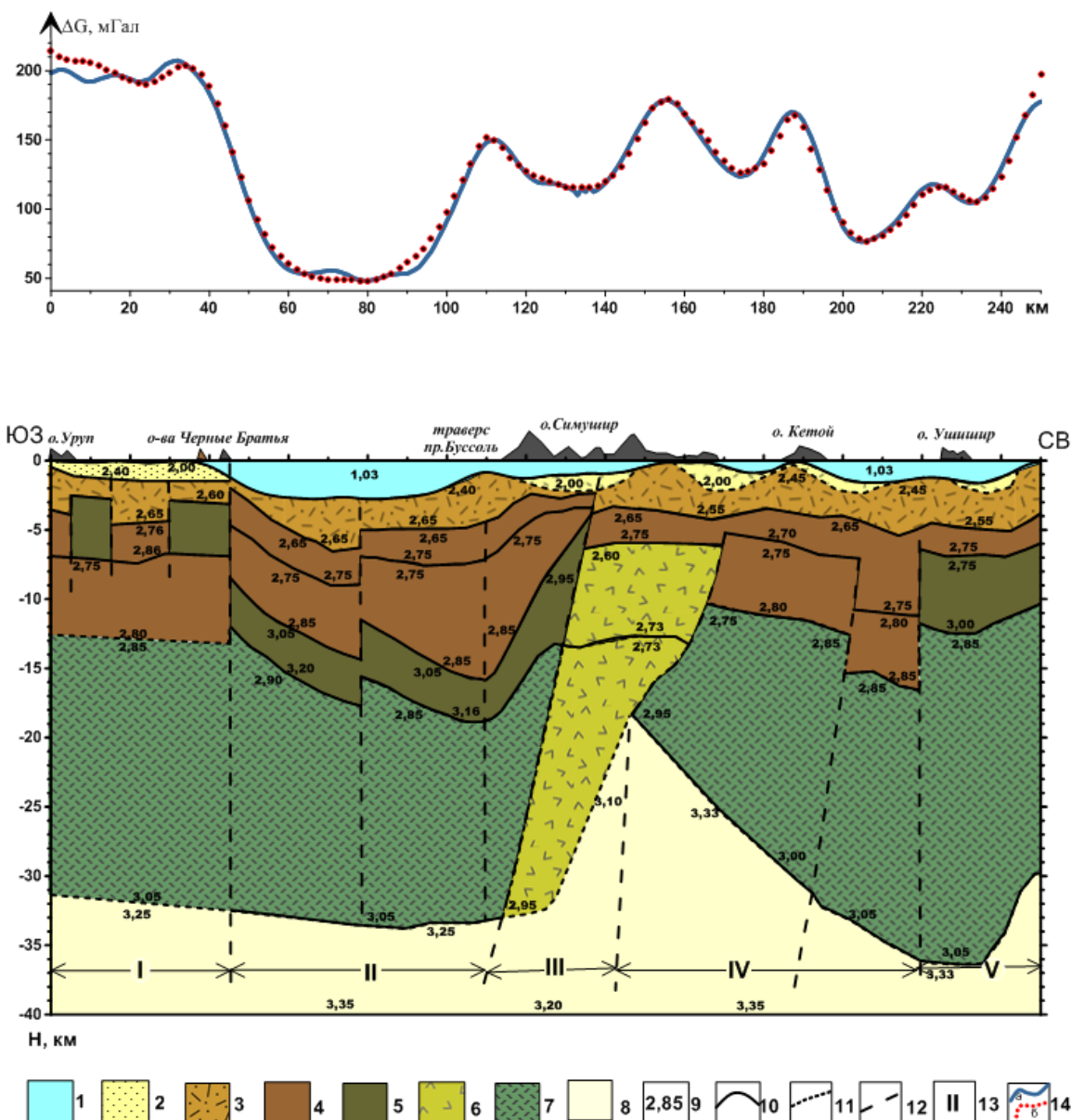


Рисунок 4.5 – Плотностная модель сейсмического профиля 1 и её геологическая интерпретация.

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 аномально высокой плотностью предположительно базит-гипербазитового состава, 6 – блок с аномально низкой плотностью неизвестной природы, 7 – нижняя кора («базальтовый» слой), 8 – мантия, 9 – плотности (г/см³), 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 – аномальное гравитационное поле в свободном воздухе: а – наблюдаемое, б – расчетное.

Весьма необычное распределение скоростей в сейсмическом разрезе и аномально активный рельеф поверхности Мохо в центре рассматриваемого профиля привело к «нестандартному» облику плотностной модели, что хорошо видно на представленном рисунке. Сюда, прежде всего, относится наличие в верхней и средней части коры слоев с плотностью нижнекоровых и мантийных масс ($3,0-3,2 \text{ г/см}^3$, блоки I, II и V) и инверсия плотности в нижележащих слоях разреза. Однако наиболее экзотическим 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 (см. рис.4.3). 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 с градиентным изменением плотности в диапазоне $2,0-2,4 \text{ г/см}^3$ соответствует рыхлым и слаболитифицированным осадочным отложениям, подстилающим водную толщу. Ниже залегает слой с плотностью $2,40-2,65 \text{ г/см}^3$, 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 ($2,76-2,86 \text{ г/см}^3$; $2,76-2,95 \text{ г/см}^3$; $2,80-3,0 \text{ г/см}^3$) и, видимо, сложен, преимущественно магматогенными комплексами базитового и гипербазитового состава. Нижний горизонт представлен менее плотными массами ($2,75-2,80 \text{ г/см}^3$) 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, $2,85\text{--}3,05\text{ г/см}^3$), который на глубине 31-32 км переходит в мантию. Положение границы Мохо также определено в процессе плотностного моделирования. Плотность мантии под этой поверхностью на данном участке составляет $3,25\text{ г/см}^3$.

