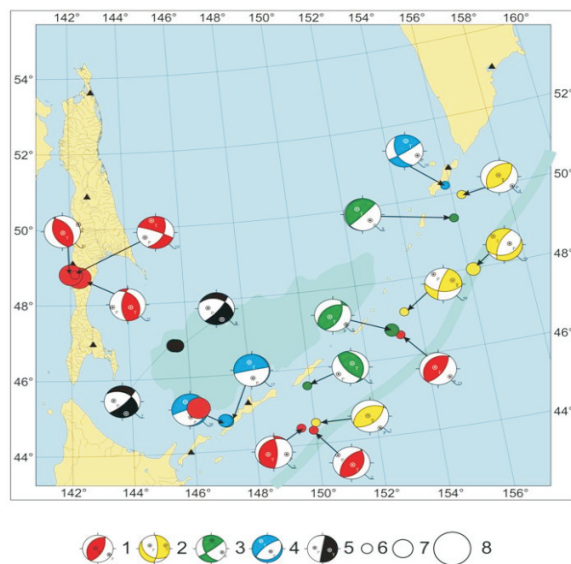


Серия «Монографии ученых  
Сахалинского государственного  
университета»

Т. К. Злобин,  
В. В. Ершов, А. Ю. Полец

***Строение земной коры,  
поле тектонических  
напряжений  
и грязевой вулканизм  
Сахалино-Курильского  
региона***



Южно-Сахалинск  
2012

Сахалинский государственный университет  
Российская академия наук  
Институт морской геологии и геофизики  
Дальневосточное отделение

Т. К. Злобин, В. В. Ершов, А. Ю. Полец

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ,  
ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ  
И ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ  
САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО  
РЕГИОНА

*Монография*

Южно-Сахалинск  
2012

УДК 551[241:3318](571.64)(035.3)

ББК 26.324р

3 68

Серия «Монографии ученых  
Сахалинского государственного университета»  
основана в 2003 году.

**3 68 Злобин, Т. К. Строение земной коры, поле тектонических напряжений и грязевого вулканизм Сахалино-Курильского региона:** монография / Т. К. Злобин, В. В. Ершов, А. Ю. Полец. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2012. – 176 с.

ISBN 978-5-88811-387-5

В настоящей монографии выполнены исследования строения земной коры и проявлений ее динамики в поле тектонических напряжений Курило-Охотского региона и грязевого вулканизма о. Сахалин. Предложены модели эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» и сейсмофокальной зоны. Установлено сложное внутреннее строение сейсмофокальной зоны, состоящей из блоков разной глубины, сейсмогенных и асейсмичных слоев, а также субвертикальных зон повышенной концентрации землетрясений. Впервые применены методы сейсмотомографии в зоне перехода от материка к о. Сахалин, описана сама методика исследований, определены ее возможности для исследования земной коры. Установлены и проанализированы механизмы землетрясений и сейсмодислокации в зонах разломов о. Сахалин и Курильских о-вов. Впервые выявлена цикличность в смене характера напряженного состояния литосферы и сейсмодислокаций в очаговой зоне перед катастрофическим Шикотанским землетрясением 1994 г. Изучены положение гипоцентров землетрясений в структурах литосферы, динамика сейсмичности очаговых зон и механизмы катастрофических Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. Выполнена реконструкция поля современных тектонических напряжений земной коры в Курило-Охотском регионе на основе метода катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений. Впервые установлена связь грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана с сильными землетрясениями на юге о. Сахалин – Горнозаводским 17(18) августа 2006 г. и Невельским 2 августа 2007 г. На фактическом материале показаны ко- и постсейсмические проявления этих землетрясений в динамике грифонной деятельности вулкана.

Книга предназначена для сейсмологов, геологов и геофизиков, интересующихся проблемами сейсмотектоники, тектонофизики и геодинамики. Она будет также полезна для студентов и аспирантов, изучающих естественные науки, физику, физику Земли, ее строение, землетрясения, упругие поля напряжений, вулканизм.

**Ответственный редактор:**

**М. В. Родкин**, д-р физ.-мат. наук, главный научный сотрудник Международного института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (МИТП РАН).

**Рецензенты:**

**Ю. Л. Ребецкий**, д-р физ.-мат. наук, зав. лаб. вычислительной тектонофизики ИФЗ РАН;

**А. Л. Собисевич**, д-р физ.-мат. наук, зав. лаб. прикладной геофизики и вулканологии ИФЗ РАН.



© Сахалинский государственный университет, 2012  
© Злобин Т. К., 2012  
© Ершов В. В., 2012  
© Полец А. Ю., 2012

# СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                      |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....                                                                                                                                                                | 6  |
| <br><b>ГЛАВА 1.</b>                                                                                                                                                                  |    |
| <b>ОХОТОМОРСКАЯ ПЛИТА: ГРАНИЦЫ, ЭВОЛЮЦИЯ,<br/>МОДЕЛИ СИСТЕМЫ «ОКРАИННОЕ МОРЕ – ОСТРОВНАЯ<br/>ДУГА – ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ» И СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ<br/>ЗОНЫ (СФЗ)</b> .....                  | 9  |
| 1.1. Охотоморская литосферная плита .....                                                                                                                                            | 9  |
| 1.2. Модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга –<br>глубоководный желоб» и модель строения и формирования<br>Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны .....             | 13 |
| 1.3. Неоднородная (блоково-клавишная) структура<br>Курильской островной дуги и сейсмофокальной зоны .....                                                                            | 17 |
| <br><b>ГЛАВА 2.</b>                                                                                                                                                                  |    |
| <b>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ<br/>ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ</b> .....                                                                                                      | 20 |
| 2.1. Модель глубинного строения и детальные исследования<br>современной сейсмичности южной части о. Сахалин .....                                                                    | 20 |
| 2.2. Глубинные сейсмические исследования земной коры<br>методами ГСЗ, МОВЗ и сейсмотомографии северной<br>части Татарского пролива, прилегающей части<br>о. Сахалин и материка ..... | 25 |
| 2.3. Глубинное строение земной коры и верхней мантии<br>Охотоморского региона и очаги землетрясений<br>по профилю Южный Сахалин – Охотское<br>море – Камчатка .....                  | 35 |
| 2.4. Взаимосвязь глубинных структур Охотской литосферной<br>плиты с возможной нефтегазоносностью и флюидами .....                                                                    | 46 |
| <br><b>ГЛАВА 3.</b>                                                                                                                                                                  |    |
| <b>СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА<br/>(ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ<br/>И СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ)</b> .....                                                                               | 51 |
| 3.1. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации,<br>их вариации в очаговой зоне сильных землетрясений. ....                                                                          | 51 |

|                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.1.1. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации о. Сахалин с детальными исследованиями западного побережья в южной части острова . . . . .                                                                                                     | 51 |
| 3.1.2. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 г. . . . .                                                                                                     | 55 |
| 3.2. Исследования сейсмотектоники и глубинного строения Охотоморского региона по региональным профилям . . . . .                                                                                                                                 | 57 |
| 3.2.1. Глубинное строение и сейсмотектоника по профилю Шантары – поднятие АН СССР – Матуа . . . . .                                                                                                                                              | 57 |
| 3.2.2. Глубинное строение земной коры Средних Курильских островов и очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M_w = 8,3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M_w = 8,1$ ) (механизмы очагов, сейсмодислокации). . . . . | 61 |
| 3.2.3. Анализ афтершоков Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. . . . .                                                                                                                                                 | 73 |
| 3.3. Тектонические поля напряжений и сейсмодислокации Курило-Охотского и Сахалинского регионов. . . . .                                                                                                                                          | 79 |
| 3.3.1. Механизмы очагов сильных землетрясений 2000–2005 гг. в Курило-Охотском и Сахалинском регионах . . . . .                                                                                                                                   | 79 |
| 3.3.2. Методика катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений. . . . .                                                                                                                                                             | 80 |
| 3.3.3. Реконструкция поля современных тектонических напряжений земной коры в Курило-Охотском регионе . . . . .                                                                                                                                   | 85 |

#### **ГЛАВА 4.**

#### **ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА**

|                                                                                                                                     |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>О. САХАЛИН.</b> . . . . .                                                                                                        | 92  |
| 4.1. Обследование и реконструкция извержения Главного Пугачевского грязевого вулкана зимой 2005 г. . . . .                          | 94  |
| 4.2. Внутреннее строение Южно-Сахалинского грязевого вулкана по результатам комплексных сейсмических исследований . . . . .         | 98  |
| 4.3. Динамика грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана и ее связь с естественной сейсмичностью в регионе. . . . . | 104 |

|                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.4. Статистический анализ температурного режима грифонов<br>Южно-Сахалинского грязевого вулкана. ....                                   | 119 |
| 4.5. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений<br>2006–2007 гг. в деятельности Южно-Сахалинского грязевого<br>вулкана ..... | 133 |
| 4.6. Математическое моделирование движения геофлюидов<br>при грязевулканических процессах. ....                                          | 140 |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....                                                                                                                  | 145 |
| <b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....                                                                                                                  | 148 |
| <b>ПРИЛОЖЕНИЯ</b> .....                                                                                                                  | 159 |

## ВВЕДЕНИЕ

Максимальная на Земле сейсмичность и активный вулканизм, в том числе и грязевой, проявляются в молодых, динамичных тектонических областях, расположенных в зоне сочленения крупнейших морфоструктур Земли – самого большого Евразийского континента и обширнейшего на планете Тихого океана. Естественно, что такие гигантские структуры существенно различаются в строении земной коры и верхней мантии. В зоне перехода от континента к Тихому океану расположен Охотоморский регион, который включает в себя структуры о. Сахалин, Курильских о-вов, Охотского моря и прилегающих к нему областей. Данный регион относится к одной из областей с самой высокой сейсмичностью в нашей стране и мире. Изучение глубинного строения и сейсмотектоники Охотоморского региона имеет большое значение для решения ряда фундаментальных проблем геофизики, в том числе для изучения физической природы землетрясений и вулканизма. Особую актуальность такие исследования имеют на о. Сахалин. Это связано с тем, что здесь происходит активное освоение нефтегазовых месторождений и полным ходом ведется строительство нефтегазодобывающих сооружений, в том числе построены крупнейший в мире завод по сжижению природного газа и сопутствующая инфраструктура.

Как известно, в рассматриваемом регионе имеют место интенсивные и частые проявления таких природных катастроф, как землетрясения и извержения вулканов. Они вызваны движениями литосферных плит, блоков и зон неоднородностей в земной коре и верхней мантии, которые, в свою очередь, связаны с мантийными плюмами, высокой дифференциацией масс и различиями теплового потока в регионе. Для изучения причин и особенностей движений блоков и глубинного вещества (включая зоны магмообразования и магматические очаги вулканов), природы указанных катастрофических явлений, а также физических свойств тектоносферы необходимо, прежде всего, знать сам исследуемый объект, то есть строение земной коры и верхней мантии. Для этого в настоящей монографии рассмотрены вопросы глубинного строения Охотоморского региона.

Тектонические движения в недрах проявляются не только в сейсмичности, являющейся одним из важнейших индикаторов динамики недр, но и в вулканизме, в том числе и грязевом. Грязевые вулканы являются природными флюидодинамическими системами, в которых протекают процессы интенсивного энергомассопереноса и миграции химических элементов из недр земли на ее поверхность. Состав и интенсивность поставки твердых, жидких и газообразных продуктов деятельности грязевых вулканов находятся в тесной связи с эндогенными процессами, происходящими в земной коре. Следовательно, различные характеристики грязевулканической деятельности могут являться индикатором геодинамических процессов в регионе, и в частности предвестниками тектонических землетрясений. В соответствии с этим отдельная глава настоящей монографии посвящена исследованиям грязевого вулканизма о. Сахалин.

Важнейшим инструментом для познания геодинамики и геотектоники региона является изучение механизмов очагов землетрясений и тектонических движений блоков, что в конечном итоге позволяет восстанавливать динамику литосферы. Важнейшим аспектом этих исследований является выявление связи тектоники и сейсмичности, то есть сейсмотектоники региона. Это связано с

тем, что при решении проблемы прогноза землетрясений возникли большие трудности. Они в значительной степени связаны с недостаточным знанием физических свойств реальной геологической среды и происходящих в ней процессов, то есть физической природы землетрясений. Известные методы прогноза основываются преимущественно на количественном анализе наблюдаемой сейсмичности и выявлении некоторых статистических закономерностей (повторяемости). Однако для обоснованного прогноза необходимо знать физическую сторону явлений, приводящих к землетрясению. Это можно сделать, только зная строение (тектонику) среды, в которой возникает очаг землетрясения, а также динамику развития в ней геодинамических процессов, которые и приводят к разрыву сплошности среды и хрупкому ее разрушению. В связи с этим в настоящей работе для Сахалино-Курильского региона совместно рассмотрены строение земной коры и верхней мантии, сейсмодислокации, поле тектонических напряжений и его динамика.

Ранее различными авторами выполнен ряд исследований по рассматриваемой нами проблематике. В большом количестве проведены сейсмологические исследования в изучаемом регионе (С. Л. Соловьев, С. А. Федотов, А. И. Иващенко, Р. З. Тараканов, И. Н. Тихонов, Л. Н. Поплавская, Ким Чун Ун, Л. С. Оскорбин и др.). В них рассматривались сейсмичность в регионе, вопросы прогноза землетрясений, количественная сейсмическая опасность и др. Существуют работы, в которых затрагиваются и некоторые отдельные вопросы сейсмотектоники в исследуемом регионе и сопряженных с ним территориях. Однако в основном такие работы были выполнены к северу от Охотоморского региона. Это работы на северо-востоке России по сейсмотектонике Якутии (В. С. Имаева и др.), исследования напряженного состояния коры пояса Черского (Б. М. Козьмин и др.). В Охотоморском регионе в работах А. И. Иващенко, Л. Н. Поплавской, Е. А. Рогожина, С. С. Арефьева, Л. М. Балакиной и других рассматривались сейсмотектоническая позиция и механизмы землетрясений. Однако, прежде всего, это касалось отдельных сильных землетрясений о. Сахалин (Нефтегорского 1975 г., Углегорского 2000 г., Монеронского 1971 г. и др.). Сейсмотектонике Курило-Камчатской островной системы были посвящены исследования В. Н. Аверьяновой, которые выполнены более 30 лет назад. При этом в ней детально рассматривались механизмы очагов, виды сейсмодислокаций, сейсмический режим, но не анализировались детально отдельные тектонические структуры, их сейсмотектоника, тем более за пределами Курило-Камчатской дуги, например расположенных в Охотском море. В последующие годы Л. Н. Поплавской, Т. В. Нагорных, М. И. Рудик и другими выполнены исследования механизмов очагов коровых землетрясений о. Сахалин, Приморья и Приамурья. Большой и ценный материал получен по изучению глубинного строения Охотского моря методом ГСЗ (С. М. Зверев, И. П. Косминская и др.) и о. Сахалин в середине прошлого века (А. А. Суворов и др.). Важную роль по изучению строения земной коры и верхней мантии и геодинамики Курильской островной дуги сыграли работы Т. К. Злобина, результаты которых использованы при настоящих исследованиях.

Таким образом, за прошедшие годы в регионе был получен ценный материал о строении земной коры и верхней мантии по сейсмическим и сейсмологическим данным, механизмах очагов землетрясений и полях упругих напряжений в очагах землетрясений. Поэтому в настоящее время стало возможным выполнить исследования, позволяющие совместно рассмотреть и изучить сейсмичность и глубинное строение (глубинную тектонику), то есть сейсмотектонику Сахалино-Курильского региона. Исследования выполнены

на современном и высоком научном уровне, с применением самых новейших методик и технологий, которые начинают применяться в мире (сейсмотомография, исследования тектонических напряжений методом катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений Ю. Л. Ребецкого и др.).

Настоящая монография состоит из четырех глав, включающих в себя 16 разделов. Она написана на базе исследований, выполненных авторами в Сахалинском государственном университете и Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН в рамках фундаментальных исследований РАН «Глубинное строение и геодинамика Земли; взаимодействие внутренних и внешних (гидросфера, атмосфера, ионосфера) геосфер и их влияние на окружающую среду» и «Современная геодинамика, движения и напряженное состояние земной коры, сейсмичность и сейсмический прогноз». Авторы выражают признательность кандидату физико-математических наук Л. Н. Поплавской и Т. Н. Нагорных, принявших участие в написании подраздела в разделе 3.1, а также кандидату геолого-минералогических наук О. А. Мельникову и доктору физико-математических наук А. В. Доманскому за консультации и помощь в работе над главой 4. Исследования грязевого вулканизма о. Сахалин выполнены в рамках инициативного проекта РФФИ № 05-05-64124.

# ГЛАВА 1. ОХОТОМОРСКАЯ ПЛИТА: ГРАНИЦЫ, ЭВОЛЮЦИЯ, МОДЕЛИ СИСТЕМЫ «ОКРАИННОЕ МОРЕ – ОСТРОВНАЯ ДУГА – ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ» И СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ (СФЗ)

## 1.1. Охотоморская литосферная плита

Важнейшими глубинными структурами Охотоморского региона являются Охотская литосферная плита и структуры меньшего ранга. Для исследования их строения необходимо рассмотреть, прежде всего, границы Охотской литосферной плиты, которые изучены авторами на основе результатов глубинных сейсмических исследований методами ГСЗ, МОВЗ и МОВ ОГТ, а также данных о сейсмичности и тектонике региона [Злобин, 1987, 2001–2003, 2006]. Основными структурными элементами в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану являются окраинное море (Охотское), островная дуга (Курило-Камчатская) и сопряженный с ней Курило-Камчатский глубоководный желоб. В связи с большим значением их для геодинамики и геотектоники в работе дана модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб».

### Охотская литосферная плита

Рассматривая в тектоническом отношении Охотоморье, можно сказать, что основные особенности региона связываются с Охотской литосферной плитой [Злобин, 1987, 2001–2003, 2006; Злобин, Бобков, 2001; Курильские..., 2004]. Известна общепринятая глобальная геологическая модель Земли с выделением различных литосферных плит NUVEL-1A. Однако она, как и другие модели, является предметом дискуссии. Поэтому на основе данных каталога землетрясений NEIC, результатов, полученных IRIS-2, и геологических данных о структурах обрамления Охотского моря нами выделены границы Охотской литосферной плиты (микроплиты) с учетом глубинных структурных и сейсмологических данных об эпицентрах землетрясений (рис. 1.1).

С востока Охотская микроплита граничит с крупнейшей Тихоокеанской плитой, с севера – с Североамериканской, с запада – с Евразийской и на юго-западе – с Китайской (или, как считают некоторые авторы, Амурской). Таким образом, Охотская плита как бы зажата между крупнейшими литосферными плитами планеты (Тихоокеанской и Евразийской) и испытывает давление также довольно значительных по размеру двух других указанных плит.

На основе анализа карты эпицентров землетрясений Дальнего Востока можно довольно уверенно выделить в пределах рассматриваемой площади три региональных пояса повышенной сейсмичности: Курило-Камчатский на востоке, Сахалинский (Хоккайдо-Сахалинский) на западе, Алеутско-Магаданский сейсмический пояс на севере. Этим поясам сейсмичности отвечают соответствующие границы плиты [Злобин, 2001, 2002].

Природа контакта Охотской литосферной плиты с соседними плитами различна, и, соответственно, различны характер ее границ, а также надежность их определения. Наиболее ярко и четко проявляются восточная граница Охотской плиты и взаимодействие ее с Тихоокеанской плитой. Последняя, как считает-

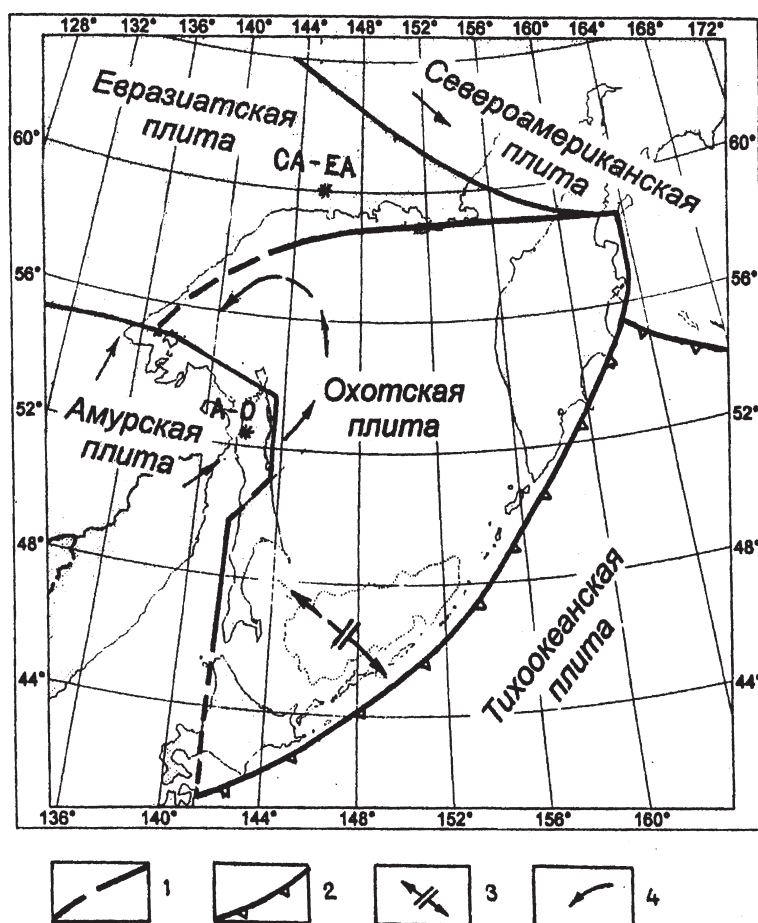


Рис. 1.1. Границы Охотской литосферной плиты и ее положение среди других плит.

1 – границы литосферных плит; 2 – положение границ плит, выраженных в зонах субдукции (глубоководные желоба); 3 – ось зоны задугового спрединга, стрелками показано направление движения блоков земной коры и верхней мантии при спрединге; 4 – направление движения плит и вращения их блоков; СА-ЕА, А-О – центры вращения Североамериканской (СА), Евразийской (ЕА), Амурской (А) и Охотской (О) плит.

ся, испытывает ярко выраженную субдукцию и погружается здесь в мантию до глубин 700–800 км. Область субдукции четко выражена в сейсмичности в виде падающей на запад сейсмофокальной зоны шириной около 90 км. Северная граница Охотской литосферной плиты, ее сочленение с Североамериканской плитой и западная граница менее четко выражены, и точное положение этих границ на сегодняшний день представляет собой не решенный окончательно вопрос, хотя работы в этом направлении ведутся. Определим границы плиты и отметим их особенности.

Западная граница Охотской плиты имеет большой научный и практический интерес, она проходит по Сахалинскому поясу сейсмичности и отделяет Охот-

скую плиту с запада сразу от двух плит: Евразийской и Китайской (Амурской). Здесь наблюдается второй тип взаимодействия плит, то есть конвергенция и коллизия (в данном случае типа «континент – континент»). Положение западной границы плиты сложное и подробно рассмотрено нами в данной работе [Злобин, 2002]. Важно отметить, что западная граница Охотской литосферной плиты, по нашему мнению, имеет вид ломаной линии. На широтах, соответствующих югу о. Сахалин, она проходит к западу от него, а на широтах, соответствующих северу о. Сахалин, – восточнее, пересекая остров по диагонали с запада на восток в срединной части. Относительное движение на запад северной части Охотской плиты, а также выдвигание на восток блока Амурской литосферной плиты привели к той форме, которая наблюдается в настоящее время.

Систематизируя полученный результат, можно констатировать следующее. Анализ положения западной границы плиты и возможная реконструкция положения палеограницы в прошлом позволяют заключить, что возможное смещение западной границы между Охотской и Амурской плитами на севере о. Сахалин связано с выдвиганием на восток выступа Амурской платформы. Возможно также, что смещение на запад блока литосферы, включающего в себя южную часть о. Сахалин, явилось результатом его движения от осевой линии задаточного спрединга в Южно-Охотской глубоководной впадине. Сложная форма контакта плит в области стыка Амурской, Охотской и Евразийской плит в районе Шантарских о-вов, видимо, обусловлена вращением против часовой стрелки Охотской литосферной плиты вокруг центра, расположенного на севере о. Сахалин (в районе г. Нефтегорск).

Северная граница плиты простирается от зоны сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островных систем на востоке до Охотского массива на западе. Она проходит практически по структурам мелового Охотско-Чукотского вулканического пояса, обрамляющего Охотское море с севера. Эта граница прослеживается по концентрации эпицентров землетрясений, является наиболее размытой и наименее однозначной из всех трех. Она ограничивает плиту с севера по Алеутско-Магаданскому поясу сейсмичности. Он представляет собой довольно широкую «размытую» полосу не ярко выраженной концентрации землетрясений шириной до 400 км. Это четвертый тип сочленения плит, называемый Plate-boundary zones, то есть деформация плит происходит здесь в весьма широкой зоне.

Положение северной границы в настоящее время однозначно не определено, и по этой проблеме имеются разные точки зрения. Для более обоснованного решения этого вопроса авторы дополнительно привлекли сейсмологические данные за последние годы, полученные станциями IRIS-2, и выполнили их анализ. На основе этого сделан вывод, что наиболее адекватным имеющимся данным является проведение северной границы Охотской плиты таким образом, как это указано на рис. 1.1. В таком случае она проходит от Шантарских о-вов (места стыка ее с западной границей), вдоль северного побережья Охотского моря, через м. Кони и Пьягина и до о-ва Карагинский и далее к востоку от п-ова Камчатка.

При этом в дальнейшем имеет смысл провести в северной, и особенно в северо-восточной, части плиты более детальный анализ сейсмичности. Так, в частности, интерес представляет линейно вытянутая цепочка эпицентров сильных землетрясений, пересекающая залив Шелихова с юго-востока на северо-запад от Западной Камчатки (севернее м. Омгон) до побережья материка (южнее г. Магадан). Как нам представляется, она может свидетельствовать о глубинном литосферном разломе и смещениях по нему блоков литосферы [Злобин, 2002].

В целом можно заключить, что Охотская литосферная плита представляет собой структуру, близкую по форме к равнобедренному треугольнику с основанием на севере и противолежащей вершиной на юге. Основание этого треугольника, то есть протяженность границы плиты на севере, составляет около 1000 км, а стороны этого треугольника, то есть границы плиты на западе и востоке, составляют соответственно около 2000 и 2200 км. При этом восточная зона контакта плит, проходящая вдоль Курило-Камчатской островной системы, является выпуклой к востоку и очень ярко проявляется в концентрации эпицентров землетрясений. Общая площадь Охотской литосферной плиты составляет около 1 млн. кв. км.

Восточная граница Охотской плиты с Тихоокеанской представляет деформацию второго типа, то есть конвергенцию (Convergent boundaries) типа «океан – континент», сопровождаемую субдукцией. Западная граница Охотской плиты с Евразийской и Китайской (Амурской) плитами также представляет второй тип взаимодействия плит, то есть конвергенцию, однако коллизия в данном случае подобна типу «континент – континент». Северная граница, отвечающая взаимодействию Охотской плиты с Североамериканской, представляет собой сочленение четвертого типа (Plate-Boundary zones).

Детальное рассмотрение положения эпицентров землетрясений седьмого класса и выше на западной границе плиты в Сахалинском поясе сейсмичности показало, что они почти повсеместно приурочены к глубинным литосферным разломам – Западно-Сахалинскому, Центрально-Сахалинскому, Хоккайдо-Сахалинскому и Катанглийскому. В большей степени западная граница плиты отвечает сейсмоактивному Западно-Сахалинскому глубинному разлому.

Положение северной границы Охотской литосферной плиты в настоящее время однозначно установить невозможно, поскольку она соответствует зоне рассеянной сейсмичности и является размытой. Скорее всего, она соответствует линии, проходящей от Шантарских о-вов (место ее стыка с западной границей плиты), вдоль северного побережья Охотского моря, затем через м. Кони и Пьягина на восток, пересекает далее п-ов Камчатка и заканчивается восточнее п-ова Камчатка на о. Карагинском.

Анализ положения границ и геологических структур позволяет заключить следующее. По всем трем границам Охотская литосферная плита окружена: а) сейсмофокальными зонами (в том числе и палеозоной на севере [Парфенов, 1984]); б) вулканическими поясами (Курило-Камчатским, Сахалино-Хоккайдским и Охотско-Чукотским вулканогенными поясами); в) сейсмическими поясами землетрясений (Курило-Камчатским, Сахалинским и Алеутско-Магаданским); г) островными дугами (Курило-Камчатской на востоке, Сахалино-Японской на западе и палеодугой на севере). Отметим, что о возможном существовании вдоль северного побережья Охотского моря от бассейна р. Уды через п-ова Кони, Пьягина и Тайгонос до Мургалянского антиклинория триас-юрской дуги указано ранее в работах некоторых авторов [Косыгин и др., 1977].

### **Структурные элементы литосферной плиты и ее сочленения**

Литосферные плиты являются основными структурными элементами верхней оболочки земли и подразделяют верхнюю твердую оболочку (литосферу) в латеральном направлении по геодинамическому принципу и в геофизическом смысле. В географическом смысле основными элементами являются, как известно, континенты и океаны. На их границе, в зоне сочленения крупнейших структурных элементов, находятся структуры меньшего ранга. В зоне перехода

Евразийского континента к Тихому океану можно выделить такие структуры меньшего ранга, как окраинные моря, островные и глубоководные желоба.

В течение десятков лет авторами проводились глубинные сейсмические исследования методами ГСЗ, МОВЗ и МОВ ОГТ в пределах Курильской островной дуги и окраинного Охотского моря [Злобин, Злобина, 1991]. Важным с точки зрения геодинамики и геотектоники является вопрос развития и эволюции этих структур. Ниже мы рассмотрим модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб».

## 1.2. Модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» и модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны

Предложенная авторами возможная модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» [Злобин, 2006] основана на данных о глубинном строении и геодинамике литосферы Курильской островной дуги и прилегающих акваторий Охотского моря, полученных сейсмическими методами ГСЗ, МОВЗ, МОВ-ОГТ. Кроме того, использованы данные о напряженно-деформированном состоянии среды, плотностных неоднородностях тектоносферы региона, а также результаты анализа существующих представлений по данному вопросу.

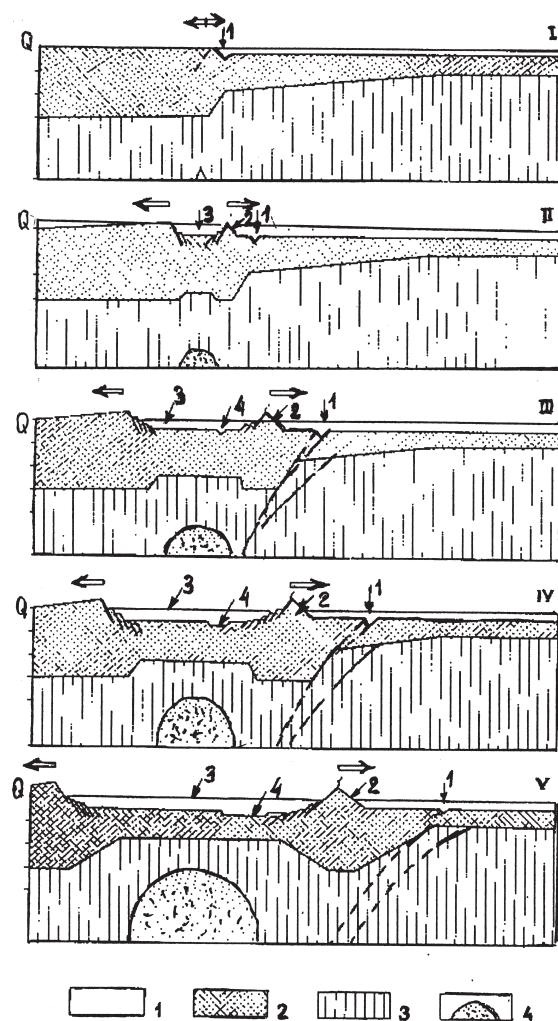
Эволюция системы и, соответственно, геодинамическая модель определяются геотектоническим положением этой зоны (активная окраина континента), спецификой структурных элементов системы (включая сейсмофокальную зону), происходящими здесь глубинными процессами и их взаимодействием. Основными факторами и процессами, с которыми связано развитие системы, по мнению авторов, являются следующие:

1. Существенные различия между граничащими здесь крупнейшими морфоструктурами Земли (Евразийским континентом и Тихим океаном).
2. Субдукция Тихоокеанической литосферной плиты.
3. Задатой спрединг.
4. Субгоризонтальные перемещения слоев и блоков верхней мантии.

Глобальные различия строения океанического и континентального блоков (плотностные, скоростные, реологические, температурные, структурные), связанные с крупнейшими планетарными неоднородностями в геосфере, привели здесь к образованию тектонически ослабленной сверхглубинной разломной зоны. Ее можно рассматривать как общую предпосылку, определившую развитие системы. Главную роль в дальнейшей эволюции сыграли процесс разрастания океана, движение на запад Тихоокеанской литосферной плиты и ее субдукция. На последующем этапе развития оказал влияние задатой спрединг, который сопровождался субгоризонтальным послойным движением слоев и блоков [Злобин, 1986].

Развитие системы можно представить следующим образом (рис. 1.2).

На первом этапе эволюции (палеозой-мезозой) зона перехода «океан – континент» характеризуется различием мощности земной коры и наличием крупных неоднородностей в мантии. Она представляет собой ослабленную зону, и здесь формируется глубинный разлом. В позднемеловое время в Охотском море на ряде участков началась магматическая деятельность. Процесс сопровождался дифференциацией магмы, подъемом ее и выплавлением расплавов различного состава в зависимости от глубины. После интенсивной денудации,



**Рис. 1.2. Геодинамическая модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб».**

Условные обозначения: 1 – водный слой; 2 – земная кора; 3 – верхняя мантия; 4 – мантийный диатип. Цифры на рисунке: 1 – глубоководный желоб, 2 – островная дуга, 3 – окраинное море (глубоководная котловина), 4 – тыловой бассейн. Двойными стрелками показано направление движения структур.

последовавшей за магматизмом, началось погружение области. В конце мелового – начале палеогенового периода, согласно работам [Сергеев, 1976; Лутц, 1987], начинают формироваться Курило-Камчатский желоб, а также сейсмофокальная зона.

На втором этапе в конце эоцена в результате плотностной дифференциации вещества и термальной аномалии в верхней мантии образовался нагретый

и, соответственно, более легкий материал (мантийный диапир), который стал подниматься по ослабленной зоне к подошве литосферы [Кариг, 1974]. Отметим, что о наличии диапира под окраинным морем свидетельствуют область повышенного теплового потока, пониженной добротности и пониженной плотности, а также наличие астеносферных слоев.

В дальнейшем за счет действия гидростатического давления литосферы происходит подъем мантийного диапира и его внедрение во все более высокие слои литосферы. Это приводит к перемещению отдельных блоков, раскалыванию и растяжению коры, связанным с этим излиянием базальтов (то есть проявлению островодужного вулканизма), заложению островной дуги и обособлению краевого моря [Лутц, 1987]. Растяжению коры и ее раскалыванию, как и преобразованию рифтов, способствовало также растекание разуплотненного материала над корой [Белоусов, Павленкова, 1985].

Подъем диапира приводит к длительному сводовому поднятию, заложению разломов, растяжению земной коры и формированию впадин [Родников, Хаин, 1971]. Последующая активность этого процесса ведет к дальнейшему раздвигу блоков, задуговому спредингу и образованию рифтовой структуры. Для последней, как известно, характерны пониженные мощности земной коры, линзы разуплотненной мантии, повышенные значения теплового потока. Именно эти особенности наблюдаются под Курильской глубоководной котловиной Охотского моря [Злобин, 2002; Злобин и др., 2007]. В работе [Хаин, 1985] указано, что большая часть центральной площади Охотского моря, скорее всего, является областью энергичной рифтогенной деструкции коры. В работе [Лутц, 1987] глубоководная котловина в тылу островной дуги также отнесена к рифтовой зоне.

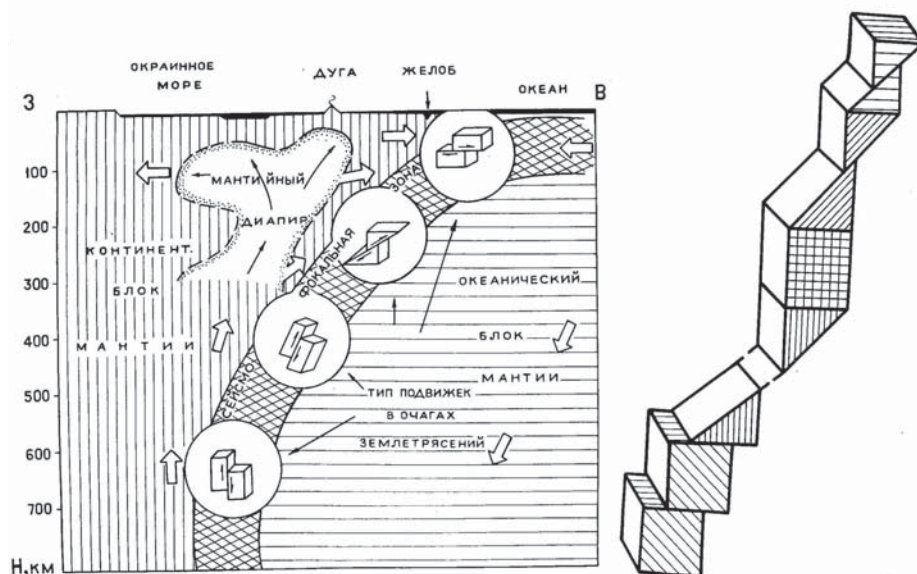
На последующих (третьем и четвертом) этапах происходило разрастание дна окраинного моря, утонение коры, перемещение на восток в сторону океана островной дуги, скучивание коры под дугой [Злобин, 1987]. Последнее могло произойти в результате двухстороннего сжатия островной дуги, поскольку с востока имела место субдукция океанической плиты и с запада – встречный задуговой спрединг в глубоководной котловине. Эндогенный режим проявляется здесь в это время во внедрении в кору и излияниях на поверхности основных и ультраосновных расплавов.

На пятом этапе происходили дальнейшее перемещение на восток в сторону океана островодужного блока и отдельных слоев, наклон сейсмофокальной зоны и продолжение скучивания коры под дугой в результате встречного сжатия, как было показано глубинными сейсмическими исследованиями. Согласно нашим представлениям, Курило-Камчатский глубоководный желоб образовался при расколе и растяжении верхней оболочки литосферы, последующем смещении блоков земной коры в сторону океана, раздвиге бассейна окраинного моря (задуговом спрединге) и сопровождался заложением системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб».

### **Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны**

Фундаментальные вопросы геодинамики и геотектоники планеты связаны с зоной перехода от Евразийского континента к Тихому океану. В их решении большое значение имеет глубинное строение основных структурных элементов. Важнейшим из них является сейсмофокальная зона землетрясений (СФЗ). С ней связывается субдукция Тихоокеанской литосферной плиты под континент, которая является ключевой в концепции тектоники плит. С 1975 по 2008 г. авторами выполнены исследования сейсмичности и глубинного строения земной коры и

верхней мантии Курильской островной дуги (КОД), Охотского моря и о. Сахалин. Проведенные исследования глубинного строения региона, а также анализ распределения гипоцентров землетрясений и механизмов очагов позволили предложить модель строения и образования СФЗ [Злобин и др., 2007]. При этом установлено следующее, что внутреннее строение и форма СФЗ значительно сложнее, чем представлялось первоначально в виде некой пластины, погружающейся в верхнюю мантию. Границы физического тела, ассоциирующегося с совокупностью гипоцентров землетрясений, имеют в пространстве (по краям и снизу) сложную форму, отличную от простой плиты (пластины) с субпараллельными поверхностями. Предлагаемая авторами модель строения СФЗ учитывает смещение горных пород в очагах землетрясений (рис. 1.3).



**Рис. 1.3. Геодинамическая схема сочленения континентального и океанического блоков верхней мантии зоны перехода вследствие внедрения мантийного диапира (вершинной части мантийного плюма), типы преимущественных подвижек в очагах землетрясений на разных глубинах (слева) и модель сформировавшейся сейсмофокальной зоны (справа) в поперечном сечении.**

Согласно исследованиям механизмов очагов землетрясений [Балакина, 1979, 1981], подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами, образуя сбросы, взбросы, надвиги и т. д., приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям (первые – преимущественно на малых глубинах, вторые – на больших). Суммарный результат сеймотектонических подвижек в сверхглубинной зоне сочленения континентального и океанического блоков и тектонических движений в слоях верхней мантии приводит к модели СФЗ, которая в поперечном сечении зоны может быть представлена совокупностью отдельных блоков с разнонаправленными смещениями. В целом результирующая картина большого числа землетрясений и подвижек при них за многие годы может привести к форме наклонной зоны.

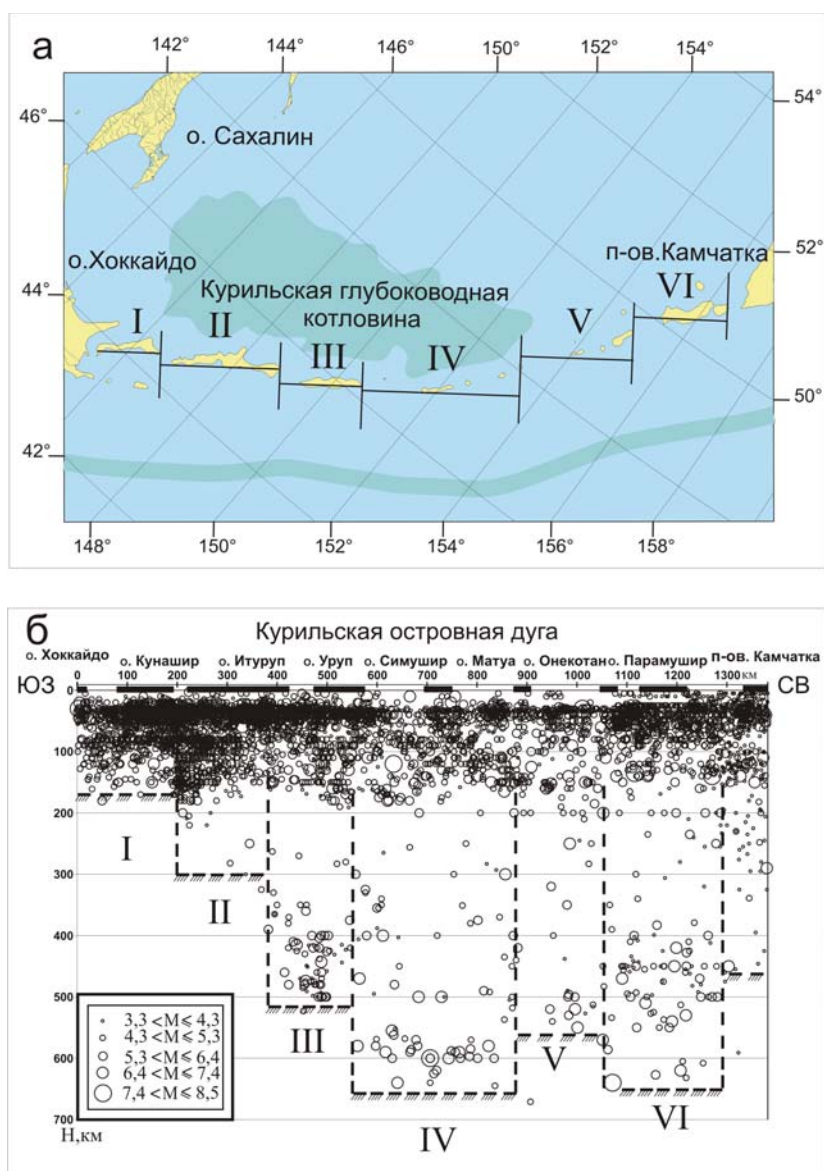
Наблюдаемая форма СФЗ может объясняться субдукцией, которая осложняется последующими сейсмотектоническими смещениями в очагах землетрясений в погружающейся плите. Однако кроме субдукции такая картина может быть суммарным результатом субвертикальных и субгоризонтальных (послойно-ступенчатых) движений слоев и блоков расслоенной земной коры и верхней мантии [Злобин, 2006]. Тектонические движения в верхней оболочке могут быть связаны как с движением литосферных плит, так и с задутовым спредингом, обусловленным мантийным диапиром. При этом к возникновению сдвиговой деформации могут привести напряжения, образующиеся вследствие объемного расширения вещества при внедрении дополнительных его объемов из нижележащих слоев, а также плавления.

### 1.3. Неоднородная (блоково-клавишная) структура Курильской островной дуги и сейсмофокальной зоны

Курильская островная дуга, протянувшаяся более чем на 1250 км от Японских о-вов до п-ова Камчатка, располагается в зоне чрезвычайно высокой сейсмичности и активного вулканизма. Здесь расположена сейсмофокальная зона, связываемая многими с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийскую. Исследования глубинного строения региона сейсмическими методами геодинимики и сейсмичности Курильской островной дуги (КОД) выполняются авторами с 1975 г. [Злобин, 1986, 1987; Злобин и др., 2007; Злобин, Полец, 2007; Злобин, Злобина, 1998]. Детальное изучение КОД и СФЗ показывает, что внутреннее строение этих структур является сложным и неоднородным. Так, при рассмотрении КОД обращает на себя внимание очевидное кулисообразное расположение островов. Представляется, что оно является отражением сдвигов глубинных блоков земной коры, в которые «впаяны» острова, и связано с их горизонтальными смещениями (рис. 1.4, а).

Предполагается, что очаги вулканов, образующих дугу, приурочены к глубинной продольной системе разломов КОД, которая испытывала смещение по ряду поперечных нарушений, отраженных практически на всех тектонических картах, образуя структуру, аналогичную трансформным разломам. Такая картина тем более уместна, учитывая изложенную нами ранее модель образования системы «дуга – желоб – окраинное море», согласно которой Курильская глубоководная котловина образовалась в результате задутового спрединга [Злобин, Злобина, 1998]. Кроме того, блоки неоднородны по вертикали в распределении сейсмичности. Так, изучение положения очагов землетрясений в СФЗ показывает, что явно существуют смещения блоков земной коры и верхней мантии по вертикали (рис. 1.4, б) типа клавишной структуры. Детальное изучение внутренней структуры земной коры и верхней мантии путем выделения в них структурных границ и анализ положения очагов землетрясений показали наличие в них как субвертикальных зон неоднородностей, так и субгоризонтальной слоистости [Злобин, 2002].

Анализ данных о землетрясениях с 1901 по 1990 г. по каталогу [Кондорская и др., 1993] показал следующее. В структуре СФЗ по ее простиранию выделяются шесть блоков шириной от 170 до 320 км и глубиной от 180 до 650 км: I – о. Кунашир; II – о. Итуруп, включая пролив Екатерины; III – о. Уруп, включая пролив Фриза; IV – о-ва Симушир, Кетой, Ушишир и Расшуа, включая проливы Буссоль и др., вплоть до пролива Надежды; V – о-ва Матуа, Райкоке, Шиашкотан, Харимкотан и Онекотан, включая проливы между ними; VI – о-ва



**Рис. 1.4. Кулисообразное смещение Курильских о-вов (а) и вариант клавишно-блоковой интерпретации распределения гипоцентров землетрясений вдоль сейсмофокальной зоны (б).**

*I–VI – выделенные блоки; на врезке – значения магнитуд землетрясений.*

Онекотан, Парамушир, Шумшу, включая проливы между ними, в том числе Четвертый Курильский пролив. Блоки III и V самые меньшие по ширине, самый крупный – блок IV. Глубина блоков отражает клавишную структуру. При этом самая меньшая глубина (180 км) СФЗ в блоке I, включающем о. Кунашир и восточное окончание о. Хоккайдо. Затем она ступенчато увеличивается

вдоль зоны на северо-восток до максимальных глубин (650 км) в блоках IV и VI. При этом в блоке V, расположенном между ними, она составляет 560 км. На крайнем северо-восточном окончании КОД и соответствующей части СФЗ глубина вновь уменьшается в зоне сочленения Курильских о-вов и п-ова Камчатка до 450 км. Имеет место также соответствие выделенных нами блоков в плане (рис. 1.4, а) и разрезе СФЗ по вертикали (рис. 1.4, б). Это может быть связано с послойно-блоковыми смещениями вещества в верхней оболочке, которые обусловлены тектоническими движениями слоев и блоков [Злобин, 2006]. Неоднородность СФЗ по глубине отмечена также в работе [Сергеев и др., 1987], где авторами выделено вдоль КОД пять блоков, аналогичных по ширине и глубине.