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 ($3,06\text{--}3,20\text{ г/см}^3$; $3,05\text{--}3,16\text{ г/см}^3$; $2,95\text{--}3,16\text{ г/см}^3$) и располагается в кровле «базальтового» слоя, плотность которого меняется от $2,85\text{ г/см}^3$ сверху до $3,05\text{ г/см}^3$ в 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 неясной. 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 (Злобин, Костюкевич и др., 1998), 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. 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 (Злобин, Левин и др., 2008). На рис. 4.6 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., 2008 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.

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 дуги.

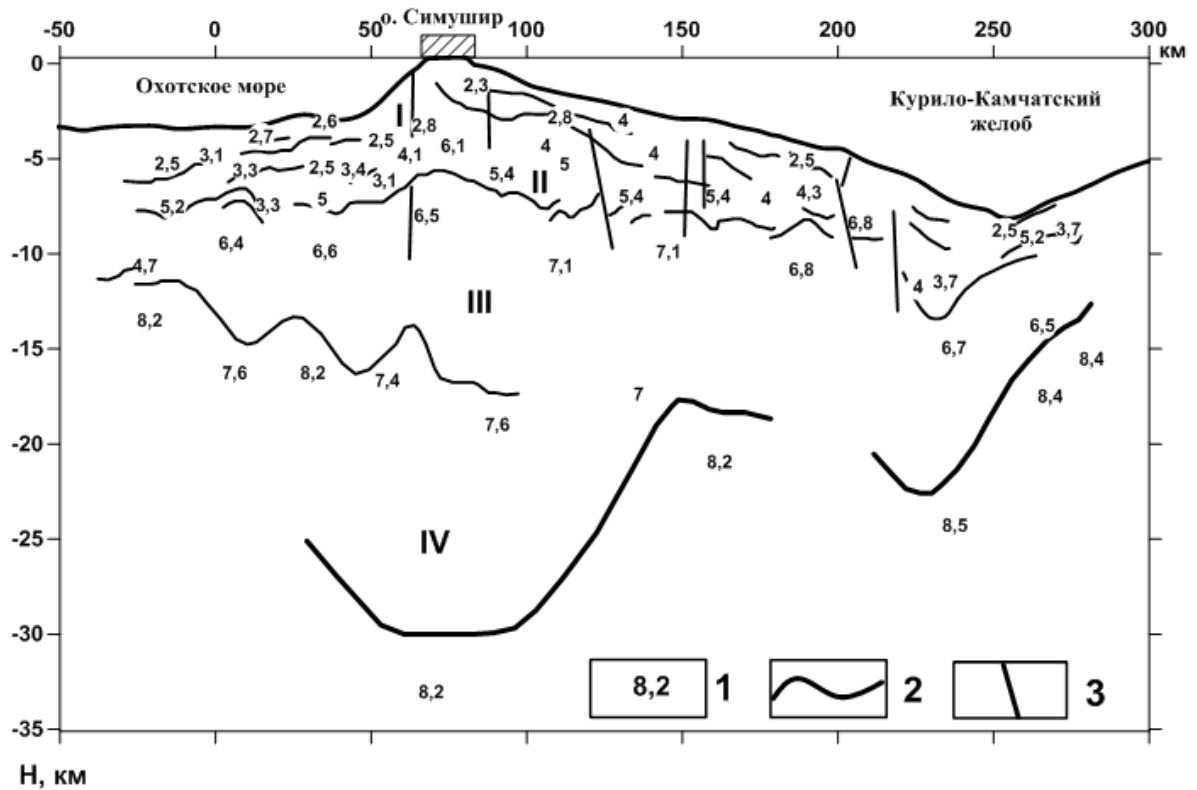


Рисунок 4.6 – Скоростной разрез земной коры по профилю 2
(Злобин, Левин и др., 2008).

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

Общая мощность коры вдоль профиля изменяется от 30 км под о. 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 океаническим склоном островной дуги на отрезке профиля 150-200 км. Такой же подъем демонстрирует и карта изоглубин поверхности Мохо, приведенная выше. Все это еще раз свидетельствует 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. 4.7

показана плотностная модель первого приближения, где сейсмический структурный каркас заполнен плотностями, рассчитанными по статистической зависимости «скорость-плотность» (Валитов, 2009 и др.; Никифоров, Кулинич и др. 2013; Кулинич, Валитов и др., 2015). В соответствии с указанными выше аномально высокими скоростями (см. рис. 4.6) 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 плотностной разрез, положенный в основу моделирования (рис. 4.7).

Первый расчет гравитационного эффекта от этого разреза дал существенное расхождение с наблюдаемым полем. Большинство расхождений оказалось приуроченным к океанскому островному склону, а максимальные расхождения обнаружились 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 рисунке 4.8.