Таким образом, структура СФЗ подобна клавишно-блоковой системе и не может считаться однородной. Строение земной коры и верхней мантии, выраженное в структуре и физических неоднородностях (наличии очагов землетрясений), является весьма сложным. Ранее существовавшие представления о субдукции единой однородной плиты являются упрощенными. Их следует считать лишь схематическими и допускать неоднородность погружающейся субдуцирующей плиты (расщепление ее на отдельные микроплиты и блоки).

## ГЛАВА 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМ- НОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

### 2.1. Модель глубинного строения и детальные исследования современной сейсмичности южной части о. Сахалин

Как отмечалось выше, Охотоморский регион расположен в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. В тектоническом отношении он представлен Охотской литосферной плитой, которая на юге граничит с Китайской (Амурской) плитой. В зоне их сочленения находится о. Сахалин, отделенный от материка Татарским проливом. Эта зона представляет особый интерес. Согласно Международной тектонической карте мира [Хаин, 1985], о. Сахалин относится к Сахалино-Хоккайдской складчатой системе. Он расположен в пределах Охотского моря и одноименную литосферную плиту с юго-запада.

Тектоническое положение острова определило строение и динамику недр, выраженную в сейсмичности, которая связывается, прежде всего, с новообразованными (неогеновыми) синклинориями (Южно-Сахалинским – на юге) и видоизмененными (реликтовыми) мезозойскими (меловыми) антиклинориями (Западно-Сахалинский и Сусунайско-Анивский – на юге), зонами их сочленения и ограничивающими их глубинными разломами (Хоккайдо-Сахалинским, Центральным-Сахалинским и Западно-Сахалинским), а также оперяющими их тектоническими нарушениями. Здесь имеют место ступенчатое чередование глубинных разломов и их связь с западной границей Охотской плиты.

Основная информация о глубинном строении о. Сахалин, его южной части и прилегающих акваторий была получена сейсмическими методами ГСЗ, МОВЗ, КМПВ и МОВ-ОГТ. Работы методом ГСЗ, осветившие строение земной коры на всю ее мощность, выполнялись ИФЗ РАН с 1957 г. [Глубинное..., 1971; Косминская и др., 1963; Строение..., 1969]. Эти работы были продолжены в 1963–1966 гг. силами СахКНИИ ДВНЦ АН СССР (ИМГиГ ДВО РАН) под руководством и участия ИФЗ РАН [Суворова, 1975].

Данные о средней и верхней частях коры (глубины до 5–10 км) получены методом КМПВ для центральной части о. Сахалин (северо-западнее рассматриваемой нами площади). Наиболее детальные сведения о верхней осадочной части земной коры (помимо бурения), в основном до 2–5 км (максимум – 8–10 км), были получены методом МОВ-ОГТ трестом «Дальморнефтегеофизика» на прилегающих к о. Сахалин акваториях [Злобин, 2002; Злобин, Злобина, 1991].

В 1976 г. на основе интерпретации данных четырех региональных сейсмических станций о. Сахалин опубликован первый дискретный (четыре точки на 960 км) глубинный разрез, полученный методом МОВЗ [Булин, 1976]. Исследования МОВЗ были проведены здесь также Центром ГЕОН с помощью станций «Дельта-Геон» [Солодилов и др., 2002]. Они выполнены северо-восточнее на значительном удалении от рассматриваемой площади и осветили особенности строения только в проливе Невельского.

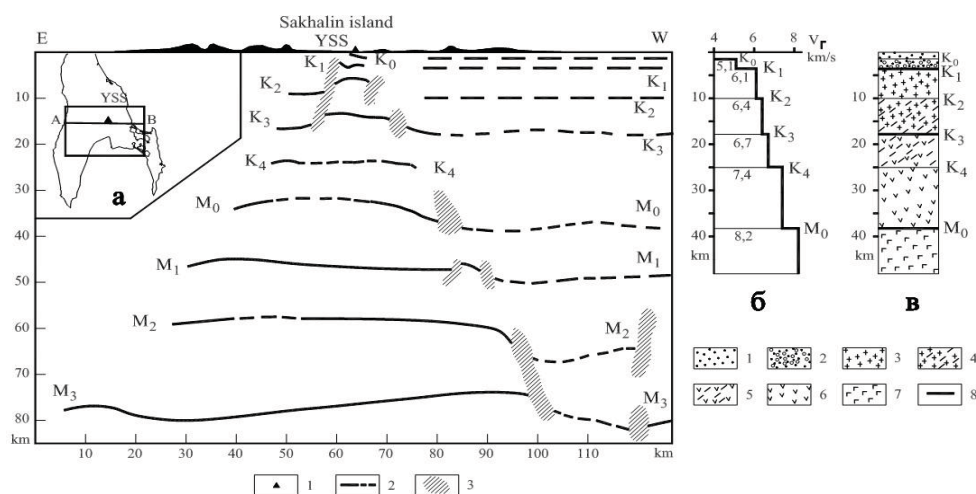
В 2000–2004 гг. Сахалинской ОМСП, ИМГиГ ДВО РАН на юге о. Сахалин методом МОВЗ получены данные о глубинном строении путем использования наблюдений американской станции «IRIS-2», установленной в г. Южно-Сахалинск, и передвижных японских станций «Dat» и «Datamark» [Злобин, Гуреев,

2004]. На основе этих данных построен глубинный сейсмический разрез МОВЗ в центральной части Южного Сахалина и составлены структурные карты по основным глубинным границам в земной коре и верхней мантии [Злобин и др., 2006]. В этих работах использована методика, разработанная И. В. Померанцевой, Т. М. Линьковой и другими, примененная на Дальнем Востоке Т. К. Злобиным [Злобин, 2002].

Для интерпретации данных МОВЗ и получения информации о скоростной структуре разреза земной коры использовались данные по профилю ГСЗ-19, проложенному в западной части Охотского моря в районе Южного Сахалина. Этот профиль детально рассмотрен, дополнительно переосмыслен и проинтерпретирован в части природы и скоростной характеристики границ. Полученные данные о скоростях использованы при геологической интерпретации и построении обобщенной сейсмогеологической модели южной части о. Сахалин.

### Глубинный сейсмический разрез МОВЗ

На глубинном разрезе МОВЗ установлена расслоенность литосферы до глубин около 80 км. При этом в земной коре выделено шесть сейсмических границ обмена, включая ее подошву, и три границы в верхней мантии (рис. 2.1).



**Рис. 2.1. Глубинный разрез литосферы южной части о. Сахалин.**

1 – положение сейсмической станции «IRIS-2» (г. Южно-Сахалинск);

2 – сейсмические границы обмена; 3 – разломы.

На врезке: а – схема положения профиля МОВЗ по линии АВ и площади исследования МОВЗ; б – обобщенная сейсмическая и в – геологическая модель земной коры Южного Сахалина по данным ГСЗ, сейсмологии и МОВЗ;  $V_r$  – граничная скорость сейсмических волн, км/с; 1 – палеоген-неогеновые отложения; 2 – верхнемеловые отложения; 3 – гранитогнейсовый слой; 4 – гранулитогнейсовый слой;

5, 6 – верхняя (5) и нижняя (6) части гранулитобазитового («базальтового») слоя; 7 – верхняя мантия; 8 – основные границы в земной коре, связанные с ее кровлей ( $K_1$ ) и подошвой ( $M_0$ ), а также кровлей гранулитобазитового слоя.

Самая верхняя граница обмена  $K_0$ , залегающая по разрезу под г. Южно-Сахалинск на глубинах 0,7–1,3 км, является разделом между вышележащими палеоген-неогеновыми отложениями и нижележащими верхнемеловыми. С границей  $K_0$  связываются граничные скорости ( $V_r$ ), которые равны 5,1 км/с. Границе  $K_1$ , залегающей на глубинах от 1,9 до 3,5 км, соответствует значение граничной скорости, равное 6,1 км/с. Она связывается с кровлей так называемого «гранитного» («гранитометаморфического») слоя, который представляет собой кристаллический фундамент (поверхность консолидированной коры). Этот слой ограничен разделами  $K_1$  сверху и  $K_3$  снизу. По данным МОВЗ, в этом слое выявлена граница обмена, обозначенная нами как  $K_2$ . В соответствии с известной классификацией В. В. Белоусова и Н. И. Павленковой [Белоусов, Павленкова, 1985] она интерпретируется как раздел между вышележащим «гранитогнейсовым» слоем и нижележащим «гранулитогнейсовым». Эта граница залегает на глубинах около 9 км и, согласно данным ГСЗ, имеет граничные скорости 6,4 км/с. Граница  $K_3$ , таким образом, является кровлей нижнего «базальтового» слоя земной коры. В соответствии с названной классификацией В. В. Белоусова и Н. И. Павленковой этот слой называется гранулитобазитовым. Граничная скорость вдоль поверхности  $K_3$ , видимо, может связываться с полученными по данным ГСЗ на этих глубинах значениями  $V_r = 6,7$  км/с. Глубины залегания границы  $K_3$  составляют на юге о. Сахалин 13,6–16,6 км. Раздел  $K_4$  может интерпретироваться как промежуточный раздел внутри «базальтового» слоя. Он установлен на глубинах 24–27 км.

Раздел  $M_0$ , залегающий на глубинах 32–34 км, с большой долей уверенности может связываться с подошвой земной коры. Граничная скорость по нему составляет 7,6–8,2 км/с под центральной частью профиля ГСЗ-19 (точнее, в западной части профиля 19-В). В целом значения граничной скорости существенно варьируют. Они лежат в диапазоне от 7,6 до 8,2, а крайние значения составляют даже 7,0–7,4 и 8,3 км/с. В работе [Суворов, 1975] сделан вывод, что наиболее правильным будет считать значение  $V_r$  по границе  $M$ , которое равно 8,1 км/с.

Кроме глубинных границ обмена в литосфере о. Сахалин по разрезу МОВЗ установлен ряд тектонических нарушений. Наиболее ярко выражен в верхних слоях земной коры разлом, расположенный в 5–7 км к западу от г. Южно-Сахалинск. На основе анализа геологических данных о разломной тектонике юга о. Сахалин [Злобин, Бобков, 2003] его можно связывать с глубинным и сейсмоактивным Априловским разломом. Он прослеживается в гранитометаморфическом слое на глубинах от 5 до 20 км. По этому разлому смещены границы обмена  $K_2$  и  $K_3$ . При этом восточное крыло поднято с глубины 9 до 6 км и более.

Привлечение скоростных характеристик земной коры, полученных по данным ГСЗ и геологической информации, позволило построить обобщенную сейсмогеологическую модель земной коры. Согласно ей, верхняя граница  $K_0$  (на глубине 0,7–1,3 км) отождествлена с подошвой палеоген-неогеновых осадочных отложений (или с кровлей верхнемеловых образований); граница  $K_1$  (на глубине 1,9–3,5 км) – с кровлей гранитометаморфического слоя, представленного, видимо, породами палеозойско-мезозойского возраста; граница  $K_2$  (на глубине около 9 км) связана с разделом между гранитогнейсовым и гранулитогнейсовыми слоями; граница  $K_3$  (на глубине 13,6–16,6 км) отождествлена с кровлей нижней коры или так называемого «базальтового» (гранулитобазитового) слоя. Внутри этого слоя на глубинах 24–27 км выделяется промежуточный раздел  $K_4$ . Подошва земной коры (граница  $M_0$ ) залегает по приведенному разрезу на юге о. Сахалин на глубине 32–34 км. Границы в верхней мантии выделяются на глубинах около 45, 58 и 74–80 км.

Основные структурные особенности глубинных поверхностей раздела отражают построенные структурные схемы по всем названным горизонтам в земной коре и верхней мантии. Кроме того, выделено несколько глубинных разломов в литосфере, в том числе наиболее выражен разлом в верхней коре (до глубин 20 км), расположенный в 5–7 км к западу от г. Южно-Сахалинск и отождествляемый с сейсмоактивным Априловским разломом.

Очаги землетрясений на юге о. Сахалин (как и на всем острове) в основном связаны с вышеназванными глубинными разломами и оперяющими их тектоническими нарушениями.

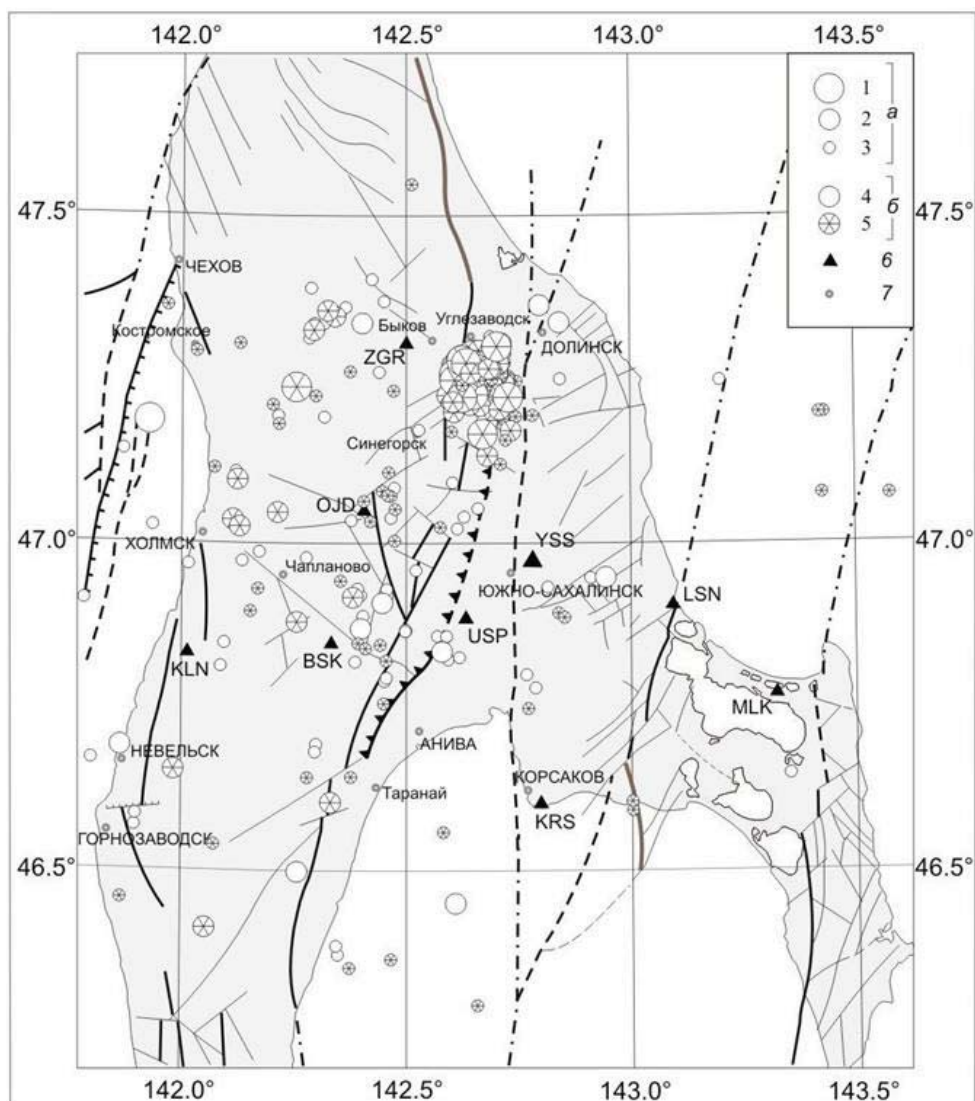
### Сейсмичность Южного Сахалина

В последние годы сейсмичность Южного Сахалина изучена более детально [Сафонов, 2008]. Наиболее информативными для изучения сейсмичности острова авторами считаются данные, полученные сейсмическими станциями «Dat» и «Datamark». Они выставлялись с 1995 г. в окрестностях г. Южно-Сахалинск для наблюдения за слабой сейсмичностью и позволили получить наиболее детальную картину сейсмичности южной части острова. К сожалению, сеть цифровых станций является все еще крайне редкой, а наблюдения носят сезонный характер. Однако если в 1995 г. выставлялось всего пять станций, а период наблюдений составил около трех месяцев, то последние два года одновременно работают до десяти станций, три из которых ведут запись круглогодично [Иващенко и др., 2001; Ким Чун Ун, Сен Рак Се, 1997].

На основе записей этих станций сотрудником ИМГиГ ДВО РАН, канд. физ.-мат. наук Ким Чун Ун составлен каталог, включающий в себя более 1800 землетрясений магнитудой от 0,1 до 5,6. Представительная магнитуда сильно зависит от района расположения очагов землетрясений (станции расположены в окрестностях Сусунайской долины и на побережьях) и времени наблюдения (летом задействовано максимальное количество станций). Примерный уровень представительности магнитуды можно оценить по графику повторяемости, график близок к линейному на участке от магнитуды 2,1–2,4. Примерно с этой магнитуды землетрясения внутри сети сеймостанций регистрируются без пропусков. Более слабые землетрясения и землетрясения с эпицентрами в стороне от сети поддаются локализации при удачном стечении обстоятельств. Отметим, что представительность магнитуд каталога Сахалинского филиала ГС РАН для данного района составляет 3,3–3,7 [Нагорных, Поплавская, 2003].

Анализ сейсмичности показал, что очаги землетрясений находятся в зонах разломов или на их пересечении. Составлена карта эпицентров землетрясений магнитуды 2,5 и выше (рис. 2.2), наложенная на схему разломов юга о. Сахалин [Рождественский, 1993]. Видно, что толчки происходят, прежде всего, в пределах пересечений тектонических нарушений, показанных на карте разломов земной коры. Как показала серия сильных толчков в августе–сентябре 2001 г. в районе г. Углезаводск, новые толчки и зоны активности возникают в области распространенной сети разломов, а именно – на их «неработавших» окраинах или частях. Так, если в 1995–2000 гг. (рис. 2.2) в зоне будущего Такофского роя землетрясений сейсмическая активность не отличалась от фоновой активности остальной части территории и даже была несколько ниже, то в 2001–2002 гг. в этой области сосредоточено большинство эпицентров землетрясений юга о. Сахалин.

Разломы и их сегменты, расположенные в пределах изученной площади юга о. Сахалин, можно условно разделить на активные и малоактивные.



**Рис. 2.2. Коровая сейсмичность Южного Сахалина в 1995–2004 гг. по данным сейсмостанций «Dat» и «Datamark».**

*а – магнитуда землетрясений: 1 – 4,0–5,6; 2 – 3,0–4,0; 3 – 2,5–3,0;  
 б – время землетрясения: 4 – 1995–2000 гг.; 5 – 2001–2003 гг.; 6 – сейсмостанции;  
 7 – населенные пункты.*

Наиболее активными разломами можно назвать следующие: Апреловский; сегмент Центрально-Сахалинского разлома, расположенный между населенными пунктами Быков – Таранай; примыкающий к ним ортогонально разлом северо-западного направления до п. Чапаново; сегмент Западно-Сахалинского разлома, проходящий в пределах исследуемой площади. Малоактивными разломами в изученный период были северный и южный сегменты рассматриваемого участка Центрально-Сахалинского разлома, Су-сунайский разлом, Мерейский разлом, Тонино-Анивский разлом (южный сегмент Хоккайдо-Сахалинского разлома).

Коровая сейсмичность Южного Сахалина часто носит роевой характер, что, вероятно, связано с сильной раздробленностью верхней части земной коры в зонах тектонических нарушений. Самый большой рой землетрясений произошел летом-осенью 2001 г. Магнитуда самого сильного толчка 1 сентября составила 5,6. Также значительные по силе рои землетрясений фиксируются несколько южнее – в Анивском районе. Здесь за последние десять лет было зафиксировано три роя. Самое сильное землетрясение 26 октября 1995 г. имело магнитуду  $M = 3,8$  и ощущалось жителями с силой 3–4 балла. Остальные рои землетрясений происходили однократно от трех до семи событий в рое [Краева, 2003]. До 2004 г. последним сильным событием на юге о. Сахалин стало Костромское землетрясение магнитудой  $M = 4,9$ , произошедшее у западного побережья 30 мая 2004 г. и вызвавшее в ближайших населенных пунктах сотрясения силой 5–6 баллов. Однако в последующем произошли более сильные Горнозаводское (17 августа 2006 г.,  $M = 5,6$ ) и Невельское (2 августа 2007 г.,  $M = 6,2$ ) землетрясения, описанные ниже.

Таким образом, авторами установлено глубинное строение и построена сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии южной части о. Сахалин. Выделены основные слои в земной коре (осадочный, гранитоидный, гранулитогнейсовый, гранулитобазитовый) и верхней мантии. Проанализирована современная сейсмичность юга о. Сахалин в 1995–2003 гг. по данным детальных наблюдений, выполненных с помощью сейсмостанций «Dat» и «Datamark». Выявлена приуроченность большинства очагов землетрясений к основным глубинным разломам, а также их пересечениям и опережающим нарушениям. Наиболее активным является зона Центрально-Сахалинского разлома, включая наиболее динамичный Апреловский разлом.

## 2.2. Глубинные сейсмические исследования земной коры методами ГСЗ, МОВЗ и сейсмотомографии северной части Татарского пролива, прилегающей части о. Сахалин и материка

Большое значение для решения как фундаментальных проблем геотектоники, так и задач практической геологии и геофизики (поиска полезных ископаемых) имеет изучение глубинного строения. Основными методами при этом являются ГСЗ, МОВЗ, КМПВ, МОВ ОГТ. Такие работы выполнялись многими исследователями, в том числе и нами, в Охотоморском регионе – в Охотском море, на о. Сахалин и Курильских о-вах [Злобин, 1987, 2001, 2002].

В последние годы в комплекс исследования недр земли активно внедряется метод сейсмической томографии, который особенно успешно и широко используется при изучении больших глубин [Сейсмическая..., 1990; Aki et al., 1977]. Он применяется в основном для изучения строения верхней и нижней мантии земли. Однако методы сейсмической томографии также находят при-



Рис. 2.3. Обзорная схема района работ.

менение при освещении верхних оболочек земли, в том числе земной коры [Сейсмическая..., 1990; Глубинное..., 2004].

По данным сейсмических работ методами ГСЗ, МОВЗ и сейсмотомографии рассмотрены особенности глубинного строения земной коры в северо-западной части Татарского пролива (пролив Невельского) и на прилегающих территориях о. Сахалин и материка (рис. 2.3). Методика ГСЗ изложена в работе [Косминская, 1968], методика МОВЗ изложена в работах [Злобин, 1987; Глубинное..., 2004; Булин, 1984; Померанцева, Мозженко, 1987]. При наблюдениях МОВЗ, помимо известных структурных построений, в последние годы разработана и применяется методика, позволяющая выполнять сейсмотомографические наблюдения [Сейсмическая..., 1990; Злобин и др., 2008; Булин, 1984].

При исследованиях МОВЗ использовались 120 цифровых станций «Дельта-Геон», установленных центром «Геон» в пределах северной части Татарского пролива и прилегающих территорий северо-запада о. Сахалин и Хабаровского края на площади 50 x 40 км. В общей сложности отработано шесть профилей протяженностью 20–36 км. Станции наблюдений МОВЗ устанавливались с шагом 1–3 км (рис. 2.4).

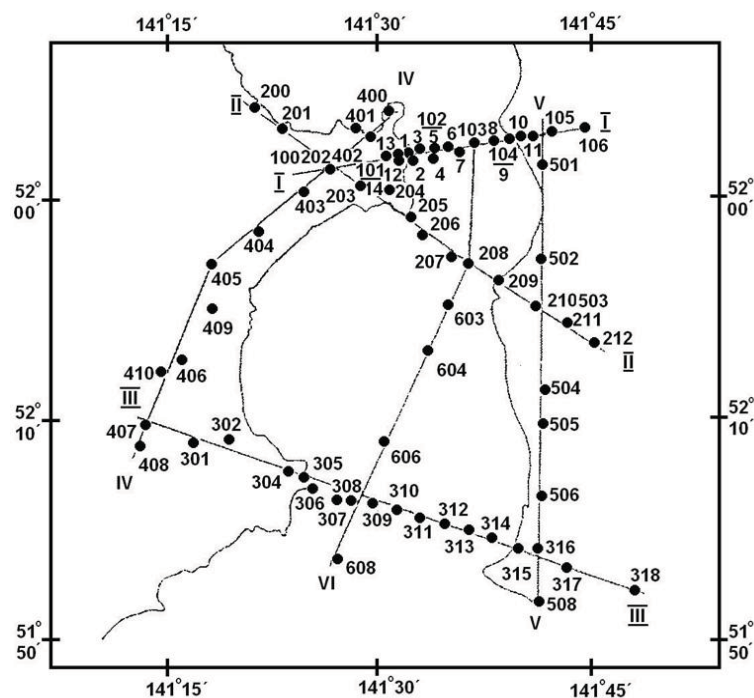


Рис. 2.4. Система наблюдений МОБЗ в проливе Невельского.

#### Методика обработки данных проходящих Р-волн (метод сейсмической томографии)

До повсеместного внедрения высокоскоростных цифровых компьютеров изучение трехмерной скоростной структуры недр земли было невозможным. Сейсмологические исследования в основном ограничивались одномерными или двухмерными моделями. В конце 1970-х годов был разработан метод [Aki et al., 1977] определения латеральной изменяющейся скоростной структуры по записям группой приемных сейсмических станций объемных телесейсмических волн (волн от далеких землетрясений). Метод сейсмической томографии (или метод АСН) получил широкое развитие за рубежом и в нашей стране. Несмотря на то, что он первоначально подразумевал сбор материала по площадной расстановке сейсмических станций (трехмерный вариант), его также можно применять и в профильном (двухмерном) варианте. Особенно продуктивным оказалось использование метода в регионах с резкими латеральными изменениями скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии.

В методе АСН некоторый ограниченный регион под приемными станциями может иметь изменяющуюся по латерали скоростную структуру; в то же время предполагается, что участки земли вне этого ограниченного региона характеризуются известной фиксированной скоростной структурой. Вывод линеаризованной системы уравнений, которую необходимо решить для получения оценок латерального изменения скорости, можно найти в работе [Aki et al., 1977].

Если быть кратким, то скоростные отклонения от первоначальной модели даются решением уравнения:

$$(r)=[A](m)+(e), \quad (2.1)$$

где  $(r)$  – вектор, содержащий невязки времени пробега, вычисленные с использованием начальной модели;  $[A]$  – матрица, содержащая частные производные времени пробега по неизвестным скоростным отклонениям  $(m)$  вдоль каждого луча;  $(e)$  – вектор, содержащий члены более высокого порядка и ошибки. Обозначим:

$$[A]^T[A]=[G]. \quad (2.2)$$

Тогда, если пренебречь  $(e)$ , формулу (1) можно переписать следующим образом:

$$[G](m)=[A]^T(r). \quad (2.3)$$

Решение уравнения (3) классическим методом наименьших квадратов невозможно, так как матрица  $[G]$  содержит одно нулевое собственное значение для каждого слоя в начальной модели. Решение (2.3) может быть получено с помощью обобщенного обратного оператора или же методом затухенных наименьших квадратов [Aki et al., 1977]. Последнее записывается как:

$$(\hat{m}) = ([G] + \theta[I])^{-1}[A]^T(r), \quad (2.4)$$

где  $(\hat{m})$  – приближенное решение (1);  $\theta$  – положительная константа (демпфирующий параметр);  $[I]$  – единичная матрица. Для (2.4) матрица разрешающей способности будет:

$$[R] = ([G] + \theta[I])^{-1}[G], \quad (2.5)$$

а ковариационная матрица:

$$[C] = \sigma_d^2 ([G] + \theta[I])^{-1}[R], \quad (2.6)$$

когда ошибки в данных не коррелируют и имеют дисперсию  $\sigma_d^2$ .

Принимаемая для неоднородного региона в виде начальной модели скоростная структура состоит из плоских параллельных слоев, каждый из которых имеет постоянную скорость. Каждый слой, в свою очередь, подразделяется на сетку прямоугольных призм, для которых и ищутся скоростные отклонения  $(\hat{m})$ . Вычисление путей распространения луча в первоначальной модели упрощается тем, что вся лучевая траектория в каждом слое приписывается тому блоку, в котором луч проводит наибольшее время. Искусственно введенные границы модели, соответствующие вертикальным сторонам блоковых элементов, сглаживаются посредством этой аппроксимации. Относительные невязки времени пробега  $(r)$  вычисляются вычитанием теоретического времени пробега от источника колебаний к приемной станции из наблюдаемого времени пробега и затем вычитанием средней арифметической невязки для каждого сейсмического события.

Хорошее просвечивание изменяющейся по латерали структуры требует наличия широко распределенных по азимуту лучей. Модель оптимизируется выбором такого размера блока, который делает равными вертикальное и

горизонтальное времена пробега через каждый элемент модели. Для телесеismicических источников колебаний подходящим является отношение высоты к горизонтальному размеру элемента модели как 2:1. Выбор элементов с отношением размеров 1:1 объединяет блоки по вертикали вне зависимости от азимута подхода телесеismicического луча, снижая тем самым разрешающую способность.

Пластовая скорость в каждом слое не может быть определена, когда используются относительные невязки времен пробега. Это связано с тем, что изменение времени пробега через модель не может быть отделено от начального времени в источнике колебаний или общих для всех наблюдений изменений в невязках времен пробега, которые могут возникнуть вдоль участков луча, лежащих вне модели. Таким образом, пластовая скорость в каждом горизонтальном слое является постоянной величиной. Вертикальное сглаживание в решении, неизбежное при использовании метода затухенных наименьших квадратов (уравнение (2.4)), может внести проблему при интерпретации полученных результатов. Эффект от этого можно оценить изучением разрешающей способности и ковариации решения.

Времена вступлений Р-волн были считаны с сейсмограмм 13 далеких землетрясений, зарегистрированных приемными станциями на профильных расстояниях. Сейсмические события для анализа были выбраны на основе их значительной удаленности от приемных станций, качества фаз первых вступлений и достаточного числа сейсмических станций, на которых это первое вступление можно было бы считать (не менее пяти).

Характерный экстремум (положительный или отрицательный), который ближе всего появлялся к первым вступлениям и являлся общим для всех станций, идентифицировался, и его время считывалось по всем станциям с точностью до ближайшего отсчета (0,02 с.). Для большинства сейсмических событий обрабатываемые фазы появлялись в течение первых одной-двух секунд после начала записи землетрясения. Перед снятием времени характерной фазы все записи подвергались низкочастотной фильтрации со срезающей частотой от 1,0 до 1,5 Гц. Эта процедура позволяла резко повысить амплитудное отношение сигнал/помеха за счет фильтрации высокочастотного микросейсмического фона помех и, таким образом, эффективно помогала в правильной идентификации одноименных фаз и точном считывании времен их вступлений.

Времена вступлений Р-волн от телесеismicических источников колебаний в дальнейшем были редуцированы для получения невязок времен пробега. Невязка времени пробега Р-волны от далекого землетрясения, зарегистрированного на станции  $i$ , определяется как:

$$R_i = A_i - (H - T_i), \quad (2.7)$$

где  $A_i$  – наблюдаемое время вступления Р-волны,  $H$  – вычисленное начальное время землетрясения,  $T_i$  – теоретическое время пробега Р-волны от вычисленного местоположения гипоцентра землетрясения. Для снижения изменений времени пробега, обусловленных строением земли, следует использовать относительные невязки между близлежащими станциями. Относительная невязка на станции  $j$  по отношению к станции  $i$  определяется как:

$$R_{ji} = A_i - (A_j - A_i) - (T_j - T_i). \quad (2.8)$$

Невязка какой-либо «опорной», или «контрольной», станции  $R_i$  вычитается

из невязки исследуемой станции  $R_j$ . Начальное время землетрясения исключается, а изменения времени пробега, созданные ошибками в определении местоположения гипоцентра землетрясения и строением земли, значительно снижаются. Вместо невязки «опорной» станции использовалась среднеарифметическая невязка по совокупности станций. Практически относительные невязки определялись с помощью редукции к наклону годографа по модели Земли IASP91, таблицам Херрина и МНК-оценкам.

В связи с тем, что не все сейсмические станции записывают то или иное сейсмическое событие, то обычной ситуацией является та, при которой матрица невязок времен пробега бывает разреженной. Для того чтобы свести к минимуму эффект, который может внести в расчеты присутствие или отсутствие той или иной станции, применялась процедура итеративного уравнивания невязок времен пробега.

Таким образом, введение в невязки соответствующих поправок, то есть их итеративное уравнивание, позволило избежать или, по крайней мере, свести к минимуму влияние разреженности матрицы информации.

Для площадной расстановки в решении участвовали три выборки данных: невязки времен пробега, определенные по модели IASP91, по таблицам Херрина и МНК-оценкам. Для профильных расстановок (профили 4 и 2) в решении участвовали только невязки времен пробега, определенные по модели IASP91.

Применительно к данным, использованным для исследуемой площади (как для площадной расстановки, так и для двух профильных), было проведено по 1300 решений для оценки 95 % доверительных пределов определения относительных аномалий скорости Р-волн.

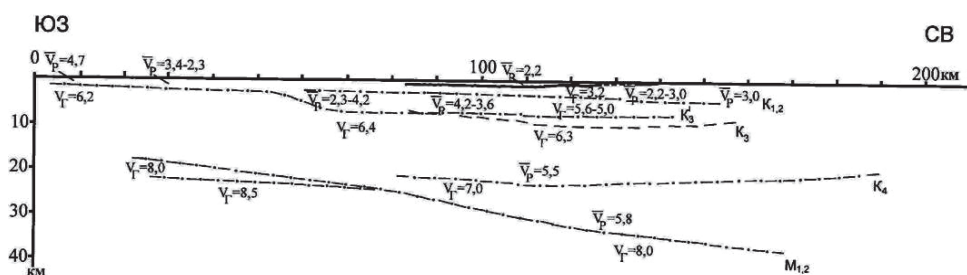
При расчетах для площадной расстановки типичный 95-процентный интервал оценки скоростной аномалии равен 1,7, а максимальный – 4,8 %, что приблизительно соответствует стандартным ошибкам (на уровне доверия 68,3 %)  $\pm 0,4$  и  $\pm 1,2$  % соответственно. При расчетах для профиля 4 типичный 95-процентный интервал оценки скоростной аномалии равен 2,1, а максимальный – 3,6 %; это примерно соответствует стандартным ошибкам  $\pm 0,5$  и  $\pm 0,9$  % соответственно. При расчетах для профиля 2 типичный 95-процентный интервал оценки скоростной аномалии равен 1,9, а максимальный – 3,9 %, что соответствует стандартным ошибкам  $\pm 0,5$  и  $\pm 1,0$  % соответственно.

Окончательные результаты для площади – распределение относительных аномалий скорости Р-волн в первом (0–6 км) и втором (6–22 км) слоях, выявленное по невязкам времен пробега относительно модели IASP91, представлены ниже на соответствующих рисунках.

### Результаты исследований

Авторами рассмотрен глубинный разрез ГСЗ по профилю 28, пересекающему северную часть Татарского пролива от м. Сюркум на побережье материка до п. Ныш на о. Сахалин. Полученные по нему данные сопоставлены и проинтерпретированы с результатами сейсмотомографических исследований, выполненных на полигоне МОВЗ на севере Татарского пролива (пролив Невельского) в обрамлении материка и на северо-западном побережье о. Сахалин [Солодилов и др., 2002].

Данные, полученные методом ГСЗ, дают общий каркас в виде двумерного разреза. Внутренние особенности строения земной коры в пространстве отражают данные сейсмотомографии. Совместный анализ данных ГСЗ по профилю 28 (рис. 2.5) и данных МОВЗ по профилю 2 (рис. 2.6) в относительных аномалиях скорости Р-волн по невязкам времен пробега относительно модели IASP91 показал



следующее. Подошва фундамента (земной коры) характеризуется граничной скоростью  $V_f = 6,3\text{--}6,4$  км/с (рис. 2.5). Детальные данные сейсмотомографии (рис. 2.6) хорошо согласуются с этим и показывают, что в западной части профиля 2 МОВЗ залегают низкоскоростные образования, характеризующиеся граничной скоростью 6,2 км/с. Восточнее в пределах даже небольшого отрезка профиля 2 МОВЗ видно повышение скорости от 0,5 до 2,5 %, что соответствует примерно 0,2 км/с. Это согласуется с разрезом ГСЗ по профилю 28, где граничная скорость увеличивается с 6,2 на западе до 6,4 км/с к центральной части.

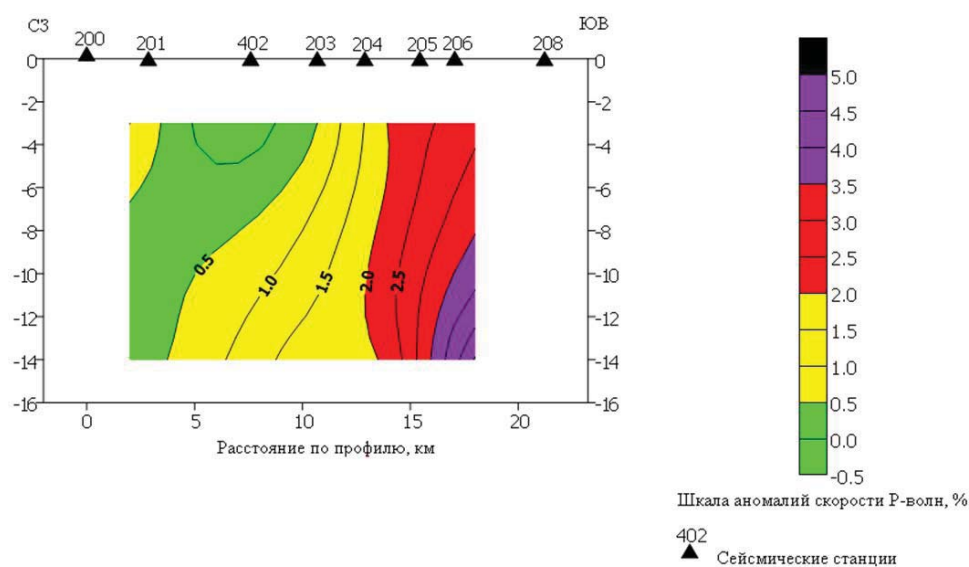
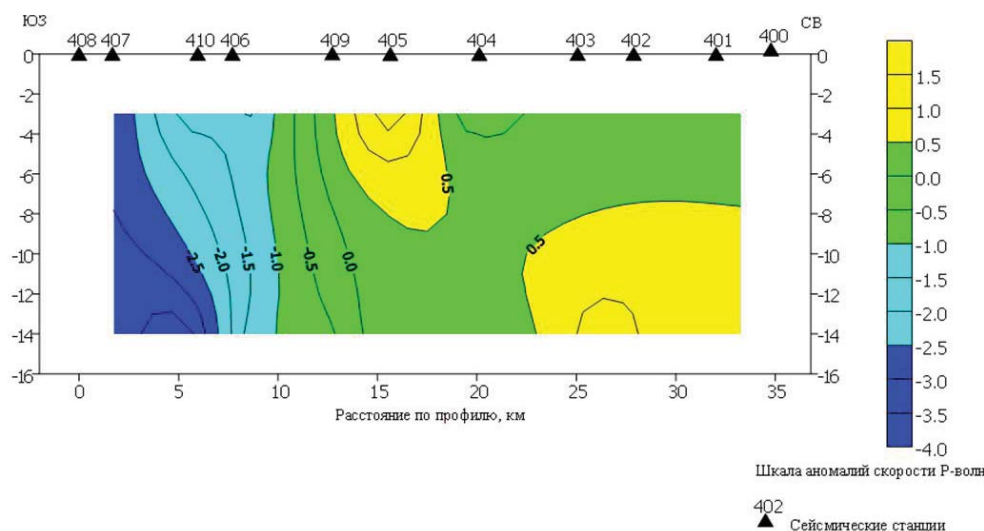


Рис. 2.6. Томографический разрез по профилю 2 МОВЗ в относительных аномалиях скорости Р-волн по невязкам времен пробега относительно модели IASP91.

Расположенный на побережье материка от п. Виданово до м. Лазарева профиль 4 МОВЗ показывает, что в этом направлении скорость продольных Р-волн увеличивается (рис. 2.7). Так, если на южном конце профиля понижение скорости составляло до  $-2,5\%$ , а в средней части профиля имели место нормальные нулевые значения, то в северо-восточной части аномалии скорости увеличиваются до  $+0,5\%$ .



**Рис. 2.7. Томографический разрез по профилю 4 MOB3 в относительных аномалиях скорости Р-волн по невязкам времен пробега относительно модели IASP91.**

Таким образом, сейсмотомографические исследования позволяют установить форму скоростных неоднородностей, выделить области повышенной или пониженной скорости. При этом, рассматривая геологическое строение этого участка, можно связать аномалии скоростей с конкретными породами. Заметим, что на побережье Хабаровского края залегают вулканические породы известково-щелочной серии (с преобладанием андезитов) сенон-палеогенового Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса.

Полученное по данным сейсмотомографии распределение относительных аномалий скорости Р-волн в первом слое (0–6 км) на всей площади исследований MOB3 между профилями 1–6 (рис. 2.8) позволяет заключить следующее.

Повышение скорости наблюдается в этом слое в проливе Невельского. Здесь аномалии скорости достигают максимальных значений – до 4 %. Несколько повышенные аномалии расположены в виде расположенной вдоль пролива субмеридиональной полосы, расширяющейся к югу. Они находятся в средней части рассматриваемой площади и имеют значения от 0,5 до 2 %. Западная часть площади (на одну треть расположенная на материке) имеет значения от нормальных нулевых до отрицательных (равных –0,1 %). Таким образом, в западной материковой части скорости пониженные.

Совместное рассмотрение данных MOB3 (рис. 2.8) и сейсмического разреза ГСЗ по профилю 28 (рис. 2.5) позволяет заключить, что в интервале глубин 0–6 км залегают образования со средними пластовыми скоростями от 1,6 до 2,3–4,2 км/с.

Анализ мощностей слоев в осадочной пачке и значений скоростей в них показывает следующее: верхний слой со скоростью 1,6 км/с тонкий (мощностью до 1–2 км), а основной вклад в суммарную скоростную характеристику вносят нижележащие слои. Это второй слой с пластовой скоростью 2,2–3,2 км/с, залегающий на глубинах от 2 до 3–4 км, а также третий слой с пластовой скоростью 2,3–4,2 км/с, залегающий на глубинах от 3 до 8 км. В результате этого при наблюдении картины разных значений аномалий скорости в слое 0–6 км нельзя одно-

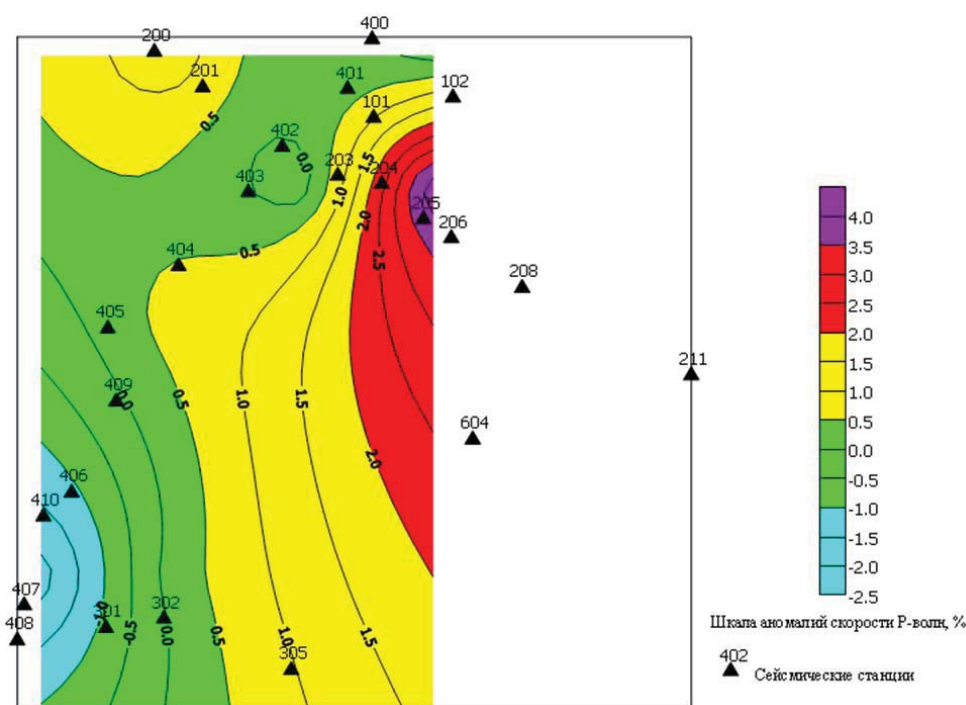


Рис. 2.8. Распределение относительных аномалий скорости Р-волн в первом слое (0–6 км) по невязкам времен пробега относительно модели IASP91.

значно говорить о том, что повлияло на изменение скорости. Это может быть увеличение мощности низкоскоростных образований нижележащего более высокоскоростного слоя и соответственно уменьшение мощности вышележащего низкоскоростного слоя. Это также может быть изменение скорости, например, в самом мощном третьем слое, где ее значение меняется от 2,3 до 4,2 км/с.

Заметим, что при интерпретации результатов сейсмотомографии не представляется возможным отделить латеральные изменения в свойствах геологической среды (скоростные аномалии) от положения субгоризонтальных границ в качестве источника наблюдаемых аномалий. Поэтому в целом можно лишь заключить, что пачка слоев осадочного чехла, покрывающих фундамент, представлена под проливом высокоскоростными образованиями, а материковая часть рассматриваемого участка состоит из низкоскоростных. Этот вывод представляет определенный интерес. Поскольку в проливе мощность осадков относительно материковой части увеличивается, то можно заключить, что скорости в нижнем слое тяготеют к значениям 2,3 км/с, в то время как в восточной части участка они ближе к значениям 4,2 км/с.

Общий вывод здесь следующий: столь тонкий результат и дифференциация скоростей, которые позволяет получить сейсмотомография при рассмотрении относительно мощного суммарного слоя (0–6 км) и при наличии трех более тонких слоев в пачке, покрывающей фундамент, может только сказать о том, как меняется в целом по латерали скорость в этой пачке. В данном случае ясно, что более однозначную информацию дает именно глу-

бинный разрез, аналогичный рассмотренному на рис. 2.6.

Анализ данных сейсмотомографии по распределению аномалий скорости продольных волн во втором слое, относящемуся к интервалу глубин 6–22 км, напротив, достаточно эффективен (рис. 2.9). Это связано с тем, что в этом интервале глубин анализировался практически один слой, который, согласно данным ГСЗ (рис. 2.5), залегает на глубинах от 6–8 до 22 км. Он представляет собой нижний слой земной коры, характеризующийся средней скоростью 5,5 км/с, и подстилается породами верхней мантии с граничной скоростью 8,0 км/с.

Можно говорить об изменении по латерали аномалий скорости в указанном слое земной коры (рис. 2.9). Исходя из этого, можно однозначно утверждать, что слагающие нижний слой образования в восточной части рассматриваемой площади (под проливом) характеризуются наибольшим повышением скорости (до +2,5 %) против нулевых значений и пониженных скоростей под материковой западной частью рассматриваемого участка (до –2,5 %). Это, по-видимому, объясняется вклиниванием (согласно разрезу ГСЗ) в низах восточной части дополнительного слоя с большей средней скоростью 5,8 км/с, что и повышает значения скорости в слое 6–22 км.

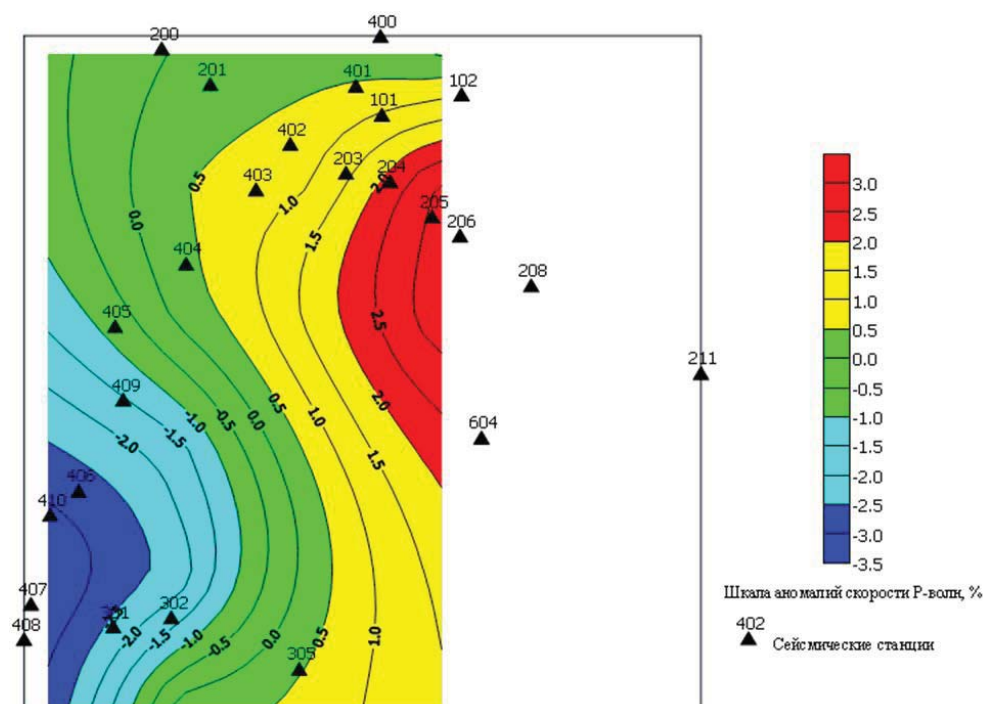


Рис. 2.9. Распределение относительных аномалий скорости Р-волн во втором слое (6–22 км) по невязкам времен пробега относительно модели IASP91.

Таким образом, можно сделать общий вывод: при исследованиях земной коры метод сейсмотомографии эффективен не для совокупности тонких слоев, а для однородных слаборасслоенных пород. В земной коре такими объектами являются зоны разломов, магматические очаги вулканов и т. п.

### 2.3. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Охотоморского региона и очаги землетрясений по профилю Южный Сахалин — Охотское море — Камчатка

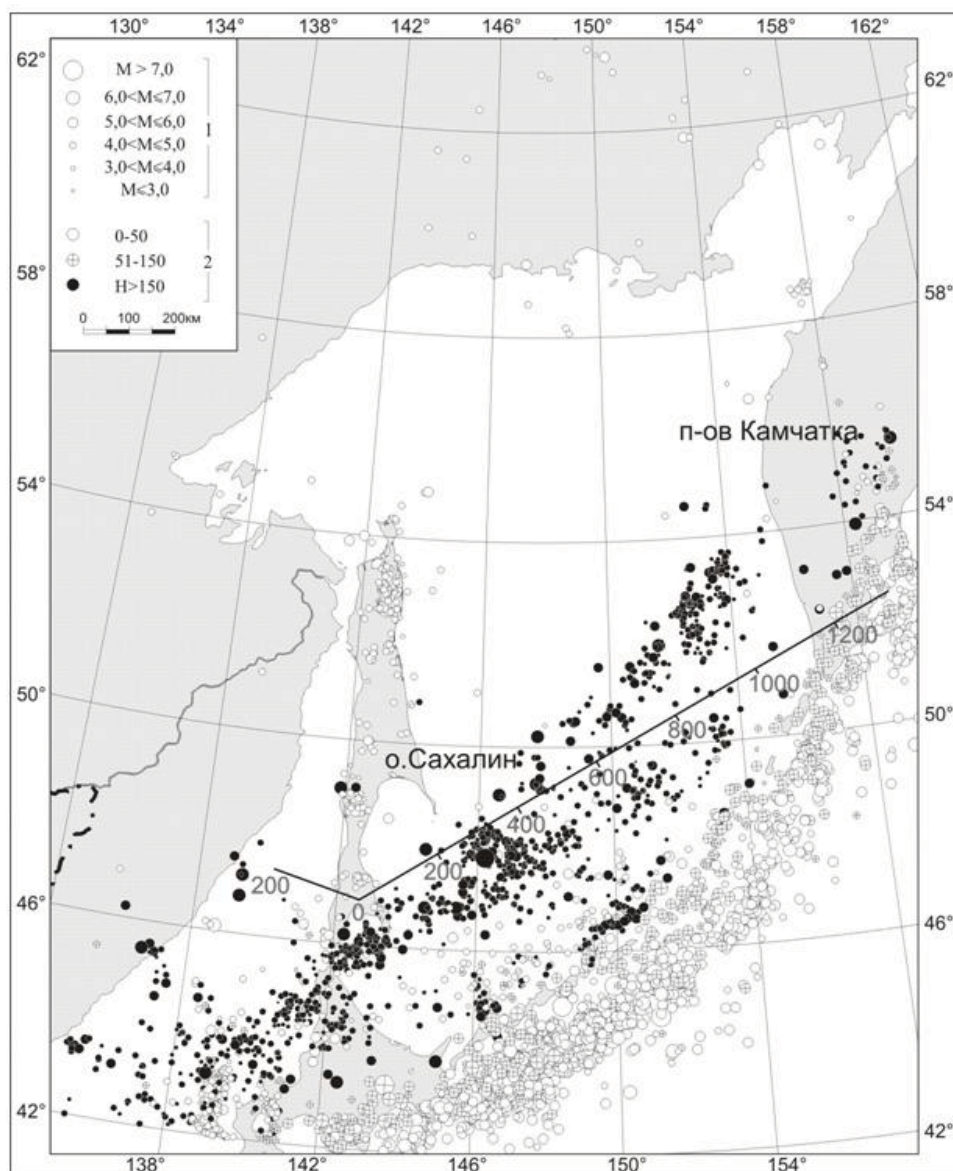
Рассмотрев верхнюю часть земной коры о. Сахалин, а затем строение глубинных структур земной коры Татарского пролива, отделяющего о. Сахалин от материка, далее при изучении Охотоморского региона были проведены исследования всей земной коры по профилю о. Сахалин – Охотское море – Камчатка. Для решения фундаментальных вопросов геотектоники и геодинамики большое значение имеют данные как о глубинном строении земной коры и верхней мантии, так и об очагах землетрясений. Особый интерес представляет их совместное рассмотрение и сопоставление в Охотоморском регионе. Здесь, как полагают многие исследователи [Короновский, Ломизе, 2001; Новая глобальная..., 1974; Stauder, 1973], под континент погружается Тихоокеанская плита, то есть имеет место субдукция.

Строение земной коры Охотского моря и Курильской островной дуги изучалось авторами в течение многих лет [Злобин, 1987, 2002; Злобин, Злобина, 1991, 1998]. Известны работы, посвященные исследованию здесь осадочного чехла земной коры [Злобин, Злобина, 1991, 2001 а; Структура..., 1996; Геология..., 2002; Злобин, Злобина, 2001 б], его глубинного строения [Злобин, Бобков, 2003; Строение..., 1964, 1969, 1976, 1987; Суворов, 1975] и мантии [Злобин, Бобков, 2001; Злобин, Гуреев, 2004; Болдырев, Кац, 1982; Болдырев, Пономарев, 1983; Злобин, 2003; Тараканов, 1997; Тараканов и др., 1976]. В работе [Злобин и др., 2006] совместно рассмотрено строение земной коры и распределение землетрясений по профилю I, который проложен от побережья Приморья через южную часть о. Сахалин и Охотское море до южной части п-ова Камчатка. Профиль проходит вдоль Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

Построенный авторами сводный разрез земной коры (профиль I) составлен на основе материалов ГСЗ (по профилю 19, пересечений профилей 1-М, 6-М, 14-М), МОВ ОГТ (профиль 1611) и МОВЗ (профиль 4) [Злобин, 2002]. На основе каталога NEIC построена карта сейсмичности Охотоморского региона (рис. 2.10), а затем в полосе шириной по 100 км в обе стороны от профиля I построен глубинный разрез гипоцентров землетрясений. Кроме того, использованы данные сейсмотомографии [Gorbatov et al., 2000; Yamanaka et al., 1992]. Такой подход позволил совместно рассмотреть особенности глубинной структуры земной коры и положения очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии по единому профилю.

#### **Структура земной коры и верхней мантии**

Для освещения строения верхней части земной коры Охотского моря построены структурная схема осадочного чехла всего Охотского моря, а также разрезы глубинных слоев земной коры Охотской литосферной плиты, включая Курильские о-ва [Злобин, 2002; Злобин, Злобина, 1991, 2001 а, 2001 б]. При этом выделены основные структуры чехла и фундамента, а также тектонические нарушения. В дальнейшем была построена уточненная структурная карта поверхности акустического фундамента и определены мощности осадочного чехла [Тектоника..., 2004]. На основании этих карт была составлена структурно-тектоническая карта осадочного чехла Охотского моря и островного склона Курильского жолоба, позволившая выполнить тектоническое районирование территории. При этом определены шесть систем структурных элементов, в которых выделены 139 зон прогибов и поднятий и других элементов, после чего



**Рис. 2.10. Сейсмичность Охотоморского региона.**

1 – магнитуды; 2 – глубины очагов землетрясений; сплошная линия – положение разреза СФЗ и пикеты профиля. Эпицентры северо-восточнее Курило-Камчатской островной дуги показаны только для землетрясений с магнитудой  $M \geq 4$ .

построена генерализованная схема осадочного чехла Охотского моря, которая используется в настоящей работе.

На основе этих данных рассмотрено строение верхней части земной коры по профилю I от материка до южной части п-ова Камчатка, проходящему че-

рез южную часть о. Сахалин и Охотское море (рис. 2.11). Профиль пересекает Татарский грабен, Сусунайско-Анивский антиклинорий и Южно-Сахалинский синклиний, Стародубский прогиб, северную часть Владимировского поднятия, поднятие Терпения. В южной части Охотского моря он пересекает поднятия Полевого (в его южной части), Академии наук СССР и Большерецкое (выходя на юг п-ова Камчатка). Здесь он проходит по Большерецкому выступу, верхнемеловым вулканогенно-кремнистым образованиям Ирунейского аллохтона, по Южно-Камчатскому прогибу (Плотниковскому и Южно-Быстринскому блокам) [Апрелков, Ольшанская, 1989].

При построении разреза земной коры по профилю I по геоморфологическим и структурным признакам выделены пять блоков (рис. 2.11) [Злобин, 2002].

Блок I включает Татарский пролив и о. Сахалин. Блок II соответствует участку профиля, который проходит по заливу Терпения и юго-восточному шельфу о. Сахалин, где пересекает Стародубский прогиб и Владимировское поднятие (рис. 2.11). Далее профиль пересекает южный борт небольшого поднятия Терпения, входящего в более крупную структуру второго порядка – прогиб Терпения, и затем проходит по юго-западному склону крупного поднятия АН СССР (рис. 2.11). Его центральная наиболее приподнятая и хорошо выраженная часть соответствует блоку III. Сброшенная по разлому в районе ПК 800 и погружающаяся далее на северо-восток часть этого поднятия вместе с крупным Большерецким выступом и сопряженным одноименным прогибом отнесены к блоку IV. Блок V включает южную часть п-ова Камчатка, которую профиль пересекает в северо-восточном окончании. Практически все границы блоков соответствуют глубинным разломам, установленным вдоль профиля по сейсмическим данным.

Отметим особенности дизъюнктивной тектоники и структурных границ по профилю. В первом и втором блоках существенно меняются глубины залегания сейсмических границ, которые смещены по разломам. Так, поверхность консолидированной коры (породы мезопалеозойского фундамента), залегающая на юге в западной части о. Сахалин на глубинах до 6–7 км, в восточной части о. Сахалин (Сусунайский хребет) смещены и даже выходят на поверхность. Также смещается и подошва земной коры. Она, залегающая под о. Сахалин на глубине 28–34 км [Суворов, 1975; Злобин, Гуреев, 2004; Строение..., 1994; Строение..., 1976], восточнее залегает на глубинах 25 км и менее, а под акваторией Охотского моря во втором блоке поднята еще более и залегает на глубинах до 18 км (рис. 2.11).

Естественно, что при этом глубинные границы деформированы и нарушены разломами. Геолого-геофизические работы, выполненные многочисленными исследователями (в том числе и авторами), показывают, что в земной коре блока I, включающего о. Сахалин и Татарский пролив, имеются многочисленные сквозькоровые разломы. Основными из них являются Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский и Хоккайдо-Сахалинский разломы [Злобин, Бобков, 2003; Харахинов и др., 1984; Rozhdestvenskiy et. al., 2001]. В районе границы блоков I и II расположена разломная зона шириной около 20 км, включающая в себя глубинный Хоккайдо-Сахалинский разлом (рис. 2.11). В блоках земной коры II и III профиль проходит через поднятие Полевого, сопряженный с ним прогиб и далее на большей части – по поднятию АН СССР. В этих блоках по данным сейсмических исследований выделяется ряд разломов, установленных по данным МОВ ОГТ в осадочном чехле и фундаменте, а также прослеженных на всю мощность земной коры по данным ГСЗ. Наиболее крупные из них установлены на ПК 300, ПК 400, а также ПК 800 профиля (рис. 2.11). Блок IV

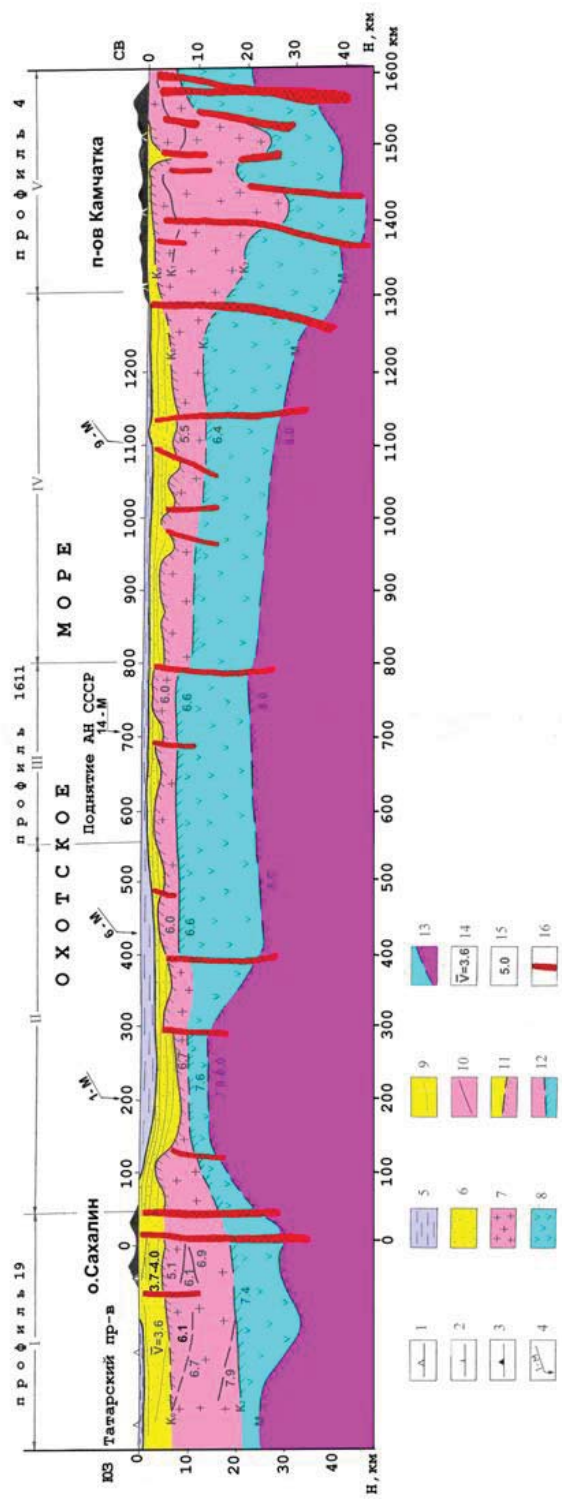


Рис. 2.11. Глубинный разрез земной коры вдоль профиля I о. Сахалин – п-ов Камчатка.

1–3 – пикеты профиля ГСЗ 19 через о. Сахалин (1), МОВ ОГТ 1611 через Охотское море (2) и профиля 4 через п-ов Камчатка (3); 4 – пересечения разреза с профилями ГСЗ и их номер; 5 – водный слой; 6 – осадочный (осадочно-вулканогенный) слой; 7, 8 – гранито-метаморфический (верхний и средний) (7) и гранулитобазитовый (нижний) слой консолидированной земной коры (8); 9–13 – сейсмические границы в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (9), в земной коре по данным ГСЗ и МОВЗ (10), в том числе связанные с кровлей консолидированной коры (11), разделом Конрада между нижним (гранулитобазитовым) и вышележащим слоями (12), а также подошвой земной коры (13); 14, 15 – средние (14) и граничные (15) сейсмические скорости, км/с; 16 – разломы.

включает восточную часть поднятия АН СССР и проходит по Большерецкому выступу, одноименному прогибу и подходит к п-ову Камчатка. В этом блоке так же, как и в предыдущих, выделяется ряд разноглубинных тектонических нарушений. К блоку V относится п-ов Камчатка. Его отличиями являются существенно возросшая мощность земной коры (до 44 км), деформации ее слоев и сопровождающие их тектонические нарушения, описанные нами в работе [Злобин, 2002].

Глубинное строение более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии в Охотоморском регионе было установлено по данным ГСЗ [Структура..., 1996; Строение..., 1969; Строение..., 1964], а в восточной части – в пределах Курильской островной системы – по данным МОВЗ и ГСЗ [Злобин, 1987, 2002; Злобин, Злобина, 1991, 1998, 2001; Злобин, Гуреев, 2004]. Этими работами в земной коре и верхней мантии установлена слоисто-блоковая структура до глубин около 140 км. Показано, что морфология границ сложная, залегание зачастую отличается от горизонтального. Наблюдается деформация сейсмических границ обмена. Дислокации связаны с тангенциальным сжатием северо-западного направления и явлениями скучивания коры в островодужном блоке. В литосфере выделен ряд сейсмических границ, в том числе от трех до пяти ( $K_0$ ,  $K_{1-4}$ ) в земной коре и четыре границы ( $M_0$ ,  $M_{1-4}$ ) в верхней мантии [Злобин, 1987, 2001–2003; Злобин, Бобков, 2001, 2003; Злобин, Злобина, 1991; Курильские..., 2004]. На основе геологической интерпретации сейсмических данных составлена сейсмогеологическая модель строения земной коры, согласно которой в коре выделены вулканогенно-осадочный, гранитогнейсовый, гранулитогнейсовый и гранулитобазитовый слои. Средние мощности слоев составили 2,5–3,0, 3–5, 4–6 и 18–21 км, средние значения скорости продольных сейсмических волн – 4,1, 6,0, 6,5 и 7,0 км/с соответственно. Под границей  $M_0$  в верхней мантии выделен подкорковый слой ( $M_0$ – $M_1$ ) мощностью от 4–5 (Малая Курильская гряда) до 10–12 км (Большая Курильская гряда), который интерпретируется нами (в соответствии с моделью В. В. Белоусова) как слой, представленный преимущественно альпинотипными гипербазитами. Нижний слой  $M_1$ – $M_3$  представлен шпинелевыми гипербазитами. Ниже раздела  $M_3$  в соответствии с вышеуказанной схемой залегают гранатовые гипербазиты с включением жидкого базальта, связываемые с астеносферным слоем.

Строение верхней мантии в рассматриваемой зоне перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту изучалось различными исследователями – геофизиками, геологами, сейсмологами [Злобин, 1986; Злобин, Злобина, 1991; Злобин, Бобков, 2001; Кариг, 1974; Глубинное..., 1971; Косминская и др., 1963]. Главной и характерной особенностью верхней мантии и земной коры является наличие сейсмофокальной зоны (СФЗ), с которой связывается субдукция Тихоокеанской плиты.

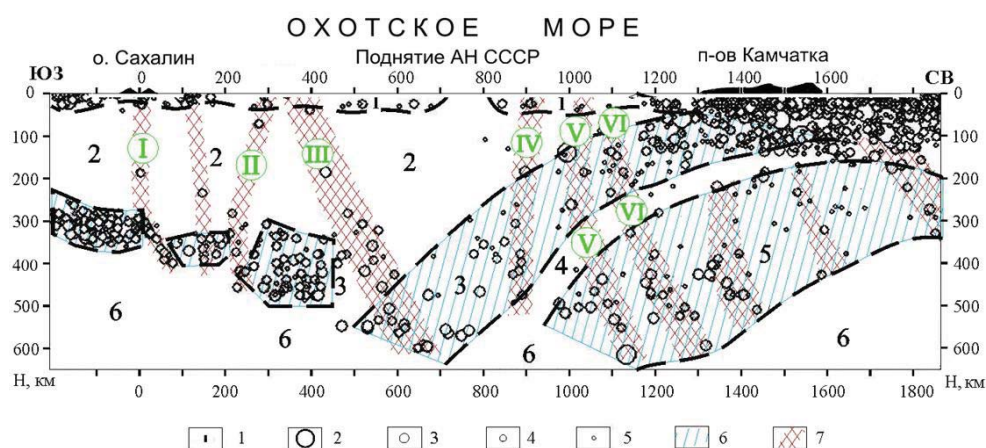
Сейсмологическими методами в верхней мантии изучены скорости сейсмических волн [Болдырев, Кац, 1982; Тараканов, 1997] и ее расслоенность (с выделением слоев разных физических свойств). В работах [Тараканов, 1997; Тараканов и др., 1976] рассмотрена полиастеносферная модель строения верхней мантии, отражающая изменение прочностных свойств среды с глубиной. Рядом исследователей составлены вертикальные разрезы Курило-Камчатской СФЗ. При этом в верхней мантии наблюдается неравномерность сейсмической активности. Наибольшая концентрация землетрясений имеет место в верхней и нижней частях. Между ними на глубинах 200–300 км находится асейсмичный слой и отмечается излом фокальной поверхности.

Авторами установлено наличие в литосфере сейсмофокальных зон, встреч-

ных Курило-Камчатской СФЗ [Злобин, 1986], распределение в верхней мантии скоростей продольных и поперечных волн через Охотское море от обрамления материка (Шантарские о-ва) до Курильских о-вов (о. Матуа). Рассмотрены также особенности динамики сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений о. Сахалин и Курильских о-вов, современная сейсмичность и разломная тектоника юга о. Сахалин [Злобин и др., 2007].

### Распределение гипоцентров землетрясений

На основе анализа данных каталога NEIC (общепризнанного и одного из наиболее достоверных) за 1987–2002 гг. проведен детальный анализ распределения гипоцентров землетрясений (рис. 2.12). Анализ выполнен по профилю, проложенному через Курило-Камчатскую СФЗ от южной части о. Сахалин до южной части п-ова Камчатка (рис. 2.11). В северо-восточной части профиль расположен в области выхода СФЗ к земной поверхности, в средней части пересекает ее в основании, а в юго-западной части находится в области ее «выклинивания».



**Рис. 2.12. Глубинный разрез гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии по профилю Южный Сахалин – Южная Камчатка.**

1 – населенные пункты; 2–5 – магнитуда землетрясений:  $M = 8,0$ – $6,1$  (2),  $6,0$ – $4,1$  (3),  $4,0$ – $2,1$  (4),  $2,0$  и менее (5); 6, 7 – области повышенной концентрации гипоцентров землетрясений в слоях (6) и субвертикальных зонах (7).

Арабские цифры – номера слоев разной сейсмичности на разрезе, римские цифры – номера субвертикальных (разломных) зон концентрации землетрясений.

Пунктиром показаны предполагаемые линии, ограничивающие зоны и слои концентрации землетрясений.

Таким образом, построив разрез земной коры от о. Сахалин до п-ова Камчатка (рис. 2.11) и глубинный разрез гипоцентров землетрясений в верхней мантии вдоль этого же профиля (рис. 2.12), стало возможным рассмотреть эти разрезы с единых позиций. При этом рассматривались гипоцентры землетрясений в полосе по 100 км в обе стороны от профиля. На профиле были проведены видимые границы области концентрации гипоцентров землетрясений, что позволило оценить сейсмичность под такими крупными структурами, как

поднятия АН СССР (в Охотском своде), складчатыми структурами о. Сахалин и п-ова Камчатка, а также под структурами второго порядка.

Рассматривая расположение гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии, установлены внутренние особенности строения СФЗ. Авторами предлагается вариант интерпретации сложного внутреннего строения СФЗ в ее сечении на основе анализа глубинного разреза вдоль рассматриваемого профиля. В этом варианте интерпретации в земной коре и верхней мантии установлены как субгоризонтальные слои, так и субвертикальные зоны концентрации землетрясений, которые могут быть выделены внутри слоев, а также разломные зоны между ними.

### **Слоистость сейсмофокальной зоны**

По разной степени концентрации гипоцентров землетрясений в СФЗ можно выделить сейсмичные (сейсмоактивные, сейсмогенные) и асейсмичные слои. Причем в северо-восточной части СФЗ их шесть, а в относительно тонкой юго-западной – четыре (рис. 2.12). Первый приповерхностный слой глубиной от 0 до 40 км связан с коровой сейсмичностью [Злобин, Бобков, 2003; Сафонов, 2008]. Выявленные в ней сгущения гипоцентров и очаги с наибольшей магнитудой ( $M = 4-6$ ) приурочены к глубинным разломам о. Сахалин (Западно-Сахалинскому, Центрально-Сахалинскому, Хоккайдо-Сахалинскому и др.), а также в центральной части Охотского моря и на юге п-ова Камчатка. Второй слой асейсмичный, под ним расположена область гипоцентров, относимых к Курило-Камчатской СФЗ. На разрезе она представлена в юго-западной половине профиля слоем 3, а в северо-восточной – слоями 3 и 5, разделенными асейсмичным слоем 4 (рис. 2.12). При этом выявляется резкое различие между юго-западной и северо-восточной частями СФЗ. В первой части она представлена одним относительно тонким слоем толщиной от 80 до 100 км, а северо-восточная – двумя слоями общей мощностью до 400 км. Разделяющий их слой 4 имеет мощность до 100 км в центральной части профиля под восточной частью Охотского моря, а к п-ову Камчатка этот слой выклинивается. Ниже по разрезу расположено асейсмичное поле 6.

Северо-восточная половина профиля пересекает СФЗ, и здесь выделяется два сейсмоактивных слоя (3 и 5) мощностью 180–200 и 240–320 км соответственно. Суммарная их мощность составляет до 500 км. Эти слои могут быть представлены единым телом, падающим на юго-запад от глубин 0–350 км под п-овом Камчатка до 650 км под центральной частью Охотского моря.

Дальнейшее рассмотрение особенностей сейсмоактивных слоев показывает, что толщина слоя 3 западной части профиля до ПК 450 увеличивается с юго-запада (под Татарским проливом и о. Сахалин) от 100 до 200 км. Слой имеет здесь хорошо обозначенные границы и может быть представлен тремя блоками, разделенными субвертикальными зонами повышенной концентрации гипоцентров. Протяженность блоков по горизонтали составляет 120–160 км. Толщина первых двух составляет около 80 км, третий блок трапециевидной формы имеет толщину около 180 км. В верхней части земной коры первого блока расположены структуры Татарского прогиба, над двумя остальными – о. Сахалин, его восточный шельф и Анивский прогиб.

Во второй части профиля (северо-восточнее ПК 450–600) суммарная мощность сейсмогенных слоев, представляющих сечение СФЗ по этому направлению, существенно увеличивается и достигает в центральной и северо-восточной частях профиля до 300–650 км.

### Субвертикальные зоны повышенной концентрации гипоцентров землетрясений

Помимо группирования гипоцентров землетрясений в субгоризонтальных слоях в СФЗ можно выделить субвертикальные зоны повышенной концентрации. Они установлены путем объединения гипоцентров землетрясений в области их повышенной концентрации, которые прослеживаются на общем фоне распределения гипоцентров землетрясений. Эти зоны разделяют слои на блоки и подобны глубинным разломам (рис. 2.12). Самая значительная из них находится в центральной части профиля, расположенной в верхней части разреза в районе ПК 400–600. Она делит разрез на две различающиеся части. Юго-западная половина профиля, включающая блоки земной коры I–II, существенно отличается от северо-восточной части, состоящей из блоков III–V (рис. 2.11, 2.12). Это подтверждается и данными сейсмотомографии. Анализируя скоростные срезы [Gorbatov et. al., 2000] по блокам  $6^\circ \times 6^\circ$  в слоях 300–410, 410–520, 520–60 и 660–830 км в Дальневосточном сегменте, ограниченном координатами  $40\text{--}80^\circ$  с. ш. и  $130\text{--}210^\circ$  в. д., можно заключить следующее. На фоне мозаичной скоростной структуры верхней мантии под Охотским морем к востоку от южной части о. Сахалин среди поля нормальных значений скорости расположена аномальная скоростная зона. Она охватывает юго-западную половину (до ПК 400–600 на рис. 2.12) разреза, разделяя его, таким образом, на две отличные части.

Помимо различий в земной коре, существенно отличается строение сейсмогенных слоев в верхней мантии. Так, в юго-западной части профиля (примерно до ПК 450) гипоцентры землетрясений концентрируются в относительно тонком, четко выраженном слое, в то время как в его северо-восточной части наблюдается два сейсмогенных слоя суммарной мощностью до 550 км.

Кроме основной зоны концентрации землетрясений выделяется еще ряд субвертикальных и наклонных зон мощностью около 30–60 км. Первые три зоны (I–III) выделяются в крупном блоке в юго-западной части разреза. Они включают о. Сахалин и прилегающие акватории Охотского моря, положение которых соответствует областям в районе ПК 0, 130 и 220–300. Эти относительно небольшие субвертикальные (разломные) зоны делят разрез на вышеописанные блоки в слое 3.

В северо-восточной части разреза выделяется еще от трех до шести аналогичных разломных зон. Из них нами обозначены лишь первые три зоны (IV–VI), так как северо-восточнее число гипоцентров резко возрастает и они сливаются на общем фоне. Гипоцентры, расположенные на больших глубинах в верхней мантии, во всех выделяемых зонах находят соответствие гипоцентрам, расположенным на соответствующих пикетах в земной коре. При этом субвертикальные зоны прослеживаются во всех сейсмогенных слоях.

Наличие таких субвертикальных неоднородностей в верхней мантии можно выделить и по данным сейсмотомографии. Как известно, метод томографической инверсии, дающий хорошее представление о скоростной структуре верхней мантии и больших глубин земли, позволяет выделять области повышенной и пониженной скорости. На типичном вертикальном скоростном разрезе для S-волн, построенном методом трехмерной сейсмической томографии по профилю, поперечному к Японской СФЗ, то есть расположенному в ближайшем к рассматриваемому нами региону, хорошо видны скоростные особенности строения мантии [Yamanaka et. al., 1992]. При этом на скоростном разрезе, представленном в виде ячеек верхней мантии размером 50 x 50 км с разными значениями скорости, также могут быть выделены субвертикальные неоднородности, аналогичные описанным нами.

## Сопоставление вертикальных зон концентрации гипоцентров в верхней мантии с разломами в земной коре

Выделенные вертикальные зоны концентрации гипоцентров землетрясений (I–VI, рис. 2.12) сопоставлены с положением глубинных сквозькоровых разломов, выявленных геолого-геофизическими (в основном сейсмическими) методами. Они сопоставлены с разломами на схеме акустического фундамента [Злобин, Злобина, 2001], тектонической схеме Охотоморского региона [Структура..., 1996] и глубинном разрезе земной коры вдоль профиля I (юг о. Сахалин – п-ов Камчатка; рис. 2.11).

Практически все глубинные разломы, установленные ранее геолого-геофизическими методами в земной коре, находят свое отражение в особенностях сейсмичности верхней мантии, а именно – в соответствии положения субвертикальных зон концентрации гипоцентров. Так, например, четкая зона повышенной концентрации гипоцентров I в районе ПК 0 и разделяющая блоки в слоях 1, 2 и 3 соответствует межрегиональному Хоккайдо-Сахалинскому разлому (рис. 2.12). Таким образом, этот разлом находит продолжение в верхней мантии и может коррелироваться с четко выраженной здесь зоной шириной 20–30 км, прослеживающейся в мантии на глубинах до 300–350 км.

Заметим, что мощность сейсмогенного слоя 3 по обе стороны этой разломной зоны разная. В северо-западном приподнятом «крыле» (западнее ПК 0) мощность слоя около 100 км, а в северо-восточном – от 30 до 70 км на ПК 50–250. Причем далее к востоку (ПК 250–450) после разломной зоны II она увеличивается до 200 км.

Второй небольшой разлом в земной коре, установленный по сейсмическим данным в районе ПК 120–150 (рис. 2.12) под заливом Терпения, находит отражение в основном в коровых землетрясениях. Здесь восточнее Хоккайдо-Сахалинского разлома подошва земной коры поднимается с глубин от 24 до 18 км, а еще восточнее (северо-восточнее второго небольшого разлома) залегает на глубинах 15–17 км. Этот разлом также находит свое отражение в сейсмогенном слое 3, где он выражен в виде вертикальной зоны концентрации гипоцентров глубинных землетрясений, очаги которых расположены под разломом (рис. 2.12).

Субвертикальная зона концентрации землетрясений II, расположенная восточнее по профилю, соответствует в земной коре глубинному разлому в районе ПК 300 (рис. 2.12), который отделяет структуры прогиба залива Терпения, поднятия Полевого и сопряженного с ним прогиба от деформированного юго-западного борта поднятия АН СССР.

Самое существенное проявление в положении гипоцентров землетрясений находит глубинная зона III (рис. 2.12) в районе ПК 400. Здесь в земной коре по данным ГСЗ выделялся глубинный разлом на ПК 380–400 (рис. 2.11), ограничивающий поднятие АН СССР. По нему подошва земной коры восточнее разлома погружается с глубин 15 до 24 км. Этот разлом хорошо выражен на тектонической схеме Охотоморского региона в виде регионального разлома юго-восточного направления протяженностью более 300 км, секущего все другие разломы [Злобин, 2008]. Соответствующая этому разлому зона концентрации очагов землетрясений (с магнитудой до 4–6) в верхней мантии является самой глубокой и мощной зоной концентрации землетрясений среди описанных нами выше. Она разделяет разрез на две части и является границей блоков литосферы. При этом в соответствии с разрезом земной коры в юго-западную половину входят блоки I и II, а в северо-восточную – блоки III–V. Отметим, что ранее при анализе строения земной коры авторами также выделялась здесь

граница между блоками и зона неоднородности [Злобин, 2002]. Эта мощная зона концентрации землетрясений III шириной около 90–100 км и глубиной 600 км имеет наклон на северо-восток (рис. 2.12). В результате этого зона III, выделяемая внизу разреза в районе ПК 600–700, в верхней части разреза (земной коре) прослеживается в районе ПК 350–440, что соответствует положению тектонического разлома, установленного по сейсмическим данным на ПК 400 (рис. 2.11). Таким образом, разлом, установленный в земной коре, находит отражение в зоне концентрации гипоцентров землетрясений в верхней мантии.

Следующая зона концентрации гипоцентров землетрясений IV (рис. 2.12), расположенная на ПК 850–940, может быть связана с разломной зоной в земной коре в районе ПК 800. Здесь, на восточном окончании поднятия АН СССР, начинается сопряженная система Большерецкого прогиба и одноименного выступа, которые отделены глубинным разломом. Он, возможно, имеет продолжение в верхнюю мантию, видимое на разрезах (рис. 2.11, 2.12).

Аналогично находят свое отражение и другие коровые разломы, причем как в коровых землетрясениях, так и в нижерасположенных субвертикальных зонах концентрации гипоцентров землетрясений верхней мантии. Следовательно, выделенные авторами ранее [Злобин, 2002] блоки земной коры и разломы находят отражение в верхней мантии. При этом границы блоков и разломы в земной коре соответствуют зонам концентрации гипоцентров землетрясений (рис. 2.12).

### Выводы

Таким образом, рассматривая результаты выполненных исследований распределения гипоцентров землетрясений, а также глубинного строения земной коры и верхней мантии региона, можно заключить следующее.

1. В земной коре выделены крупные блоки и их границы, представленные зонами сочленений и разломами. Полученная модель земной коры многослойная. В ней выделяется до пяти сейсмических границ, которые, согласно глубинным разрезам, являются как субгоризонтальными, так и наклонными, со сложной морфологией. Дизъюнктивные нарушения представлены метасдвигами, региональными коровыми и сквозькоровыми разломами, которые имеют разное направление, в том числе и ортогональное к простиранию СФЗ. Наблюдается прослеживание некоторых глубинных структур земной коры (разломов) в верхнюю мантию. Строение последней также многослойное. Модель мантии представляется полиастеносферной с чередованием слоев различных скоростных и прочностных свойств. Основной особенностью верхней мантии в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану является наличие СФЗ.

2. Согласно существующим представлениям тектоники плит [Новая..., 1974 и др.], СФЗ связана с субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты и избразалась обычно в поперечном сечении в упрощенном виде неким монолитным плитообразным телом шириной около 80–100 км. При этом приводились оси сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений, направленные по падению субдуцирующей плиты [Короновский и др., 2001; Stauder, 1973; Ichikawa, 1971; Isacks, Molnar, 1971]. Однако, во-первых, выполненный в настоящей работе анализ внутреннего строения СФЗ и его связи со структурами земной коры позволяет сказать, что в пространстве СФЗ представляет собой более сложное тело. Во-вторых, известны принципиально важные результаты исследований механизмов очагов землетрясений в Тихоокеанском сейсмическом поясе, включающих его северо-западную часть (Курило-Камчатскую СФЗ), которые свидетельствуют о том, что направления осей сжатия и растяжения и, соответственно, подвижек здесь являются разными, а не только по падению

СФЗ [Балакина, 1971 а–в, 1981; Океанология..., 1979]. При этом установлено, что большинство определений механизмов очагов землетрясений вычислены для глубин менее 100 км и здесь напряжения сжатия ориентированы преимущественно под малыми углами к горизонту. Промежуточные землетрясения (на глубине 100–300 км) свидетельствуют, что ориентация напряжений в их очагах оказывается различной в разных районах и в ряде районов Тихоокеанского сейсмического пояса сохраняется примерно та же ориентация напряжений, что и в верхних 100 км [Океанология..., 1979], то есть далеко не только вдоль падения СФЗ. И, наконец, говоря о глубоких очагах, отметим, что во многих районах Тихоокеанского сейсмического пояса они также не имеют единой и устойчивой картины ориентации напряжений. Соответственно, направления сжатия в очагах глубоких толчков в ряде случаев значительно отличаются от направления падения фокальных зон [Океанология..., 1979].

Исходя из сказанного, можно заключить, что существовавшее представление о СФЗ как о едином теле, в котором сжатие и растяжение ориентированы по его падению, можно считать лишь первым грубым приближением. Такое заключение согласуется с результатами изучения механизмов очагов Л. М. Балакиной, которая писала, что «фокальные зоны Тихоокеанского кольца в свете новых сейсмологических данных уже нельзя рассматривать в виде единых, крупных разломов или плит, погружающихся под континент (островные дуги). Процесс генерации землетрясений в этих зонах представляется много сложнее» [Океанология..., 1979].

3. На глубинном разрезе Курило-Камчатской СФЗ видно, что ее внутреннее строение и распределение гипоцентров вдоль нее разнообразны. Мощность СФЗ меняется от нескольких десятков до нескольких сотен километров. В связи с этим она не является неким единым параллелепипедальным телом, как ее представляли ранее схематично, например, в работе [Новая..., 1974]. В действительности теперь можно сказать, что форма и строение СФЗ, видимо, намного сложнее. При детальном анализе распределения гипоцентров землетрясений можно выделить определенные слои и субвертикальные зоны их повышенной концентрации. Если связывать СФЗ с субдукцией, то необходимо как минимум считать, что строение субдуцирующего тела намного сложнее и его нельзя представлять простой, единой литосферной плитой параллелепипедальной формы.

4. На представленном варианте интерпретации распределения землетрясений по продольному разрезу СФЗ через Охотское море в зоне субдукции видно, что форма выделенных зон концентрации землетрясений различна. Она может аппроксимироваться субвертикальными и наклонными зонами. Причем эти зоны могут быть выделены не по простирацию СФЗ, а вкрест, то есть являться секущими по отношению к ней. Кроме того, из рассмотрения тектонической схемы региона следует, что здесь в литосфере имеют место и разломы, которые являются секущими по отношению к СФЗ.

5. Выявлено соответствие разломов, установленных в земной коре по данным сейсмических исследований ГСЗ, МОВ ОГТ, МОВЗ, глубинным субвертикальным зонам повышенной концентрации гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии. Таким образом, СФЗ представляется неоднородной, разбитой близвертикальными и наклонными зонами, имеющими, возможно, связь с разломами в земной коре.

6. Выявляемая на глубинных разрезах поперечная зональность СФЗ и наличие в ней субвертикальных неоднородностей говорят о ее сложной геометрии, что находит определенное отражение в ее геологическом строении.

## 2.4. Взаимосвязь глубинных структур Охотской литосферной плиты с возможной нефтегазоносностью и флюидами

Дальнейшие перспективы прогноза обнаружения углеводородов связаны с тем, на какой теории ее происхождения они основаны. От этого зависит и роль, которая принадлежит исследованиям глубинного строения земли. Несмотря на подавляющее доминирование в течение многих десятилетий концепции органического происхождения нефти, допустимо и существование альтернативной гипотезы [Шахновский, 2002], то есть возможность неорганического происхождения нефти. Из какой теории необходимо исходить, является принципиально важным, поскольку от этого зависит, на каких глубинах следует изучать поступление и накопление углеводородов.

Авторами в Курило-Охотском регионе в 1975–2008 гг. выполнены глубинные сейсмические исследования методами ГСЗ, КМПВ, МОВЗ, МОВ ОГТ [Злобин, 1987, 2001, 2006, 2008; Злобин, Бобков, 2003; Злобин, Злобина, 1991; Злобин, Полец, 2007]. В результате построены глубинные разрезы земной коры и верхней мантии Охотского моря от о. Сахалин до п-ова Камчатка и Курильской островной дуги. При исследованиях глубинного строения земной коры определялись скоростные характеристики слоев и их возможная геологическая природа. При этом установлены внутренние неоднородности различной природы, блоки, а также внутрикоровые и глубинные разломы.

Зоны разломов являются тектонически ослабленными зонами. По ним могли подниматься магматические флюиды. В связи с этим в ряде случаев к выявленным разломным зонам приурочены вулканические аппараты, зоны оруденения, а также гипоцентры землетрясений. Были выявлены глубинные каналы, связывающие очаги вулканов с зонами магмосодержания. Таким образом, выделялись зоны повышенной проницаемости, по которым возможен подъем флюидов. Но кроме магматических флюидов с этими глубинными зонами возможно связывать подъем иных флюидов (углеводородов). Такие зоны выделялись нами в земной коре и верхней мантии Курильской островной дуги СФЗ, а также в земной коре Охотского моря. На вулканических островах Курильской гряды разломные зоны, выделенные по сейсмическим данным МОВЗ и ГСЗ, представляли наибольший интерес для установления их связи с вулканическими аппаратами и зонами магнеообразования, а в зонах СФЗ – с катаклазированными породами в очаговых зонах землетрясений. Выявление же разломов в земной коре по данным МОВ ОГТ в Охотском море представляет интерес, прежде всего, именно для оценки проницаемости для углеводородов.

На разрезе земной коры вдоль профиля юг о. Сахалин – Охотское море – п-ов Камчатка выявлен ряд глубинных разломов. Из них сквозькоровые расположены по флангам профиля – в присахалинской и прикамчатской частях. Наибольший интерес с точки зрения существования возможных каналов транспортировки глубинных флюидов в юго-западной части профиля представляют два региональных разлома и один внутрикоровый. Первые два установлены на ПК 0–50, третий – на ПК 130–140 (рис. 2.11). В северо-восточной части профиля наибольший интерес представляют глубинные разломы на ПК 1140 и ПК 1290.

Разломы в западной части профиля соответствуют Центрально-Сахалинскому и Хоккайдо-Сахалинскому разломам. Если первый из них проходит среди складчатых наземных структур о. Сахалин, то второй относится к структурному шву, он проходит в восточной части о. Сахалин и по шельфу Охотского моря, заливу Терпения Охотского моря, проливу Лаперуза и уходит на о. Хоккайдо. Таким образом, этот глубинный разлом (шов) пересекается сейсмическим

профилем и расположен под акваториями залива Терпения Охотского моря. Здесь в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ выявлен ряд структур, в том числе Западно-Охотский и Стародубский прогибы. В последнем мощность осадочных отложений не превышает 4–10 км. В заливе Терпения в настоящее время углеводороды не найдены, в отличие от крупных месторождений севернее – в Дерюгинском прогибе. Однако нахождение под ним зоны глубинного разлома, достигающего мантии, позволяет считать, что в нижние горизонты прогиба могут проникать углеводородные флюиды. Кроме того, большая часть Хоккайдо-Сахалинского разлома проходит вдоль восточной окраины о. Сахалин, на северо-восточном шельфе которого открыты крупнейшие промышленные месторождения нефти и газа (Чайвинское, Арктун-Дагинское, Пильтун-Астохское, Одоптинское и др.). При этом Хоккайдо-Сахалинский разлом и оперяющие его тектонические нарушения являются сейсмоактивными. Следовательно, можно ожидать наличия связи активности этого «живого» глубинного разлома как с сейсмичностью, так и с возможной транспортировкой углеводородных флюидов с больших глубин. В таком случае залежи и месторождения углеводородов могут быть и в более глубоких горизонтах, чем обнаружено до сих пор. Отметим, что третий из названных разломов в юго-западной части профиля имеет меньшую глубину. Возможно, он также доходит до поверхности М, но осадочный чехол здесь имеет меньшую мощность (2–4 км).

Глубинные разломы северо-восточной части на ПК 1140 и ПК 1290 профиля проникают в мантию и могут играть большую роль в оценке потенциала на углеводороды. Особенно важным является то, что, как показано ранее в работе [Злобин, 2002], на карте изопахит в пределах Большерецкого выступа, севернее Голыгинского прогиба, предполагается наличие ловушки углеводородов, которая выделена на основании выклинивания и примыкания слоев осадочных отложений кайнозойского чехла. До сих пор поиски нефти и газа многие десятилетия велись несколько северо-западнее этой области в Западно-Камчатском нефтегазоносном районе – Ичинском и Колпаковском прогибах. В последнем были найдены газоконденсатные залежи.

Таким образом, наибольший интерес с учетом проницаемости разломов для нефти и газа, а также их накопления в ловушках представляют места пересечения глубинного разлома, установленного на ПК 1140 профиля. Можно предположить, что сейсмические исследования в Охотском море позволят установить наличие глубинных структур (разломов), способных содействовать подъему глубинных флюидов и образованию в соответствующих структурах верхнего этажа земной коры месторождений нефти и газа.

#### **О возможной нефтегазоносности в зонах коллизий на границах Охотской литосферной плиты**

Как было сказано выше, Охотская литосферная плита граничит с Тихоокеанской на востоке, Евразийской – на северо-западе, Североамериканской – на севере и Китайской – на юго-западе. На основе детального анализа сейсмичности авторами проведены границы Охотской плиты. Восточная граница не вызывает сомнений и проводится всеми по Курило-Камчатской СФЗ. С точки зрения изучения связи образования и накопления залежей углеводородов, наличия и положения каналов подъема из глубин флюидов рассмотрены две зоны: северная часть юго-западной границы плиты и северо-восточная на северной границе [Злобин, 2008].

*Юго-западная граница Охотской литосферной плиты.* Ее положение к настоящему времени определено неоднозначно и проводится по-разному. Так,

японские ученые [Сено и др., 1995] и многие отечественные геофизики проводят ее через о. Сахалин в меридиональном направлении и продолжают ее далее на север через Охотское море. Тем самым полностью игнорируются отсутствие здесь землетрясений, а также региональные и глубинные закономерности геологических структур (например, дугообразная форма Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса). Построенная нами схема основана на том, что юго-западная граница плиты севернее о. Сахалин проходит по однозначно фиксируемым эпицентрам землетрясений, которые поворачивают здесь на запад. С юга острова указанная граница проходит по Татарскому проливу, далее в срединной части она пересекает остров, где структуры мелового преддугового прогиба смещены по мезозойскому трансформному разлому [Рождественский, 1993]. Затем она продолжается вдоль восточной стороны о. Сахалин до его окончания, после чего граница плиты поворачивает к материку на запад, контактируя с Китайской плитой. Причины смещения региональных меридиональных разломов и связанных с ними структур вдоль о. Сахалин и, согласно им, юго-западной границы литосферной плиты, как нам представляется, связаны с раскрытием Южно-Курильской впадины вследствие образования рифта под действием мантийного диапира.