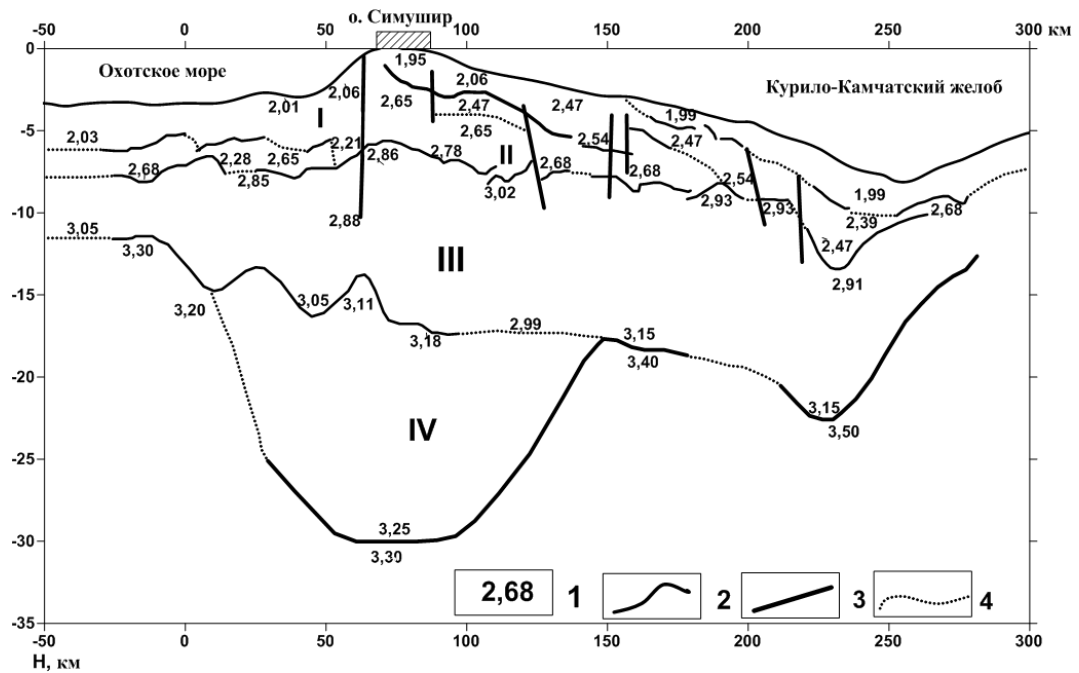


Рисунок 4.7 – Плотностная модель первого приближения сейсмического профиля 2, построенная с использованием зависимости «скорость-плотность» (Валитов, 2009 и др.; Никифоров, Кулинич и др. 2013; Кулинич, Валитов и др., 2015).

1 – плотности (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.

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

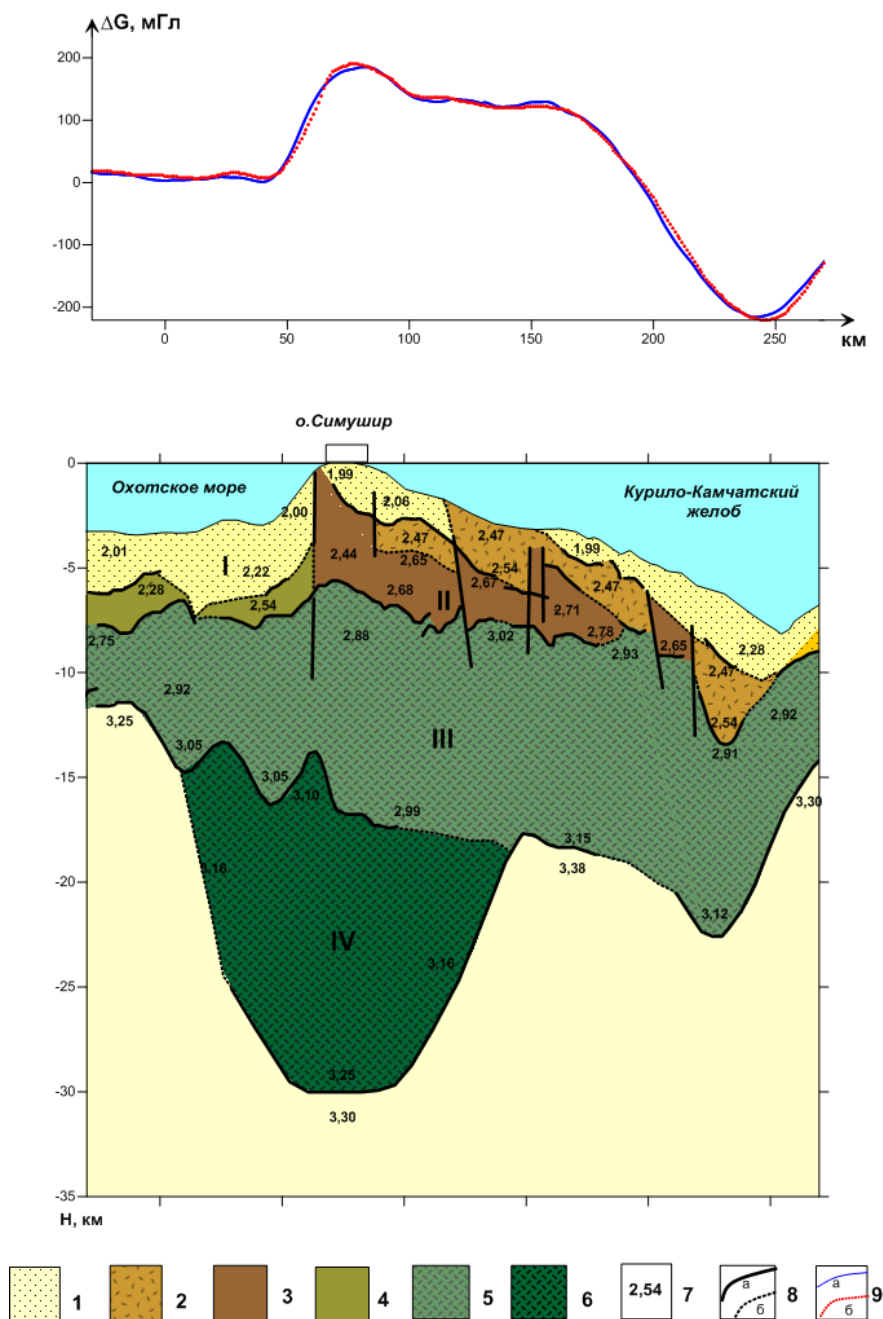


Рисунок 4.8 – Плотностная модель сейсмического профиля 2 и ее геологическая интерпретация.