Зоны сочленения плит рассматриваются как зоны повышенной проницаемости, в которых может иметь место подъем флюидов, что подтверждается наличием многочисленных месторождений углеводородов на восточном шельфе о. Сахалин на севере юго-западной границы плиты. Поэтому, исходя из плитотектонического критерия [Клещеев и др., 2001], в южной части юго-западной границы плиты во многих локальных структурах Татарского пролива можно ожидать наличия месторождений углеводородов (газа и газоконденсата). Основанием для этого является следующее: под Татарским проливом расположен Западно-Сахалинский осадочный бассейн, включающий в себя Северо-Татарский, Централно-Татарский, Южно-Татарский прогибы, прогиб Исикари и Западно-Сахалинское поднятие. При этом для разломов Северо-Татарского прогиба характерны повышенная сейсмическая активность и флюидопроницаемость [Структура..., 1996]. Централно-Татарский пролив отделен от соседних структурных элементов региональными разломами, а его срединная часть представляет собой крупную зону растяжения среднепозднемиоценового времени, что может способствовать подъему глубинных флюидов. Центральная часть Южно-Татарского прогиба также является областью интенсивного растяжения. Прогиб Исикари представляет собой, по сути, ассиметричную синклинальную структуру. Таким образом, в южной части юго-западной границы Охотской плиты имеется ряд структур, перспективных для обнаружения углеводородов. В северной части юго-западной границы уже нет необходимости доказывать наличие нефтегазоносности, поскольку здесь на шельфе уже найдены крупные месторождения и ведется промышленная добыча углеводородов.

**Северная граница Охотской литосферной плиты.** Она представляет собой границу типа Plate-boundary zones, то есть деформации плит здесь происходят в широкой зоне и сейсмичность представляет собой «размытую» полосу рассеянной сейсмичности. Авторами рассмотрено положение северной границы Охотской литосферной плиты на основе детального изучения сейсмичности в ее северо-восточной (прикамчатской) части. Граница проходит под заливом Шелихова, Западно-Камчатским бассейном, прогибом Тинро, являющимися здесь основным очагом генерации углеводородов [Злобин, 2002].

В восточной части северной границы плиты таких явных блоковых смещений в пределах п-ова Камчатка не наблюдается. В то же время северная граница

Охотской плиты недостаточно хорошо изучена. Отметим, что в заливе Шелихова имеет место группирование сильных землетрясений субширотного направления, обрывающееся в районе западного побережья п-ова Камчатка южнее м. Южный до р. Ича. Таким образом, от р. Ича до м. Южный может иметь место смещение блоков литосферы, восточнее которого граница Охотской и Североамериканской плит смещается по субмеридиональному разлому на юг. Далее она проходит между южным окончанием прогиба Тинро и северной границей Центрально-Охотского свода [Злобин, 2002]. Морфология северо-восточной части Охотского моря (залива Шелихова), видимо, отражает движение блоков Охотской плиты, осложнившее ее форму, аналогично изгибу границы плиты северо-западнее о. Сахалин в районе Шантарских островов, севернее которых выделяются крупные очаги нефтеобразования [Геология..., 2002].

Поскольку на юго-западной границе Охотской плиты на шельфе о. Сахалин найдены значительные промышленные запасы нефти и газа, то есть смысл рассмотреть в этом отношении и восточную (прикамчатскую) часть Охотской плиты. Авторами проанализировано сочленение северной и восточной границ [Злобин, 2002]. Как следует из анализа сейсмичности, возможно, что в северо-восточной части плита также имеет сложное строение. Цепочка эпицентров сильных землетрясений субширотного направления южнее г. Магадан (п-ов Кони и п-ов Пягина) по траверсу п. Охотск – п. Усть-Хайрюзово на п-ове Камчатка, возможно, трассирует границу блока литосферы. Эта граница может быть продолжением мощного раздела в литосфере между Североамериканской и Тихоокеанской плитами вдоль Алеутской дуги, который, возможно, был смещен на юг по линии секущего ортогонального разлома, протягивающегося от п. Усть-Тигиль (м. Омгон) до устья р. Ича на западе п-ова Камчатка. Такое предположение отражают эпицентры очагов сильных землетрясений.

Если обратиться к построенной авторами структурной схеме акустического фундамента [Злобин, 2002], то видно, что такая предполагаемая в субширотном направлении разломная зона от п. Охотска до п. Усть-Хайрюзово проходит между впадиной Тинро и Прикамчатским валом. Соответственно, ортогональная зона смещений (коровый разлом) трассируется серией тектонических нарушений субмеридионального направления к западу от п-ова Камчатка в выявленных структурах фундамента и осадочного чехла восточной части Охотского моря (в Прикамчатском вале), что соответствует на побережье п-ова Камчатка территории от м. Утхолокский до устья р. Ича.

Вторая аналогия тектонической обстановки и развития западной присахалинской части Охотской плиты и восточной прикамчатской заключается в том, что Дерюгинский прогиб, содержащий большинство месторождений нефти на шельфе о. Сахалин, и прогибы Тинро и Шелихова, согласно Гнибиденко [1976], являются рифтовыми структурами. Здесь Г. С. Гнибиденко выделяет Северо-Охотскую рифтовую зону, располагающуюся на северо-восточной окраине Охотского свода, которая протягивается на расстояние свыше 300 км при ширине около 150 км. При этом он отмечает, что северо-западная часть этой зоны также характеризуется относительно повышенной сейсмичностью.

Прогиб Тинро может являться мощным очагом генерации углеводородов, так, например, в работе [Структура..., 1996] здесь прогнозируются их высокие концентрации. О сходстве геологического строения западной части п-ова Камчатка и о. Сахалин указано также в работе [Тютрин, 1982]. По мнению И. С. Тютрина, оно выражается в четкой сопоставимости их кайнозойских отложений, однотипности тектонических структур (преобладании блоковых деформаций) и особенностях проявления магматизма в кайнозое (траппы). Следовательно,

можно говорить об определенном сходстве тектонического развития восточной прикамчатской и западной присахалинской границ Охотской литосферной плиты, а значит, и о перспективе обнаружения здесь углеводородов при наличии соответствующих иных условий (режима осадконакопления, образования коллекторов, покрышек, локальных структур и т. п.).

Таким образом, применение плитотектонических критериев и детальный анализ сейсмичности зон коллизий на границах Охотской литосферной плиты позволяют говорить о возможной здесь нефтегазоносности [Злобин, 2008 а]. Кроме того, глубинные разломы Курило-Охотского региона рассматриваются нами как зоны повышенной флюидопроницаемости. По данным сейсмических исследований, авторами выявлены глубинные структуры (разломы), способные содействовать подъему глубинных флюидов и образованию в соответствующих структурах верхнего этажа земной коры месторождений нефти и газа [Злобин, 2008 б].

### ГЛАВА 3. СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА (ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ)

#### 3.1. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации, их вариации в очаговой зоне сильных землетрясений

##### **3.1.1. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации о. Сахалин с детальными исследованиями западного побережья в южной части острова**

Исследования механизмов очагов негруппированных сильных землетрясений 1992–1999 гг. показали, что в земной коре о. Сахалин преобладают блоки либо со сжимающими, либо с растягивающими напряжениями. Системы упругих напряжений в каждом из блоков различны, но имеют следующие общие черты: оси главных действующих близгоризонтальных напряжений независимо от знака (растяжение или сжатие) ориентированы диагонально или субширотно к простиранию островных структур; близгоризонтальные промежуточные напряжения, с которыми ассоциируется простирание сейсмогенных разрывов, ориентированы субмеридионально или диагонально островным структурам.

В областях с преобладающим воздействием сжимающих напряжений отмечены сейсмогенные подвижки типа взброса (севернее  $52^\circ$  с. ш.) или полотих надвигов (южнее  $52^\circ$  с. ш.). В блоках, находящихся в условиях растяжения, характерны дислокации типа вреза (поддвига) (Сахалинский залив, восточное побережье острова, перешеек Поясок) или сброса (северо-восточный шельф острова).

Сильные землетрясения ( $M \geq 6,0$ ) о. Сахалин происходили вблизи границ, разделяющих разнородно напряженные блоки, как правило, наследуя характер напряженного состояния и основные дислокации среды, вмещающей очаг. В исследованных случаях в очаговых областях сильных землетрясений отмечается диагональная, или субширотная, ориентация главных действующих близгоризонтальных напряжений, которая также независима от знака (Р или Т) поля. Сейсмогенные разрывы в очагах главных толчков происходили в условиях сжатия, являются диагональными к простиранию основных структур, а в областях преимущественно растягивающих напряжений – субмеридиональными. Магнитуда сильнейших ( $M \geq 6,0$ ) землетрясений о. Сахалин, произошедших в условиях сжатия, на 1,0–1,5 единицы выше, чем у сейсмических событий, очаги которых находились под преобладающим воздействием растягивающих напряжений [Иващенко и др., 2001]. Характер распределения напряженного состояния в земной коре о. Сахалин на основе исследования механизмов очагов землетрясений представлен на рис. 3.1, где видно, что все сильнейшие ( $M \geq 6$ ) землетрясения происходили на границе смены знака поля напряжений. Не стали исключением и последние сильные землетрясения: Горнозаводское 17 августа 2006 г. и Невельское 2 августа 2007 г.

Наиболее изучено в настоящий момент Горнозаводское землетрясение.

Получено четыре версии определения гипоцентров (табл. 3.1, приложение 1). Для построения механизмов использована совокупность данных локальной, региональной и глобальной сетей (244 знака).

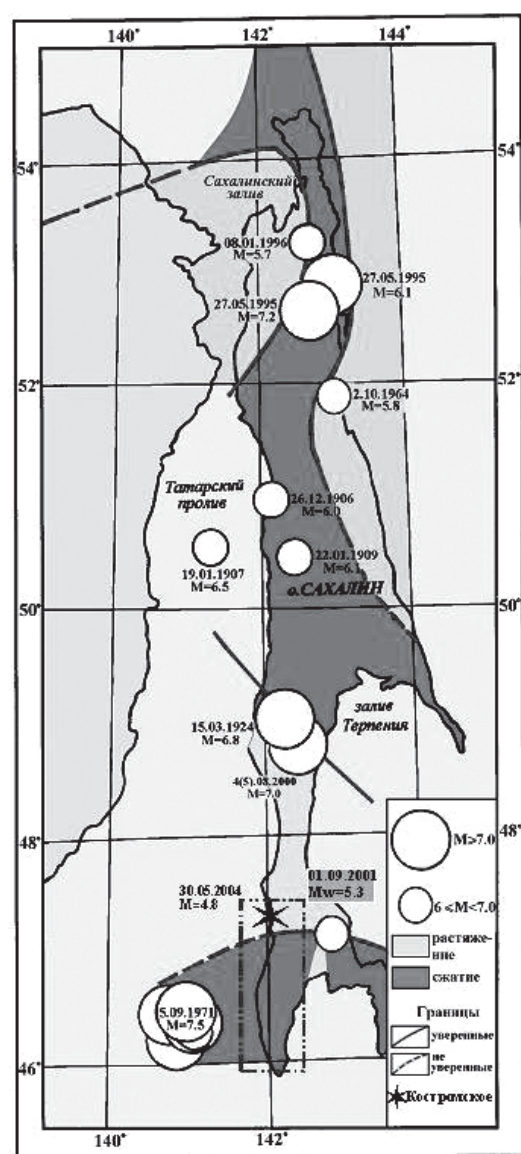


Рис. 3.1. Районирование о. Сахалин по типу напряженного состояния 1905–2001 гг. с эпицентрами сильнейших землетрясений.

Таблица 3.1.

**Основные параметры и решения механизма очага  
для Горнозаводского землетрясения 17 августа 2006 г.**

| №<br>п/п | T <sub>0</sub> | Координаты |        | h,<br>км | M    | Оси главных напряжений |     |    |     |    |     | Нодальные плоскости |    |      |     |    |      | Дисло-<br>кация |
|----------|----------------|------------|--------|----------|------|------------------------|-----|----|-----|----|-----|---------------------|----|------|-----|----|------|-----------------|
|          | ч:мин:с        | с. ш.      | в. д.  |          |      | T                      |     | N  |     | P  |     | NP1                 |    |      | NP2 |    |      |                 |
|          |                |            |        |          |      | PL                     | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK                 | DP | SLIP | STK | DP | SLIP |                 |
| 1.       | 15:20:33.5     | 46.53      | 141.78 | 13       | 5.9  | 56                     | 340 | 29 | 194 | 16 | 94  | 28                  | 67 | 122  | 150 | 39 | 39   | взброс          |
| 2.       | 15:20:34.1     | 46.51      | 141.92 | 8        | 5.6  | 53                     | 354 | 37 | 180 | 03 | 88  | 28                  | 58 | 135  | 146 | 53 | 41   | взброс          |
| 3.       | 15:20:37.97    | 46.58      | 141.85 | 13       | 5.5* | 84                     | 01  | 06 | 162 | 02 | 252 | 348                 | 43 | 98   | 157 | 47 | 82   | взброс          |
| 4.       | 15:20:38.5     | 46.54      | 141.77 | 18       | 5.6* | 77                     | 233 | 04 | 343 | 09 | 75  | 347                 | 35 | 95   | 162 | 55 | 87   | взброс          |

**Пояснение к таблице:** \* – приведена магнитуда Mw; 1 – SHKL (параметры землетрясения, полученные по совместным данным локальных, региональных и глобальных наблюдений); 2 – SHKL (параметры землетрясения определены по данным локальной сети по программе «HYPOINVERSE»); 3 – NEIC; 4 – HARVARD.

Относительно Невельского землетрясения известны лишь решения механизмов очагов по данным зарубежных агентств (табл. 3.2).

Таблица 3.2.

**Основные параметры и решения механизма очага  
для Невельского землетрясения 2 августа 2007 г.**

| №<br>п/п | Агент-<br>ства | Координаты |        | T <sub>0</sub> | h,<br>км | Mw  | Оси главных напряжений |     |    |     |    |     | Нодальные плоскости |    |      |     |    |      |
|----------|----------------|------------|--------|----------------|----------|-----|------------------------|-----|----|-----|----|-----|---------------------|----|------|-----|----|------|
|          |                | с. ш.      | в. д.  | ч:мин:с        |          |     | T                      |     | N  |     | P  |     | NP1                 |    |      | NP2 |    |      |
|          |                |            |        |                |          |     | PL                     | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK                 | DP | SLIP | STK | DP | SLIP |
| 1.       | NEIS           | 47.25      | 141.76 | 02:37:44       | 3        | 6,2 | 68                     | 277 | 00 | 186 | 22 | 96  | 185                 | 23 | 89   | 06  | 67 | 91   |
| 2.       | USGS           | 46.89      | 141.87 |                | 12       | 6,2 | 89                     | 227 | 01 | 06  | 01 | 96  | 187                 | 45 | 91   | 06  | 46 | 89   |
| 3.       | NEIS           | 46.80      | 141.71 | 05:22:21       | 14       | 5,8 | 85                     | 140 | 03 | 10  | 04 | 279 | 06                  | 41 | 85   | 193 | 49 | 95   |

Анализ приведенных данных (табл. 3.1, 3.2) показал, что оба землетрясения произошли в сходных сейсмотектонических условиях. Это позволило построить суммарное осредненное поле упругих напряжений и осредненный механизм изучаемых землетрясений (табл. 3.3).

Таблица 3.3.

**Осредненное поле упругих напряжений и сейсмодислокация  
для совокупности очагов Горнозаводского и Невельского землетрясений**

| Оси главных напряжений |     |    |     |    |     | Нодальные плоскости |    |      |     |    |      | Дислокация |
|------------------------|-----|----|-----|----|-----|---------------------|----|------|-----|----|------|------------|
| T                      |     | N  |     | P  |     | NP1                 |    |      | NP2 |    |      |            |
| PL                     | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK                 | DP | SLIP | STK | DP | SLIP |            |
| 55                     | 342 | 34 | 195 | 13 | 94  | 29                  | 66 | 127  | 148 | 42 | 38   | взброс     |

Суммарное осредненное поле упругих напряжений и осредненный механизм Горнозаводского и Невельского землетрясений показан ниже (рис. 3.2).

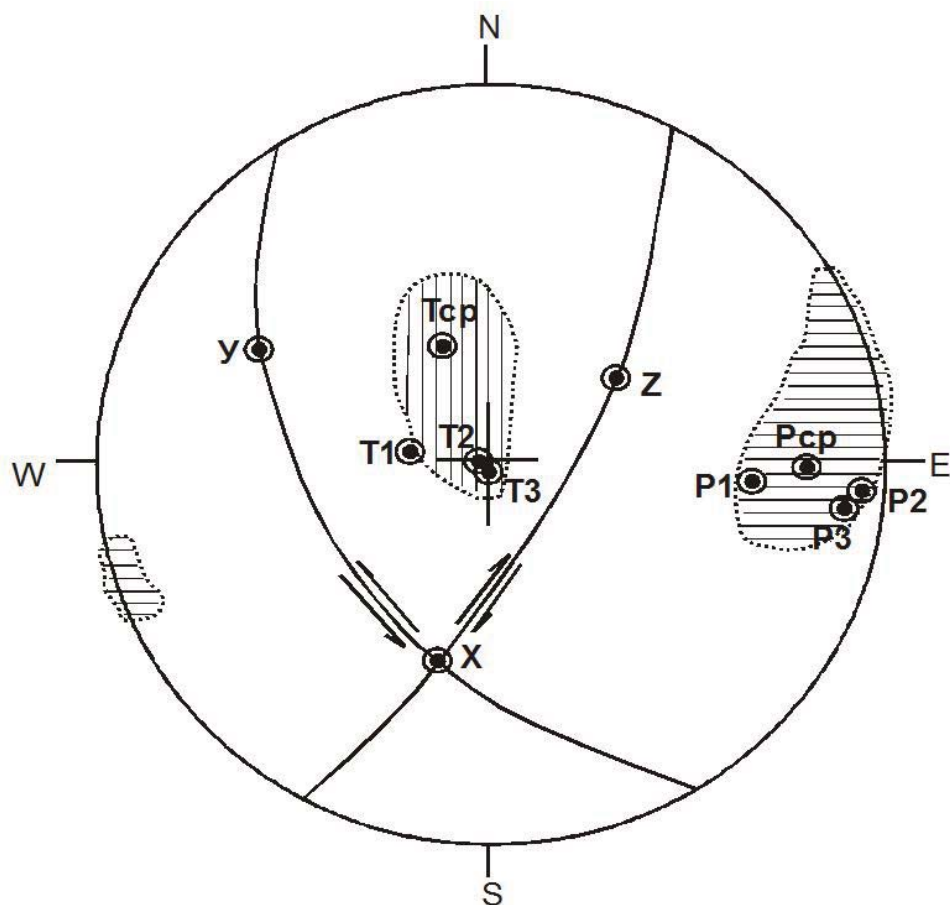


Рис. 3.2. Суммарное осредненное поле упругих напряжений и осредненный механизм Горнозаводского и Невельского землетрясений (индекс: 1, 2, 3 – номера решений в табл. 3.2).

Таким образом, установлено, что очаги изучаемых землетрясений находились в условиях близгоризонтального сжатия, ориентированного субширотно, и более крутого субмеридионального растяжения. Висячие крылья разлома в очаге поднялись и сдвинулись либо к юго-западу (PL1), либо к юго-востоку (PL2); сейсмодислокация – взброс.

В результате полученных механизмов очагов Горнозаводского, Невельского и других землетрясений южной части острова была построена схема сейсмодислокаций западного побережья юга о. Сахалин в 1981–2004 гг. (приложение 2). На полученной схеме видно, в рассмотренное время на юго-западе о. Сахалин в основном имели место подвижки типа поддвиг, пологий надвиг и сдвиг. В целом в пределах острова в характере напряженного состояния очагов преобладают сжатие или растяжения и имеют место подвижки типа взброс, сброс, взбрососдвиг, сбрососдвиг, поддвиг [Поплавская и др., 2007].

### 3.1.2. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 г.

Детальные исследования вариаций поля упругих напряжений сильных землетрясений в динамике позволили выявить закономерности сейсмического процесса [Злобин и др., 2007, 2008]. В качестве примера взята очаговая область катастрофического Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 г. с гипоцентром восточнее Малой Курильской гряды ( $t_0 = 13$  час. 23 мин. Гринвичского времени;  $H = 26$  км;  $M = 8,1$ ).

Экспериментальный материал исследования составили: решения механизмов очагов землетрясений 1991–1994 гг., предшествовавших возникновению Шикотанского землетрясения; механизм главного толчка, его форшоков [Землетрясения..., 1997, 2000] и частично афтершоков [Землетрясения..., 2000].

Решения механизмов получены по единой методике [Аптекман и др., 1979; Балакина и др., 1972], что существенно. Сравнительному анализу подвергались как пространственно-временные характеристики поля упругих напряжений, так и соответствующие им сейсмодислокации (табл. 3.4, см. приложение 3).

Таблица 3.4.

#### Характер напряженного состояния и типы сейсмодислокаций в очагах землетрясений, предшествовавших главному событию

| № п/п | № по рабочему каталогу | Дата, д. м. г. | Время (Гринвич), час. мин. | Глубина очага, Н, км | Сейсмодислокация | Группа сейсмодислокаций (тип) | Главное напряжение* |
|-------|------------------------|----------------|----------------------------|----------------------|------------------|-------------------------------|---------------------|
| 1.    | 3                      | 20.01.1991     | 11 07                      | 59                   | взброс           | 1                             | Р                   |
| 2.    | 19                     | 4.04.1991      | 09 00                      | 39                   | пол. надвиг      | 3                             | Р                   |
| 3.    | 21                     | 13.04.1991     | 01 38                      | 73                   | пол. надвиг      | 3                             | Р                   |
| 4.    | 37                     | 10.07.1991     | 05 52                      | 97                   | поддвиг          | 2                             | Т                   |
| 5.    | 40                     | 21.07.1991     | 14 20                      | 47                   | сдвиг            | 3                             | Р = Т               |
| 6.    | 7                      | 07.02.1992     | 00 06                      | 51                   | взброс           | 1                             | Р                   |
| 7.    | 17                     | 18.03.1992     | 16 25                      | 32                   | сброс            | 2                             | Т                   |
| 8.    | 24                     | 06.04.1992     | 03 35                      | 95                   | сброс            | 2                             | Т                   |
| 9.    | 28                     | 05.05.1992     | 08 55                      | 38                   | взброс           | 1                             | Р                   |
| 10.   | 32                     | 23.05.1992     | 09 48                      | 58                   | поддвиг          | 2                             | Т                   |
| 11.   | 61                     | 07.12.1992     | 02 11                      | 48                   | взброс           | 1                             | Р                   |
| 12.   | 62                     | 07.12.1992     | 05 49                      | 44                   | поддвиг          | 2                             | Т                   |
| 13.   | 66                     | 21.12.1992     | 18 43                      | 80                   | пол. надвиг      | 3                             | Р                   |
| 14.   | 18                     | 08.03.1993     | 08 01                      | 72                   | взброс           | 1                             | Р                   |
| 15.   | 8                      | 12.04.1994     | 00 17                      | 128                  | пол. надвиг      | 3                             | Р                   |

| № п/п | № по рабочему каталогу | Дата, д. м. г. | Время (Гринвич), час. мин. | Глубина очага, Н, км | Сейсмодислокация | Группа сейсмодислокаций (тип) | Главное напряжение* |
|-------|------------------------|----------------|----------------------------|----------------------|------------------|-------------------------------|---------------------|
| 16.   | 16                     | 25.06.1994     | 08 38                      | 65                   | сдвиг            | 3                             | $P = T$             |
| 17.   | 41                     | 31.08.1994     | 09 07                      | 78                   | сдвиг            | 3                             | $P = T$             |
| 18.   | 45                     | 04.10.1994     | 13 23                      | 26                   | взброс           | 1                             | $P$                 |
| 19.   | 51                     | 04.10.1994     | 15 24                      | 32                   | взброс           | 1                             | $P$                 |
| 20.   | 67                     | 05.10.1994     | 04 00                      | 36                   | сдвиг            | 3                             | $P = T$             |

**Пояснение к таблице:** \* – оси близгоризонтального сжатия ( $P$ ) и растяжения ( $T$ ). Равенство  $P = T$  означает, что оси  $P$  и  $T$  наклонены к горизонту под одинаковыми углами в пределах точности их локализации.

В 1991–1994 гг. наблюдалось пять видов сейсмодислокаций, для удобства анализа объединенных в три группы (табл. 3.4): в условиях преобладающего сжатия ( $P$ ) – взбросы и пологие надвиги (тип 1); в условиях преобладающего растяжения ( $T$ ) – сбросы, поддвиги (тип 2); в условиях равнодействия сжатия и растяжения ( $P = T$ ) – сдвиги (тип 3). Анализ таблицы показал, что, несмотря на кажущуюся хаотичность, прослеживается цикличность в смене характеристик поля упругих напряжений и соответствующих сейсмодислокаций. За начало цикла принято состояние равновесия поля упругих напряжений, действующих в очаге землетрясения ( $P = T$ ). Далее анализ проводился в хронологическом порядке.

Впервые за рассматриваемый период равновесное состояние среды, вмещающей изучаемые очаги землетрясений, отмечено 21 июля 1991 г. (событие № 40, см. приложение 3 и в табл. 3.4). Дислокация в очаге – сдвиг (тип 3), глубина гипоцентра  $H = 47$  км. Следующая во времени подобная ситуация в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 г. отмечалась только через 3,5 года – 25 июня 1994 г. (событие № 16, см. приложение 1 и в табл. 3.4). Дислокация в очаге – сдвиг (тип 3), глубина гипоцентра  $H = 65$  км. Между этими событиями на всех глубинах наблюдалось постоянное чередование условий сжатия и растяжения (типы дислокаций 1 и 2). Этот период наблюдений, в течение которого поле упругих напряжений было нестабильным, закончился 21 января 1992 г.

С 21 января 1992 г. (событие № 66, см. приложение 1 и в табл. 3.4), то есть за 1 год и 9 месяцев (21 месяц до основного события), сменился характер дислокаций. Далее вплоть до главного толчка и позже наблюдалась смена дислокаций только типов 3 и 1, то есть сдвиг или пологий надвиг и взброс. Это говорит о том, что, начиная с 21 января 1992 г., в очаговой зоне Шикотанского землетрясения поле напряжений стабилизировалось и имели место условия преимущественного сжатия ( $P$ ). Причем эти условия продолжались до 25 июня 1994 г. (событие № 16 в приложении 3 и в табл. 3.4), когда наступило равновесное состояние среды с дислокацией в очаге типа «сдвиг». Такая обстановка наблюдалась в течение 3,5 месяца, после чего 4 (5) октября 1994 г. в 13 час. 23 мин. произошел взброс, явившийся главным толчком разрушительного Шикотанского землетрясения. В дальнейшем через два часа (в 15 час. 24 мин.) взбросовая дислокация повторилась, а через сутки после главного толчка вновь установилась обстановка равновесия ( $P = T$ ), и снова отмечен сдвиг (событие № 67, см. приложение 1 и в

табл. 3.4). Затем наблюдалось большое число афтершоков, которые происходили преимущественно в условиях сжатия [Землетрясения..., 2000]. Таким образом, в цикле, предшествовавшем главному толчку, выделяется две фазы. В первой фазе цикла длительностью 1,5 года наблюдались только дислокации типа 1–2, что соответствовало постоянному чередованию условий сжатия и растяжения. Во второй фазе длительностью 1 год и 9 месяцев наблюдались дислокации типа 3–1 в условиях сжатия, после чего произошел сдвиг в условиях равновесия  $P$  и  $T$ , а затем – главный толчок.

Сравнительный анализ типов сейсмодислокаций и глубин гипоцентров землетрясений показал, что перед наступлением равновесного состояния поля напряжений происходит толчок на существенно большей глубине. Так было перед началом цикла (сдвиг 21 июля 1991 г., событие № 40, см. приложение 1 и в табл. 3.4), когда 10 июля 1991 г. (за 11 суток) произошло землетрясение, гипоцентр которого был определен на глубине 97 км, при средних глубинах предшествующих землетрясений 57 км. На еще большей глубине ( $H = 128$  км) произошло землетрясение (событие № 8, см. приложение 1 и в табл. 3.4), предвещающее следующий цикл, приведший к катастрофическому Шикотанскому землетрясению 1994 г. Поскольку глубина последующего главного толчка была определена в 26 км, то можно говорить о передаче упругой деформации с больших глубин в верхние части литосферы.

В результате исследований можно сделать следующие выводы:

1. Впервые установлена цикличность в смене характера напряженного состояния литосферы и соответствующих ему сейсмодислокациях в очаговой зоне катастрофического землетрясения (Шикотанского 4 (5) октября 1994 г. с магнитудой 8,1) на глубинах 0–150 км.

2. Цикл начинается и заканчивается установлением равновесия главных действующих напряжений ( $P = T$ ). В нем выделяется две фазы длительностью 1,5 и 1,9 года. В первую фазу цикла отмечается чередование условий сжатия и растяжения, а во второй фазе – ситуация стабилизируется, устанавливаются условия сжатия.

3. Перед наступлением равновесного состояния поля напряжений происходит толчок на существенно большей глубине, что говорит о передаче упругой деформации с больших глубин в верхние части литосферы, после чего происходит главный толчок.

## 3.2. Исследования сейсмотектоники и глубинного строения Охотоморского региона по региональным профилям

### ***3.2.1. Глубинное строение и сейсмотектоника по профилю Шантары – поднятие АН СССР – Матуа***

Исследования землетрясений, сейсмотектоники и глубинного строения в Охотоморском регионе, находящемся в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану, имеют большое значение для решения фундаментальных вопросов геотектоники. Особый интерес представляет совместный анализ структурных построений (глубинные сейсмические разрезы) и изучение тектонических напряжений, сейсмодислокаций в земной коре и верхней мантии по данным о механизмах очагов землетрясений. В связи с этим авторами постро-

ены глубинные разрезы земной коры по профилям, и в первую очередь Шантары – Матуга, разрез гипоцентров землетрясений в полосе шириной 200 км и механизмы их очагов (рис. 3.3) [Злобин и др., 2008].

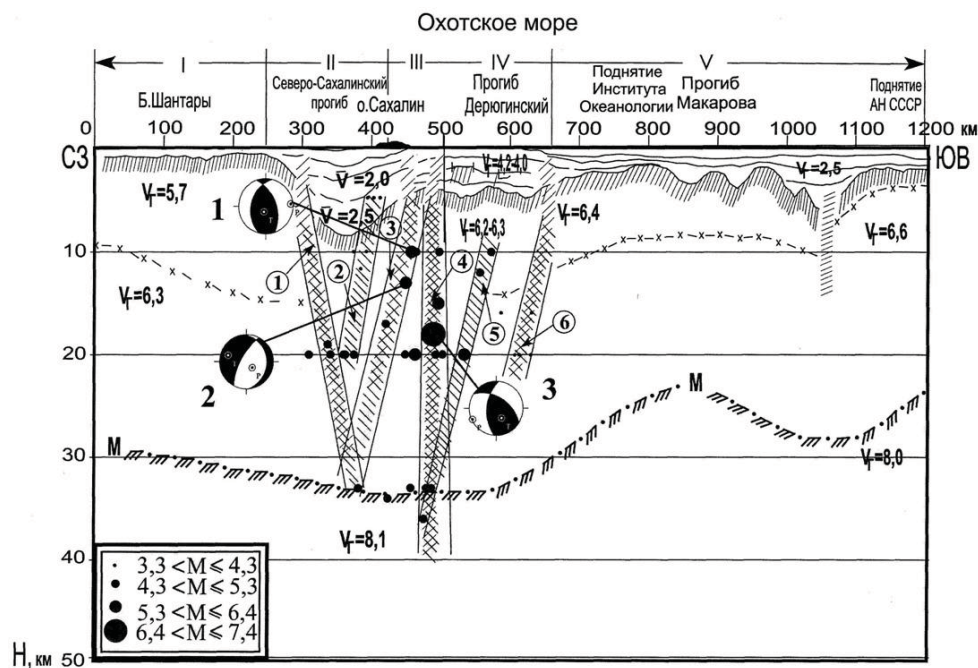


Рис. 3.3. Глубинный разрез земной коры, построенный по сейсмическим данным и совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений в западной, центральной и восточной частях по профилю Шантары – поднятие АН СССР.

1–5 – сейсмические границы: в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (1), связанные с подошвой осадочных отложений – кровлей фундамента (2), по данным КМПВ (3) и ГСЗ (4) в земной коре и связанные с подошвой земной коры, поверхностью Мохо (5); 6, 7 – граничные и средние сейсмические скорости, км/с; 8, 9 – положение разломов в земной коре по сейсмическим и геологическим данным (8), согласно [Варнавский и др., 2002; Объяснительная записка..., 2000], и субвертикальные зоны гипоцентров землетрясений (9) и их номер; 10 – стереограмма механизмов очагов землетрясений.

На основе этого рассмотрены особенности глубинного строения и их связь с сейсмодислокациями под о. Сахалин, центральной частью Охотского моря (рис. 3.3), Курильской дугой и глубоководным желобом (приложение 1). Глубинный сейсмический разрез построен по данным ГСЗ, КМПВ, МОВ ОГТ. Разрез гипоцентров землетрясений построен по каталогам [Кондорская, Уломов, 1995] с 1700 по 2004 г. и данным NEIC [<http://neic.usgs.gov>]. Механизмы очагов определены по материалам СФ ГС РАН за 1995–2000 гг.

Разломы в западной части профиля сопоставлены с геологическими данными [Злобин, 2007; Объяснительная записка..., 2000]. Детальное рассмотрение материалов, полученных разными методами, позволило установить их соот-

ветствие и дать им геологическую интерпретацию. Были установлены глубинные зоны нарушений, соответствующие следующим разломам: 1 – Северо-Западно-Сахалинскому; 2 – Западно-Шмидтовскому (Хоккайдо-Сахалинскому); 3 – Восточно-Сахалинскому; 4 – Западно-Дерюгинскому; 5 – Западно-Охотскому; 6 – Восточно-Дерюгинскому. Четыре (1, 3, 4, 5) из шести разломов – сквозные. При этом первый и третий разломы ограничивают Северо-Сахалинский прогиб, в котором осадочные отложения достигают 8–10 км, а четвертый и шестой ограничивают прогиб Дерюгина, относимый к рифтогенной структуре. Отметим, что в ней возможно наличие крупных месторождений нефти и газа. В двухсоткилометровой полосе профиля зафиксированы очаги землетрясений с магнитудой от 3,4 до 7,4 и более. Изучение механизмов очагов землетрясений позволило установить, что в Восточно-Сахалинском разломе в верхней части земной коры на глубине 10 км имели место первоначально (землетрясение 18 января 1995 г.) взбросовые подвижки, а затем (землетрясение 8 января 1996 г.) на глубине около 12 км – сбросовые. Разлом находится в восточном борту Северо-Сахалинского прогиба. Можно ожидать, что с этими подвижками связаны современные движения земной коры прогиба. Сейсмодислокации были знакопеременными, то есть смещения блоков были вверх, а затем вниз. Магнитуда самого крупного землетрясения (27 мая 1995 г.) составила  $M = 7,0$ . Гипоцентр его находился в зоне Западно-Дерюгинского разлома. Изучение механизма очага этого землетрясения позволило определить тип сейсмодислокации как взброс. Очевидно, взброшено было северо-западное поднятое крыло разлома, который, как известно, ограничивает западный борт прогиба Дерюгина.

Восточнее (на участке ПК 700–1200) профиль пересекает структуры Охотского моря (поднятие Института океанологии и АН СССР, прогиб Макарова и северный край Курильской котловины) и Курило-Камчатский желоб. Анализ указанных выше каталогов землетрясений показал, что в центральной части профиля практически не наблюдается сколь-нибудь значимых землетрясений. Они исключительно редки, и нет возможности оценить здесь по механизмам их очагов особенности сейсмотектоники. Особый интерес представляет крайняя восточная часть профиля, который пересекает здесь Курильскую глубоководную котловину (рифтогенную зону задугового спрединга), а также Курильскую островную дугу и сопряженный с ней глубоководный желоб. Здесь в верхней части коры под морское дно выходит уникальная глубинная структура – сейсмофокальная зона (СФЗ). Исключительно большое число землетрясений находится на глубинах до 50 км в ее «козырьке». Поэтому при построении в этой части разреза гипоцентров они приводятся с магнитуды  $M \geq 4,3$ . Рассмотрение глубинного разреза земной коры (рис. 3.4) и анализ полученных данных показывают следующее.

Все семь разломов, установленных в этой части профиля (№ 7–13) по сейсмическим данным, соответствуют зонам, которые выделяются по положению гипоцентров землетрясений. Сейсмологические данные позволяют проследить некоторые из этих разломов в верхнюю мантию (зоны № 7, 8, 9, 12 и 13). Наибольшее количество землетрясений имеет место в зоне № 9 (под ПК 1400), которая расположена в СФЗ под островной дугой и приурочена к уступу в подошве земной коры. То же самое можно сказать о зоне № 12, хотя число землетрясений, приуроченных к ней, несколько меньше. Понятно, что очаги в основном расположены в СФЗ. Однако она не является однородной и в ней выделяются субвертикальные зоны повышенной концентрации гипоцентров, отождествляемые авторами с глубинными разломами [Злобин и др., 2007]. Помимо этого,

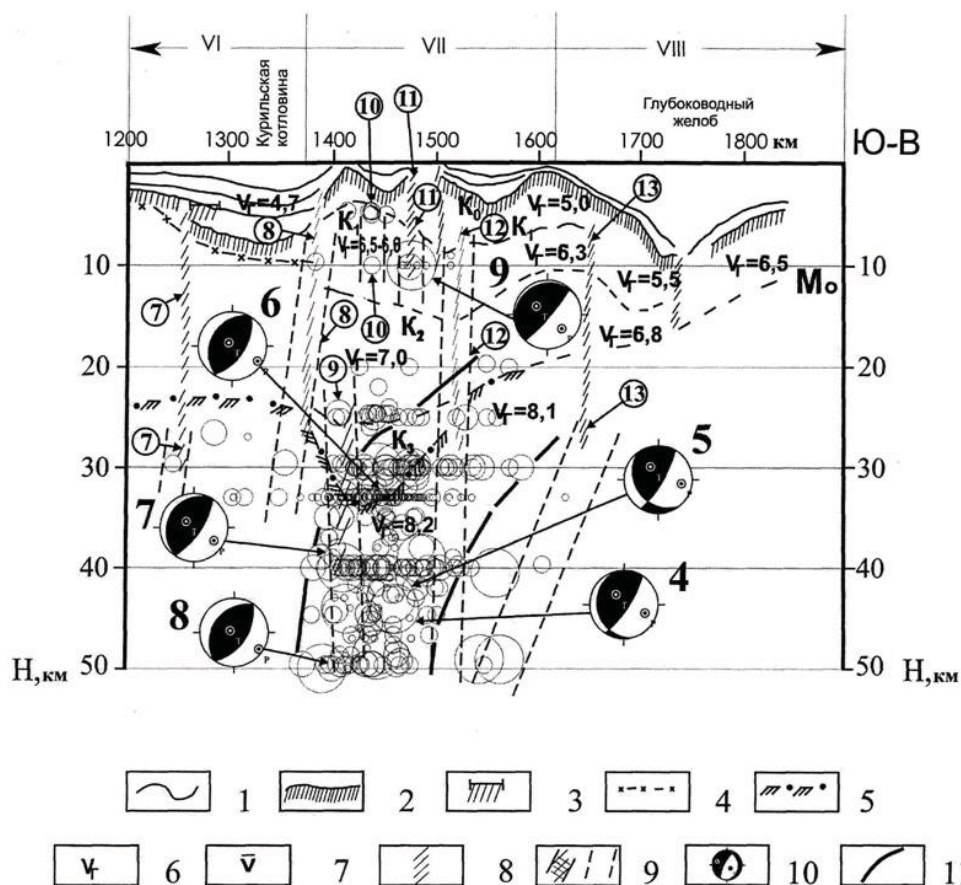


Рис. 3.4. Глубинный разрез земной коры, совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений по профилю поднятие АН СССР – Магуа (условные обозначения см. на рис. 3.3).

возможной причиной возникновения ряда землетрясений в верхней части разреза являются не только погружение океанической литосферной плиты, но и разломы в земной коре и верхней мантии вне СФЗ. Последнее хорошо проявляется в зонах № 7, 8, 10 и 11, которые явно расположены вне СФЗ.

Выделенные по сейсмическим данным разломы обычно устанавливаются в кровле акустического фундамента, осадочном чехле и подошве коры (границе М). В восточной части профиля разломы № 7 и 8 ограничивают Курильскую котловину. Связывая эту котловину с рифтогенной структурой, согласно работе Гнибиденко [1976], можно ожидать, что по этим разломам происходили как сбросовые подвижки, так и сдвиговые, которые естественны для таких структур растяжения. При этом разлому № 7 соответствует гипоцентр, установленный на глубине 30 км, а в зоне разлома № 8 четко устанавливаются гипоцентры трех землетрясений на глубинах 10, 30 и 33 км. Разлом № 8 вместе с разломом № 10 являются известными тектоническими нарушениями, ограничивающими Курильскую островную дугу. В пределах разломной зоны № 10 расположены три землетрясения в верхнем надбазальтовом слое земной коры

на глубинах 5–10 км, то есть в слое  $K_1$ – $K_2$  (гранулитогнейсовый слой). К разломной зоне № 11, прослеженной по сейсмическим данным на ПК 1480, четко приурочены шесть землетрясений с магнитудой от 6,0 до 6,7 на глубине около 10 км и одно землетрясение на глубине 20 км, а также ряд очагов на большей глубине (в СФЗ). Следующая зона нарушений № 12 выделена по сейсмическим данным от верхов разреза до глубин около 25 км. Она находит полное подтверждение в положении гипоцентров в интервале глубин от 9 до 45 км, то есть на всю мощность разреза. Последний из выделенных по данным МОВЗ разлом (№ 13) установлен на глубинах от 7 до 25 км. Отметим, что ниже максимальной глубины этого разлома прослеживаются гипоцентры очагов с  $M = 5$ –7 до глубин 50 км.

Анализ механизмов очагов землетрясений в восточной части профиля показал следующее. Определенные механизмы отвечают подвижкам двух типов – взбросам и пологим надвигам. Взбросами являются землетрясения № 6, 8, 5, а надвигами – № 7, 9, 4. При этом положение взбросов и надвигов не приурочено к какой-то определенной части СФЗ или глубине.

### **3.2.2. Глубинное строение земной коры Средних Курильских островов и очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M_w = 8,3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M_w = 8,1$ ) (механизмы очагов, сейсмодислокации)**

Помимо построения глубинных разрезов и сопоставления выделенных структур земной коры с результатами определения механизмов очагов землетрясений авторам в 2006–2007 гг. представилась уникальная возможность для изучения сейсмотектоники рассматриваемого региона. Как известно, в земной коре в районе Средних Курильских о-вов произошли катастрофические землетрясения магнитудой 8,3 и 8,1. При этом ранее под руководством Т. К. Злобина здесь были выполнены глубинные сейсмические исследования. Уникальным оказалось то, что очаговые зоны Симуширских землетрясений располагались вблизи одного из профилей ГСЗ, что позволило проанализировать особенности этих землетрясений и оценить здесь сейсмотектоническую обстановку [Злобин и др., 2008].

Работы по изучению строения земной коры были осуществлены в 1983 г. по профилям, проложенным как вдоль Курильских о-вов (Уруп – Симушир – Расшуа), так и ортогонально островной дуге и СФЗ в Охотском море и Тихом океане [Злобин, 1987; Аносов, 1988; Злобин, 1998]. Это были уникальные по сложности и информативности сейсмические исследования методами ГСЗ-КМПВ (в наземно-морском варианте), МОВ-НСП и МОВЗ [Злобин, 1998, 2008].

Особенность произошедших мощнейших сейсмических событий заключается в том, что некоторые ученые [Тараканов, 1997] даже высказывали мнение, что в районе Средних Курильских о-вов не может быть землетрясений с магнитудой более 7,5. Это обосновывалось отсутствием здесь такого количества землетрясений, которое имелось на флангах островной дуги, особенностями строения среды, аномальной пластичностью вещества, которая не позволяет накапливать большие напряжения. Другие сейсмологи [Федотов, 1987], наоборот, многие годы ожидали и предсказывали сильное землетрясение на Средних Курильских о-вах. Однако в последние годы в районе о. Симушир самым сильным было лишь землетрясение 1989 г. с магнитудой 6,8 [Поплавская, Бобков и др., 1991], и до последнего времени нельзя было ответить на вопрос о возможности здесь катастрофических землетрясений.

Первое из рассматриваемых землетрясение произошло 15 ноября 2006 г. в 11 ч. 14 мин. 13 сек., второе – 13 января 2007 г. в 4 ч. 23 мин. 21 сек. Моментные магнитуды  $M_w$  по оценке Сейсмологического центра Гарвардского университета (США) составили 8,3 и 8,1 соответственно. По каталогу NEIC параметры землетрясений были следующие: первого –  $\phi = 46,592^\circ$  с. ш. и  $\lambda = 153,266^\circ$  в. д., второго –  $\phi = 46,243^\circ$  с. ш. и  $\lambda = 154,524^\circ$  в. д. Глубина очага составила около 10 км у обоих землетрясений [<http://neic.usgs.gov>]. Для первого землетрясения общая протяженность сейсморазрыва по оценке, приведенной в работе [Тихонов и др., 2007], составила  $L \sim 300$  км, ширина  $W \sim 60$  км. При этом величина смещения по падению в плоскости сейсморазрыва (взброс) была  $d \sim 6,7$  м. Для второго землетрясения параметры сейсморазрыва составили:  $L \sim 180$  км,  $W \sim 46$  км. Величина максимального смещения (сброс) была  $d \sim 5,1$  м.

Таким образом, в результате выполнения глубинных сейсмических работ ГСЗ-КМПВ и МОВЗ на Средних Курильских о-вах в 1983 г. и произошедших в 2006–2007 гг. в этом районе уникальных по мощности землетрясений стало возможным сопоставить глубинное строение земной коры и особенности катастрофических Симуширских землетрясений.

### Глубинное строение земной коры

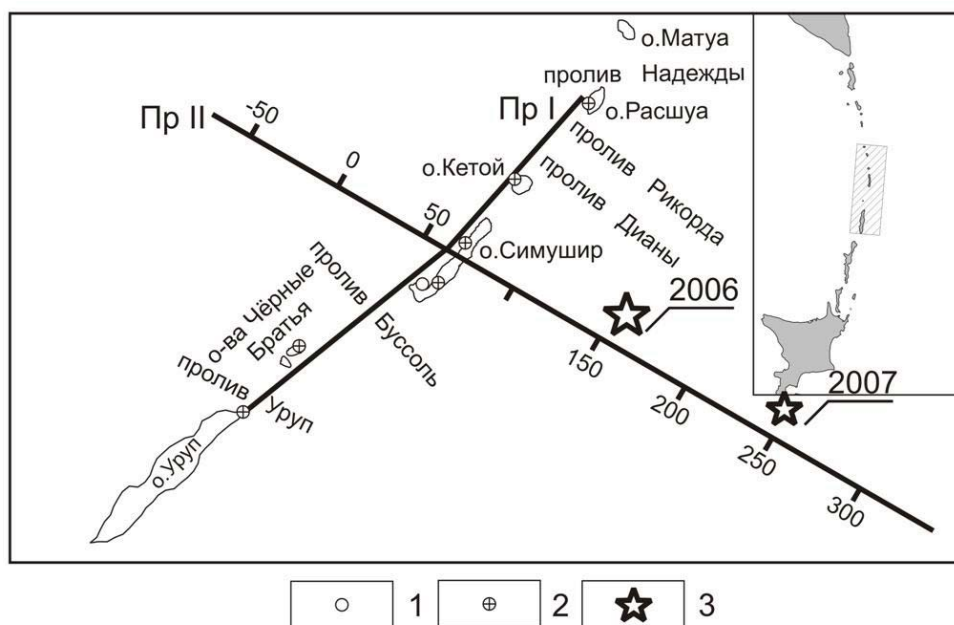
Сейсмическими методами обработано два ортогональных профиля. Один из них был пройден вдоль, а другой вкрест Курильской островной дуги (КОД). При этом продольный профиль длиной 270 км проложен от о. Уруп до о. Расшуа и выполнен методами ГСЗ и МОВЗ. Он проходил и вдоль о. Симушир. Второй поперечный профиль протяженностью около 400 км был проложен из Охотского моря через КОД (пересекая о. Симушир) в Тихий океан. Этот второй профиль, выполненный методами ГСЗ, КМПВ и МОВ-НСП, прошел над очаговыми зонами катастрофических Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. (рис. 3.5).

Глубинные сейсмические исследования на Средних Курильских о-вах по профилю I (рис. 3.5) позволили установить особенности строения земной коры центральной части КОД от о. Уруп до о. Расшуа, включая более детальные наблюдения в районе о. Симушир (рис. 3.6). Принципиально важным при этом является установление того факта, что мощность земной коры под о. Симушир составила до 25–30 км, а не 17 км, как это считалось ранее [Косминская, 1963]. Было установлено, что граница, залегающая в нижнем слое коры на глубинах 12–17 км и имеющая граничную скорость сейсмических волн  $V_r$  равную 7,4–7,6 км/с, может местами достигать скорости 8,2 км/с. Видимо, это и позволяло при предыдущих исследованиях ГСЗ [Косминская, 1963] принять ее за границу М, считая, таким образом, мощность коры под островной дугой утоненной до 17 км.

Однако однозначное установление границы с  $V_r = 8,2$ –8,4 км/с и прослеживание ее на восточном участке профиля из океана, где она являлась границей М, позволили установить, что подошва земной коры под островной дугой залегает на глубинах до 30 км. Это подтверждается скоростным разрезом земной коры по профилю ГСЗ Уруп – Расшуа вдоль Средних Курильских о-вов, построенным на основе модельных расчетов в работе [Злобин и др., 1998].

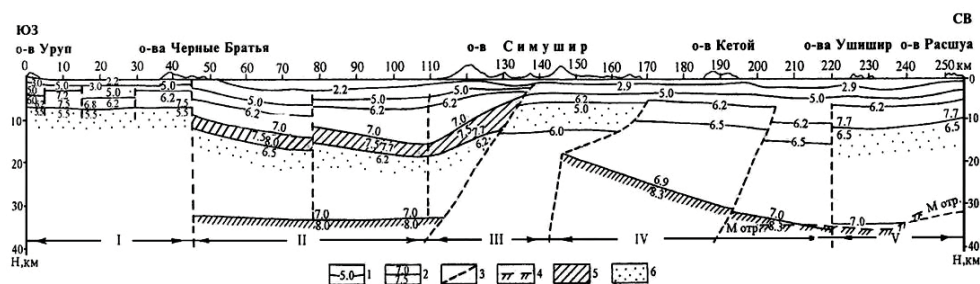
Анализируя глубинный разрез вдоль профиля I (Уруп – Расшуа; рис. 3.6), видим, что уже блок I, включающий в себя северо-восточное окончание о. Уруп, одноименный пролив и о-ва Черные Братья, отличается от остальной части разреза по скоростному строению (особенно до глубин 10 км).

Наиболее существенные особенности скоростного строения имеют место в



**Рис. 3.5. Схема расположения профилей ГСЗ.**

1 – сейсмическая станция «Симушир»; 2 – наземные автономные станции МОВЗ «Черепаха»; 3 – положение эпицентров землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Прямыми линиями показано положение профилей ГСЗ. На врезке в рамке показан район работ.



**Рис. 3.6. Скоростной разрез земной коры по профилю I (Уруп – Расшуа).**

1 – изолинии скорости; 2 – сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней в км/с; 3 – границы скоростных блоков, отождествляемые с границами структурных несогласий и разломами; 4 – поверхность Мохоровичича (M); 5, 6 – слои повышенной (5) и пониженной (6) скорости.

блоке II. Здесь в юго-западной части профиля (пролив Буссоль и юг о. Симушир) скорость нарастает до глубин 10–15 км. Ниже выделяется высокоскоростной слой (от 7,5 до 7,7–8,0 км/с), под которым скорость снижается до 6,2–6,5 км/с.

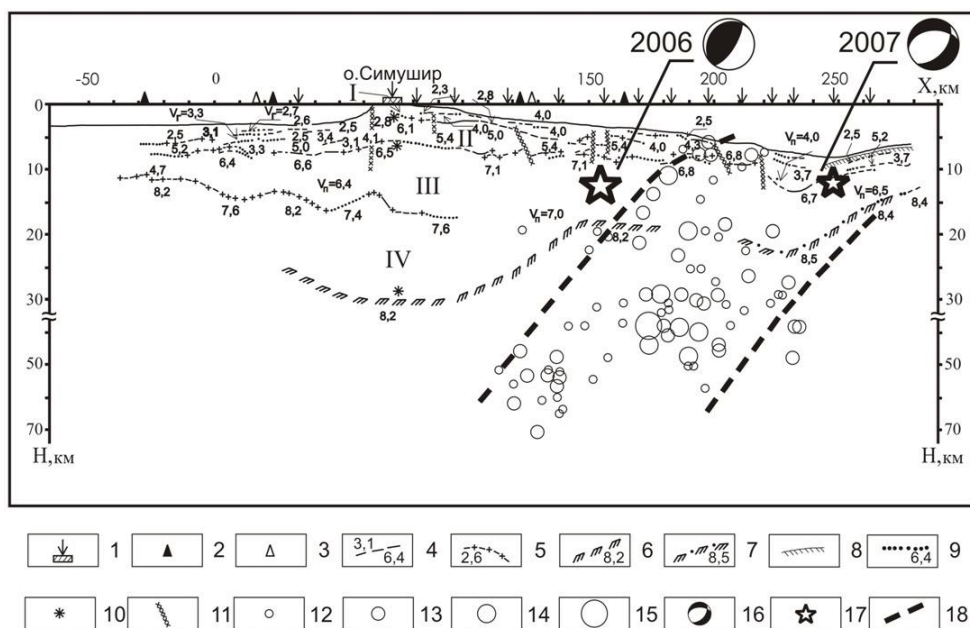
Блок III, включающий в себя о. Симушир, резко отличается от предыдущего блока. Так, в нем наблюдаются разрыв границы М и резкий ее подъем (взброс) на 10 км в северо-восточном крыле под вулканом Прево (ПК 150). Под центральной и северо-восточной частями о. Симушир (ПК 140–170) подошва коры не прослеживается, и строение этого блока аномальное. Ниже глубины около 5 км резко меняется строение верхнего слоя земной коры, имеют место инверсия и понижение скорости. Таким образом, северо-восточнее ПК 140 картина иная, чем на предыдущей части профиля. Высокоскоростной слой, выявленный юго-западнее в блоке II, здесь отсутствует, и, наоборот, на глубинах 6–12 км имеет место низкоскоростной слой с  $V = 5,0\text{--}6,0$  км/с.

В скоростном отношении строение земной коры в блоках IV и V также имеет свои характерные особенности. В блоке IV восточнее ПК 170 наблюдается аномально резкий подъем границы М. Здесь до конца профиля I, то есть под о-вами Кетой, Ушишир, Распуа и проливами между ними, выделяются три разноскоростных зоны. Первая из них включает пролив Дианы и о. Кетой, вторая расположена под проливом Рикорда между о-вами Кетой и Ушишир, третья – под этими островами и разделяющим их проливом Средний.

Таким образом, Средние Курильские о-ва, включая о. Симушир, и особенно в блоке III, имеют резко аномальное строение коры. Восточнее ПК 140 глубже 5 км (ниже изолинии  $V = 6,2$  км/с) строение земной коры резко меняется и вместо высокоскоростного слоя выявлен низкоскоростной слой. При этом на ПК 140 установлен мощный наклонный глубинный разлом, падающий на юго-запад.

Второй наземно-морской профиль ГСЗ длиной более 400 км проложен из Охотского моря в Тихий океан [Злобин и др., 2008] и пересекает Курильскую островную дугу через о. Симушир (рис. 3.7). Его интерпретация позволила нам установить следующее. Земная кора слоисто-блоковая, в ней выделяется до пяти слоев. Геологическая интерпретация глубинных разрезов дана с позиций общепринятой классификации, предложенной в работе [Белоусов и др., 1985], которая подтверждена нашими исследованиями глубинного строения Курильской островной дуги [Злобин, 1987].

Согласно геологической интерпретации, в первый слой можно включить осадки, слагающие дно и имеющие мощность до 2–3 км. Скорость сейсмических волн здесь от 2,5–2,8 до 3,3–4,0 км/с. Второй – гранитогнейсовый – слой расположен на глубинах от 3 до 6–8 км. Скорость в нем достигает 5,0–6,1 км/с (средняя – 5,4 км/с). Третий слой определяется авторами как гранулитогнейсовый. Кровля его выделяется на глубинах 6–8 км, а подошва – на 12–17 км. Скорость в нем составляет 6,4–6,6 км/с, что соответствует диапазону скорости в гранулитогнейсовом слое на большей части страны. Граничная скорость по подошве составляет 7,4–7,6 км/с. Однако в двух местах она достигает 8,2 км/с, что и вызвало, видимо, в 60-е годы прошлого века его отождествление с границей М. Основной особенностью слоя можно считать то, что далее по профилю в океан он обрывается (выклинивается) на ПК 100–110. Восточнее по профилю здесь прослеживается поднявшийся и залегающий выше четвертый и самый нижний гранулитобазитовый слой, залегающий на глубинах от 12–17 км под океаном и до 20–30 км под островной дугой. Скорость в кровле слоя в среднем составляет 7,4–7,6 км/с, а скорость в его подошве – 8,2 км/с. Нижней границей этого слоя является поверхность Мохоровичича.



**Рис. 3.7. Сейсмический разрез земной коры по профилю II, ортогональному простираению о. Симушир.**

1 – пункты постановки буйковых станций; 2, 3 – пункты постановки донных станций при исследованиях КМПВ (2) и ГСЗ (3); 4, 5 – преломляющие границы, построенные по данным КМПВ (4) и ГСЗ (5), цифры сверху границы – значения эффективной скорости, снизу границы – значения граничной скорости; 6, 7 – поверхность Мохоровичича, построенная по результатам исследований 1983–1984 гг. (6) и 1957–1959 гг. (7); 8 – поверхность акустического фундамента океанического склона желоба; 9 – участки интерполяции преломляющих границы; 10 – глубины залегания сейсмических границ по данным ГСЗ и МОВЗ в местах пересечения с профилем I; 11 – зоны тектонических нарушений; 12–15 – местоположение на разрезе очагов землетрясений различной магнитуды; 16, 17 – фокальные механизмы очагов землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и положение на разрезе их гипоцентров (17); 18 – границы сейсмофокальной зоны.

Таким образом, можно сказать следующее. Основные структурные особенности глубинного разреза отражены в положении границы М и поверхности гранулитобазитового («базальтового») слоя. Вышележащий гранулитогнейсовый слой в западной Охотоморской части профиля прослеживается под о. Симушир и приостровным склоном желоба до ПК 100. Далее к востоку по профилю на ПК 110–150 воздымаются подошва земной коры и нижний гранулитобазитовый слой.

#### **Сопоставление глубинного строения с положением эпицентров Симуширских землетрясений 2006–2007 гг.**

Результаты глубинных сейсмических исследований в районе Средних Курильских о-вов сопоставлены с данными вышеназванных катастрофических

Симуширских землетрясений. При нанесении эпицентров на схему района Средних Курильских о-вов установлено, что, согласно каталогу NEIC, положение главных толчков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. практически полностью находится в области построенного авторами глубинного сейсмического разреза по профилю II (рис. 3.7). Это позволило совместно рассмотреть особенности глубинного строения земной коры (рельеф, слои и скорости в них) и положения очагов этих землетрясений. Перед совместным рассмотрением сейсмических разрезов земной коры и положения гипоцентров землетрясений необходимо отметить, что первые являются относительно детальными, тогда как определение координат, и особенно глубины гипоцентра землетрясения, выполняется в сейсмологии с меньшей точностью. Анализ имеющихся на сегодняшний день данных о землетрясениях и результатов исследования глубинного строения земной коры Средних Курильских о-вов позволяет установить следующее.

1. Гипоцентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. расположен в нижнем гранулитобазитовом («базальтовом») слое коры. Здесь под при-островным склоном желоба на ПК 110–150 скорость по поверхности, залегающей на глубине 8 км, аномально увеличилась до 7,1 км/с против 6,4–6,7 км/с на большей части профиля.

2. В соответствии с определениями положения гипоцентра по каталогу NEIC гипоцентр главного толчка оказывается в зоне, ограниченной двумя коровыми разломами глубиной до 5 км. Они выделены на профиле II (на ПК 150) и установлены нами ранее на границе блоков со скоростью 7,1 и 6,8 км/с [Злобин, 2008]. Над гипоцентром землетрясения подошва гранито-гнейсового слоя поднята на 1–2 км.

3. Гипоцентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. расположен под ПК 150, восточнее которого на разрезе граница М круто поднимается, и наблюдается ее резкий перегиб.

4. Гипоцентр главного толчка землетрясения 13 января 2007 г. расположен на границе верхнего слоя со средней скоростью 3,7 км/с и нижнего гранулитобазитового («базальтового») слоя коры с  $V_r = 6,7$  км/с.

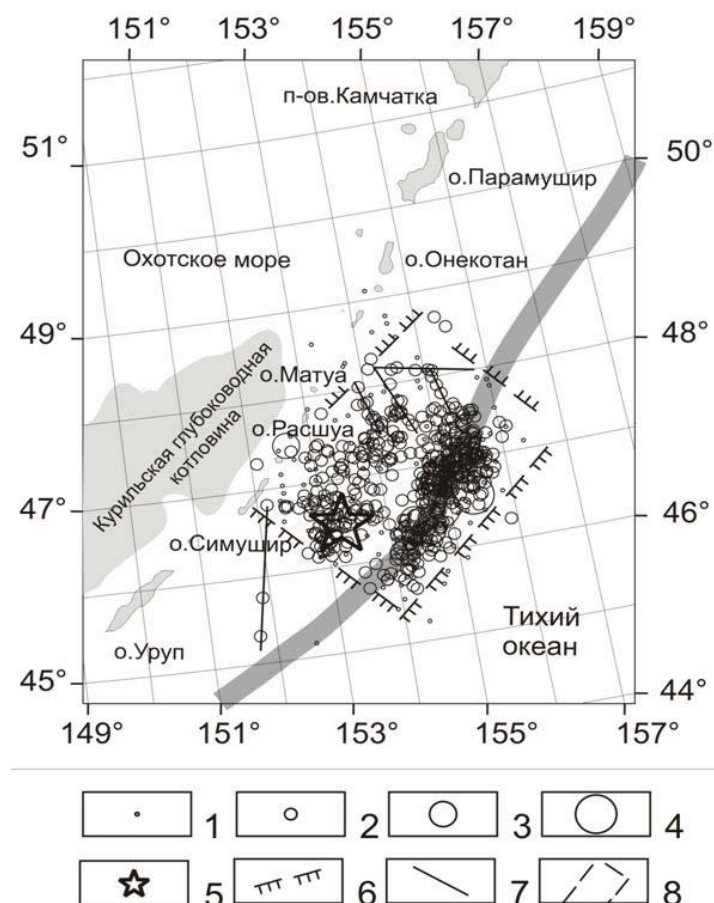
5. Рассмотрение глубинного сейсмического разреза вдоль Средних Курильских о-вов по профилю I (Уруп – Распуя; рис. 3.6) показало, что здесь выделяется ряд скоростных блоков. Гипоцентры же названных катастрофических землетрясений 2006–2007 гг. находятся на траверсе аномального блока III о. Симушир, где наблюдаются разрыв и воздымание границы М.

#### **Сопоставление эпицентров афтершоков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и разломной тектоники**

##### **А) Эпицентры афтершоков землетрясения 15 ноября 2006 г.**

Область афтершоков главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. в течение последующих десяти суток имеет форму, близкую к квадрату со сторонами около 300 км. Они ориентированы по простиранию дуги и, соответственно, ортогонально ей (рис. 3.8).

Внутри этой области распределение афтершоков не равномерно. Четко выделяются две полосы их концентрации, параллельные островной дуге. Первая полоса шириной 100–120 км расположена между островами и осью глубоководного желоба, а вторая шириной от 60 до 120 км – вдоль оси желоба. В пределах первой полосы находится гипоцентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. Рассмотрение положения дальнейших толчков, произошедших в январе 2007 г., показало, что их эпицентры «образуют отдельную полосу, наме-



**Рис. 3.8. Главный толчок и афтершоки за последующие десять суток землетрясения 15 ноября 2006 г.**

1–4 – эпицентры землетрясений разной магнитуды:  $4,4 \leq M < 5,7$  (1),  $5,8 \leq M < 6,3$  (2),  $6,4 \leq M < 7,3$  (3),  $7,4 \leq M < 8,3$  (4); 5 – эпицентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г.; 6 – предполагаемые границы зоны афтершоков за последующие десять суток после землетрясения; 7 – линии концентрации эпицентров землетрясений, возможно, трассирующие тектонические нарушения; 8 – зоны концентрации эпицентров землетрясений и номера этих зон.

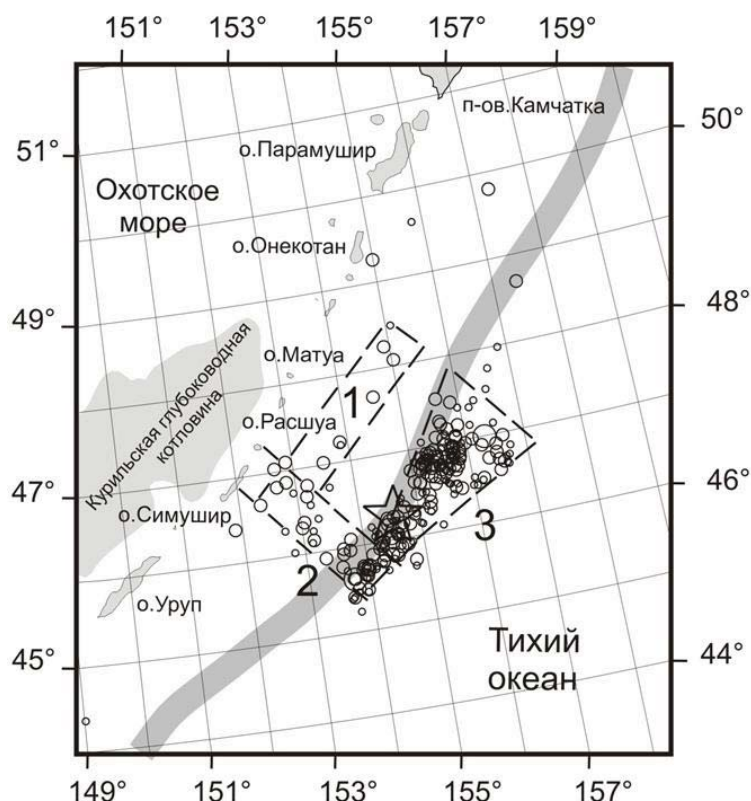
Узкая полоса – ось глубоководного желоба.

чающую положение магистрального разрыва в очаге второго события», имевшего место позже – 13 января 2007 г. [Тихонов и др., 2007].

Помимо двух полос концентрации эпицентров афтершоков землетрясения 15 ноября 2006 г. можно выделить отдельные линии, которые трассируют совокупности эпицентров с магнитудой  $M = 4$  и более. Они направлены веерообразно под разными углами к островной дуге. Четко выражен также небольшой боковой кластер эпицентров длиной около 70 км. Он направлен в сторону первой полосы концентрации эпицентров афтершоков и проходит от о. Расшуа (в 40–50 км северо-восточнее о. Симушир) ортогонально дуге.

**Б) Эпицентры афтершоков землетрясения 13 января 2007 г. и схемы разрывной тектоники**

Анализ карты эпицентров афтершоков землетрясения 13 января 2007 г. за последующие десять суток показывает, что можно выделить несколько областей концентрации (группирования) эпицентров. Уверенно выделяются три такие области (рис. 3.9).

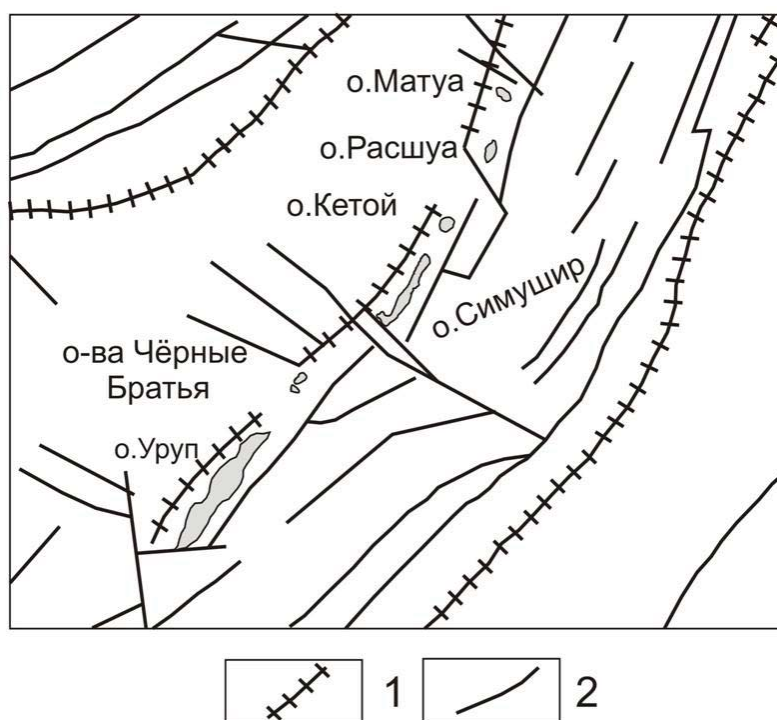


**Рис. 3.9.** Главный толчок и афтершоки за последующие десять суток землетрясения 13 января 2007 г. (условные обозначения см. на рис. 3.8).

Первая зона (рис. 3.9) представляет полосу шириной 50–70 км и протяженностью 250–300 км, вытянутую в северо-восточном направлении вдоль островов на удалении от них 50–100 км. Сопоставление этой карты с предыдущей (рис. 3.8) свидетельствует о том, что небольшое количество имеющихся землетрясений этой зоны связано с афтершоками от первого землетрясения 15 ноября 2006 г.

Для структурно-геологической интерпретации этой и других зон рассмотрим фрагмент тектонической схемы Охотоморского региона [Структура и динамика..., 1996], на которой приведены региональные разломы и мегасдвиги (рис. 3.10).

Согласно этой схеме, с восточной стороны о. Симушир устанавливается региональный разлом длиной более 100 км общей разломной структуры, протягивающейся вдоль дуги и разбитой поперечными разломами на отдельные



**Рис. 3.10. Фрагмент тектонической схемы Охотоморского региона**  
**[Структура и динамика..., 1996]**  
 (1 – мегасдвиги; 2 – региональные разломы).

части (сегменты). Этот продольный разлом четко представлен и на схеме активных разломов Курило-Охотского региона в работе [Стрельцов и др., 1995].

Заметим, что восточнее о. Симушир на расстоянии 100–120 км выделяются еще две разломные зоны, простирающие которых соответствует простираанию островной дуги и глубоководного желоба. Нам представляется, что именно с ними и связано первое катастрофическое землетрясение 15 ноября 2006 г. (рис. 3.8).

Помимо этого, в работе [Стрельцов и др., 1995] выделены разломы с неустановленным характером смещения, а также предполагаемые и скрытые разломы к востоку от о. Симушир. Они располагаются в пределах континентального склона Курило-Камчатского желоба (рис. 3.11), то есть там, где находятся рассматриваемые области афтершоков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Предполагаемые разломы направлены веерообразно от средней части о. Симушир к востоку.

Детальное рассмотрение распределения эпицентров афтершоков землетрясения 15 ноября 2006 г. показало, что, несмотря на существующую погрешность определения параметров землетрясения, можно провести линии концентрации эпицентров, которые можно связывать с глубинными разломами, расположенными к востоку от о-вов Симушир, Расшуа и Матуа (рис. 3.8).

Зона № 2 на рис. 3.10 является практически ортогональной зоне № 1. Ее ширина составляет около 60 км. Юго-западная граница этой зоны проходит на траверсе центральной части о. Симушир, а северо-восточная – на траверсе о. Кетой и

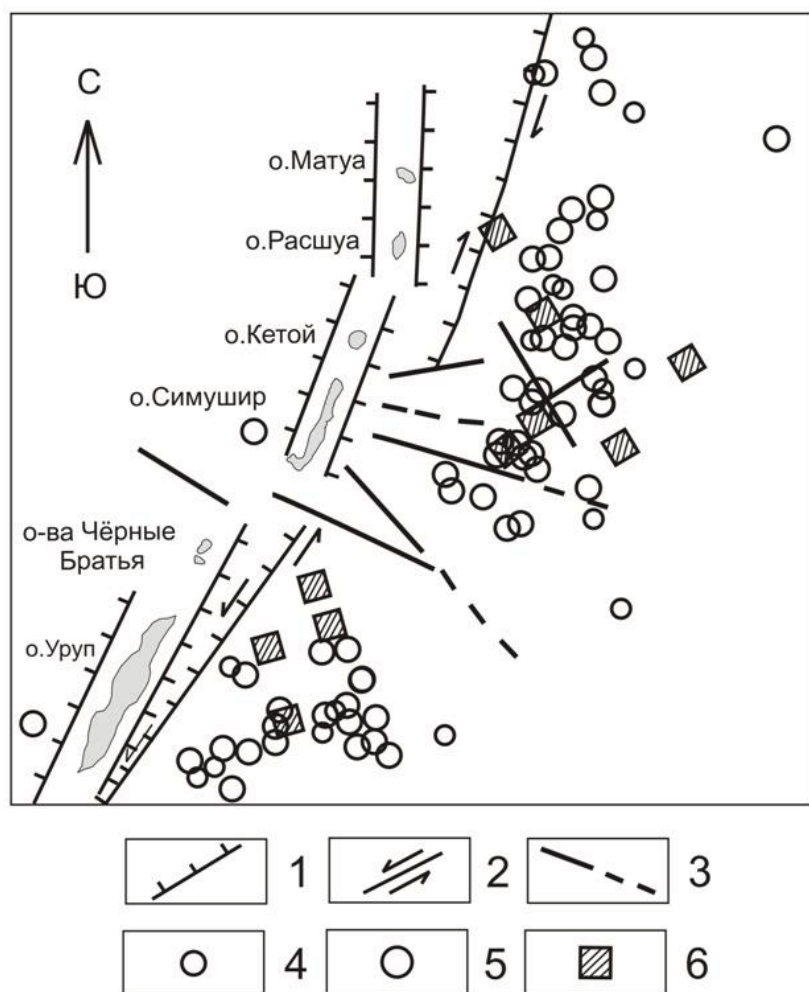


Рис. 3.11. Фрагмент карты активных разломов Курило-Охотского региона, Приморья и Приамурья [Стрельцов и др., 1995].

1 – сбросы; 2 – сдвиги; 3 – разломы с неустановленным характером смещения;  
4–6 – эпицентры землетрясений с глубиной очага  $H < 80$  км и магнитудой  
 $5 \leq M < 6$  (4),  $6 \leq M < 7$  (5) и  $7 \leq M < 8$  (6).

пролива Дианы, разделяющего эти острова. В связи с этим уместно обратиться к рис. 3.6, где показано, что в средней части о. Симушир выделяется блок III, резко отличный от юго-западной половины острова. В этом блоке наблюдается разрыв границы М, а северо-восточнее – резкий ее подъем (взброс) на 10 км. В этом блоке подошва коры не прослеживается, и его строение резко отличное (аномальное), что выражается в резком изменении строения верхнего слоя земной коры.

Таким образом, можно полагать, что данная аномальная зона (структура), секущая о. Симушир, имеет продолжение на континентальный склон. Она, возможно, проявляется в сейсмичности, выраженной полосой афтершоков № 2, и связана с главным толчком первого катастрофического землетрясения 15 ноября 2006 г.

На юго-востоке поля афтершоков землетрясения 13 января 2007 г. выделяется зона № 3. Она является основной на данной схеме (рис. 3.10). Обычно область афтершоков имеет эллипсообразную форму, реже иную. Это было показано и при изучении афтершоков сильных землетрясений о. Сахалин и Курильских о-вов [Злобин, 2005]. Однако построенная карта эпицентров афтершоков Симуширского землетрясения 13 января 2007 г. в этом отношении оказалась необычной. Область афтершоков отличается явно выраженной треугольной формой. Треугольник вытянут вдоль Курило-Камчатского желоба в северо-восточном направлении. Основание треугольника составляет около 150 км, длина – около 300 км.

Таким образом, анализ поля афтершоков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. показал возможность их структурирования, выделения различных зон и связи с разрывной тектоникой.

#### Интерпретация механизмов очагов землетрясений 2006 и 2007 гг.

Анализ механизмов очагов землетрясений (табл. 3.5), приведенных в NEIC [<http://neic.usgs.gov>], показал следующее. Из предварительной оценки механизмов очагов главных толчков Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. по горизонтальным косейсмическим смещениям земной поверхности [Тихонов и др., 2007] следует, что первое из них может соответствовать взбросу, второе – сбросу.

Таблица 3.5.

Механизмы очагов землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.

| №<br>п/п | Дата,<br>д. мес. г. | T <sub>0</sub><br>ч:мин:с | h,<br>км | M   | Оси главных напряжений |     |    |     |    |     | Нодальные плоскости |    |      |     |    |      |
|----------|---------------------|---------------------------|----------|-----|------------------------|-----|----|-----|----|-----|---------------------|----|------|-----|----|------|
|          |                     |                           |          |     | T                      |     | N  |     | P  |     | NP1                 |    |      | NP2 |    |      |
|          |                     |                           |          |     | PL                     | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK                 | DP | SLIP | STK | DP | SLIP |
| 1.       | 15.11.2006          | 11:14:13                  | 10       | 8,3 | 60                     | 302 | 00 | 33  | 30 | 123 | 214                 | 15 | 92   | 33  | 75 | 90   |
| 2.       | 13.01.2007          | 04:23:21                  | 10       | 8,1 | 10                     | 150 | 21 | 56  | 67 | 264 | 263                 | 40 | -57  | 42  | 58 | -114 |

Согласно нашей интерпретации механизмов очагов этих землетрясений и данным Сейсмологического центра Гарвардского университета (США), главный толчок землетрясения 15 ноября 2006 г. может быть определен как «thrust fault» (пологий надвиг). Это разлом с падением менее 45°, в котором висячее крыло смещается вверх относительно лежащего и надвигается на него. Характерной чертой надвига, как известно, является преимущественно горизонтальное сжатие, а не вертикальное смещение.

Главный толчок землетрясения 13 января 2007 г. определен как normal fault, то есть нормальный сброс. Это, как известно, разлом, у которого опущенное лежащее крыло смещается вниз по отношению к висячему. Угол падения сброса обычно составляет 50–90°. Таким образом, образование первого землетрясения соответствовало обстановке преимущественного горизонтального сжатия, второго – растяжения.

Исходя же из субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Курило-Камчатскую островную дугу, можно сказать, что первое землетрясение произошло над кровлей этой плиты в приостровной части СФЗ. Гипоцентр второго землетрясения, согласно данным NEIC, находится под осью глубоководного желоба в восточной части СФЗ. Учитывая глубину гипоцентра, по данным

NEIC, можно сказать, что он находится в кровле погружающейся литосферной плиты. В таком случае при субдукции Тихоокеанской плиты ее верхняя внешняя сторона в области изгиба должна испытывать преимущественное растяжение, а внутренняя – сжатие. В верхней части погружающейся океанической плиты вблизи оси желоба механизм взбросового типа определяет положение одной из нодальных плоскостей, параллельное кровле плиты. Механизмы сбросового типа наблюдаются в противоположном от желоба участке океанической плиты. Именно это различие в типах механизмов проявилось в очагах рассматриваемых катастрофических землетрясений восточнее Средних Курильских о-вов.

Механизм землетрясения, произошедшего 15 ноября 2006 г. (рис. 3.7), на основе данных Сахалинского филиала ГС РАН и Сейсмологического центра Гарвардского университета (США) может быть определен как пологий надвиг.

В этой связи заметим следующее. Еще ранее в работе [Балакина, 1981] отмечено, что напряжения сжатия в Курило-Камчатской СФЗ на глубинах  $h \leq 100$  км ориентированы преимущественно под малыми углами к горизонту и вкрест простирания основных тектонических структур. Это говорит о наличии субгоризонтальных перемещений вещества в верхних частях СФЗ типа пологих надвигов. Можно добавить, что, по предварительным данным [Тихонов и др., 2007], механизм первого землетрясения может быть определен даже как взброс. Как известно, оба этих типа сейсмодислокаций связаны с обстановкой сжатия.

### Выводы

Таким образом, на основе исследований катастрофических землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г., произошедших в районе Средних Курильских о-вов к востоку от о. Симушир, их афтершоков, положения главных толчков и механизмов очагов, а также глубинного строения и разрывной тектоники можно заключить следующее.

1. Гипоцентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. расположен под континентальным склоном желоба в резко воздымающемся гранулитобазитовом слое коры, который на глубинах от 7 до 15 км и более заменил находящийся западнее гранулитогнейсовый слой.

2. Над гипоцентром главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. установлены коровые разломы и подъем сейсмических границ, а под ним – резкий подъем границы М к востоку в сторону океана.

3. Очаг землетрясения 15 ноября 2006 г. расположен в области внешней стороны СФЗ на ее перегибе. Очаг землетрясения 13 января 2007 г. находится под осью глубоководного желоба.

4. Резкое изменение глубины залегания границы М под центральной и восточной частями о. Симушир, взброс ее на 10 км, возможно, связаны с глубинным разломом, секущим островную дугу и продолжающимся на восток в сторону океана. Видимо, с ним, а также с другими разломами связаны рассматриваемые землетрясения, гипоцентры главных толчков которых расположены на траверсе этого поперечного разлома.

5. На картах эпицентров афтершоков за десять суток после главного толчка Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. выделяются две полосы концентрации эпицентров шириной от 60 до 120 км, вытянутые параллельно островной дуге и желобу, а также третья зона, ортогональная простиранию о. Симушир. Установлено соответствие зон концентрации эпицентров региональным разломам восточнее Средних Курильских о-вов.

6. Исследования механизмов главных толчков Симуширских землетрясе-

ний показали, что первое являлось пологим надвигом, второе – нормальным сбросом, что говорит об остановке сжатия в первом случае и растяжения во втором. Сопоставление этих данных с механизмами очагов других землетрясений в районе Средних Курильских о-вов, анализ их положения представляют большой интерес для разработки модели образования Курильской СФЗ, в том числе механизма субдукции.

### ***3.2.3. Анализ афтершоков Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.***

Продолжая исследование Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. в районе Средних Курильских о-вов, авторами выполнен анализ их афтершоков. Параметры этих землетрясений были названы выше. Отметим лишь, что моментная магнитуда ( $M_w$ ) для первого землетрясения составила 8,3, а для второго – 8,1. События с подобными магнитудами отмечены здесь впервые за период инструментальных наблюдений.

Поскольку долгие годы в районе Средних Курильских о-вов имело место длительное сейсмическое затишье, то существовало несколько точек зрения на дальнейшее развитие сейсмических событий. Как уже говорилось выше, в соответствии с первой здесь возможны сильные землетрясения [Федотов, 1987]. По второй точке зрения, здесь не может быть землетрясений с магнитудой более 7,5 из-за пластичности вещества, которая не позволяет накапливаться большим напряжениям [Тараканов, 1997]. Еще по одному мнению, которое можно считать промежуточным, Средние Курильские о-ва представляют собой «псевдоборщ» [Викулин, 2007]. Поэтому произошедшие в районе о. Симушир сейсмические события вызвали большой интерес среди многих ученых.

В настоящей работе рассмотрено проявление СФЗ в афтершоках катастрофических Симуширских землетрясений. В целом они вписываются в общую картину СФЗ, хотя и имеют характерные особенности. На основе каталога NEIC были построены три глубинных разреза через область афтершоков за период с 15 ноября 2006 г. по 15 ноября 2007 г. (рис. 3.12).

Наиболее информативным является глубинный разрез по профилю I, направленный ортогонально островной дуге. Этот разрез представляет собой сечение через СФЗ (рис. 3.13, а). При рассмотрении положения гипоцентров землетрясений видно, что угол падения зоны здесь составляет  $58^\circ$  при толщине примерно 100 км. Максимальная глубина афтершоков составляет более 200 км, а наибольшая концентрация гипоцентров наблюдается до глубины 100 км. Протяженность «козырька» СФЗ, то есть области ее выхода, составляет 350 км.

Помимо поперечного построены еще два продольных разреза согласно проектированию островной дуги по профилям II и III. На первом из них, проходящем через очаговую зону землетрясения 15 ноября 2006 г., наблюдается следующая картина. Протяженность области гипоцентров афтершоков составляет от 30 до 920 км. Эту область можно аппроксимировать трапецией, верхнее основание которой 460 км, нижнее – 280 км, а высота – 150 км. Наибольшая концентрация гипоцентров наблюдается до глубины 100 км (рис. 3.13, б). Второй разрез построен по афтершокам 2007 г. Он явно отличается меньшим количеством гипоцентров афтершоков. Максимальная длина области распространения гипоцентров составляет 170 км, наибольшая их концентрация наблюдается до глубины 50 км. Область гипоцентров также может быть аппроксимирована в

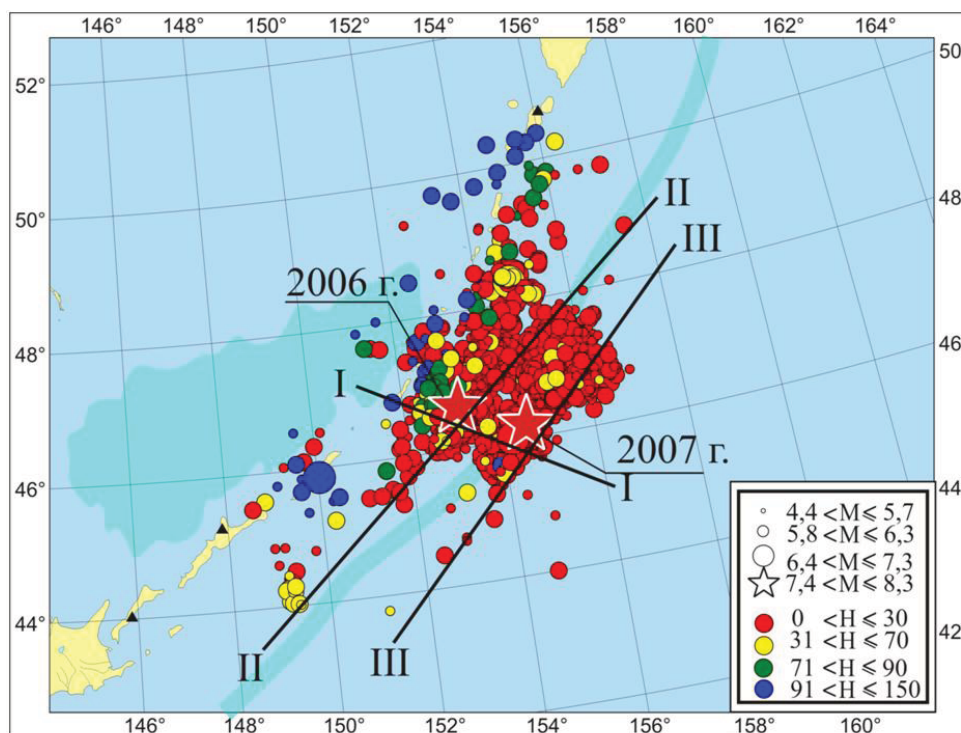
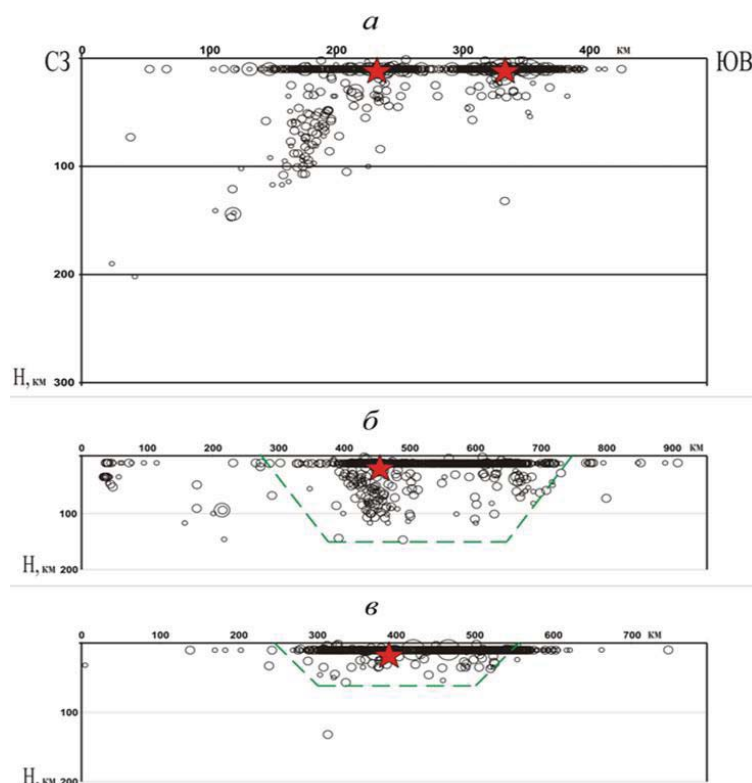


Рис. 3.12. Карта эпицентров очаговой области Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (I–III – положение профилей).

форме трапеции, верхнее основание которой 300 км, нижнее – 210 км, а высота – 50 км (рис. 3.13, в).

Рассмотрим особенности развития сейсмического процесса в очагах этих катастрофических землетрясений. В сутки с 15 ноября 2006 г. по 30 июня 2007 г. число толчков с  $M \geq 6$ , по данным каталога NEIC, равно трем. Последующие значения магнитуд после главных толчков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. постепенно уменьшались. Толчков с  $M \geq 6$  до 13 января 2007 г. произошло десять, а с  $M \geq 5,5$  – двадцать один.

Анализ количества толчков в сутки  $N$  с магнитудой  $M \geq 4,1$ , зарегистрированных, согласно каталогу NEIC, в течение первых 20 суток после главных толчков 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г., показал, что максимальное число афтершоков в сутки ( $N = 193$ ) произошло 15 ноября, а затем их число закономерно уменьшалось (рис. 3.14, а). В распределении количества землетрясений можно выделить три этапа. Первый этап, с 15 по 20 ноября, в течение которого  $N$  уменьшается экспоненциально, сократившись к 20 ноября до  $N = 29$ . На втором этапе, с 21 по 28 ноября, количество толчков то уменьшалось, то увеличивалось, оставаясь в основном на одном уровне, и составляло в среднем 21 событие в день. Временами количество толчков достигало 25 (24 ноября 2006 г.), 27 (22 ноября 2006 г.), 30 (25 ноября 2006 г.). На третьем этапе, с 29 ноября по 5 декабря, количество землетрясений в сутки уменьшалось до четырех, а в среднем составляло восемь. Тип линии тренда для числа толчков в сутки  $N$  на первом этапе экспоненциальный, его уравнение имеет вид:  $y = 307,7e^{-0,3993x}$ ,  $R^2 = 0,98$  (величина достоверности аппроксимации). Для второго этапа тип ли-



**Рис. 3.13. Глубинные разрезы гипоцентров афтершоков Симуширских землетрясений через их очаговые зоны:**

*а) по профилю I; б) по профилю II (2006 г.); в) по профилю III (2007 г.).*

нии тренда полиномиальный, его уравнение имеет вид:  $y = 0,1051x^5 - 5,3734x^4 + 108,47x^3 - 1081,7x^2 + 5332,3x - 10374$ ,  $R^2 = 0,89$ . Для третьего этапа тип линии тренда также является полиномиальным, и его уравнение имеет вид:  $y = -0,4375x^4 + 30,931x^3 - 816,6x^2 + 9540,3x - 41602$ ,  $R^2 = 0,99$ .

Для землетрясения 13 января 2007 г. тоже можно выделить три этапа: с 13 по 18 января, с 19 по 28 января и с 29 января по 1 февраля 2007 г. Максимальное число афтершоков в сутки  $N = 119$  произошло 13 января (рис. 3.14, б). На первом этапе так же, как и для землетрясения 15 ноября 2006 г., количество толчков экспоненциально уменьшается, на втором этапе оно составляло в среднем шесть событий в день. Максимальное число землетрясений  $N = 10$  на этом этапе отмечено 19 января 2007 г. На последнем этапе число событий сократилось до двух (30 января 2007 г.). Для первого этапа тип линии тренда экспоненциальный, его уравнение:  $y = 124,22e^{-0,4971x}$ ,  $R^2 = 0,89$ . Для второго этапа имеет место полиномиальный тип линии тренда, его уравнение:  $y = -0,0449x^3 + 1,7261x^2 - 21,252x + 89,3$ ,  $R^2 = 0,71$ . Для третьего этапа тип линии тренда полиномиальный, его уравнение:  $y = -1,6667x^3 + 92,5x^2 - 1707,8x + 10493$ ,  $R^2 = 1$ .

Повышение сейсмической активности в центре Курильской гряды началось в конце сентября 2006 г.: 28 сентября 2006 г. (восемь событий), 30 сентября (семнадцать), 1 октября (сорок четыре) и 2 октября (одиннадцать). Затем с 24 октября

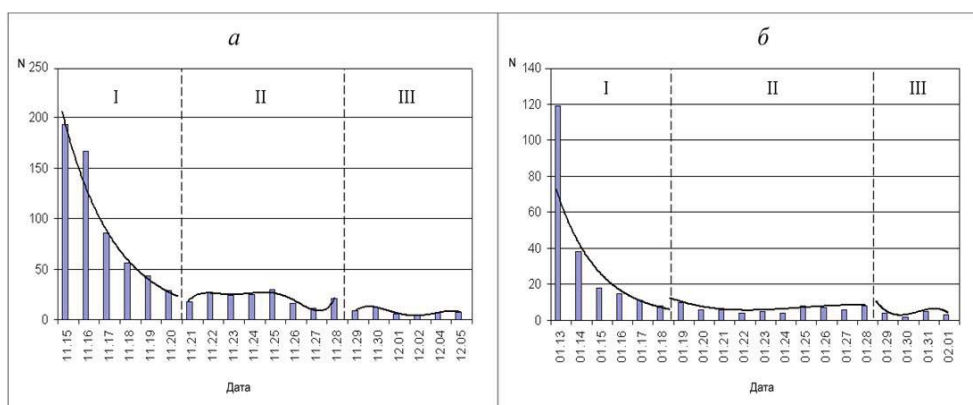


Рис. 3.14. Распределение количества землетрясений в сутки в зависимости от времени: а) с 15 ноября по 5 декабря 2006 г.; б) с 13 января по 1 февраля 2007 г.

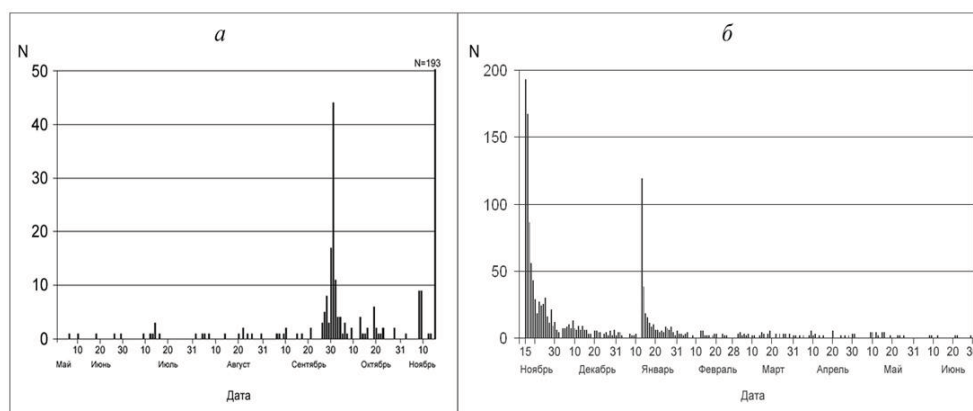


Рис. 3.15. Распределение количества землетрясений в сутки в зависимости от времени: а) с 1 июня по 15 ноября 2006 г.; б) с 16 ноября 2006 г. по 30 июня 2007 г.

по 14 ноября землетрясения практически отсутствовали, то есть имел место некий краткий период сейсмического затишья (рис. 3.15, а). После этого произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой  $M_W = 8,3$ , сопровождаемое большим количеством афтершоков.

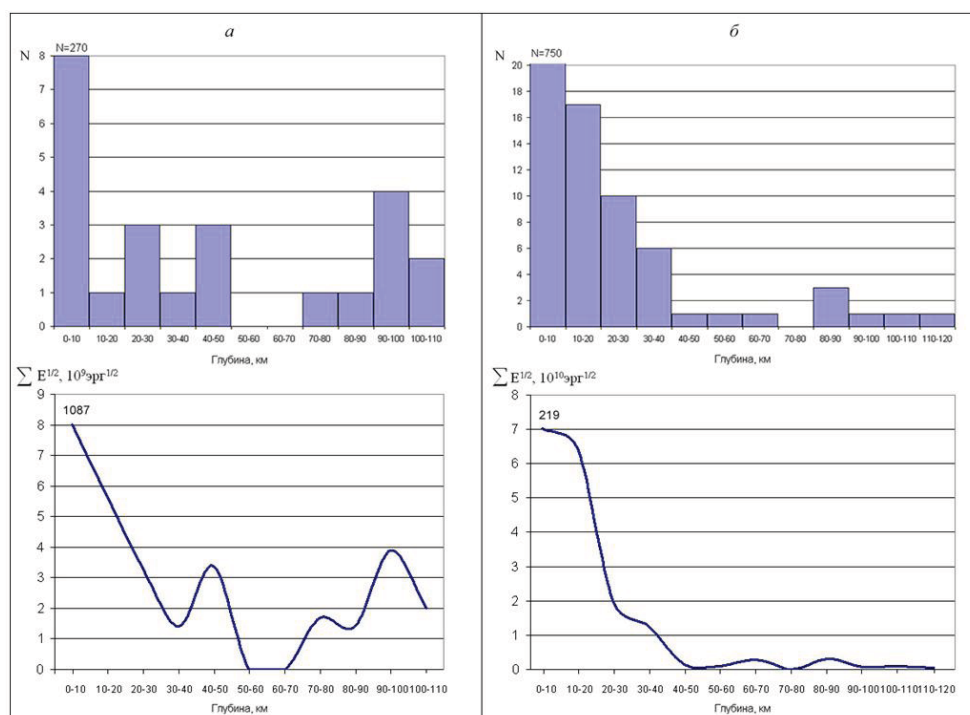
Для выявления дальнейших изменений количества землетрясений построены графики зависимости числа событий от времени – с 16 ноября 2006 г. по 30 июня 2007 г. (рис. 3.15, б). На рисунке видны два периода основной активности (с 16 по 30 ноября и с 13 до 19 января). После 19 января 2007 г. число землетрясений постепенно убывает.