1-5: плотностные слои, 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 (г/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 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 $1,95-2,20 \text{ г/см}^3$ (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 (Злобин, Левин и др. 2007), 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 ($2,47-2,54 \text{ г/см}^3$), который можно рассматривать в качестве вулканогенного или вулканогенно-осадочного. Ниже залегает консолидированный фундамент, плотностные характеристики которого ($2,65-2,78 \text{ г/см}^3$) позволяют относить его вслед за Т.К. Злобиным (Злобин, Левин и др. 2007) к гранито-гнейсовому комплексу (слой II). Этот комплекс целым рядом разломов разбит на многочисленные блоки. Описанные комплексы составляют так называемую верхнюю кору.

В Охотоморском отрезке профиля эта часть коры имеет существенно другое, более простое, слоистое строение. Основной объем здесь занимает плотностной комплекс ($2,06-2,30 \text{ г/см}^3$), идентичный рыхлым и слаболифитифицированным осадочным отложениям. Его мощность достигает 3 км и более. Этот комплекс подстилается тонким слоем с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$. 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. 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/см³). 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.

Обобщая вышеизложенное, необходимо отметить, что в процессе сейсмо-плотностного моделирования, помимо решения задач, поставленных в настоящей работе, выполнена попутная оценка ранее полученных сейсмических данных. 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 островного склона, так и Охотоморский сегмент 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. Тем не менее, в результате совместной интерпретации удалось сделать определенное согласование представлений о глубинном строении земной коры центрального района Курильской островной дуги, полученных в разное время и на основе разных методов.

Общим выводом может быть следующее: земная кора исследуемого района до землетрясений 2006-2009 г.г. имела сложное слоисто-блоковое строение с аномальным структурно-вещественным распределением корового вещества. Это выразилось в существовании инверсии сейсмических скоростей и соответственно плотности на целом ряде участков профилей 1 и 2, отработанных в 80-е годы прошлого века. Этот фактор должен вызывать гравитационную неустойчивость коровых структур и мог сыграть роль одного из пусковых механизмов Симуширского землетрясения 2006.

Отсюда следует *третье защищаемое положение:*

В зоне тектонической деструкции выявлено аномальное распределение плотности слоисто-блоковой структуры земной коры с участками инверсии этого параметра. Этот фактор создает гравитационную неустойчивость коровых структур, которая, с определенной долей вероятности, могла сыграть роль одного из пусковых механизмов Симуширского землетрясения 2006 г.

4.2.2. Структурно-плотностная модель земной коры зоны тектонической деструкции в районе океанского склона Центральных Курил

Третий профиль, пересекающий зону деструкции вкрест ее простирания, располагается в пределах фронтального (океанского) склона Курильской островной системы (см. рис.4.2). Для моделирования в качестве исходных данных

использованы результаты морской гравиметрии, выполненной в экспедициях НИС «Академик М. Лаврентьев» в период 2005-2010 г. г (рейсы №№ 37,41,52). В качестве опоры для моделирования были использованы результаты сейсмических исследований прошлых лет (СахКНИИ, Севморгео) (Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др, 1988; Злобин, 1987; Злобин, Костюкевич и др., 1991; Сакулина, Каленич и др., 2011; Сеначин, Веселов, 2013). Моделирование выполнялось в 2D варианте в интерактивном режиме с использованием программы, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН (Колпащикова, 2007).

В результате моделирования построена структурно-плотностная модель земной коры, демонстрирующая глубинный профиль зоны разрушения хребта Витязя (рис. 4.9).

Приведенный рисунок наглядно иллюстрирует основные черты глубинного профиля указанной зоны. Как видно из рисунка, на траверзе о. Симушир произошло практически полное разрушение хребта Витязя. Здесь бывшее присутствие этого хребта обозначено лишь серией разобщенных блоков его фундамента. Местами, между блоками небольшой слой осадков подстилается веществом со свойствами базитовых ассоциаций. Широкое присутствие базитов в пределах этой зоны показано и на структурно-вещественной схеме данного района (см. рис.3.1).

Модель демонстрирует существенное сокращение общей мощности земной коры под зоной деструкции, здесь она составляет 19-20 км, в то время как на флангах, под сохранившимся хребтом Витязя, она достигает 25 км. Сокращению коры сопутствует соответствующий подъем мантийных масс.

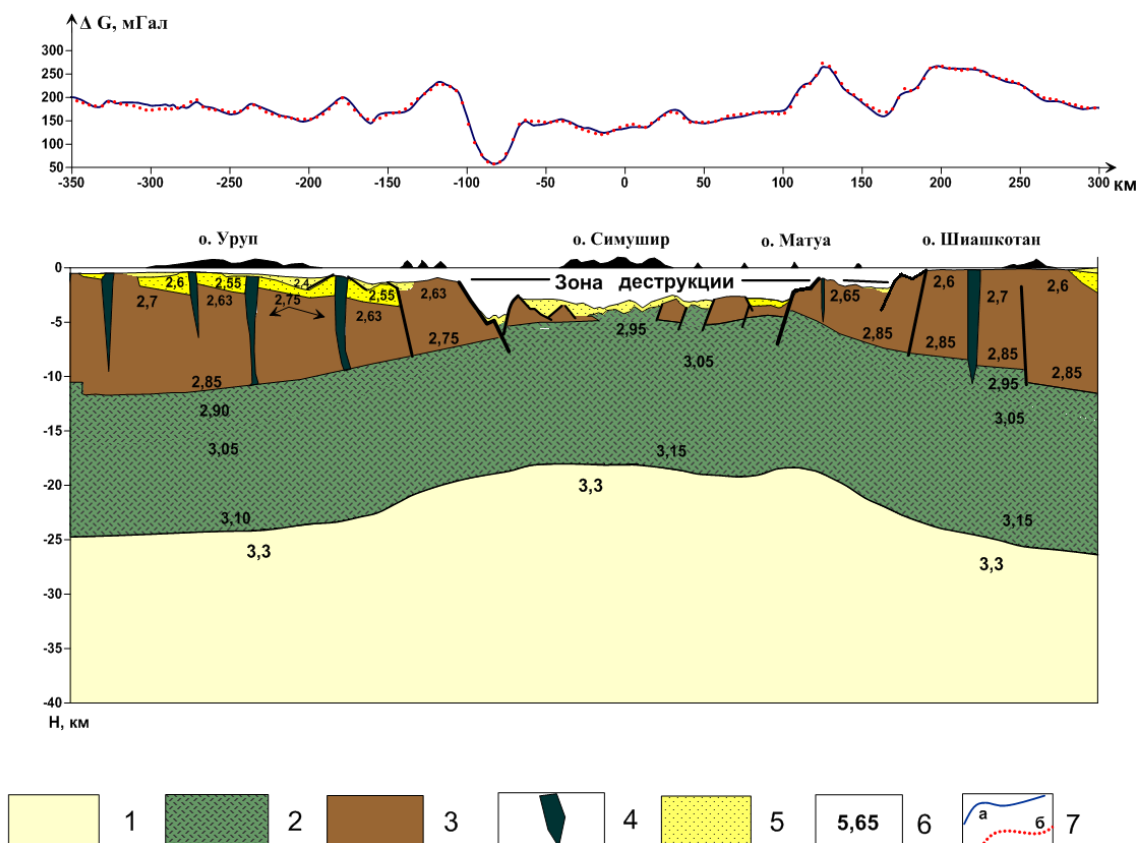


Рисунок 4.9 – Структурно-плотностная модель земной коры зоны разрушения подводного хребта Витязя (пр. 3) и ее геологическая интерпретация (Прошкина, 2016).

1 – мантия, 2 – нижняя кора («базальтовый слой»), 3 – верхняя кора («гранитный слой»), 4 – предполагаемые базитовый интрузии, 5 – осадочный слой. 6 – значения плотностей (г/см^3); 7 – аномальное гравитационное поле в свободном воздухе: а) наблюдаемое, б) расчетное.

По итогам сделанного исследования можно сделать вывод, что обнаруженная ранее зона деструкции в районе Центральных Курил привела к активному разрушению подводного хребта Витязя и междугового прогиба, отделяющего его от Большой Курильской гряды. Фиксируемое здесь сокращение мощности земной коры и подъем верхней мантии позволяют полагать, что формирование зоны деструкции явилось следствием и внешним проявлением геодинамических процессов в мантии.

Природа и механизм этих процессов остаются пока не выясненными. Однако в работе (Бергал-Кувикас, 2015), на базе морфоструктурного анализа объемов и геохимических характеристик вулканитов в Центральном сегменте Курил с учетом наших предшествующих геофизических исследований, было высказано предположение, что формирование рассматриваемой зоны растяжения и деструкции могло быть следствием разрыва погружающейся Тихоокеанской плиты с образованием «субдукционного окна» (Thorkelson, 1996) и апвеллингом мантии. Эта мысль представляется плодотворной. Однако данная проблема требует дополнительного целенаправленного изучения, что не входило в задачу настоящей работы.

Нельзя не отметить еще одну особенность, представленную на одном из предшествующих рисунков (см. рис.3.11). Как видно, в пределах океана на продолжении рассмотренной поперечной зоны располагается пологое поднятие в рельефе дна. Возможно, это является внешним проявлением глубинных процессов (магматогенного характера?), образовавших этот купол и как-то связанных с развитием указанной тектонической зоны. Это также – предмет дальнейших исследований.

Отсюда следует **четвертое защищаемое положение:**

В основании зоны тектонической деструкции уточнен рельеф поверхности Мохо, показано существенное сокращение мощности земной коры и соответствующий подъем мантии. Это свидетельствует о возможной связи формирования указанной зоны с глубинными процессами в мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты повторного комплексного анализа и переинтерпретации геофизических и геологических данных, полученных в период реализации проекта «Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения» (2005-2010 г.г.), инициированного ИО РАН им. П.П. Ширшова и выполненного преимущественно ТОИ ДВО РАН.

Необходимость такой работы возникла в силу очевидной разобщенности в интерпретации геолого-геофизических материалов, а также недостаточное использование имеющихся данных для решения задач, поставленных авторами большого количества публикаций как геологического, так и геофизического профиля. Такая ситуация привела к неполному извлечению полезной информации из имеющейся совокупности геофизических данных.