Представляет интерес анализ распределения по глубине афтершоков Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г. в течение 20 дней после главного толчка (рис. 3.16, б). Гистограмма глубин афтершоков показывает, что наибольшее количество толчков (735) произошло на глубине 10 км. В интервале от 0 до 10 км наблюдается 750 землетрясений, от 10 до 20 – семнадцать, от 20 до 30 – десять, от 30 до 40 – шесть. Особенно следует отметить, что на глубинах

от 70 до 80 км землетрясения отсутствуют. Три события отмечены в интервале глубин от 80 до 90 км. Остальные глубины характеризуются одним событием на 10 км. Минимальные и максимальные глубины, на которых зафиксированы землетрясения, были 1 и 117 км соответственно.

Аналогичное распределение по глубине за 20 дней наблюдается после главного толчка землетрясения 13 января 2007 г. (рис. 3.16, а). Наибольшее количество толчков (268) также произошло на глубине около 10 км. В целом в интервале глубин от 0 до 10 км наблюдается 270 землетрясений. На интервале от 10 до 20 км, от 30 до 40 км, от 70 до 80 км и от 80 до 90 км произошло по одному событию. В интервале глубин от 50 до 70 км землетрясения отсутствуют. Минимальные и максимальные глубины, на которых установлены землетрясения, – 3 и 110 км. В выявленной нами особенности в распределении афтершоков по глубине отметим два момента.

Первый выражается в максимальной приуроченности афтершоков к области глубин, где произошел главный толчок ( $h = 10$  км), с последующим закономерным уменьшением числа толчков по глубине от двадцати до одного. Второй заключается в полном отсутствии толчков в интервале 70–80 км. Это, вероятно, связано с тем, что здесь отсутствует или затруднено накопление упругой энергии и хрупкое разрушение. Этот факт хорошо и многократно подтверждался и на других примерах распределения очагов землетрясений по глубинам [Тараканов и др., 1976; Тараканов, 1997]. Это объясняется, видимо, наличием астеносферных слоев на этих глубинах, впервые выявленных и подтвержденных Р. З. Таракановым [Тараканов и др., 1976].



**Рис. 3.16.** Распределение количества землетрясений и суммы корней квадратный из энергии по глубине: а) с 13 января по 1 февраля 2007 г.; б) с 15 ноября по 5 декабря 2006 г.

Отличие распределения землетрясений по глубине с 13 января по 1 февраля 2007 г. заключается в том, что здесь не монотонное уменьшение числа толчков с глубиной, а сравнительно дискретное. На глубинах 10–20 и 30–40 км наблюдается уменьшение числа толчков, в то время как в соседних интервалах 20–30 и 40–50 км их число увеличивается.

Рассмотрены особенности распределения суммы корней квадратных из энергии по глубине с 15 ноября по 5 декабря 2006 г. и с 13 января по 1 февраля 2007 г. (рис. 3.16, б). По оси абсцисс отложена глубина, а по оси ординат – соответствующая им величина суммы корней квадратных из энергии, которая получена при переходе от магнитуды  $M$  к энергии  $E$  в соответствии с формулой Гуттенберга–Рихтера:  $\lg E = 11,4 + 1,5 M$ .

Почти вся энергия ( $2 \times 19 \cdot 10^{10}$  эрг<sup>1/2</sup>) после главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. выделяется на глубине 10 км, к которой приурочено наибольшее число афтершоков. С увеличением глубины число очагов и количество выделившейся энергии резко падают. Глубже 45 км вслед за основным максимумом выявляется еще ряд максимумов и минимумов, которые свидетельствуют о неодинаковом проявлении сейсмической активности недр за указанный период. В промежутках между максимумами активности находятся слои с минимумом сейсмической активности или полностью асейсмичные (рис. 3.16, б). После главного толчка землетрясения 13 января 2007 г. почти вся энергия ( $1087 \times 10^9$  эрг<sup>1/2</sup>) выделилась на глубине 10 км. С увеличением глубины количество выделившейся энергии резко падает, после основного максимума наблюдается еще ряд максимумов и минимумов (рис. 3.16, а).

На основании проведенного анализа сделаны следующие выводы.

1. Сейсмическая активизация в средней части Курило-Камчатской СФЗ началась в конце сентября 2006 г.

2. На поперечном разрезе афтершоков явно выражена СФЗ в виде наклонной полосы, падающей на северо-запад под углом 58°.

3. Положение афтершоков на разрезе вкрест простиранию островной дуги соответствует общему положению гипоцентров землетрясений в СФЗ за последние 34 года, представленных в каталоге NEIC [<http://neic.usgs.gov>]. Это же подтверждается и другими данными, имеющимися с начала XIX века.

4. Распределение гипоцентров землетрясений на продольных разрезах, проходящих через очаговые зоны по простиранию дуги, существенно отличается. Области концентрации очагов афтершоков могут быть аппроксимированы трапецией.

5. Анализ количества землетрясений в течение первых 20 суток после главных толчков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. показал, что максимальное количество афтершоков в сутки произошло 15 ноября 2006 г. (193) и 13 января 2007 г. (119), а затем их число стало закономерно уменьшаться.

6. Наибольшее количество толчков, зарегистрированное 15 ноября (735) и 13 января (268), произошло на глубине 10 км. Далее их число уменьшалось с увеличением глубины по разным законам: монотонно для землетрясения 15 ноября 2006 г. и дискретно для землетрясения 13 января 2007 г. Отметим, что уменьшение числа толчков на больших глубинах (от 70 до 110 км) может иметь отличную физическую природу. Так, дискретность количества толчков может быть связана, например, с большей прерывистостью накопления упругой энергии и ее разрядки.

### 3.3. Тектонические поля напряжений и сейсмодислокации Курило-Охотского и Сахалинского регионов

Представления о поле упругих напряжений региона основывались, как правило, на данных решений механизмов землетрясений. Они приведены в работах Сахалинского филиала ГС РАН «Землетрясения в СССР», «Землетрясения Евразии» и др. Для дальнейшего анализа рассмотрены механизмы сильных землетрясений ( $M_w \geq 5$ ) по каталогу NEIC за период с 2000 по 2005 г. (приложение 6).

На первом этапе (в разделе 3.3.1) авторами приведены результаты построения и анализа негруппированных механизмов очагов землетрясений по каталогу NEIC, а затем (раздел 3.3.3) для анализа средних механизмов землетрясений проведена реконструкция поля современных тектонических напряжений земной коры в Курило-Охотском регионе.

#### **3.3.1. Механизмы очагов сильных землетрясений 2000–2005 гг. в Курило-Охотском и Сахалинском регионах**

Анализ построенных механизмов очагов землетрясений 2000 г. показал следующее (см. приложение 4, рис. 1).

В западной части рассматриваемой области землетрясения (№ 10, 11 на юго-западе о. Сахалин севернее перешейка Поясок ( $48^\circ$  с. ш.)) являлись сбросами, а землетрясение № 12 – сдвигом (см. приложение 4, рис. 1). В самой глубокой части разреза (в верхней мантии на глубине 355 и 361 км) в очагах землетрясений № 7 и 8 наблюдаются подвижки типа «сброс». Эпицентры этих землетрясений соответствовали юго-западной части Курильской котловины. Вдоль Курильской островной дуги, под о. Итуруп, в районе о. Уруп, восточнее о. Онекотан и под о. Парамушир зафиксированы землетрясения № 18, 17, 5, 9 и 15. Их гипоцентры находились на глубинах в диапазонах от 61–90 до 91–300 км. Типы подвижек: под о. Итуруп (№ 17, 18) – пологий поддвиг, под о. Уруп – взброс (№ 5), о. Парамушир – сдвиг (№ 15) (см. приложение 4, рис. 2).

Под океаническим склоном желоба на глубинах до 60 км в очагах землетрясений № 1, 2, 3 восточнее о. Итуруп (точнее, пролива Фриза) установлены подвижки типа «взброс» (см. приложение 4, рис. 1). В центральной части Курильской дуги отмечены землетрясения № 6 и 13, которые соответствуют взбросам, а несколько северо-восточнее в очаге землетрясения № 16 наблюдался сдвиг на глубине 49 км. В очаге № 14 установлен сброс на глубине 38 км. К востоку от о. Парамушир в очаге землетрясения № 4 установлен взброс на глубине 59 км.

Таким образом, детальное рассмотрение каждого относительно сильного ( $M \geq 5$ ) землетрясения позволяет судить о типах подвижек в различных частях земной коры и верхней мантии в 2000 г. Аналогично могут быть описаны построенные нами карты региона с механизмами очагов землетрясений в 2001–2005 гг. (см. приложение 4, рис. 1–6).

Например, в 2001 г. (см. приложение 4, рис. 2) в самой западной части рассматриваемой области имели место взброс и сброс в очагах землетрясений № 38 и 39, произошедших в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома во время так называемого Такойского роя. Подвижки типа «сброс» и «сдвиг», которые имели место на западе о. Сахалин, но несколько севернее, сменились подвижками взброс и сброс при Углегорском землетрясении 4 августа 2000 г. Этот локальный пример показывает, как можно в дальнейшем анализировать

во времени динамику того или иного блока земной коры и верхней мантии (см. приложение 4, рис. 3).

Для оценки общих региональных закономерностей можно было бы оперировать не одиночными, а средними механизмами, как, например, это сделано в работе [Злобин, 1987] при изучении района Южных Курильских о-вов по методике, которая указана в работе [Юнга, 1979]. Однако в последние годы в лаборатории тектонофизики Института физики Земли РАН Ю. Л. Ребецким разработан новый метод исследований тектонических напряжений – метод катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [Ребецкий, 2007]. Согласно этому методу, нами выполнены расчеты компонентов тензоров тектонических напряжений и скорости (приращений) сейсмотектонических деформаций. Ниже приводятся краткая методика катакластического анализа и первые результаты его применения в Курило-Охотском регионе (см. приложение 4, рис. 4).

### **3.3.2. Методика катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений**

Прежде чем рассматривать методику реконструкции поля напряжений земной коры, отметим, что изучение закономерностей пространственного распределения поля тектонических напряжений и его временных изменений является одной из важнейших задач сейсмотектоники и тектонофизики (см. приложение 4, рис. 5).

Тектонические напряжения – это напряжения, ответственные за деформации больших масс горных пород, которые возникают вследствие действия внутренних распределенных гравитационных сил, температурных воздействий, а также как результат взаимодействия с соседними массами горных пород. Задача исследования тектонических напряжений в массивах горных пород отвечает мегаскопическому масштабу осреднения (структуры с линейным размером от десятков-сотен метров до десятков-сотен километров). Реальные горные массивы относятся к структурно-неоднородным средам, содержащим множество поверхностей пониженной прочности. Предложенный Ю. Л. Ребецким метод катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений для расчета тектонических напряжений и отвечающих им квазипластических деформаций массивов горных пород развивает методологию изучения полей тектонических напряжений, включающую методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций.

Данный метод включает в себя определение всех компонентов напряжений и приращений квазипластических (трещинных) деформаций, а также определение параметров прочности хрупких массивов горных пород. Здесь предложен новый способ оценки величин эффективного давления, максимальных касательных напряжений и параметров, характеризующих механические свойства природных массивов горных пород (в частности, параметров прочности при хрупком разрушении). Метод применим для расчета современных напряжений и палеонапряжений. При расчете современных напряжений используются сейсмологические данные о механизмах очагов или о решениях тензора момента центра землетрясений (см. приложение 4, рис. 6).

В рамках метода катакластического анализа проблема расчета компонент тензоров приращений сейсмотектонических деформаций и макронапряжений, а также создание однородной выборки структурно-кинематических дан-

ных о трещинах (СКДТ) являются взаимосвязанными задачами, решаемыми в процессе реконструкции параллельно. За основу расчета сейсмостектонических деформаций в методе катакlastического анализа разрывных нарушений с определенной коррекцией взят подход суммирования остаточных разрывных деформаций в кумулятивной области, предложенный в работе [Ландер и др., 1993].

Алгоритм расчета для общего случая напряженного состояния приводится в предположении возможности формирования сколовых трещин произвольной ориентации в соответствии с критерием:

$$\tau_n + k_s \sigma_{nn}^* = \tau_f, \text{ при } 0 \leq \tau_n \leq \tau_f \text{ и } \sigma_{nn}^* < 0. \quad (3.1)$$

Будем считать, что выборка данных о совокупностях очагов землетрясений (сколовых трещин), на основе которой на первом этапе выполнены расчеты ориентации главных напряжений и значений коэффициента Лоде-Надаи, достаточно представительна и содержит определения плоскостей сколов (механизмов очагов) для всего спектра их ориентации, встречающейся в исследуемом объеме среды, куда входят и трещины с величиной поверхностного сцепления  $\tau_s = 0$ . Случай реконструкции по сейсмологическим данным о механизмах очагов, когда неизвестна истинная плоскость разлома, будет рассматриваться ниже. Сделаем сначала предположение о том, что значение коэффициента поверхностного трения нам известно. В этом случае для проведения линии минимальной прочности следует выбрать точку на диаграмме Мора, характеризующую напряженное состояние на поверхности одного из сколов, для которого длина перпендикуляра, проведенного из центра круга, будет минимальна (точка К на рис. 3.17).

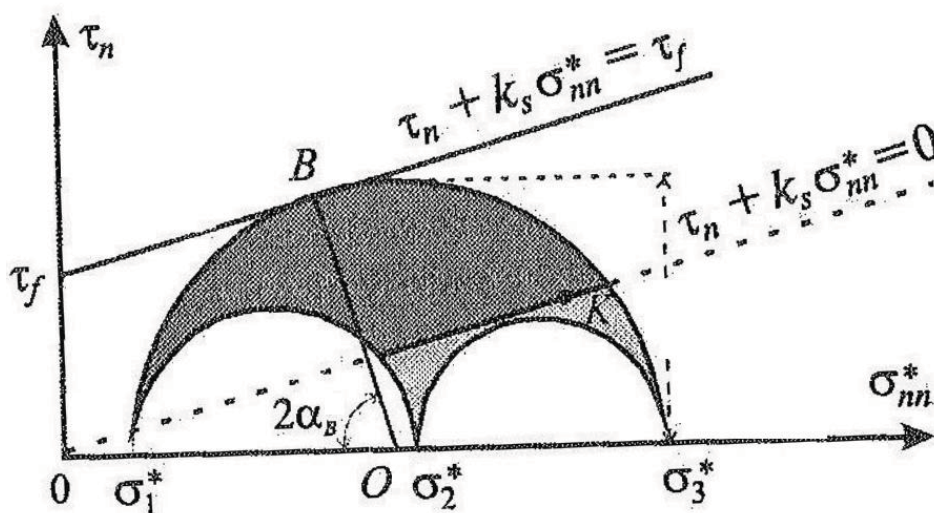


Рис. 3.17. Круговая диаграмма Мора и линии минимального сопротивления сухого трения на существующих разломах (пунктир) и предела внутренней прочности (сплошная линия) для общего случая напряженного состояния.

На рис. 3.17 темно-серым цветом закрашена область допустимого положения площадок скалывания при вариации сцепления:  $0 \leq \tau_s^i \leq \tau_f$ , светло-серым – другие области возможных состояний на произвольных площадках.

Согласно

$$\sigma_i = p + f_i \tau \text{ при } f_1 = 1 - \mu_\sigma / 3, f_2 = 2\mu_\sigma / 3, f_3 = -(1 + \mu_\sigma / 3), \quad (3.2)$$

$$\sigma_{ij} = -\delta_{ij} p + \tau f_k l_{ik} l_{jk}, i, j = n, t, m, \quad (3.3)$$

величины напряжений на поверхности трещин можно представить как:

$$\sigma_{nn}^i = -(p + \tau \mu_\sigma / 3) + \tau \sigma_{nn}^i, \tau_n^i = \tau \tau_n^i, \quad (3.4)$$

где  $\tau_n^i = \sigma_{nt}^i$ ,  $\sigma_{nn}^i$  – редуцированные напряжения и

$$\sigma_{nj}^i = (1 - \mu_\sigma) l_{1n}^i l_{1j}^i - (1 + \mu_\sigma) l_{3n}^i l_{3j}^i + \delta_{nj} \mu_\sigma, j = n, t, \quad (3.5)$$

в которых  $l_{kn}^i$  и  $l_{kt}^i$  – направляющие косинусы соответственно вектора нормали  $n$  к плоскости скола с номером  $i$  из однородной выборки и вектора действия максимальных касательных напряжений  $t$  на этой плоскости в системе координат, связанной с главными осями напряжений ( $k = 1, 2, 3$ ). Здесь и далее верхний индекс при напряжениях идентифицирует точку на диаграмме Мора.

Введенное определение редуцированных напряжений очень важно, так как позволяет для однородных выборок СКДТ, не имея данных о величинах давления и максимального касательного напряжения, строить диаграммы Мора, характеризующие предельные состояния на поверхностях разрывов сплошности.

Используя выражения (3.1) и (3.4), можно определить отношение величины всестороннего давления к модулю максимального касательного напряжения. С этой целью сколовой трещине с минимальной длиной перпендикуляра, проведенного из центра круга (точка К на рис. 3.17), присвоим минимально возможное значение поверхностного сцепления, то есть  $\tau_s^K = 0$ :

$$\frac{p^*}{\tau} = \frac{1}{k_s} (\tilde{\tau}_n^K + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^K) - \mu_\sigma / 3. \quad (3.6)$$

Для точки В, в которой линия максимальной прочности горных пород (предел внутреннего трения) касается круга Мора, верно предельное соотношение (3.1), записанное для максимального значения сцепления  $\tau_s^B = \tau_f$ . На его основе с использованием (3.4) и (3.6) получим:

$$\tau = \frac{\tau_f}{\operatorname{cosec} 2\alpha_s - (\tilde{\tau}_n^K + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^K)}, p^* = \frac{\tau_f [(\tilde{\tau}_n^K + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^K) - k_s \mu_\sigma / 3]}{k_s [\operatorname{cosec} 2\alpha_s - (\tilde{\tau}_n^K + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^K)]}, \quad (3.7)$$

где  $\alpha_s = \frac{1}{2} \arctan \frac{1}{k_s}$ .

Выражения (3.7) позволяют по результатам первого этапа расчета и данным о значениях коэффициента поверхностного трения рассчитывать относительные значения эффективного давления  $p^* / \tau_f$  и модуля максимального касательного напряжения  $\tau / \tau_f$ . В случае использования при реконструкции сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений неизвестной является также и плоскость, реализованная в очаге землетрясения (одна из двух нодальных плоскостей). Ниже будет предложен критерий определения плоскости в

очаге землетрясения, непосредственно следующий из условия Кулона:

$$\tau_n + k_s \sigma_{nn}^* = \tau_s, \text{ при } 0 \leq \tau_s \leq \tau_f \text{ и } \sigma_{nn}^* < 0 \quad (3.8)$$

и соответствующий энергетическому подходу, развиваемому в методе катакластического анализа сколовых трещин.

Необходимым условием использования полученных выше выражений (3.7) является знание ориентации плоскости разрыва. При реконструкции напряжений по сейсмологическим данным две нодальные плоскости (для механизма очага в виде двойного диполя) представляют собой два варианта положения такой плоскости. Только для землетрясений, очаг которых вышел на поверхность, или для достаточно сильных землетрясений, в афтершоковой области которых производились специальные сейсмологические наблюдения, имеются данные о положении плоскости разрыва. В описываемой методике предлагается новый критерий ее выделения.

Считаем, что разрыв в очаге землетрясения соответствует нодальной плоскости с нормалью  $n$ , для которой выполняется соотношение:

$$(\tau_n^i + k_s \sigma_{nn}^i) - (\tau_s^i + k_s \sigma_{ss}^i) > 0. \quad (3.9)$$

Согласно (3.9), нодальные плоскости, доставляющие точки в левую верхнюю часть суммарной диаграммы Мора, являются более предпочтительными при выборе в качестве плоскости разрыва, реализованной в очаге землетрясения. В случае, когда нодальные плоскости близки к плоскостям действия максимальных касательных напряжений, критерий (3.9) работает формально, так как точки этих нодальных плоскостей на диаграмме Мора располагаются вблизи вертикальной оси.

Критерий (3.9) фактически предопределяет выбор в качестве реализованной плоскости в очаге той, которой будет отвечать большее значение сцепления  $\tau_s^i$ . Как будет показано далее, это означает, что величина сбрасываемых напряжений для выбранной плоскости также будет большей.

Покажем возможность нахождения величин напряжений по полю траекторий главных напряжений и значениям коэффициента Лоде-Надаи [Ребецкий, 1991].

Пусть для некоторого объема  $V$  в результате использования методов первого этапа реконструкции тектонических напряжений получены данные об ориентации осей главных напряжений и соотношении величин девиаторных компонент тензора напряжений (коэффициент Лоде-Надаи). Считаем, что число и плотность пространственного распределения этих параметров внутри объема  $V$  позволяют построить непрерывное поле траекторий осей главных напряжений вплоть до дневной поверхности (рис. 3.18). Полагаем, что в пределах  $V$  существует конечное число поверхностей, вдоль которых возможно нарушение гладкости построения траекторий главных напряжений. Таким образом, напряжения внутри объема  $V$  образуют единое поле, удовлетворяющее уравнениям равновесия.

Используя запись этих уравнений в ортогональной криволинейной системе координат, совпадающей с траекториями главных напряжений, в виде выражений:

$$[\sigma_{i,i} + \frac{H_{k,i}}{H_i} (\sigma_i - \sigma_k)] / H_i + F_i = 0, \quad (3.10)$$

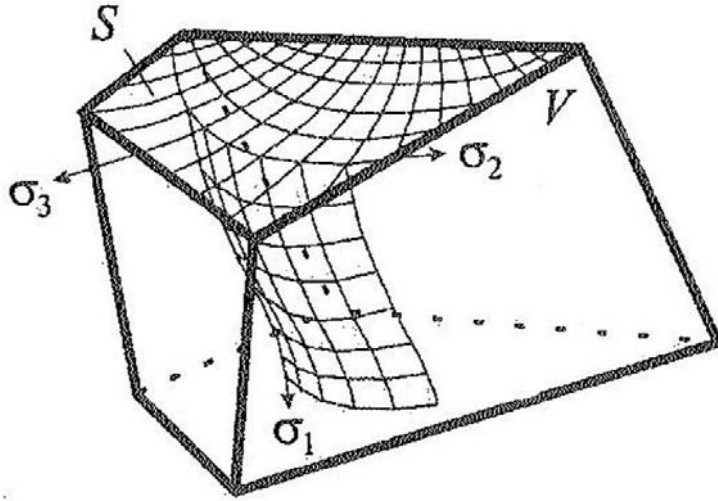


Рис. 3.18. Схема поля траекторий главных напряжений в трехмерном объеме  $V$ , примыкающих к дневной поверхности  $S$ .

где  $H_i$  – коэффициенты Ламе, характеризуют геометрию координатной сетки в криволинейной системе координат [Новожилов, 1948], и, подставляя в них выражения для главных напряжений через инвариантные к выбору системы координат параметры  $p$ ,  $\tau$ ,  $\mu_o$  (3.2), получим:

$$-\frac{\partial p}{\partial \xi_i} + f_i \frac{\partial \tau}{\partial \xi_i} + \left( \frac{1}{H_k} \frac{\partial H_k}{\partial \xi_i} (f_i - f_k) + \frac{\partial f_i}{\partial \xi} \right) \tau + H_i F_i = 0. \quad (3.11)$$

Здесь  $H_i$  – геометрические коэффициенты Ламе,  $\xi_i$  – координаты вдоль траекторий главных напряжений,  $F_i$  – проекция массовых сил на направления главных осей напряжений в данной точке. Напомним, что в (3.11) следует производить суммирование по  $k = 1, 2, 3$ .

Поскольку исследуемая область  $V$  имеет границу, совпадающую с дневной поверхностью земной коры  $S$ , на которой, можно считать, отсутствуют касательные нагрузки, то в соответствии с (3.2) единственным известным краевым условием рассматриваемой проблемы является условие  $-p + f_n \tau = 0$ , где  $n$  – индекс главного напряжения, нормального к дневной поверхности. Следствием того, что дневная поверхность  $S$  выступает как поверхность действия одного из главных напряжений, является то, что траектории двух других ( $i \neq n$ ) главных напряжений совпадают с этой поверхностью.

Одним из вариантов расчета величин  $p$  и  $\tau$  на втором этапе реконструкции является использование известного приближения:

$$\sigma_{zz} = -p + \bar{\sigma}_{zz} \tau = -g \int_0^z \rho(z) dz, \quad (3.12)$$

определяющего равенство вертикальных напряжений весу столба вышележащих пород на различных глубинах литосферы. Используя выражения (3.2) и

(3.3), выразим в (3.12) функцию тектонического давления через параметры, определенные после первого этапа реконструкции, и данные о плотности земной коры:

$$p = \tau f_k l_{zk}^2 + g \int_0^z \rho(z) dz. \quad (3.13)$$

Заметим, что условие (3.13) на дневной поверхности переходит в условие

$$-p + f_n \tau = 0, \quad (3.14)$$

поскольку здесь  $l_{zn} = 1$ , а  $l_{zs} = 0$  при  $s \neq n$ . Используя (3.13) для двух дифференциальных уравнений из системы (3.11), в которых дифференцирование ведется вдоль траекторий главных напряжений, нигде не выходящих на дневную поверхность по нормали к ней ( $s \neq n$ ), получим:

$$(f_s - f_k l_{zk}^2) \frac{\partial \tau}{\partial \xi_s} + \left( \frac{1}{H_k} \frac{\partial H_k}{\partial \xi_s} (f_s - f_k) + \frac{\partial f_s}{\partial \xi_s} - \frac{\partial (f_k l_{zk}^2)}{\partial \xi_s} \right) \tau = g \int_0^z \frac{\partial \rho(z)}{\partial \xi_s} dz - H_s F_s. \quad (3.15)$$

Система уравнений (3.15) отвечает всем точкам в пределах всего объема  $V$  вплоть до дневной поверхности.

### **3.3.3. Реконструкция поля современных тектонических напряжений земной коры в Курило-Охотском регионе**

#### **Исходные сейсмологические данные**

Реконструкция поля современных напряжений выполнялась за период с 1 января 2000 г. по 31 декабря 2005 г. в пределах области  $42-53^\circ$  с. ш. и  $140-158^\circ$  в. д. на основе решений фокального механизма (СМТ-решений) для землетрясений, взятых из каталога NEIC. Каталог насчитывает 310 СМТ-решений с магнитудами  $4,7 \leq M_w \leq 7,3$  в диапазоне глубин до 639 км.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции в узлах сетки  $0,5 \times 0,5^\circ$  на глубине 30 км (середина условной коры). Выполнение всех процедур формирования однородных выборок СКДТ удалось завершить для 68 квазиоднородных доменов.

#### **Первый этап реконструкции**

Результатами реконструкции первого этапа являются данные об ориентации трех главных осей тензора напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, а также значения коэффициентов Лоде-Надаи этих тензоров. В рассматриваемом регионе почти для 96 % квазиоднородных доменов выполнялось условие подобия тензоров напряжений и приращений сеймотектонических деформаций ( $R_{ANZ} < 0,2$ ) (рис. 3.19). Показатель анизотропии  $R_{ANZ}$  имеет на большей части значения равные 0–0,2. Лишь отдельные домены имеют иные значения.

Как следует из реконструкции, проекции осей максимального девиаторного сжатия  $\sigma_3$  и растяжения  $\sigma_1$  ориентированы практически ортогонально простиранию Курильского желоба с погружением под океаническую (оси сжатия) и под

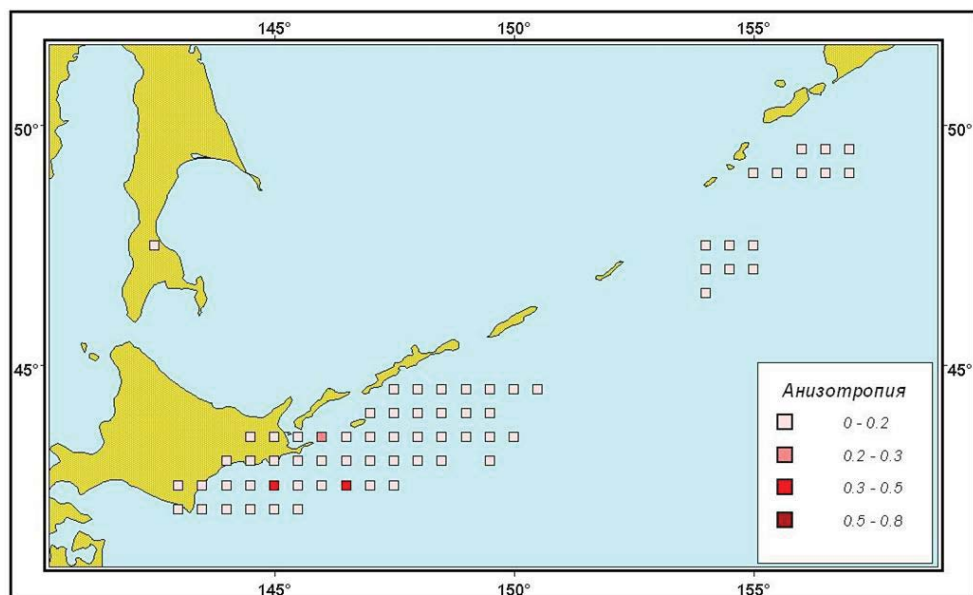


Рис. 3.19. Показатель анизотропии  $R_{ANZ}$ .

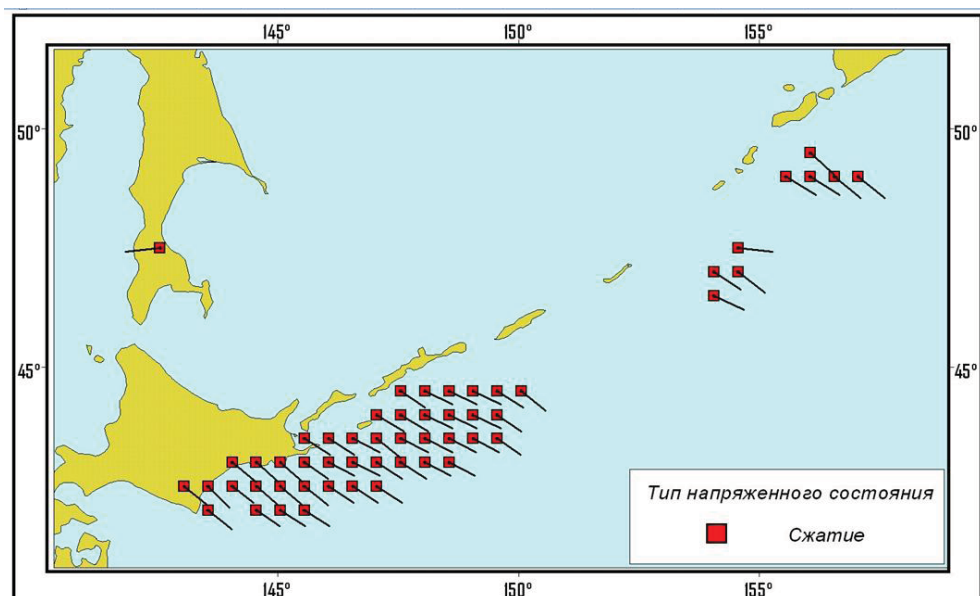
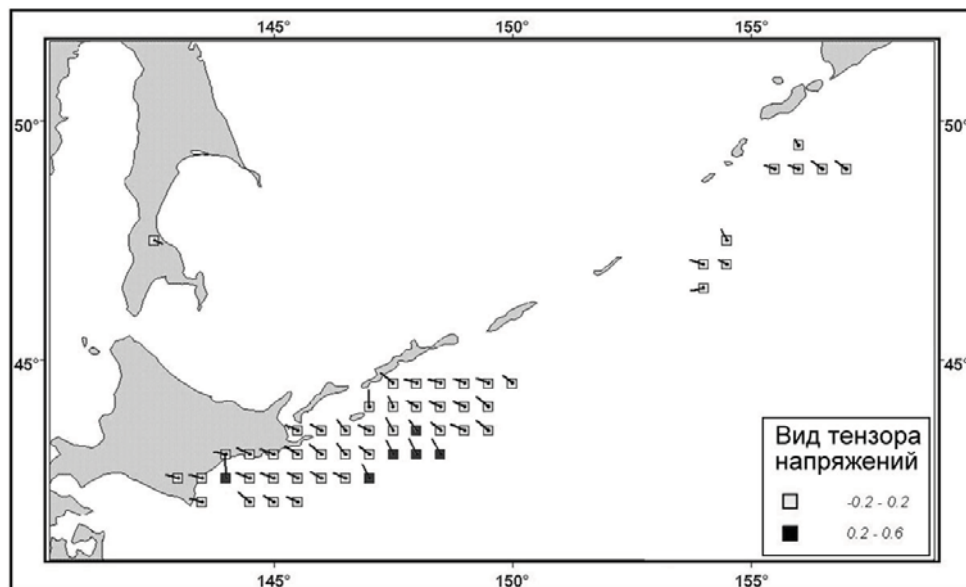


Рис. 3.20. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость оси погружения  $\sigma_3$ .

континентальную (оси растяжения) плиты (рис. 3.20, 3.21). Ось промежуточного главного напряжения  $\sigma_2$  направлена вдоль простираия желоба. Такая ориентация осей главных напряжений характерна для субдукционных зон и определяет в качестве активных усилий поддвиговые касательные напряжения, действующие на подошве литосферы. Поскольку оси максимального девиаторного растяжения имеют несколько более крутое погружение, чем оси девиаторного сжатия, то тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие. Основные типы тензора напряжений земной коры исследуемой области – чистый сдвиг.



**Рис. 3.21. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость оси погружения  $\sigma_1$  (указаны диапазоны значений коэффициента Лоде-Надаи).**

Оси минимального  $\sigma_{H1}$  и максимального  $\sigma_{H3}$  горизонтального сжатия ориентированы косо к простираию желоба изучаемой сейсмофокальной области. Резкая смена ориентации осей псевдоглавных напряжений наблюдается в срединной части Курильской островной дуги (рис. 3.22).

Устойчивая ориентация поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках в земной коре в направлении от океанической плиты к континентальной, определяет соответствующий тип движения подкорового литосферного вещества как активные усилия современной стадии тектонического процесса (рис. 3.23).

### **Второй и третий этапы реконструкции**

Рассмотрим соотношение эффективного давления и максимального касательного напряжения. Анализ результатов расчетов второго этапа реконструкции показал повышение значений относительных величин эффективного давления  $p^*/\tau_f$  и максимального касательного напряжения  $\tau/\tau_f$  в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 3.24, 3.25). Увеличение происходит при более быстром росте эффективного давления (рис. 3.26).

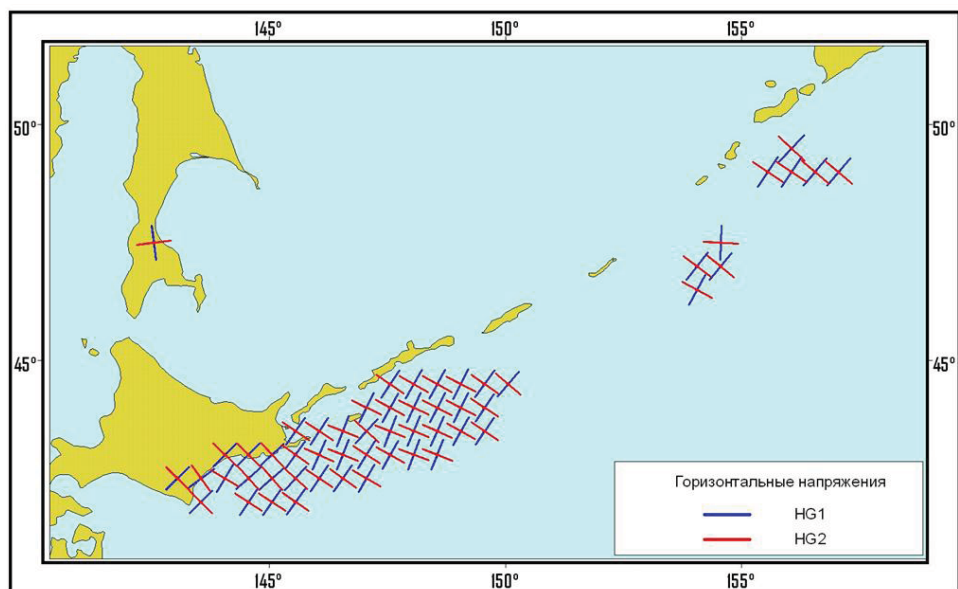


Рис. 3.22. Траектории горизонтально направленных псевдоглавных напряжений, действующих на вертикальных площадках.

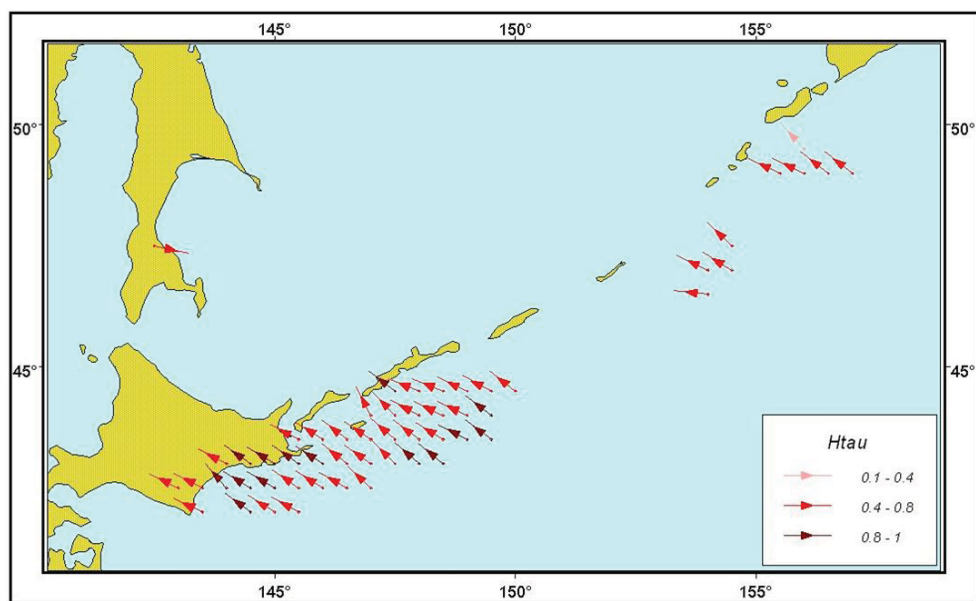


Рис. 3.23. Ориентация осей поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках вместе с их относительной величиной.

Районирование, выполненное авторами по степени интенсивности дилатансионного процесса и флюидного давления, показало следующее. Согласно полученным данным, оценка параметра  $C_{dl}$ , характеризующая отношение между эффективным давлением и девиаторными напряжениями, показывает, что в рассматриваемом регионе для почти 96 % квазиоднородных доменов наблюдается интенсивное состояние дилатансионного разрыхления ( $0,2 < C_{dl} < 0,36$ ). Область повышенной скорости дилатансии наблюдается в земной коре на северо-востоке Курильской островной дуги и вдоль ее южной части (рис. 3.27).

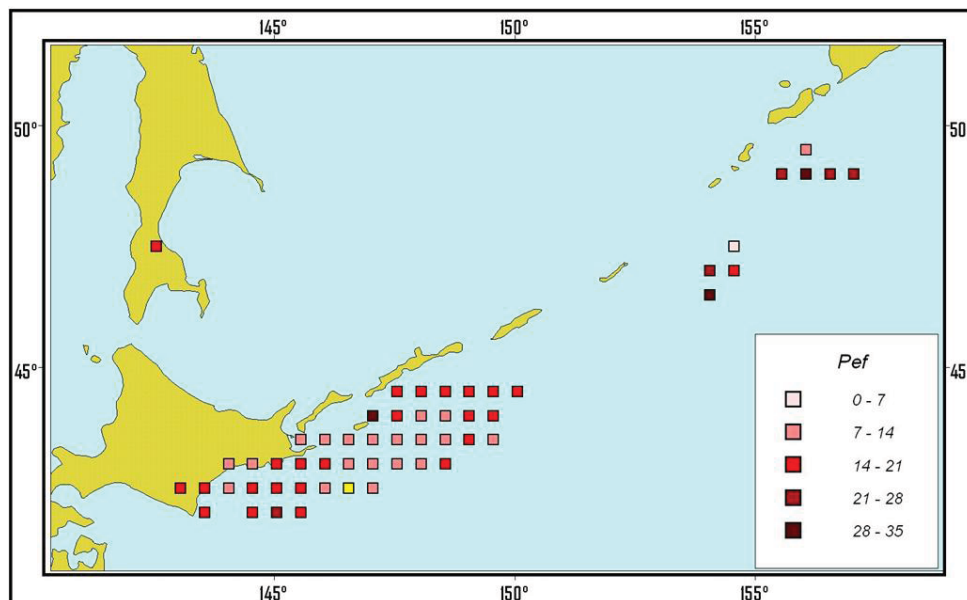


Рис. 3.24. Относительные значения эффективного давления  $p^*/\tau_r$ .

### Выводы

Выполненная реконструкция параметров современного напряженного состояния земной коры Курило-Охотского региона позволила выявить, что для него, с одной стороны, характерно наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

Основные типы тензора напряжений земной коры для исследуемого региона – чистый сдвиг. Характерно подобие тензоров напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций, что говорит о квазиизотропном поведении массивов горных пород на исследуемом масштабном уровне (рис. 3.19).

Оси минимального  $\sigma_{H1}$  и максимального  $\sigma_{H3}$  горизонтального сжатия ориентированы косо к простиранию желоба и СФЗ. В северо-восточной части на Камчатском участке СФЗ ориентация осей максимального горизонтального сжатия становится практически ортогональной к простиранию желоба. При этом наиболее резко смена ориентации осей псевдоглавных напряжений наблюдается в срединной части Курильской островной дуги.

Наиболее устойчивым параметром тензора напряжений по его распределению в пространстве оказалась ориентация поддвиговых касательных напряжений. Это может косвенно указывать на то, что именно поддвиговые касательные

напряжения следует рассматривать в качестве активных сил, действующих на литосферную плиту со стороны мантии. Устойчивая ориентация поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках в земной коре в направлении от океанической плиты к континентальной, определяет соответствующий тип движения подкорового литосферного вещества как активные усилия современной стадии тектонического процесса (рис. 3.23).

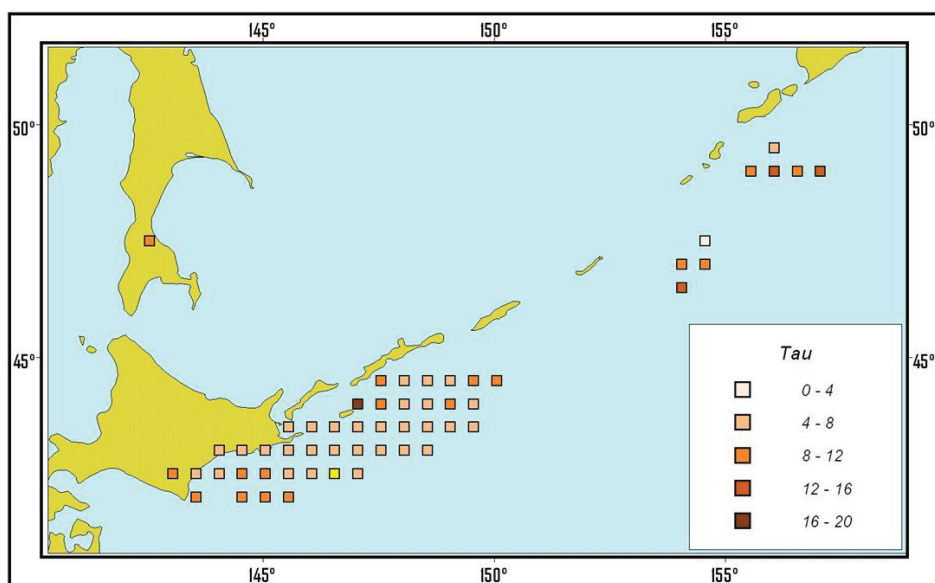


Рис. 3.25. Относительные значения максимальных касательных напряжений  $\tau / \tau_f$ .

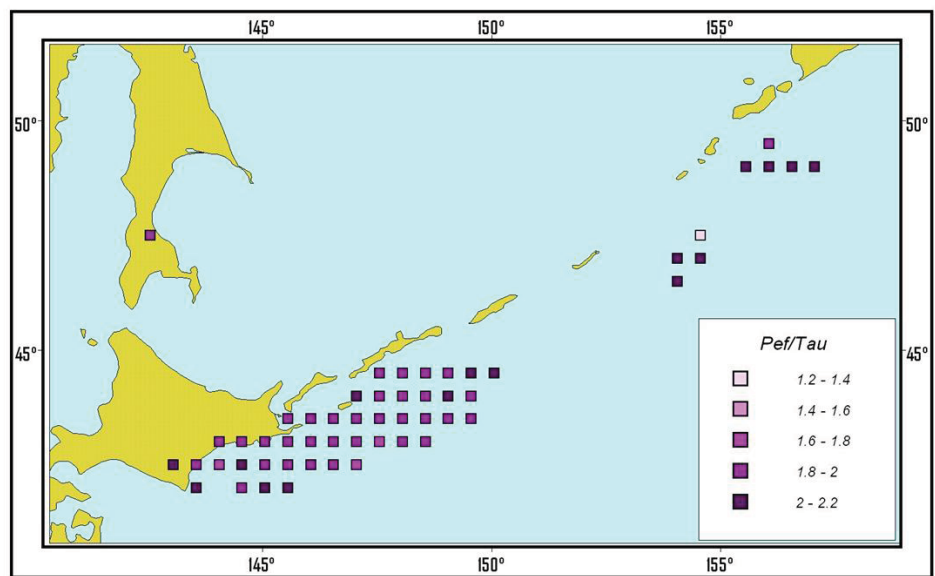


Рис. 3.26. Относительные значения максимальных касательных напряжений  $p^* / \tau$ .

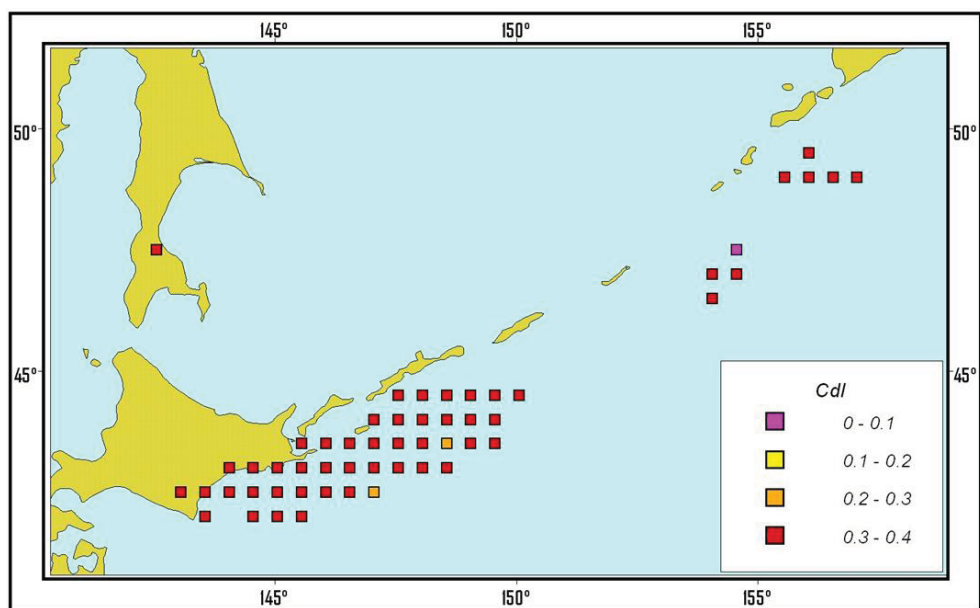


Рис. 3.27. Значение коэффициента  $C_{DL}$ .

## ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА О. САХАЛИН

Настоящая глава посвящена изучению уникальных геологических структур верхней части земной коры о. Сахалин – грязевых вулканов. Грязевые (или газоводолитокластитовые) вулканы представляют собой природные флюидодинамические системы, в которых протекают процессы интенсивного энергомассопереноса и миграции химических элементов из недр земли на ее поверхность. Для возникновения грязевых вулканов необходимы наличие мощных пластичных глинистых толщ, присутствие пластовых вод, скопление непрерывно поступающих газов, существование тектонических нарушений, аномально высокие пластовые давления. Пластичные глинистые толщ приводят к накоплению геофлюидов и возникновению аномально высоких пластовых давлений. Тектонические нарушения, представляющие собой зоны дробления с повышенной флюидопроницаемостью, способствуют выносу продуктов деятельности грязевых вулканов на поверхность земли.

При изучении грязевого вулканизма большое внимание уделяется вопросу о его связи с сейсмичностью в регионе [Гемп и др., 1970; Лагунова, 1974; Астахов и др., 2002; Войтов, 2001; Собисевич и др., 2005; Гасанов, Керамова, 2005; Martinelli, Dado, 2005; Yang et al., 2006]. Предполагается, что геохимические, геофизические и геоморфологические параметры деятельности грязевых вулканов зависят от активности контролирующих их разломов. Следовательно, различные характеристики грязевулканических процессов могут являться индикатором геодинамики земных недр и выступать в качестве предвестника тектонических землетрясений, реагируя на процессы накопления и сброса напряжений в земной коре. К настоящему времени данный вопрос остается недостаточно изученным и не имеет однозначного решения, оставаясь во многих случаях лишь на уровне допущений и предположений.

Сахалин является одним из немногих регионов России и единственным на Дальнем Востоке, где известны наземные грязевые вулканы. Наличие на о. Сахалин мощных осадочных толщ с нефтяными и газовыми залежами, современная высокая сейсмотектоническая активность региона, сложные системы разрывных нарушений и другие факторы делают этот регион уникальным местом для изучения грязевого вулканизма. Здесь выделяют четыре участка проявления грязевого вулканизма. Один из них находится на севере острова – Дагинский грязевулканический участок в Ногликском районе, а другие три на юге – группа Пугачевских грязевых вулканов и вулкан Восточный в Макаровском районе, Южно-Сахалинский грязевой вулкан в Анивском районе и Лесновский грязевой вулкан в Корсаковском районе [Мельников, 2002].

Особенности и характер деятельности Дагинского участка проявления грязевого вулканизма, а также морфологические разновидности и состав продуктов деятельности грифонов рассмотрены в работах [Цитенко, 1961, а; Цитенко, 1961, б; Сорочинская и др., 2008]. Отметим, что данные о химическом и изотопном составе свободных газов позволяют считать Дагинские грифоны не грязевулканическим проявлением, а скорее своеобразной гидротермальной системой. Основным компонентом свободных газов Дагинских грифонов является метан, содержание которого достигает 94 %. Значе-

ния  $\delta^{13}\text{C}$  метана составляют здесь от  $-58,8$  до  $-57,0$  ‰ PDB, что соответствует относительно небольшой глубине его образования – около 1–2 км. В целом состав газов Дагинских грифонов близок к составу газов близлежащего Лунского месторождения нефти и газа. Кроме того, температура водогрязевой смеси в кратерах грифонов имеет относительно высокие значения – около 40–50 °С. Таким образом, Дагинские грифоны следует скорее относить к источникам термальной разгрузки вод (возможно, пластовых вод нефтегазонасыщенной толщи). В пользу этого утверждения также говорит отсутствие типичных для грязевых вулканов взрывоподобных извержений и полей грязевулканической брекчии.

Лесновский грязевой вулкан обнаружен сравнительно недавно – во время его извержения в 1986 г. Результаты обследования данного извержения, геологическое строение района, химический состав вод и грязевулканической брекчии изложены в работе [Мельников, Ильев, 1989]. До настоящего времени вулкан находится на пассивном этапе своей деятельности и пока не зафиксировано ни одного нового его извержения.

Наиболее крупными, активными и хорошо изученными являются группа Пугачевских грязевых вулканов и Южно-Сахалинский грязевой вулкан, которые расположены в зоне Центрально-Сахалинского взбросонадвиги – одного из основных структурно-тектонических элементов о. Сахалин. В соответствии с этим указанные вулканы являлись основными объектами проведенных исследований, результаты которых изложены в настоящей главе.

Долгое время исследования грязевого вулканизма о. Сахалин в основном сводились к изучению геологических условий проявления грязевого вулканизма, а также к редким и нерегулярным визуальным осмотрам современных грязевулканических построек. В некоторых случаях (как правило, при обследовании новых извержений) выполнялся отбор небольшого количества проб продуктов грязевулканической деятельности. Однако для изучения вопросов, касающихся динамики грязевулканических процессов и ее связи с сейсмичностью в регионе, были необходимы продолжительные и детальные наблюдения за грифонной деятельностью грязевых вулканов. Для понимания физической природы грязевулканических процессов было необходимо также адекватное математическое описание деятельности грязевых вулканов.

За последние несколько лет в рамках инициативного проекта РФФИ № 05-05-64124 «Грязевые вулканы Сахалина: связь динамики вещественного состава, термического режима и геофизических полей с современными движениями земной коры» нами выполнены комплексные исследования грязевого вулканизма о. Сахалин. В результате мониторинговых наблюдений, проведенных летом 2005–2007 гг., впервые обнаружены и представлены на фактическом материале проявления сильных землетрясений в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а также влияние групп слабых сейсмических событий на элементный состав водогрязевой смеси в грифонах вулкана. Сейсмическими методами выполнено исследование внутреннего строения Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Выполнено также детальное обследование необычно сильного извержения Главного Пугачевского грязевого вулкана, которое произошло в начале 2005 г. Кроме того, на основе нестационарных уравнений механики жидкости и газа выполнено математическое моделирование процесса подготовки извержений грязевых вулканов.

#### 4.1. Обследование и реконструкция извержения Главного Пугачевского грязевого вулкана зимой 2005 г.

В деятельности грязевых вулканов в первом приближении выделяются две стадии: стадия бурного, сравнительно кратковременного извержения и грифонная стадия, представляющая собой гораздо более длительный этап относительного затишья. Средняя периодичность извержений грязевых вулканов является одним из важных параметров при изучении закономерностей грязевулканической деятельности и ее взаимосвязей с геодинамическими процессами в земной коре. Данный параметр используется также при математическом моделировании грязевулканических процессов.

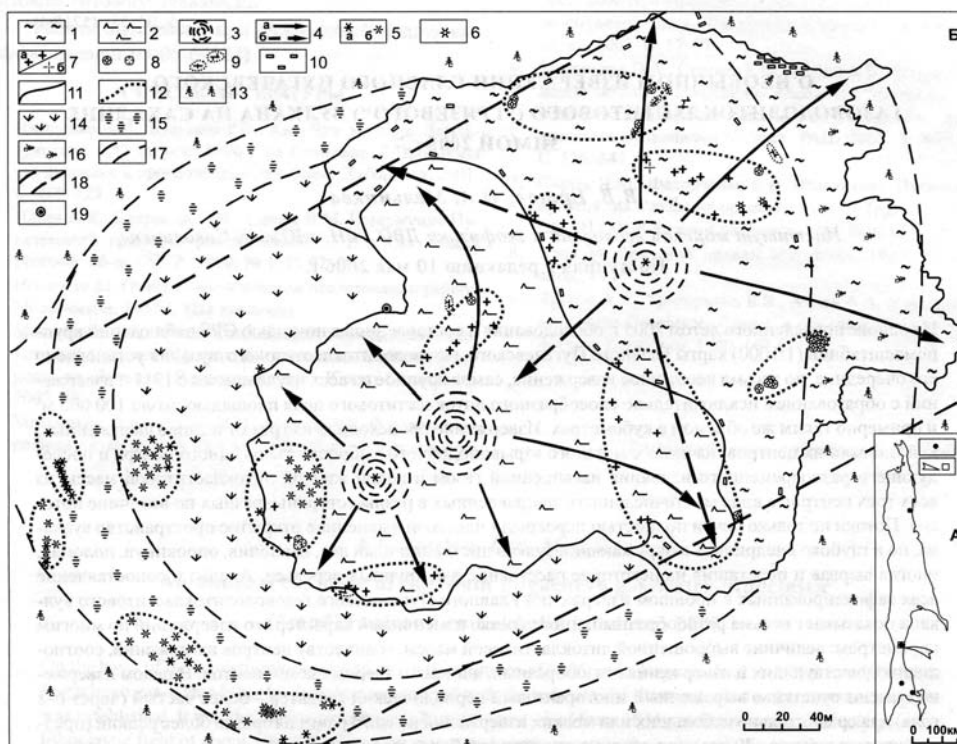
Имеющиеся данные по достоверно зафиксированным извержениям грязевых вулканов Сахалина свидетельствуют о разной их периодичности для различных вулканов. Так, например, группа Пугачевских грязевых вулканов (рис. 4.1, а) является весьма активной и подверженной очень частым бурным извержениям [Ершов, Мельников, 2007]. Анализ различных литературных источников показал, что извержения Главного Пугачевского вулкана происходили в 1906, 1911, 1929, 1933, 1934, 1935, 1948, 1952, 1961, 1967, 1988, 1996, 2002 и 2003 гг. Отметим, что относительная труднодоступность вулкана для частых и регулярных наблюдений свидетельствует о высокой вероятности пропуска его извержения. Таким образом, можно предполагать, что извержения Главного Пугачевского вулкана происходят в среднем каждые несколько лет.

В соответствии с этим летом 2004–2007 гг. проводились режимные осмотры Главного Пугачевского вулкана на предмет выявления новых возможных извержений. В результате осмотров установлено наличие двух очередных извержений вулкана. Одно из них произошло между осмотрами в 2004 и 2005 гг., другое – между осмотрами в 2006 и 2007 гг.

Первое из обнаруженных извержений, произошедшее ориентировочно зимой 2005 г., имело весьма необычный характер [Мельников и др., 2006]. Почти все указанные извержения, несмотря на бурный (до взрывного) характер, заканчивались истечением из одного канала-отверстия перенасыщенной водой и газом жидкой литокластитовой массы (грязевулканической брекчии) и равномерным ее растеканием во все стороны от центра излияния. В результате этого возникало очередное – округлое по форме – литокластитовое поле с характерной для себя правильной концентрически-зональной структурой своей комковато-ячеистой поверхности. Диаметр этого нового поля достигал 50–200 м, иногда с закономерным уменьшением размеров от более старых к более молодым полям. В последнем случае вдоль края самого последнего поля можно было видеть кольцевые зоны последовательно сменяющихся краевых частей двух-трех предшествующих полей. За пределами 200-метрового круга протягивались более широкие аналогичные концентрические зоны, поросшие различной травянистой растительностью, за которыми начинается самая внешняя зона – преимущественно лиственничного леса.

Единственным исключением из этого наблюдавшегося общего правила являлось извержение 1934 г., которое было наиболее крупным по размерам образовавшегося литокластитового поля и происходило не из одного, а из трех или четырех центров. В процессе извержения мощный литокластитовый поток, направившийся на запад, полностью перекрыл широкую зону с различной травянистой растительностью, достиг зоны лиственниц и свалил в ней более 50 деревьев.

Проведенное нами обследование извержения Главного Пугачевского вулка-



**Рис. 4.1. а) обзорная схема четырех районов грязевого вулканизма на Сахалине (1) и местоположение Главного Пугачевского вулкана (2); б) схематическая карта Главного Пугачевского грязевого вулкана после его извержения зимой 2005 г.**

1–2 – свежие литокластитовые поля, возникшие в результате извержения вулкана зимой 2005 г.: 1 – из восток-северо-восточного эруптивного центра; 2 – из двух запад-юго-западных эруптивных центров; 3 – местоположение эруптивных центров с отчетливо выраженной правильной концентрической структурой поверхности литокластитовых полей вокруг этих центров; 4 – направления потоков литокластитовой массы: а – наблюдаемо-сохранившихся, б – предполагаемо-скрытых; 5–8 – грифоны различной морфологии и размеров: 5 – конусообразные, наиболее крупные: а – активно действующие, б – засыхающие; 6 – конусообразные, среднего размера; 7 – микрогрифончики: а – активно действующие, б – засыхающие; 8 – котлообразные: а – активно действующие, б – засыхающие; 9 – бугры, отражающие неровности погребенного рельефа; 10 – крупные фрагменты дернового покрова, вырванные и разбросанно-расташенные в разные стороны в результате извержения из восток-северо-восточного эруптивного центра; 11 – краевые границы свежих литокластитовых полей и граница между литокластитовым полем, образованным из восток-северо-восточного эруптивного центра, и литокластитовыми полями, образованными двумя запад-юго-западными эруптивными центрами; 12 – границы грифонных группировок; 13–16 – краевые зоны вокруг Главного Пугачевского вулкана: 13 – густого лиственничного леса; 14 – густой травянистой растительности; 15 – переувлажненно-заболоченной с озерцами-лужами на поверхности; 16 – густого лиственничного леса, пронизанного потоками литокластитовой массы, в связи с чем частично поваленного, вырванного и перемещенного; 17 – ориентировочные границы краевых зон; 18 – ограничения устойчиво сохраняющейся грифонной полосы северо-восточного простирания; 19 – сохранившиеся от трактора колеса.

на зимой 2005 г. и составленная с помощью GPS-приемника крупномасштабная (1:1000) схематическая карта вулкана (рис. 4.1, б) свидетельствуют о следующих его особенностях.

Возникшее зимой 2005 г. свежее литокластитовое поле покрыло практически все вытянутое в восток-северо-восточном направлении открытое овальное пространство вулкана размером 400 x 300 м, заросшее по краям травой и ограниченное лиственничным лесом. Некоторое исключение составила лишь запад-юго-западная окраина, где сохранилась часть широкой травянистой зоны. Свежевыброшенная литокластитовая масса полностью перекрыла все прежние округлые литокластитовые поля, не зараставшие ранее никакой растительностью. Более того, потоки свежей литокластитовой массы протянулись в восток-северо-восточном направлении на 50–70 м внутрь окружающего вулкан лиственничного леса. При этом часть деревьев была наклонена и опрокинута в эту же сторону, часть – повалена и даже вырвана с корнями и перетащена на некоторое расстояние. При средней длине образовавшегося литокластитового поля в 400 м и ширине до 300 м суммарная площадь поля составляет не менее 100 000 кв. м, а при средней толщине его в 1 м примерно такую же величину составляет и суммарный объем извергнутой массы в кубометрах. По этим параметрам извержение Главного Пугачевского вулкана зимой 2005 г. явно превосходило все ранее отмечавшиеся его извержения, в том числе и извержение 1934 г.

Отчетливо была заметна разница во внешнем облике и некоторых особенностях состава литокластитовых полей, обязанных происхождением двум запад-юго-западным центрам и восток-северо-восточному центру. Литокластитовое поле двух запад-юго-западных центров имело ячеисто-комковатую поверхность, сравнительно однотонную серую окраску, а также более или менее однородный облик и состав. Поверхность литокластитового поля восток-северо-восточного центра выглядела более ровной и сглаженной, заметно светлее (вплоть до светло-желтоватого цвета). На поверхности этого поля находились в большом количестве погружено-плавающие в литокластитовой массе различные по размерам угловато-бесформенные обрывки высохшего покровно-растительного дерна коричневатого цвета, полностью отсутствующие на литокластитовом поле запад-юго-западных центров. Такого рода обрывки дерна не встречались вблизи восток-северо-восточного центра, но очень часты вдоль периферийных частей литокластитового поля, обязанного происхождением действию этого центра, а также вдоль границы с литокластитовым полем, возникшим в результате действия запад-юго-западных центров.

Многочисленная группировка таких фрагментов дерна обнаружена на северо-восточном краю образовавшегося литокластитового поля. Немногим западнее от этого места, но уже за пределами свежего литокластитового поля (в 5–7 м от его края), обнаружены два крупных фрагмента дерна в виде прямоугольно-угловатых пластин длиной до 0,5 м и весом не менее 10–15 кг. У одной из этих пластин, стоящей на ребре параллельно краю образовавшегося литокластитового поля, сохранилась выросшая на этом дерне небольшая лиственница, теперь полностью лежащая на земле и опрокинутая в противоположную сторону от литокластитового поля. Все это указывает на то, что извержение Главного Пугачевского вулкана зимой 2005 г. сопровождалось мощным взрывоподобным процессом. Отсутствие следов горения на поврежденных извержением деревьях и разбросанных обрывках дерна говорит о том, что этот взрыв не сопровождался возгоранием, а был, скорее всего, мощным чисто механическим прорывом крупного скопления газа со сравнительно небольшой глубины. Аналогичного рода газовые прорывы-выбросы, но сравнительно

небольших размеров, были впервые отмечены в октябре 2000 г. [Иващенко и др., 2001] на северо-восточном краю Главного Пугачевского вулкана. Они представляли собой удлинённо-овальные углубления в поросшем травой грунте с вздыбленно-развороченным по краям дерновым покровом, вплоть до полного отрыва и разбрасывания в разные стороны отдельных кусков грунта с дерном. Данные факты позволяют предположить, что восток-северо-восточному центру извержения зимой 2005 г. предшествовал мощный газовый прорыв-выброс из одного или нескольких сближенных подводящих каналов-отверстий.

Отличительной особенностью последнего извержения Главного Пугачевского вулкана зимой 2005 г. является и слабо выраженная грифонная деятельность, начавшаяся после извержения. Для происходивших ранее извержений на месте образовавшихся литокластитовых полей возникали многочисленные активно действующие грифоны конусообразной формы (высотой до 1 м). Грифоны на поверхности литокластитового поля, образовавшегося зимой 2005 г., несмотря на большое их количество, имели небольшие размеры (до микро-грифончиков включительно) и очень низкую активность в выделении газа и жидкой литокластитовой массы из своих кратерных углублений. Данное утверждение справедливо как для грифонов на месте центров извержений, так и для грифонов, расположенных на старых литокластитовых полях на западно-западной окраине Главного Пугачевского вулкана. Эти общие особенности грифонной деятельности вулкана после его извержения зимой 2005 г., вероятнее всего, объясняются либо наступившей летней засухой, либо истощением на тот момент времени газовым потенциалом, либо тем и другим вместе взятым. Однако, несмотря на указанные особенности, все грифоны Главного Пугачевского вулкана сосредоточены в единой общей полосе восток-северо-восточного простираения. В течение всего периода наблюдений за вулканом эта полоса сохраняет свое положение, отвечающее зоне Тымь-Поронайского, или Центрально-Сахалинского, взбросоадвига, на котором находится вулкан.

На основе приведенных данных выполнена реконструкция извержения Главного Пугачевского вулкана зимой 2005 г. Извержение началось внезапным мощным взрывоподобным механическим (без возгорания) выбросом большого количества газа из одного или нескольких сближенных отверстий (подводящих каналов) на месте восток-северо-восточного центра извержения. Этот выброс сопровождался разрывом и разбрасыванием в разные стороны обрывков растительного дерна, включая крупные его куски с растущими на них небольшими лиственницами. Через образовавшийся в результате выброса газа подводящий канал (или каналы) на поверхность начала подниматься (возможно, в виде фонтанных струй) и мощными потоками растекаться в разные стороны насыщенная газом и водой жидкая литокластитовая масса. Количество поступившей на поверхность литокластитовой массы оказалось столь большим, что растекавшиеся потоки залили не только всю восток-северо-восточную половину открытого пространства Главного Пугачевского вулкана, но и на 60–70 м внедрились в густой лиственничный лес, наклонив, поломав, вырвав с корнями и перетавив ряд деревьев. Спустя небольшое время после извержения из восток-северо-восточного центра, началось извержение из двух западно-западных центров. Это извержение, вероятнее всего, происходило без предваряющего прорыва газа, а сразу началось с активного излияния насыщенной газом и водой литокластитовой массы. Суммарное количество литокластитовой массы, выброшенной этими двумя центрами, почти вдвое уступало количеству, излившемуся из одного восток-северо-восточного центра. Потоки литокластитовой массы из среднего центра извержения, вытекавшие в сторону восток-се-

веро-восточного центра, встретили на своем пути уже возникшее сравнительно приподнятое литокластитовое поле этого центра и вынуждены были изменить свое первоначальное направление. Эти потоки обогнули литокластитовое поле восток-северо-восточного центра и образовали резкую и своеобразную границу между полями, которую можно видеть на составленной с помощью GPS-приемника схематической карте Главного Пугачевского вулкана (рис. 4.1, б).

Таким образом, очередное извержение Главного Пугачевского грязевого вулкана зимой 2005 г. в противоположность большинству прежних извержений было на порядок более мощным и носило резко разнородный многоактный характер. Оно характеризовалось наличием не одного, а нескольких центров извержений, а также асинхронностью и различной интенсивностью их действия. Расположение всех трех центров извержений практически на одной линии восток-северо-восточного простирания свидетельствует об их общей приуроченности к зоне Центрально-Сахалинского разлома. Многократно зафиксированные в прошлом извержения Главного Пугачевского вулкана указывают на определенную периодичность этого процесса, которая, очевидно, имеет многограновый характер. По крайней мере, можно выделить два таких ранга: низкоранговую периодичность в несколько лет для сравнительно небольших извержений и периодичность более высокого ранга для крупных извержений, которую можно оценить в несколько десятков лет (около 70 лет). Данная оценка основана всего на двух зафиксированных случаях крупных извержений 1934 и 2005 гг. и, соответственно, является весьма приближенной. Мощный газовый выброс, с которого началось извержение вулкана зимой 2005 г., свидетельствует о ведущей роли газового фактора в грязевулканической деятельности.

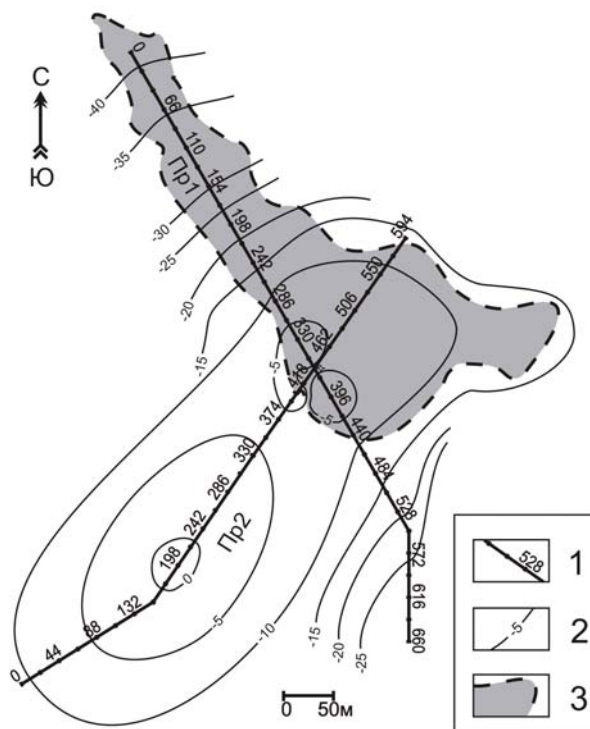
#### 4.2. Внутреннее строение Южно-Сахалинского грязевого вулкана по результатам комплексных сейсмических исследований

Для изучения механизмов и характера грязевулканической деятельности необходимы сведения о строении грязевулканических структур. Наиболее важными здесь задачами являются определение путей миграции геофлюидов (подводящих каналов), глубины залегания корней грязевых вулканов и объема выброшенной грязевулканической брекчии. Для решения этих задач необходимо привлечение целого комплекса геофизических методов, что на данный момент в силу разных причин не представляется возможным. Соответственно, изучение внутреннего строения грязевых вулканов о. Сахалин в основном ограничивается их приповерхностной частью. Особенности строения Главного Пугачевского грязевого вулкана изложены в работе [Веселов и др., 2004]. Ниже мы рассмотрим результаты исследований внутреннего строения Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

В 1998–1999 гг. лабораторией сейсмических методов исследований ИМГиГ ДВО РАН на Южно-Сахалинском вулкане были проведены сейсморазведочные работы методом преломленных волн (МПВ). В результате этих работ были получены данные о внутреннем структурно-скоростном строении аккумулятивно-грязевого конуса вулкана на глубину до 20 м, намечены участки возможной локализации грязевулканических камер и установлена их взаимосвязь с грифонными постройками [Аргентов и др., 2001].

Недостатком этих исследований являлось то, что они были выполнены только с использованием продольных (Р) волн, скоростные характеристики которых, как известно, являются весьма критичными к степени водонасыщения

Проведенные нами комплексные сейсмические исследования выполнялись с использованием как продольных, так и поперечных (SH) волн (Жигулев и др., 2007; Жигулев и др., 2008). Продольные волны применялись только при наблюдениях методом отраженных волн (МОВ), который использовался в варианте общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) и был направлен на изучение структурных особенностей разреза до максимально возможной глубины, ограниченной в основном энергией возбуждения. Поперечные волны применялись в методе преломленных волн, ориентированном на детальное изучение верхней части разреза и получение его скоростных характеристик.



1 – сейсмические профили и номера пикетов пунктов возбуждения;  
2 – изолинии рельефа; 3 – область современного грязевого поля.

99

SH-волн. Прием сейсмических волн осуществлялся 12- и 24-канальными сейсмокосами с вертикальными и горизонтальными электродинамическими сейсмоприемниками. Регистрация полезной информации производилась портативными цифровыми сейсмическими станциями с использованием режима накопления (до 256 воздействий). Генерация волн производилась ударным способом с помощью кувалды и установки падающего груза, выделяющих энергию в момент удара около 300 и 1000 Дж соответственно.

Наблюдения методом МПВ проводились по стандартной методике с использованием встречных и нагоняющих годографов при следующих параметрах:

- энергия излучения – 300 Дж;
- взрывной интервал – 22 м;
- шаг наблюдений – 2 м;
- максимальная длина годографа – 88 м;
- фильтрация ФВЧ – 8 Гц;
- фильтрация ФНЧ – 150 Гц;
- длительность записи – 250 мс;
- количество накоплений – 4–20.

На каждом пункте возбуждения проводилось равное количество воздействий перпендикулярно направлению простирания профиля с обязательной инверсией сигнала в сеймостанции после смены направления удара. При суммировании сейсмограмм, зарегистрированных при воздействии в одном направлении, с сейсмограммами, которые были получены при противоположном воздействии, Р-волны накладываются в противофазе и взаимно уничтожаются, а SH-волны суммируются с увеличением амплитуды. Эта процедура позволяет достаточно эффективно усиливать полезные SH-волны и подавлять Р-волны, которые в данном случае являются помехами. Вся регистрация сейсмической информации выполнялась с помощью 12-канальной серийной сеймостанции «Талгар-6». Обработка полученных данных и построение скоростных разрезов проводились с помощью пакета специализированных программ «SEIS-83», основу которого составляет метод лучевого трассирования.

Наблюдения методом МОВ-ОГТ выполнялись по стандартной методике фланговой системы наблюдений при следующих параметрах:

- Δ энергия излучения – 1000 Дж;
- Δ кратность суммирования – 12;
- Δ взрывной интервал – 2 м;
- Δ шаг наблюдений – 2 м;
- Δ база приема – 48 м;
- Δ длительность записи – 2500 мс.

Регистрация выполнялась с помощью серийной 24-канальной сеймостанции «Лакколит», оборудованной электронным 48-канальным коммутатором каналов. Обработка данных МОВ-ОГТ выполнялась с помощью программного пакета «PROMAX-2000».

Сейсмическими методами отработано два профиля общей протяженностью более 1200 м. Выбор направления и протяженности профилей определялся геологической ситуацией, рельефом, конфигурацией современного грязевого поля и местоположением грифонов. Результаты выполненных исследований представлены в виде временных и структурно-скоростных разрезов (рис. 4.3 и 4.4).

Общее представление о современной структуре вулкана дает разрез МПВ, построенный по профилю 1. Здесь четко выделяется аккумулятивно-грязевой комплекс, сложенный различными по мощности и скоростным характеристикам слоями. Верхняя толща, покрывающая вершину вулкана (ПК 340–450),

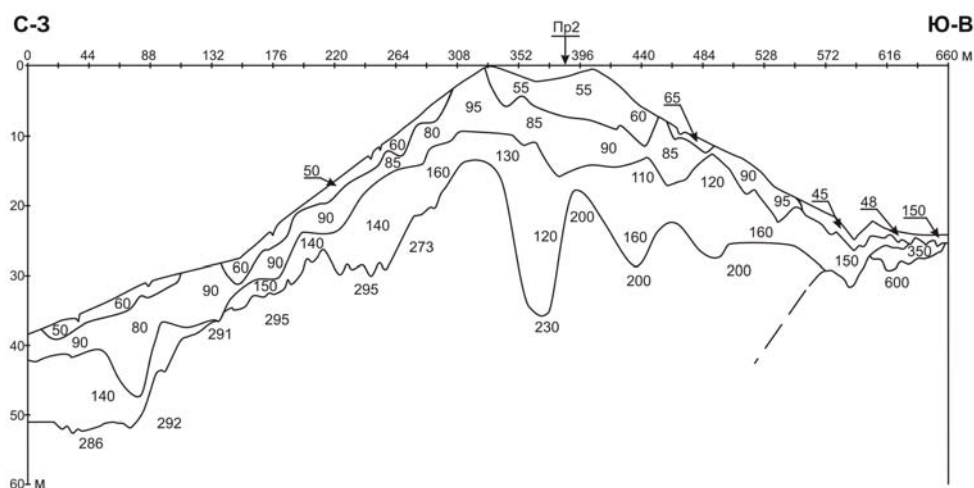


Рис. 4.3. Сейсмический разрез МПВ по профилю 1 (условные обозначения на рис. 4.4).

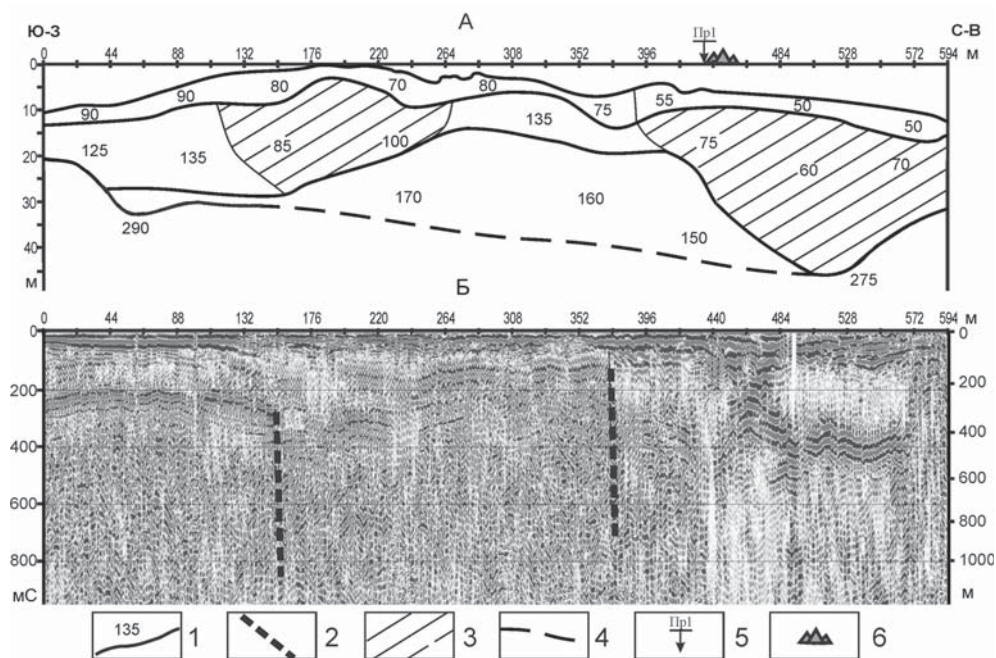


Рис. 4.4. Сейсмические разрезы по профилю 2: а) МПВ; б) МОВ-ОГТ.  
 1 – сейсмические границы и скорости в слоях; 2 – тектонические нарушения;  
 3 – зоны пониженных скоростей; 4 – интерполяция сейсмической границы;  
 5 – пункты пересечения профилей; 6 – грифонные постройки.

большую часть северо-западного склона (ПК 150–300; ПК 20–100) и нижнюю часть юго-восточного (ПК 570–660), представляет собой наиболее низкоскоростной слой (со скоростями SH-волн 40–60 м/с). Вероятнее всего, эта толща была частично сформирована в результате последнего извержения вулкана в 2001 г. Скоростные характеристики двух нижележащих слоев (со скоростями SH-волн 85–90 и 120–170 м/с) дают основание считать их также продуктами грязевулканической деятельности, но сформировавшимися, вероятно, на предыдущих ее этапах. Грязевулканическая постройка, общая мощность которой достигает 35 м, подстилается границей поверхности условного фундамента, скорости SH-волн в котором резко изменяются от 200–295 м/с под куполом и северо-западным склоном вулкана до 600 м/с у его юго-восточного подножия (ПК 570–660). Согласно геологическим данным, профиль 1 практически перпендикулярно пересекает зону Центрально-Сахалинского разлома и на юго-востоке выходит на палеоген-неогеновые породы, слагающие опущенное крыло надвига и практически не затронутые деятельностью вулкана. По всей видимости, указанная разница в скоростях обусловлена различной литологией фундамента, который в юго-восточной части профиля представлен коренными палеоген-неогеновыми породами, а в центральной и северо-западной – продуктами деятельности вулкана, уплотненными и обезвоженными в процессе диагенеза.

Наиболее информативные данные, отражающие одновременно глубинное строение вулкана и его приповерхностную структуру, получены на профиле 2. Область современного грязевого поля отчетливо выделяется пониженными скоростными значениями верхнего слоя (со скоростями SH-волн 50–55 м/с) в северо-восточной части профиля (ПК 380–594). На более возвышенном участке – за границами современного грязевого поля – скорости SH-волн в верхней толще постепенно увеличиваются от 75 до 90 м/с при удалении от действующих грифонов. Граница поверхности условного фундамента, определяемая скоростями SH-волн 250–290 м/с, прослеживается в интервале глубин от 10 (у подножия вулкана) до 35 м (под его куполом). Непосредственно под грязевым полем, образовавшимся после последнего извержения (ПК 380–594) и оконтуривающим действующие грифоны, в интервале глубин от 5 до 40 м регистрируется область пониженных скоростей (скорости SH-волн 60–75 м/с). Приуроченность к области действующих грифонов и пониженные значения скорости указывают на то, что эта область может представлять собой зону локализации флюидосодержащего материала. В первом приближении ее можно представить как промежуточную камеру, образовавшуюся в процессе грязевулканической деятельности на пути подводящих каналов вулкана.

Особый интерес вызывает присутствие в разрезе еще одной низкоскоростной зоны, обнаруженной непосредственно под куполообразным поднятием на участке максимального возвышения рельефа поверхности (ПК 110–264). Предполагается, что данное поднятие образовано продуктами извержений «древнего» грязевого вулкана, прекратившего свою деятельность примерно 60–70 лет назад. В настоящее время на его месте сохранились только несколько одиночных и постепенно засыхающих грифонов. Следовательно, наличие на данном участке профиля низкоскоростной зоны также объясняется процессами грязевого вулканизма. Вторая выделяемая низкоскоростная зона имеет меньшие размеры и более высокие скорости по сравнению с первой описанной зоной. Эти факты косвенно подтверждают прекращение на данном участке грязевулканической деятельности. Полученные данные позволяют предположить для района исследований развитие процессов грязевого вулканизма (миграции

действующих вулканов) в северо-восточном направлении. Отметим, что это направление совпадает с ориентацией Центрально-Сахалинского разлома.

Глубинное строение Южно-Сахалинского грязевого вулкана показано на сейсмическом разрезе МОВ-ОГТ (рис. 4.4, б). Слева от разреза нанесена временная шкала (время двойного пробега луча), а справа – шкала глубин, для построения которой использовались значения скоростей Р-волн, полученные при исследованиях 1998–99 гг. Полученный временной разрез имеет достаточно сложное строение, поэтому ограничимся здесь его общей геологической интерпретацией. Длительность регистрации составляла 2500 мс, но ее информативной частью, по-видимому, следует считать только интервал от 0 до 600 мс, в котором уверенно прослеживаются достаточно регулярные коррелируемые отражения.

В целом волновая картина отражает осадочный разрез слоистых образований общей мощностью от 100 до 450 м. Граница поверхности фундамента, после которой не регистрируются коррелируемые сигналы, характеризуется отражающим горизонтом низкочастотных многофазовых отражений с устойчивой корреляцией. В юго-западной части профиля (ПК 0–150) она отчетливо выделяется в интервале глубин 250–300 м. Непосредственно под куполом потухшего вулкана (ПК 176–200) этот горизонт претерпевает вертикальное смещение с амплитудой до 100 м (интерпретируемое как тектоническое нарушение) с резким одновременным ослаблением энергии отражений. По мере приближения к центральной части профиля отмечается постепенное поднятие границы поверхности фундамента примерно до 100–150 м. После чего, оставаясь примерно на одном уровне, указанная граница уверенно прослеживается до подножия действующего вулкана (ПК 374). Далее она теряется в волновом поле второго выделенного по кинематическим характеристикам тектонического нарушения, имеющего амплитуду вертикального смещения около 200 м.

Непосредственно под действующим вулканом (ПК 360–594) в интервале регистраций 100–200 мс на волновой картине отмечается участок резкого ослабления записи. Данная зона интенсивного поглощения энергии сигнала может быть интерпретирована как область локализации флюидосодержащего материала, сформировавшейся, по всей видимости, в результате грязевулканической деятельности.

Особое внимание заслуживает приуроченность выделенных тектонических нарушений к грязевулканическим конусам потухшего и действующего вулканов. Это позволяет предположить здесь наличие подводящих каналов, по которым грязевулканическая брекчия поступает к жерлу вулкана. Как следует из приведенных нами данных, две главные грязевулканические постройки в районе исследований расположены на участках пересечения плоскости основного тектонического нарушения (Центрально-Сахалинского разлома) с второстепенными дизъюнктивными нарушениями.

Таким образом, в результате исследований нами получены данные о структурно-скоростном строении аккумулятивного грязевулканического конуса, сложенного отличающимися по скоростным характеристикам осадочными слоями, сформированными в различные периоды вулканической активности, внутри которых размещаются зоны локализации флюидосодержащего материала (промежуточные грязевулканические камеры). Установлена взаимосвязь грязевулканических проявлений в районе исследований с выделенными тектоническими нарушениями, которые, очевидно, являются подводящими каналами вулкана. Подтверждено существование «потухшего» к настоящему времени грязевого вулкана и выдвинуто предположение о развитии грязевулка-

нических процессов в северо-восточном направлении. Показано, что грязевые вулканы образуются на участках пересечения дизъюнктивных дислокаций.

#### 4.3. Динамика грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана и ее связь с естественной сейсмичностью в регионе

В деятельности грязевых вулканов выделяются стадии бурных извержений и промежуточные между ними грифонные стадии. Как правило, при изучении грязевого вулканизма основное внимание уделяется стадиям извержений и практически полностью игнорируются промежуточные между ними грифонные стадии. Между тем бурные извержения могут являться достаточно редкими событиями (с «периодичностью» в десятки лет), которых недостаточно для понимания общих закономерностей грязевулканических процессов, а также связи этих процессов с другими природными процессами и явлениями.

Например, для Южно-Сахалинского грязевого вулкана хорошо известны и описаны извержения 1959 и 1979 гг. Относительно слабое извержение этого вулкана произошло приблизительно в 1994–1996 гг. Самое последнее мощное проявление активности вулкана было в декабре 2001 г. Таким образом, среднее время между сильными извержениями Южно-Сахалинского вулкана составляет около 20 лет.

Ранними исследованиями получены данные, позволяющие говорить о возможной связи грифонной деятельности грязевых вулканов о. Сахалин с естественной сейсмичностью в регионе [Ивашенко и др., 2001; Астахов и др., 2002]. Наиболее представительные из них были получены во время кратковременного мониторинга (13–23 июля и 17 августа 2001 г.) на Южно-Сахалинском грязевом вулкане [Астахов и др., 2002]. Мониторинг был проведен непосредственно перед началом Такойского роя землетрясений, который длился с конца июля до середины сентября 2001 г. Наиболее сильный толчок произошел 1 сентября и имел магнитуду  $M_w = 5,2$ . Гипоцентры землетрясений этого роя лежали в основном на глубинах от 2 до 14 км и располагались в зоне Центрально-Сахалинского разлома и оперяющих его разломов. Эпицентральные расстояния до вулкана составляли от 10 до 30 км. С 13 по 23 июля 2001 г. было зафиксировано увеличение температуры водогрязевой смеси на 3–4 °C в одном из грифонов и дебита газа в два-три раза в другом грифоне. Изменился элементный состав изливаемой одним из грифонов свежей водогрязевой смеси, в которой выросли отношения содержания Ba, Ca, Fe, Mn к содержанию Al. При обследовании 17 августа обнаружены существенные изменения рельефа грязевого поля, где образовался купол высотой около 2 м и диаметром около 30 м. Большинство грифонов начало действовать более активно, некоторые из них прекратили свою деятельность, появились новые грифоны. В конце декабря 2001 г. произошло последнее на данный момент сильное извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

Указанные исследования проводились в течение небольшого промежутка времени и на малом количестве грифонов. Очевидно, что полноценные и обоснованные выводы могут быть сделаны только при наличии больших и непрерывных массивов данных по деятельности грязевых вулканов, полученных в условиях разной сейсмической активности в регионе. Для этого в полевые сезоны 2005–2007 гг. нами были организованы и проведены длительные и непре-

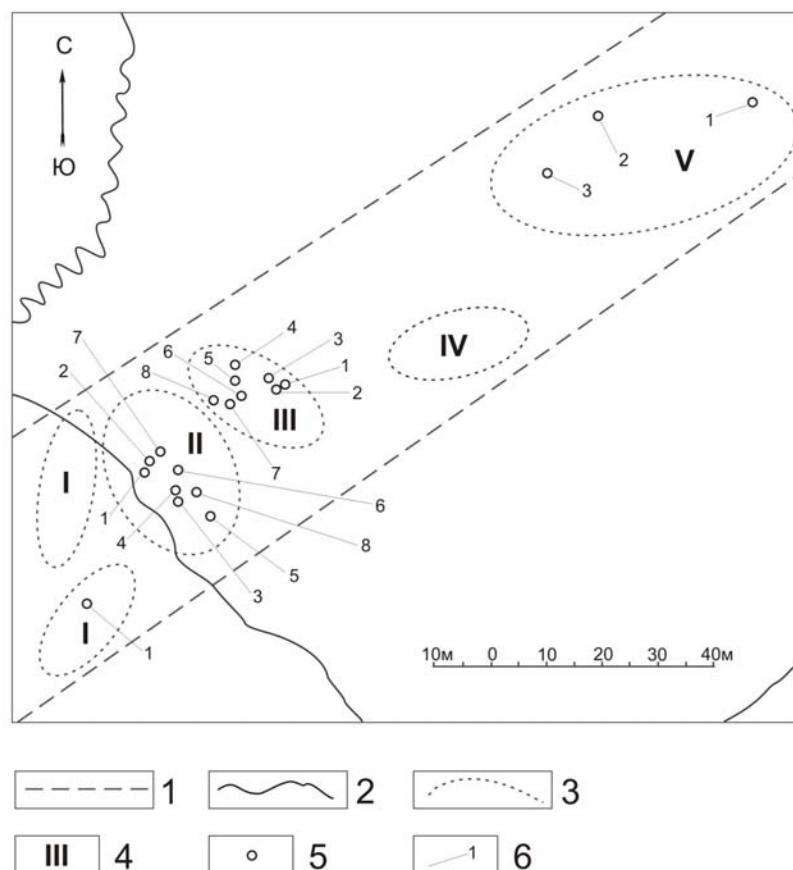
рывные наблюдения за грифонной деятельностью Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Выполненные работы включали в себя непрерывные наблюдения за динамикой элементного состава изливаемой водогрязевой смеси, температуры водогрязевой смеси и дебита газа в грифонах, а также детальный визуальный осмотр всех грифонов и регистрацию любых существенных изменений в их деятельности [Ершов, Гуринов, 2007; Мельников и др., 2008, а; Мельников и др., 2008, б]. Целями работ были анализ изменчивости указанных параметров и поиск пространственно-временных корреляций между ними и сейсмическими событиями в регионе.

Температура водогрязевой массы в грифонах измерялась цифровым термометром с водонепроницаемым стальным щупом длиной 20 см (разрешение прибора в диапазоне от  $-50$  до  $+200$  °C составляет  $0,1$  °C). Поскольку в общем случае температура в грифоне различна и по вертикали, и по горизонтали, то водогрязевая масса непосредственно перед измерением слегка перемешивалась. Измерялась также температура окружающего воздуха и температура современного грязевого поля на глубине около 20 см. Дебит газа, выделявшегося из грифонов, измерялся при помощи воронки, секундомера и сосуда с известной емкостью. Ежедневно на элементный анализ отбирались образцы свежей водогрязевой смеси в Главном, или Центральном, грифоне, который считается связанным с главным подводящим каналом вулкана. Определение содержания элементов в пробе (анализируемые элементы – Al, Fe, Ca, Mn и Ba) выполнялось методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС). Данные по сейсмичности получены региональной сетью цифровых сейсмостанций «Dat» и «Datamark».

В течение всего периода наблюдений характер деятельности грифонов не изменялся существенным образом. Практически постоянным оставалось их общее число, которое составляло 50–70 грифонов. Почти не изменялось также местоположение грифонных групп и число грифонов в них, хотя некоторые грифоны переставали активно действовать и постепенно засыхали, но рядом с ними возникали новые грифоны небольших размеров, которые постепенно превращались в крупные. Полностью сохранялся общий непрерывный ряд грифонов – от высоких конусообразных с крутыми склонами на одном конце ряда до низких котлообразных с пологими склонами на другом. Этот ряд находится в прямой зависимости от количества и качества (состава и консистенции) изливаемой грифонами водогрязевой массы. Чем большей густоты и в большем количестве изливалась водогрязевая масса, тем выше и круче оказывались склоны конусообразных грифонов и наоборот.

Мониторинговые наблюдения 2005 г. выполнены в условиях низкой сейсмической активности в регионе [Ершов, Гуринов, 2007]. С 18 июня по 3 сентября 2005 г. на юге Сахалина зарегистрировано 319 землетрясений, из них 2 землетрясения имели магнитуды  $4 \leq M \leq 5$ ; 4 землетрясения – магнитуды  $3 \leq M \leq 4$ ; 51 землетрясение – магнитуды  $2 \leq M < 3$ ; 164 землетрясения – магнитуды  $1 \leq M \leq 2$ ; 98 землетрясений – магнитуды  $0 \leq M \leq 1$ . Все землетрясения являлись коровыми и имели глубину очагов от 0 до 16 км. Отметим, что пять из шести зарегистрированных землетрясений с магнитудами  $3 \leq M \leq 5$  произошли на эпицентральных расстояниях 120–180 км от Южно-Сахалинского вулкана и только для одного из них (с  $M = 3,2$ ) это расстояние составило около 55 км.

По расположению большинство грифонов Южно-Сахалинского вулкана образуют полосу длиной до 250 м и шириной до 30 м, направление которой совпадает с направлением проходящего через вулкан Центрально-Сахалинского разлома. В пределах этой полосы, исходя из пространственного расположения



**Рис. 4.5. Схема грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, в которых проводились измерения летом 2005 г.**

1 – боковые ограничения грифонной полосы; 2 – границы современного грязевого поля; 3 – границы грифонных групп; 4 – номер грифонной группы; 5 – местоположение грифонов; 6 – номер грифона в грифонной группе (в соответствии с используемым в тексте).

и геометрии грифонов, выделяют несколько самостоятельных групп грифонов [Мельников, 2002].

В 20 грифонах I, II, III и V групп (рис. 4.5) на разных по длительности интервалах времени три раза в сутки (в 9, 12 и 18 часов) измерялась температура водогрязевой смеси. Для анализа использованы самые длинные ряды наблюдений (с 20–26 июня по 3 сентября), которые выполнены для 12 грифонов. Изменения температуры воздуха и водогрязевой смеси в грифонах показаны на примере грифонов III.1 и III.6 (рис. 4.6).