Для восполнения этого пробела автором использована переинтерпретация результатов экспедиционных исследований с комплексным, системным подходом к их анализу. При этом акцент был сделан на выявление новых структурно-вещественных характеристик фундамента хребта Витязя и его блоковых останцев в зоне деструкции, проверке связи сейсмических событий с блоковой структурой фундамента и получение дополнительной информации о глубинном строении района в поисках связи формирования зоны тектонической деструкции с коромантийными геодинамическими процессами.

В результате получены следующие основные результаты и сделаны соответствующие выводы:

- подтверждена юго-западная граница зоны деструкции хребта Витязя и уточнено её северо-восточное ограничение; прослежен общий контур этой наложенной структуры от глубоководного желоба до островов Симушир и Кетой, разрушившей не только подводный хребет Витязя, но и междуговой прогиб; получена новая структурно-вещественная блоковая характеристика этой зоны; выделены участки межблоковых впадин, заполненных слаболитифицированными

осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями;

- выделено обширное поле вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений, занимающих всю северо-западную половину зоны разрушения и простирающееся сюда от о. Симушир; среди вулканогенных отложений выделены сгруппированные и единичные вулканические постройки и скрытые магматогенные массивы базитового состава. Всё это является признаком активного магматизма, сопровождавшего тектонические процессы в период формирования и дальнейшей эволюции рассматриваемой деструктивной зоны;

- по совокупности полученных данных построена новая структурно-геологическая схема района исследований;

- установлено, что часть района Центральных Курил, расположенная северо-восточнее тектонической зоны грабена Буссоль, в истории своего формирования и последующего развития подвергалась более активным разрушительным тектоно-магматическим процессам, чем его юго-западный сегмент. С этой точки зрения грабен Буссоль является внешним проявлением важнейшей для данного района тектонической структуры, выполнявшей и выполняющей роль барьера, по разные стороны от которого менялся характер геодинамического режима, тектонических и магматических процессов.

- определена пространственная корреляция коровой сейсмичности, включая Симуширские землетрясения, с блоковой структурой зоны тектонической деструкции и её флангов пределах фронтального склона Центральных Курил;

- сравнительным анализом результатов глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии, включая сейсмогравитационное (структурно-плотностное) моделирование, в рассматриваемой зоне тектонической деструкции установлено аномальное распределение плотности слоисто-блоковой структуры земной коры с участками инверсии этого параметра. Указанный фактор должен создавать гравитационную неустойчивость коровых структур и мог сыграть роль одного из пусковых механизмов Симуширского землетрясения 2006 г.

- сделанные расчеты рельефа поверхности Мохо на площади изучаемого района и его окрестностей, а также структурно-плотностное моделирование

земной коры показали значительный подъем мантии (до 5-6 км) и общую деформацию глубинных коровых и мантийных масс в пределах зоны тектонической деструкции; это может означать, что формирование этой зоны может быть связано с глубинными геодинамическими процессами.

В целом, вышеизложенное показывает, что в результате выполненных исследований получен большой объем новой информации, освещающей общие контуры зоны тектонических разрушений геологических структур фронтального склона Центральных Курил, её структурно-вещественные характеристики, обобщенные в новой структурно-геологической схеме; гравитационную неустойчивость блоковой структуры и её пространственную связь с Симуширскими землетрясениями и другими многолетними сейсмическими событиями; новые модели глубинного строения, свидетельствующие о возможной связи формирования этой наложенной структуры с мантийными геодинамическими процессами в условиях активной конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит.

Разрушение фронтального склона центрального звена Курильской островной дуги свидетельствует об активном участии в этом Тихоокеанской плиты. Однако причины возникновения и механизмы формирования этой структуры остаются пока неясными. Одним из вариантов этого феномена может быть модель «субдукционного окна», возникающего при разрыве погружающейся плиты (Thorkelson. 1996; Бергал-Кувикас, 2015). Это требует дальнейшего целенаправленного изучения.

В целом, в результате выполненной работы получен большой объём новой информации, позволяющей сформировать, по нашему мнению, более цельное представление об одном из примечательных участков Курильской островной системы, чем это было ранее. Автор надеется, что полученные результаты будут полезными в области решения фундаментальных проблем геодинамики активных конвергентных межплитовых процессов, а также в сфере прогнозирования коровых сейсмогенных источников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Ким Чунн, Пискунов В.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981. С. 55–77.
2. Абдурахманов А.И., Пискунов В.Н., Сергеев И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алаид (Курильские острова // Восточно–Азиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1978. С. 85–107.
3. Абдурахманов А.И., Родионова Р.И., Федорченко В.И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии. // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. - М.: Наука, 1986. - С.169-184.
4. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. – М.: Наука, 1992. – 528 с.
5. Аверьянов А.Г., Вейцман П.С., Гальперин Е.И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. № 2. С. 168–184.
6. Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1968. – 180 с.
7. Андреев Б.В. Геофизические и геологические особенности зоны глубокофокусных землетрясений северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150, № 1. С. 140–145.
8. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры Центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 10–18.
9. Атлас Курильских островов / гл. ред. Н.Н. Космедчиков. Москва – Владивосток: - Дизайн-Информация-Картография., 2009. – 516 с.

10. Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 11. С. 1471–1483.
11. Баранов Б. В. Вероятность возникновения сильнейшего землетрясения в районе Центральных Курил // ДАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 458–461.
12. Баранов Б.В. Растяжение во фронтальной части Центральных Курил и миграция желоба // ДАН. 2016. Т. 469, № 3. С. 347–350.
13. Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Королева Т.П. О геологическом строении островов Большой Курильской гряды // Изв. Сахалинского отделения географич. о-ва СССР. 1971. Вып. 2. С.83–101.
14. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып.13. С. 71–88.
15. Бергал-Кувикас О.В. Объемы четвертичных вулканитов Курильской островной дуги: анализ пространственного расположения и связь с зоной субдукции // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 103–116.
16. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58–66.
17. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о.Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2, вып 24. С. 27–40.
18. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. №1. С. 18–34.
19. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Жуковин А.Ю., Цовбун Н.М. Геомагнитное изучение центральной части Курило-Камчатской островной

- дуги // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 115–121.
20. Брусиловский Ю.В., Баранов Б.В., Бабаянц П.С. Анализ магнитного поля фронтальной области центральной части Курильской островной дуги // Геофизические исследования. 2014. Т. 15, № 3. С. 13–23.
 21. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения центральной котловины Японского моря с континентом: автореф. дис ... канд. геол.-мин. наук. – Владивосток, 2009. – 26 с.
 22. Васильев Б.И. О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1437–1440.
 23. Васильев В.Г., Вейцман П.С., Гальперин Е.И. и др. Исследование земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану в 1958 г. // Сейсмические исследования в период МГГ. М.: Изд-во АН СССР, 1960. № 4. С. 7–46.
 24. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
 25. 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.
 26. Вергунов Г.П., Власов Г.М. Интрузивные породы. Курильские острова. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские остров. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 567–608.
 27. Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф. Геологическое строение Курильских островов // Труды Сахалинского КНИИ. 1964. Вып. 8. С. 92–118.
 28. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск. 2000. Т. 1. С. 107–129.

29. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. – 122 с.
30. Веселов О.В., Соинов В.В. Тепловой поток Сахалина и Южных Курильских островов // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 153–176.
31. Власов Г.М. Геоморфология Курильских островов. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские остров. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 621–624.
32. Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В. Курило–Камчатская островная дуга: Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных луг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37–56.
33. Воробьев В.М., Кочергин Е.В., Красный М.Л. Изученность района исследований магнитометрическими методами // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1975. Вып. 38. С. 11–16.
34. Гайнанов А.Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо–западной части Тихого океана // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т. 12. С. 145–154.
35. Гайнанов А.Г., Тулина Ю.В., Косминская И.П. Комплексная интерпретация геофизических наблюдений в Охотском море и Курило–Камчатской зоне Тихого океана // Сейсмические исследования. 1965. № 6. С. 60–65.
36. Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Туезов И.К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1974. – 108 с.
37. . Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы /

ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – 36 л.

38. Гладун В.А., Марчук Г.Д., Пентелеев В.Л., Строев П.А. Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г. // Морские гравиметрические исследования. МГУ, 1963. Вып. 2. С. 77–87.
39. Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 3. С. 664–668.
40. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. – М.: Наука, 1967. – 288 с.
41. Гравиразведка: справочник геофизика / под. ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселовой. – М.: Недра, 1990. – 607 с.
42. Железняк Л.К., Конешев В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. 2000. № 3. С. 71–74.
43. Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Стратиграфия (Курильские острова). Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 527–566.
44. Заварицкий А.Н. Вулканическая зона Курильских островов // Вестник АН СССР. 1946. № 1. С. 47–60.
45. Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 124–136.
46. Зверев С.М. О строении осадочной толщи некоторых участков Тихого океана по данным сейсмических отраженных волн // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 2. С. 80–86.
47. Зверев С.М. Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило–Камчатской зоне Тихого океана // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. С. 90–116.

48. Зверев С.М., Тулина Ю.В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части курильской островной методом ГСЗ // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 39–43.
49. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Малой Курильской гряды по сейсмическим данным // Геотектоника. 1983. № 6. С. 109–118.
50. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). – Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. – 150 с.
51. Злобин Т.К. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M=8,3$) и 13 января 2007 г. и глубинного строения земной коры Центральных Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.
52. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 24–35.
53. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115–121.
54. 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.
55. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Серия сильных и катастрофических Симуширских землетрясений 2006–2009 годов: основные особенности и сейсмотектоника очаговых зон // ДАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 531–535.
56. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Глубинное строение и сейсмотектоника южной части Охотоморского региона (по профилю Южный Сахалин – Южные Курилы) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 46–57.
57. Ильев А.Я., Кононов В.Э., Веселов О.В., Красиков В.Н., Волгин П.Ф., Кочергин Е.В., Сеначин В.Н., Шереметьева Г.Н., Лютая Л.М. Геолого–

- геофизическая характеристика и перспективы нефтегазоносности Срединно–Курильского прогиба. – Владивосток: Дальнаука, 2009. –140 с.
58. Карп Б.Я., Бордиян О.В., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления в центральной части Курильской островной дуги // Геология морей и океанов: материалы XVII междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва, 2007. Т. IV. С. 99–101.
 59. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных: а.с. Российская Федерация / Т.Н. Колпащикова. – № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07, Бюл. Российского агентства по патентам и товарным знакам. Программы для ЭВМ, базы данных. № 3.
 60. Программа обработки гравиметрических данных (DIGRAV): а.с. Российская Федерация / Т.Н. Колпащикова, С.М. Николаев. – № 2007613537; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07, Бюл. Российского агентства по патентам и товарным знакам. Программы для ЭВМ, базы данных № 3.
 61. 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. С. 86–123.
 62. Кулинич Р.Г. Плотностная модель земной коры по профилю Цусимский пролив – залив Петра Великого // Геофизика дна Японского моря. Владивосток, 1980. С. 5 – 12.
 63. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго–Восточной Азии. – М.: Наука, 1989. – 256 с.
 64. Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З. и др. Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 108–114.
 65. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Гильманова Г.З. Плотностные модели земной коры вдоль профилей АА и ВВ (3-26) // Атлас геологии и полезных

ископаемых шельфов России. – Москва: Научный мир, 2004.

66. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М. и др. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3 Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48–52.
67. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно–геологической характеристике « сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
68. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 35–43.
69. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 45–56.
70. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
71. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский и др. Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
72. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Баранов Б.В. и др. Катастрофа на Суматре: уроки и прогнозы // Наука в России. 2007. № 1. С. 4–11.
73. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешии» (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
74. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008. Т. 48, № 2. С. 260–270.
75. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геология и вулканизм подводного хребта

- Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т. 51, № 2. С. 329–343.
76. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геохимия гранитоидов фундамента Курильской островодужной системы // Геохимия. 2014. № 8. С. 675–688.
 77. Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах // Океанология. 1971. № 6. С. 957–968.
 78. Лобковский Л.И., Мазова Р.Х., Катаева Л.Ю., Баранов Б.В. Генерация и распространение катастрофических цунами в акватории Охотского моря. Возможные сценарии // Докл. РАН. 2006. Т. 410. С. 528–531.
 79. Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. – М.: Наука, 1967. – 224 с.
 80. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. – М.: Наука, 1967. – 254 с.
 81. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / ред. Г.Б. Удинцев. МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО. Москва – Санкт-Петербург, 2003. – 192 с.
 82. Монахов Ф.И., Тараканов Р.З. Характеристика Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952–1954 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 5. С. 401–415.
 83. Неверов Ю.Л., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов // Труды СахКНИИ. 1963. Вып. 15. С. 22–35.
 84. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. и др. Особенности флюидного режима в зоне сочленения Южного Приморья по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 54–64.
 85. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. – М.: Наука, 1987. – 238 с.
 86. Программный пакет STATISTIKA 10: программа обработки данных. [<http://www.statsoft.com/support/free-statistica-10-trial/>].

87. Прошкина З.Н. О глубинном строении зоны разрушения хребта Витязя (Центральные Курилы) // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 36–42.
88. Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 44–55.
89. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. – М.: Научный мир, 2014. – 172 с.
90. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1–ОМ и 2–ДВ–М // Разведка и охрана недр. Вып. 10. 2011. С. 11–17.
91. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.
92. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. – М.: Наука, 1976. – 239 с.
93. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 1. Тепловой поток и тектоника // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 59–73.
94. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16–31.
95. Соловьев О.Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги // Прикладная геофизика. 1961. Вып. 29. С. 168–174.
96. Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги // Советская геология. 1963. № 3. С. 113–123.
97. Страхов В.Н., Лапина М.И. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии

- для произвольных однородных многогранников // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 4. С.45–67.
98. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану / отв. ред. Е. И. Гальперин, И. П. Косминская. – М.: Наука, 1964. – 307 с.
 99. Су Дацюань. Интерпретация данных измерений силы тяжести в средней и северной части Южно-Китайского моря: пер. с кит. // Oil. Geophysical prospecting. 1982. № 4. Р. 45–56.
 100. Тараканов Р.З. Некоторые результаты изучения землетрясений Дальнего Востока // Труды СахКНИИ. 1961. Вып. 10. С. 100–111.
 101. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. 1972. № 9. С. 215–234.
 102. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969. С. 137–149.
 103. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН / О. В. Веселов, Е .В. Грецкая, А. Я. Ильев и др. – М.: Наука, 2006. – 133 с.
 104. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Биккенина и др. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 с.
 105. Тепловой поток Северо-Запада Тихого океана / В.В. Соинов, О.В. Веселов, А.В. Кочергин и др. // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 14–20.
 106. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н. и др. Симуширские землетрясения 2006–2007 гг. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: материалы 1-й регион. науч. конф.,

- 11–17 ноября 2007 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 215–217.
107. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин А.А. и др. Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 3–16.
108. 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.
109. Удинцев Г.Б. Рельеф дна и тектоника Западной части Тихого океана // Морская геология. М.: 1960. С. 5–17.
110. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо–восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.
111. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
112. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. – М.: Наука, 2005. – 302 с.
113. Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 5. С. 67–86.
114. Федотов С. А., Чернышев С. Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986–2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001–2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 3–24.
115. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман – 2-е изд., перераб и доп. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
116. Baranov B. V., Ivashchenko A. I., Dozorova K. A. The Great 2006 and 2007 Kuril Earthquakes, Forearc Segmentation and Seismic Activity of the Central

- Kuril Islands Region // Pure and Applied Geophysics. 2015. Springer Basel. DOI 10.1007/s00024-015-1120-z.
117. GEODAS (электронная база данных).
(<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/>)
118. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan / A. Tanaka, M. Yamano, T. Yano, M. Sasada // Digital geoscience Map P-5/ Geological Survey of Japan, 2004.
119. NEIC USGS (электронный каталог)
(<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/index.php>).
120. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, no. B5. P. 10039–10054.
121. The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission (электронная база данных) (<http://www.heatflow.und.edu/>).
122. Thorkelson D.J. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation // Tectonophysics. 1996. V. 255. P. 47–63.
123. Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in Japan Island and neighbourhood // Geophys. Mag. № 8 1935. P. 305–325.