Для температуры водогрязевой смеси в грифонах на 12 часов дня вычислена корреляционная матрица (табл. 4.1). Для числа степеней свободы, соответствующего нашему случаю, и при уровне значимости 0,01 критическое значение коэффициента корреляции между двумя случайными величинами с произвольными законами распределений равняется 0,30. Все вычисленные коэффициенты корреляции гораздо выше критического значения. Следовательно,

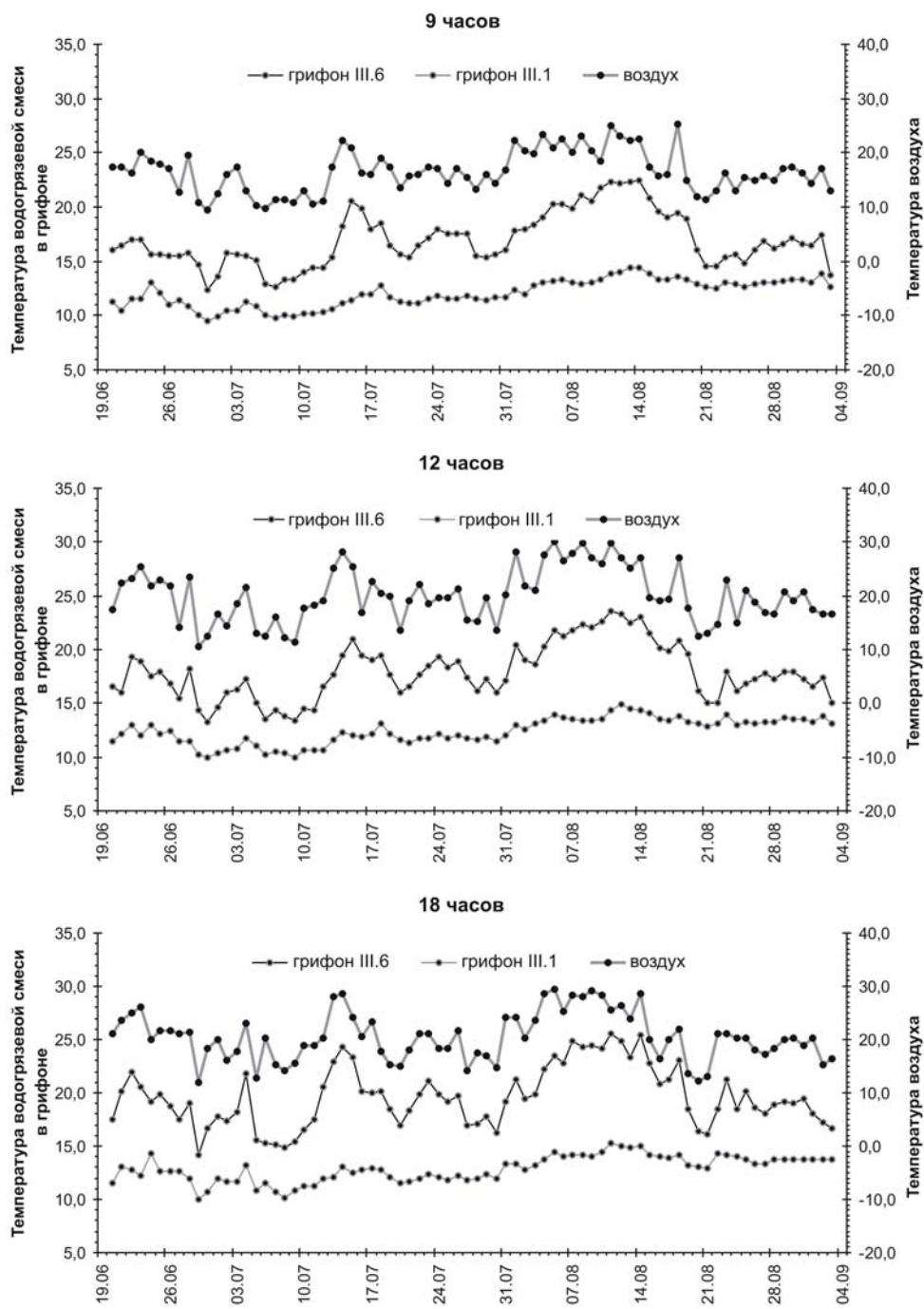


Рис. 4.6. Вариации температур воздуха и водогрязевой смеси в грифонах III.1 и III.6 в период с 20 июня по 3 сентября 2005 г.

можно сделать вывод о том, что изменения температуры смеси в разных грифонах происходят достаточно согласованно между собой. Отметим, что такие сильные корреляционные связи, вероятно, обусловлены влиянием на рассматриваемые переменные некоторого общего фактора, которым, скорее всего, является температура окружающего воздуха.

Таблица 4.1.

**Корреляционная матрица температур водогрязевой смеси в грифонах, измеренных в период с 20 июня по 3 сентября 2005 г.**

|       | $t_a$ | III.1 | III.3 | III.4 | III.6 | III.7 | III.8 | II.1 | II.2 | I.1  | V.1  |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| $t_a$ | 1,00  |       |       |       |       |       |       |      |      |      |      |
| III.1 | 0,58  | 1,00  |       |       |       |       |       |      |      |      |      |
| III.3 | 0,60  | 0,89  | 1,00  |       |       |       |       |      |      |      |      |
| III.4 | 0,83  | 0,77  | 0,85  | 1,00  |       |       |       |      |      |      |      |
| III.6 | 0,83  | 0,75  | 0,85  | 0,95  | 1,00  |       |       |      |      |      |      |
| III.7 | 0,46  | 0,87  | 0,87  | 0,66  | 0,67  | 1,00  |       |      |      |      |      |
| III.8 | 0,54  | 0,70  | 0,64  | 0,67  | 0,63  | 0,49  | 1,00  |      |      |      |      |
| II.1  | 0,69  | 0,80  | 0,85  | 0,87  | 0,85  | 0,77  | 0,59  | 1,00 |      |      |      |
| II.2  | 0,73  | 0,83  | 0,82  | 0,86  | 0,86  | 0,78  | 0,71  | 0,82 | 1,00 |      |      |
| I.1   | 0,58  | 0,90  | 0,89  | 0,75  | 0,75  | 0,93  | 0,58  | 0,83 | 0,85 | 1,00 |      |
| V.1   | 0,72  | 0,87  | 0,85  | 0,83  | 0,81  | 0,83  | 0,61  | 0,85 | 0,81 | 0,87 | 1,00 |

**Пояснение к таблице:** для температуры воздуха используется обозначение  $t_a$ .

Отметим, что коэффициенты корреляции между температурой водогрязевой смеси в разных грифонах выше, чем коэффициенты корреляции между температурой водогрязевой смеси в грифоне и температурой воздуха. Это можно объяснить наличием интенсивной высокочастотной компоненты (с периодом гораздо меньше одних суток) в вариациях температуры воздуха. В связи с этим ниже при анализе статистических зависимостей будет использоваться также температура поверхности грязевого поля. Очевидно, что этот параметр изменяется более медленно и характеризует тепловую инерцию грифонов.

Полученные данные показывают наличие положительной корреляционной связи между температурой водогрязевой смеси в грифонах и температурой воздуха. Нарушения этой связи можно рассматривать как аномалии, которые свидетельствуют об изменениях температурного режима грифонов. Результаты подробного статистического анализа температурного режима грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана будут представлены ниже (раздел 4.4).

Дебит газа измерялся три раза в сутки (в 9, 12 и 18 часов) в грифонах III.3 (с 21 июня по 3 сентября) и I.1 (с 9 июля по 3 сентября). Указанные грифоны во время мониторинговых наблюдений 2005 г. газировали наиболее активно. По-

лученные данные (табл. 4.2) показывают, что средний дебит газа практически одинаков для любого времени наблюдения.

Таблица 4.2.

**Результаты измерений дебита газа в грифонах, выполненных в период с 22 июня по 3 сентября 2005 г.**

| Характеристика | Наименование грифона и время замера |                    |                    |                 |                  |                  |
|----------------|-------------------------------------|--------------------|--------------------|-----------------|------------------|------------------|
|                | III.3,<br>9 часов                   | III.3,<br>12 часов | III.3,<br>18 часов | I.1,<br>9 часов | I.1,<br>12 часов | I.1,<br>18 часов |
| Среднее, мл/с  | 6,81                                | 7,05               | 7,05               | 10,62           | 11,02            | 10,95            |
| Дисперсия      | 5,29                                | 6,13               | 4,42               | 32,22           | 28,98            | 25,41            |
| Минимум, мл/с  | 3,48                                | 3,37               | 2,86               | 0,32            | 0,19             | 0,19             |
| Максимум, мл/с | 13,54                               | 16,60              | 14,18              | 26,43           | 23,62            | 19,47            |

Отметим, что измеренные дебиты газа в двух грифонах не коррелируют друг с другом (табл. 4.3). Следовательно, активность каждого из грифонов изменяется во времени практически независимо друг от друга. Между тем дебиты газа на 9, 12 и 18 часов в каждом из грифонов статистически значимо (для уровня значимости 0,01) коррелируют друг с другом (например, для грифона III.3 дебит газа в 9 часов коррелирует дебитом газа в 18 часов). Это говорит о том, что полученные временные ряды дебита газа имеют низкочастотную компоненту, период которой явно более одних суток.

Таблица 4.3.

**Корреляционная матрица дебитов газа, измеренных в период с 22 июня по 3 сентября 2005 г.**

|              | Наименование грифона и время замера |              |              |           |            |            |
|--------------|-------------------------------------|--------------|--------------|-----------|------------|------------|
|              | III.3, 9:00                         | III.3, 12:00 | III.3, 18:00 | I.1, 9:00 | I.1, 12:00 | I.1, 18:00 |
| III.3, 9:00  | 1,00                                |              |              |           |            |            |
| III.3, 12:00 | 0,59                                | 1,00         |              |           |            |            |
| III.3, 18:00 | 0,51                                | 0,46         | 1,00         |           |            |            |
| I.1, 9:00    | -0,14                               | -0,07        | -0,01        | 1,00      |            |            |
| I.1, 12:00   | -0,14                               | -0,03        | -0,04        | 0,76      | 1,00       |            |
| I.1, 18:00   | -0,07                               | -0,05        | 0,02         | 0,74      | 0,73       | 1,00       |

Временные ряды для дебита газа в грифоне III.3 были проверены на случайность. Для этого использовался критерий, основанный на экстремальных точках, который считается достаточно эффективным при наличии слабого линейного тренда или при его отсутствии [Кендалл, Стьюарт, 1976]. Критерий заключается в подсчете числа наблюдаемых фаз и экстремальных точек

и сравнении его с теоретическим значением для случайного временного ряда. Экстремальной точкой является значение, которое больше или меньше двух соседних. Интервал между двумя экстремальными точками является фазой. Проверка показала, что дебит газа в грифоне имеет в основном случайный характер (табл. 4.4).

Таблица 4.4.

| Результаты проверки дебита газа в грифоне на случайность |                       |              |              |                                     |
|----------------------------------------------------------|-----------------------|--------------|--------------|-------------------------------------|
| Число экстремальных точек                                | III.3, 9:00           | III.3, 12:00 | III.3, 18:00 | Теоретическое                       |
|                                                          | Наблюдаемое           |              |              |                                     |
|                                                          | 50                    | 52           | 48           | 48,67                               |
| Длина фазы                                               | Число наблюдаемых фаз |              |              | Число фаз, вычисленных теоретически |
| 1                                                        | 31                    | 37           | 29           | 30,00                               |
| 2                                                        | 14                    | 10           | 13           | 13,02                               |
| 3                                                        | 4                     | 2            | 3            | 3,69                                |
| 4                                                        | 0                     | 2            | 2            | 0,79                                |
| 5                                                        | 0                     | 0            | 0            | 0,14                                |
| Всего:                                                   | 49                    | 51           | 47           | 47,67                               |

Однако, как показано выше, значения дебита газа в грифоне на 9, 12 и 18 часов коррелируют между собой и, соответственно, практически «параллельны» друг другу (рис. 4.7). Это свидетельствует о наличии в вариациях дебита газа некоторой детерминированной составляющей, которую можно выделить методами спектрального анализа.

Для выявления указанной закономерной составляющей рассчитан спектр среднесуточных значений дебита газа. Данный временной ряд был представлен в виде суммы гармонических функций с частотами от нуля до частоты Найквиста [Никитин, 1986]. Оценки для коэффициентов Фурье вычислены по методу наименьших квадратов. Статистическая значимость для каждой гармоники проверялась с помощью критерия Фишера, который основан на сравнении дисперсий отдельной гармоники и всего временного ряда. Критическое значение для вклада отдельной гармоники в общую дисперсию ряда на уровне значимости 0,05 равняется 8,1 %. Таким образом, можно выделить две статистически значимые гармоники с периодами 74 и 37 суток, их вклад в общую дисперсию ряда составляет соответственно 13,4 и 29,3 % (рис. 4.8). Следовательно, дебит газа в грифонах во время наблюдений 2005 г. имел слабую периодическую и значительную случайную компоненты.

Временные ряды элементного состава водогрязевой смеси, полученные летом 2005 г., характеризуются отсутствием каких-либо явно выраженных трендов и наличием резкой и неупорядоченной изменчивости (рис. 4.9).

Для оценки аналитической ошибки элементного анализа использованы результаты 12 параллельных определений, которые выполняются для оценки

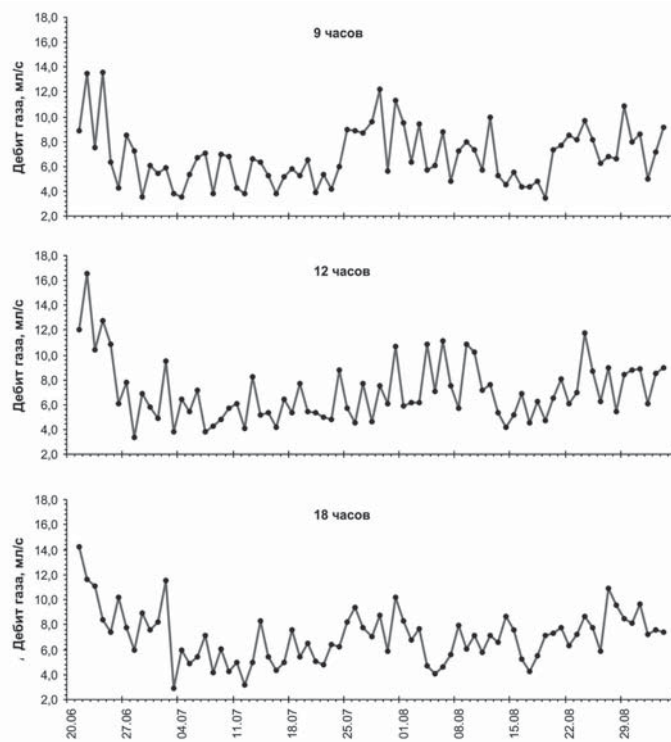


Рис. 4.7. Вариации дебита газа в грифоне III.3 в период с 21 июня по 3 сентября 2005 г.

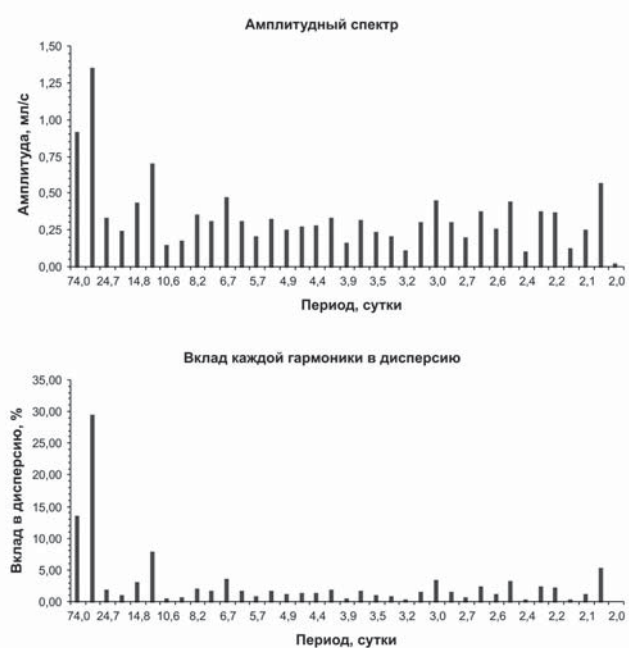
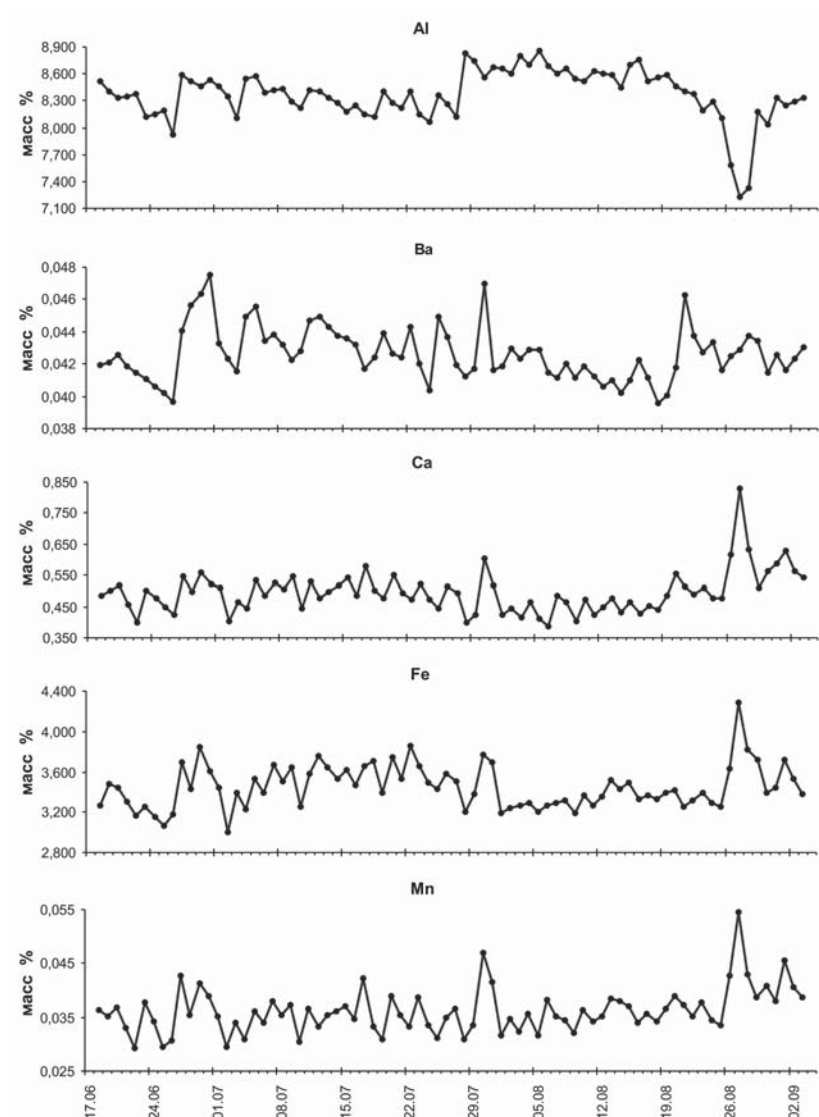


Рис. 4.8. Результаты спектрального анализа дебита газа в грифоне III.3.



**Рис. 4.9.** Вариации элементного состава водогрязевой смеси в грифоне III.1 в период с 18 июня по 3 сентября 2005 г.

воспроизводимости результатов и представляют собой два «одновременных» определения концентрации элемента в одной и той же пробе. Пусть значения концентрации  $v$  в каждом из определений равны сумме истинного значения и ошибки измерения:  $v'_i = v_{ист} + e'$ ,  $v''_i = v_{ист} + e''$ . Разность значений даст нам некоторую случайную величину  $c$ , которая представляет собой разность двух одинаковых случайных величин (аналитической ошибки):  $v'_i - v''_i = c = e' - e''$ . Полагая, что систематическая погрешность отсутствует, принимаем математическое ожидание ошибки измерения равным нулю:  $Me = 0$ . Отсюда  $Me = 0$  и несмещенная оценка дисперсии для величины  $c$  равна:

$$Dc = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (c - Mc)^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n c^2 \text{ или } Dc = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (v_i' - v_i'')^2.$$

Полагая, что ошибки измерения в каждом случае не зависят друг от друга, получаем:  $Dc = 2De$ . Следовательно, дисперсия аналитической ошибки равна:

$$De = \frac{1}{2(n-1)} \sum_{i=1}^n (v_i' - v_i'')^2.$$

Для дисперсии ошибки определения содержания каждого элемента выполнены точечная и интервальная оценки (с доверительной вероятностью 0,95). Вычислялись также точечные оценки дисперсии всей выборки значений для каждого из элементов. Результаты вычислений (табл. 4.5) показывают, что для всех элементов (кроме Ba) наблюдаемые дисперсии существенно больше дисперсии ошибки определения. Таким образом, вариации элементного состава водогрязевой смеси нельзя объяснить только наличием ошибки определения и можно считать, что он действительно изменяется в рассматриваемом промежутке времени.

Таблица 4.5.

**Оценки для дисперсии всей выборки значений содержания элемента и ошибки определения для каждого из элементов**

| Характеристика                   | Наименование элемента |        |        |          |          |
|----------------------------------|-----------------------|--------|--------|----------|----------|
|                                  | Al                    | Fe     | Ca     | Mn       | Ba       |
| Дисперсия выборки                | 0,0833                | 0,0465 | 0,0045 | 1,78E-05 | 2,74E-06 |
| Дисперсия ошибки                 | 0,0144                | 0,0067 | 0,0005 | 3,24E-06 | 1,12E-06 |
| Верхняя граница дисперсии ошибки | 0,0416                | 0,0193 | 0,0014 | 9,35E-06 | 3,23E-06 |
| Нижняя граница дисперсии ошибки  | 0,0072                | 0,0034 | 0,0002 | 1,63E-06 | 5,63E-07 |

Таблица 4.6.

**Изменения содержания элементов, выраженные в средних квадратичных отклонениях (с. к. о.) аналитической ошибки**

| Дата       | $\Delta Al$ ,<br>с. к. о. | $\Delta Fe$ ,<br>с. к. о. | $\Delta Ca$ ,<br>с. к. о. | $\Delta Mn$ ,<br>с. к. о. | $\Delta Ba$ ,<br>с. к. о. |
|------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 27 июня    | 5,01                      | 6,45                      | 5,56                      | 6,65                      | 4,18                      |
| 30 июля    | -1,52                     | 4,78                      | 8,32                      | 7,40                      | 5,00                      |
| 1 августа  | -0,13                     | -6,04                     | -4,35                     | -5,47                     | 0,24                      |
| 26 августа | -4,36                     | 4,52                      | 6,40                      | 5,01                      | 0,83                      |
| 27 августа | -3,00                     | 8,00                      | 9,62                      | 6,65                      | 0,15                      |
| 28 августа | 0,89                      | -5,60                     | -8,97                     | -6,46                     | 1,01                      |

Полагая, что ошибка определения содержания элемента распределена по нормальному закону, определим даты таких изменений элементного состава, которые нельзя объяснить только наличием ошибки измерения. Вероятность попадания нормально распределенной случайной величины  $e$  (аналитической ошибки) в интервал  $Me \pm 2\sqrt{De}$  составляет 95,4 %. Исходя из этого, будем считать существенным изменением элементного состава случай, когда концентрации хотя бы трех элементов изменяются более чем на  $4\sqrt{De}$  по сравнению со своими предыдущими значениями. Определенные таким способом даты (табл. 4.6) были сопоставлены нами с данными по сейсмичности юга о. Сахалин.

Мы видим, что аномалии элементного состава наблюдались 27 июня, 30 июля, 1 и 26–28 августа. Примерно в эти же интервалы времени в некоторой области пространства зарегистрированы три группы слабых землетрясений – 29–30 июля, 1, 26–27 августа (табл. 4.7). Таким образом, выделенные даты в трех из четырех случаев совпадают с датами групп слабых землетрясений, гипоцентры которых локализованы в достаточно небольшой определенной области. Данная область расположена вблизи предполагаемой плоскости главного сместителя Центрально-Сахалинского разлома, в зоне влияния которого находится Южно-Сахалинский грязевой вулкан [Мельников и др., 2008]. Предположительно именно этим и объясняются наблюдаемые совпадения во времени указанных групп землетрясений и аномалий элементного состава водогрязевой смеси. Следовательно, полученные данные позволяют предполагать, что группы слабых землетрясений, расположенные в зоне разлома, приводят к изменениям элементного состава водогрязевой смеси в грифонах грязевого вулкана.

Таблица 4.7.

Сейсмологические параметры групп землетрясений

| Дата          | x, км | y, км | z, км | N  | $M_{\max}$ | $M_{\text{экв}}$ |
|---------------|-------|-------|-------|----|------------|------------------|
| 29–30 июля    | 14–15 | 3–4   | 10–11 | 25 | 2,2        | 2,3              |
| 1 августа     | 17–18 | 17    | 11–12 | 14 | 1,8        | 2,1              |
| 26–27 августа | 16–19 | 7–9   | 11–12 | 18 | 1,8        | 2,2              |

**Пояснение к таблице:**  $x, y$  – расстояние от эпицентров до вулкана по долготе и широте,  $z$  – глубина гипоцентров,  $N$  – количество землетрясений в группе,  $M_{\max}$  – максимальная магнитуда в группе,  $M_{\text{экв}}$  – эквивалентная магнитуда всей группы землетрясений (вычислялась с помощью соотношения Гуттенберга–Рихтера для связи магнитуды и энергии  $\lg E = 11,8 + 1,5M$ ).

Отметим, что 26 июня 2005 г. на эпицентральной дистанции около 120 км произошли два землетрясения с магнитудами 4,3 и 4,6. Возможно, что аномалии элементного состава 27 июня 2005 г. связаны с этими сейсмическими событиями. Однако их значительная удаленность от Южно-Сахалинского вулкана и относительно небольшая магнитуда не позволяют считать предполагаемую связь достоверной. Подчеркнем, что поиск связи между сейсмическими событиями и деятельностью вулкана проводился в рамках самой простой модели линейной связи на интервалах времени порядка нескольких суток, сам же механизм возможной связи представляется лишь в общих чертах. Для получения более обоснованных выводов необходимо накопление большого количества статистического материала.

Таким образом, в результате исследований, проведенных летом 2005 г., выявлен ряд закономерностей в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана. В условиях сейсмического затишья измеряемые параметры – дебит газа, температура и элементный состав водогрязевой смеси в грифонах – испытывают достаточно сильные и в основном непериодические вариации. Аномальные изменения элементного состава предположительно объясняются влиянием на разломную зону (подводящий канал грязевого вулкана) групп слабых сейсмических событий, гипоцентры которых лежат вблизи главного сместителя Центрально-Сахалинского взброснадвига. Полученные данные характеризуют фоновую деятельность Южно-Сахалинского вулкана и являются основой для сравнения с аналогичными данными, полученными при наличии сильных сейсмических событий в регионе.

Наблюдения 2006 г. (с 21 июля по 1 октября) и 2007 г. (с 11 июля по 27 сентября) проведены в условиях сейсмической активизации в регионе – Горнозаводского и Невельского землетрясений. Для Горнозаводского землетрясения 17 (18) августа 2006 г. с  $M_s = 5,6$  эпицентрального расстояние до Южно-Сахалинского вулкана составило около 85 км, для Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. с  $M_w = 6,2$  – около 65 км. В результате мониторинговых наблюдений нами впервые достоверно обнаружены проявления в деятельности грязевого вулкана сильных сейсмических событий в регионе, которые подробно будут описаны ниже (раздел 4.5).

Сильные землетрясения летом 2006 и 2007 гг. не позволили сделать определенных выводов в отношении гипотезы о связи динамики элементного состава водогрязевой смеси со слабыми землетрясениями в зоне разлома, контролирующей деятельность вулкана. Нами проанализировано распределение землетрясений в периоды мониторинговых наблюдений 2005–2007 гг. по площади и глубине в пределах квадрата со стороной 30 км, в центре которого находится Южно-Сахалинский вулкан (рис. 4.10, 4.11 и 4.12). В 2005 г. в этой области зарегистрировано 206 землетрясений, из которых 161 имеет магнитуду менее 1,5. В 2006 г. здесь отмечено 156 землетрясений, из которых 52 с магнитудой менее 1,5. В период наблюдений 2007 г. в выделенной области зарегистрировано 49 землетрясений, из которых только девять имеют магнитуду менее 1,5. Приведенные данные позволяют предположить, что представительность сейсмического каталога для исследуемого района является различной для разных периодов наблюдений. Большинство событий, содержащихся в каталоге землетрясений юга Сахалина за рассматриваемые периоды времени, являются афтершоками Горнозаводского и Невельского землетрясений. При обработке сейсмограмм, полученных в условиях высокой сейсмической активности в регионе, существует довольно большая вероятность пропуска относительно слабых событий. Кроме того, воздействие сильного землетрясения и его афтершоков на динамику элементного состава, скорее всего, более существенно, чем влияние слабых землетрясений с гипоцентрами в разломной зоне, контролирующей деятельность грязевого вулкана. Все перечисленные факторы затрудняют выделение аномальных изменений элементного состава и их соотнесение с определенными группами землетрясений. Соответственно, пространственно-временной анализ для наблюдений 2006 и 2007 гг., аналогичный выполненному нами для наблюдений 2005 г., является малоэффективным.

Однако некоторые выводы по исследуемой проблеме сделать здесь все-таки можно. Нами вычислены оценки дисперсии содержания элементов в водогрязевой смеси для наблюдений 2005–2007 гг. (табл. 4.8), которые говорят о существенно большей изменчивости элементного состава при сейсмической активизации. Очевидно, что этот факт как минимум не противоречит гипотезе о связи грязевого вулканизма с сейсмичностью в регионе.

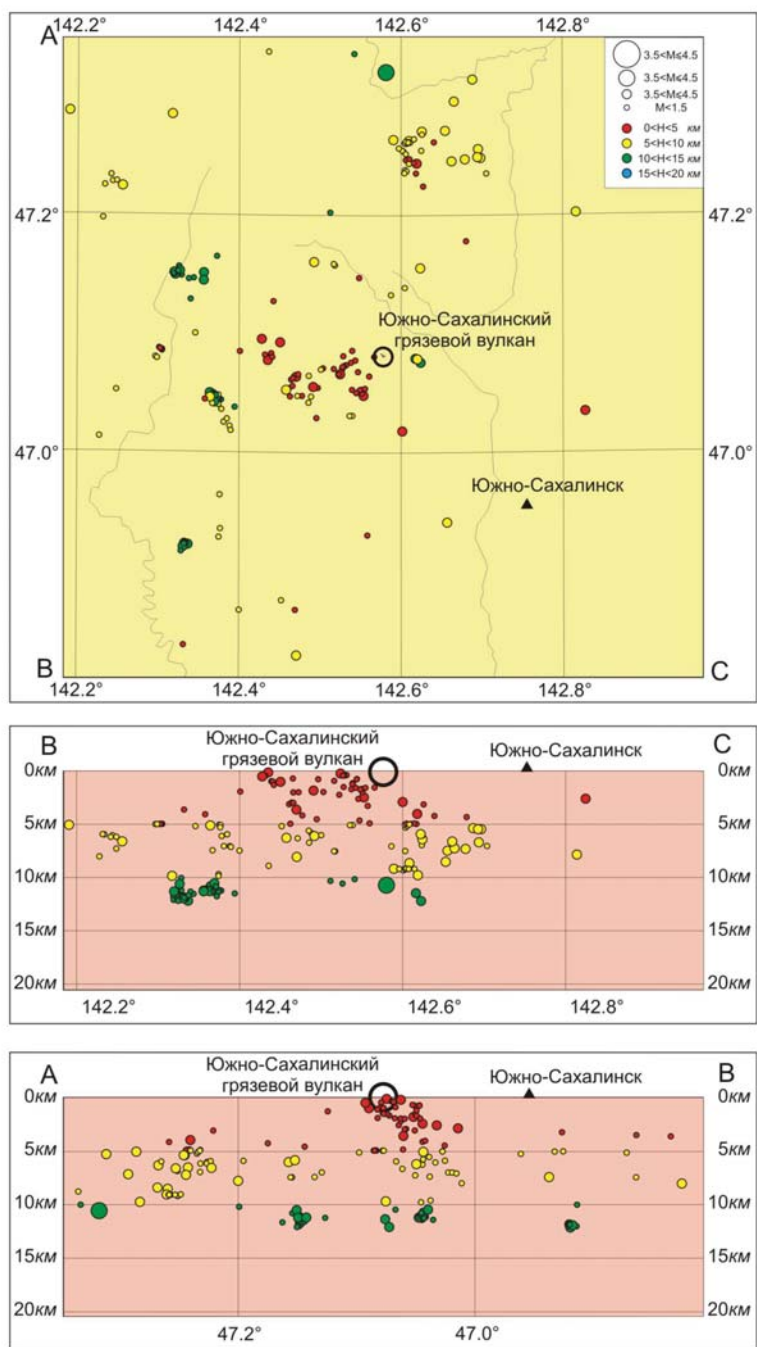


Рис. 4.10. Распределение землетрясений 17 июня – 4 сентября 2005 г. по площади и глубине.

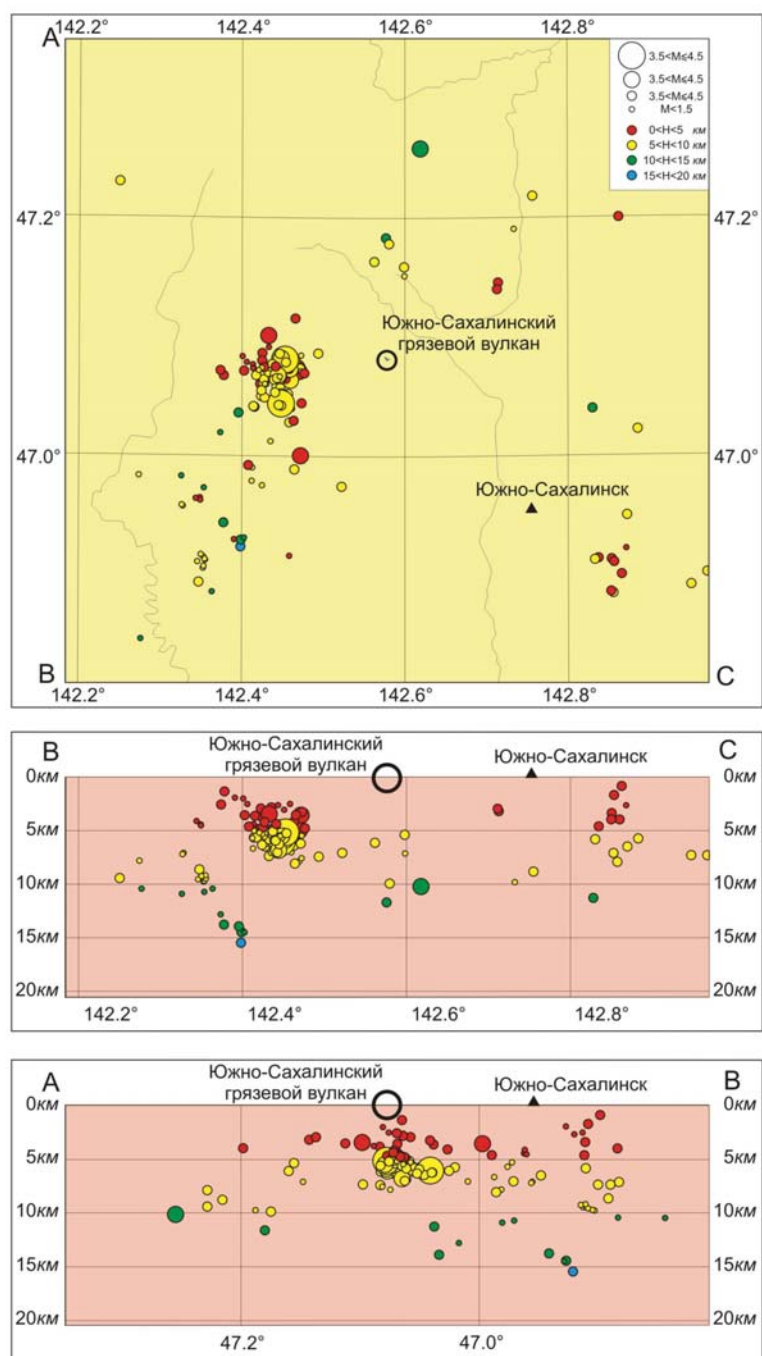


Рис. 4.11. Распределение землетрясений 20 июля – 2 октября 2006 г. по площади и глубине.

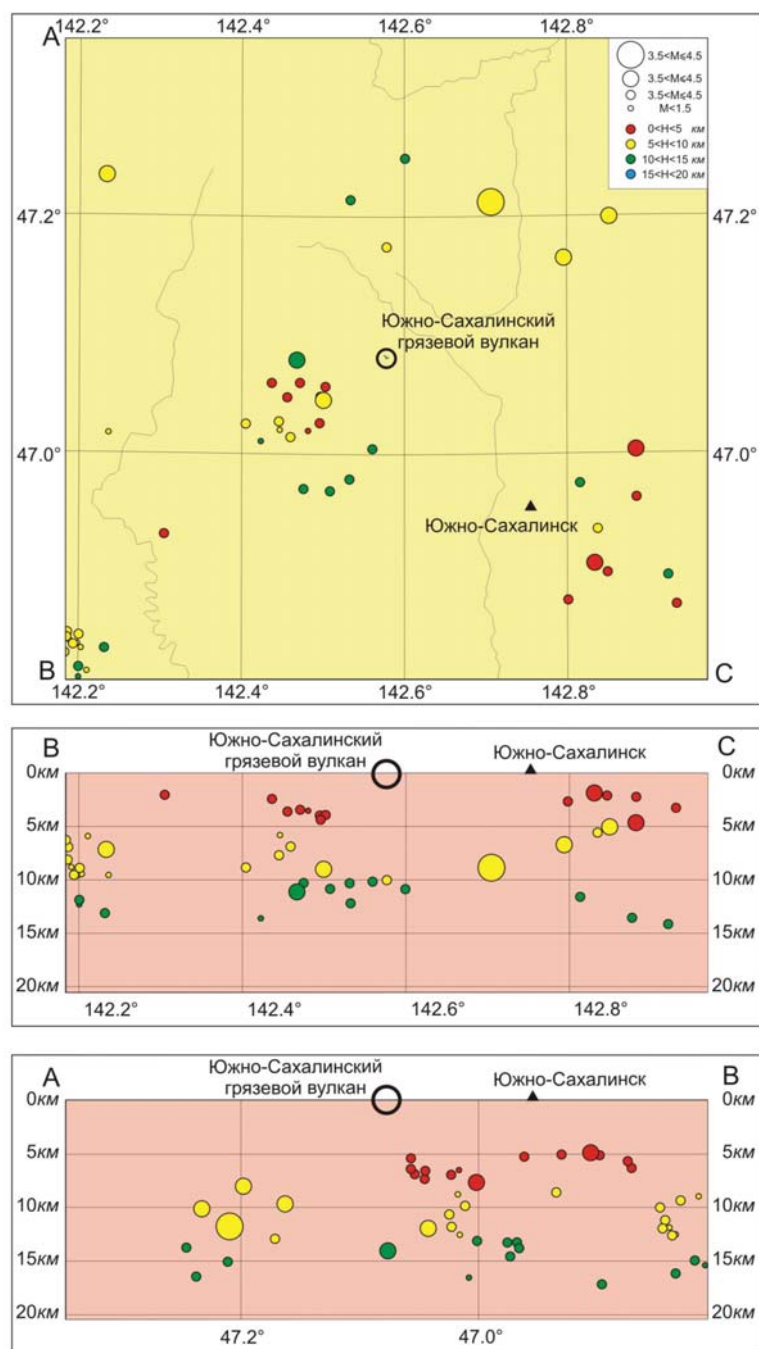


Рис. 4.12. Распределение землетрясений 10 июля – 28 сентября 2007 г. по площади и глубине.

**Оценки дисперсии элементного состава  
водогрязевой смеси в 2005–2007 гг.**

| Год наблюдений | Наименование элемента |        |        |          |          |
|----------------|-----------------------|--------|--------|----------|----------|
|                | Al                    | Fe     | Ca     | Mn       | Ba       |
| 2005 г.        | 0,0833                | 0,0465 | 0,0045 | 1,78E-05 | 2,74E-06 |
| 2006 г.        | 0,1850                | 0,1588 | 0,0203 | 7,94E-05 | 1,53E-05 |
| 2007 г.        | 0,1231                | 0,0549 | 0,0168 | 3,46E-05 | 7,09E-05 |

Поскольку вопрос о конкретных механизмах связи между элементным составом водогрязевой смеси в грифонах и сейсмичностью остается пока открытым, то ограничимся здесь следующими общими рассуждениями.

Подводящий канал представляет собой трещиновато-пористую среду, в которой происходит движение многокомпонентных смесей газа, жидкостей и частиц горных пород. Очевидно, что этот многофазный поток вещества является открытой неравновесной системой, которая чувствительна к различным внешним воздействиям. Такие воздействия (вызываемые, например, землетрясениями) вызывают изменения структуры трещиновато-пористой среды, термобарических условий в системе, а также приток в систему вещества из более глубоких горизонтов подводящих каналов или из вмещающих пород. Это, в свою очередь, приводит к смещению химических равновесий в растворе, а также влияет на кинетику физико-химических процессов и процессы фильтрации флюидов в подводящем канале. В конечном итоге это приводит к изменениям в элементном составе водогрязевой смеси, выбрасываемой грязевым вулканом на поверхность земли. Одним из таких механизмов изменения элементного состава могут являться изменения содержания  $\text{CO}_2$  в подводящем канале грязевого вулкана. Считается, что углекислый газ, возникающий в процессе диагенеза богатых органическим веществом осадков, способствует миграции многих элементов в подводящих каналах грязевых вулканов, в частности Fe, Ca и Mn, в форме растворимых гидрокарбонатных комплексов [Астахов и др., 2002; Сорочинская и др., 2008]. Соответственно, изменения содержания  $\text{CO}_2$  могут приводить к изменениям элементного состава водогрязевой смеси (грязевулканической брекчии).

#### 4.4. Статистический анализ температурного режима грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Среди различных параметров грязевулканической деятельности наиболее просто и часто измеряемым является температура водогрязевой смеси в грифонах грязевого вулкана. Данный параметр зависит от глубины и интенсивности выноса водогрязевой смеси, а также от внешних факторов, к которым, прежде всего, относятся метеорологические условия. Эпизодические измерения температуры водогрязевой смеси в грифонах практически не содержат полезной информации о деятельности вулкана. Полноценные и обоснованные выводы по динамике температурного режима грифонов могут быть сделаны только при наличии больших и непрерывных массивов данных о температуре

водогрязевой смеси, а также с учетом данных о температуре окружающего воздуха. Проведенные нами мониторинговые наблюдения на Южно-Сахалинском грязевом вулкане впервые позволили получить такие массивы данных. На их основе нами выполнен анализ статистических зависимостей для температуры водогрязевой смеси в грифонах Южно-Сахалинского вулкана [Ершов, 2008]. Для статистического анализа использованы измерения 2005 г., которые выполнены в условиях низкой сейсмической активности в регионе.

В первом приближении можно считать, что температура водогрязевой смеси в грифоне является непрерывной случайной величиной. Тогда для анализа температурного режима грифонов грязевого вулкана можно использовать соответствующие методы математической статистики. Каждая из температур водогрязевой смеси, измерявшихся три раза в сутки (в 9, 12 и 18 часов), рассматривалась нами как три отдельных случайных величины. Этим выдерживалась определенная неизменность (воспроизводимость) условий измерения, а также решался методически важный вопрос об устойчивости полученных статистических закономерностей для значений температуры, измеренных в разное время суток. Как случайные величины рассматривались также температура поверхности грязевого поля (ТП) и температура воздуха (ТВ). Кроме того, поскольку без учета изменения измеренных значений во времени полностью обойтись невозможно, то время (с чисто формальной точки зрения) рассматривалось как случайная величина с априорно заданным равномерным непрерывным распределением (на интервале от 1 до 76).

Для каждой случайной величины (кроме времени) определялся ее закон распределения. Согласно центральной предельной теореме, сумма случайных величин сходится к нормальному закону распределения (Никитин, 1986). Значения температуры водогрязевой смеси в грифоне зависят от большого числа внешних факторов: интенсивности солнечного излучения, облачности, силы ветра, количества осадков, температуры, давления и влажности воздуха, температуры вмещающей среды (грязевулканической постройки), формы, размеров и флюидной активности грифона. Поэтому для рассматриваемых нами случайных величин в силу центральной предельной теоремы следует ожидать нормального закона распределения.

Для проверки гипотезы о принадлежности выборки к генеральной совокупности, имеющей нормальное распределение, использовалось несколько статистических критериев, поскольку различные критерии обладают разной чувствительностью к тем или иным особенностям выборки. Отметим, что целью проверки являлось не столько установление конкретного вида распределения, сколько определение степени близости выборочного распределения к нормальному. Кроме того, процедура статистической проверки гипотезы предполагает однократное испытание, проведенное на одной выборке. В нашем случае имеет место множественная проверка гипотезы, что гарантированно приводит к отклонению гипотезы  $H_0$  в силу чисто случайных причин. Во избежание этого для принятия статистического решения рекомендуется уменьшать уровень значимости  $\alpha$  во столько раз, сколько раз проверяется гипотеза. Однако в этом случае резко возрастает вероятность допустить ошибку второго рода – ошибочно принять  $H_0$  при истинно  $H_1$ . Более эффективным видится способ, когда решение принимается по совокупности критериев. Если выборочное распределение по своим свойствам далеко от нормального, то гипотеза  $H_1$  будет отклоняться всеми или почти всеми критериями и для любого времени суток.

Таблица 4.9.

Случаи отклонения различными критериями гипотезы о нормальности анализируемых выборок для уровня значимости  $\alpha = 0,05$

| 9 часов     |                                                           |
|-------------|-----------------------------------------------------------|
| $\bar{b}_1$ | ТП, III.4                                                 |
| $\bar{b}_2$ | I.1, III.7                                                |
| $\bar{d}$   | I.1, III.1, III.7                                         |
| $c^2$       | ТП, ТВ, III.1, III.4, III.5, III.7, II.1, II.2, I.1, VI.1 |
| 12 часов    |                                                           |
| $\bar{b}_1$ | II.2, III.4                                               |
| $\bar{b}_2$ | I.1, III.7                                                |
| $\bar{d}$   | I.1, III.1, III.7                                         |
| $c^2$       | ТП, III.1, III.7, II.2, I.1                               |
| 18 часов    |                                                           |
| $\bar{b}_1$ | ТП, II.2, III.2, III.4                                    |
| $\bar{b}_2$ | III.7                                                     |
| $\bar{d}$   | I.1, III.2, III.7                                         |
| $c^2$       | ТП, III.2, III.4, III.7, II.2                             |

Для проверки гипотезы о нормальном распределении случайной величины на основе числовых характеристик выборки вычислялись следующие критерийные статистики: выборочный коэффициент асимметрии  $\bar{b}_1$ , выборочный коэффициент эксцесса  $\bar{b}_2$  и выборочное нормированное среднее абсолютного отклонения  $\bar{d}$ . Указанная гипотеза проверялась также с помощью критерия  $c^2$  (в варианте для равновероятных интервалов), основанного на частотных характеристиках выборки. Результаты проверки по этим критериям представлены для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  (табл. 4.9).

Гипотеза о нормальности полученных выборок проверялась также с помощью критерия Колмогорова, основанного на сравнении эмпирической и предполагаемой функций распределения. При уровне значимости  $\alpha = 0,05$  нулевая гипотеза принимается для всех рассматриваемых случайных величин и для измерений в любое время суток (в 9, 12 и 18 часов).

Следовательно, некоторые систематические отклонения гипотезы  $H_0$  наблюдаются только для температуры водогрязевой смеси в грифонах III.7 и I.1, однако, согласно критерию Колмогорова – самому мощному из всех используемых, гипотеза  $H_0$  принимается. Таким образом, в целом распределение рассматриваемых случайных величин можно считать нормальным или близким к нему, поэтому для дальнейших расчетов будут использоваться соответствующие параметрические критерии.

Для рассматриваемых случайных величин вычислены точечные и интервальные оценки математического ожидания и дисперсии (рис. 4.13 и 4.14). Результаты вычислений для доверительной вероятности  $\alpha = 0,95$  показывают, что грифоны расположены в пространстве выделенных признаков (ма-

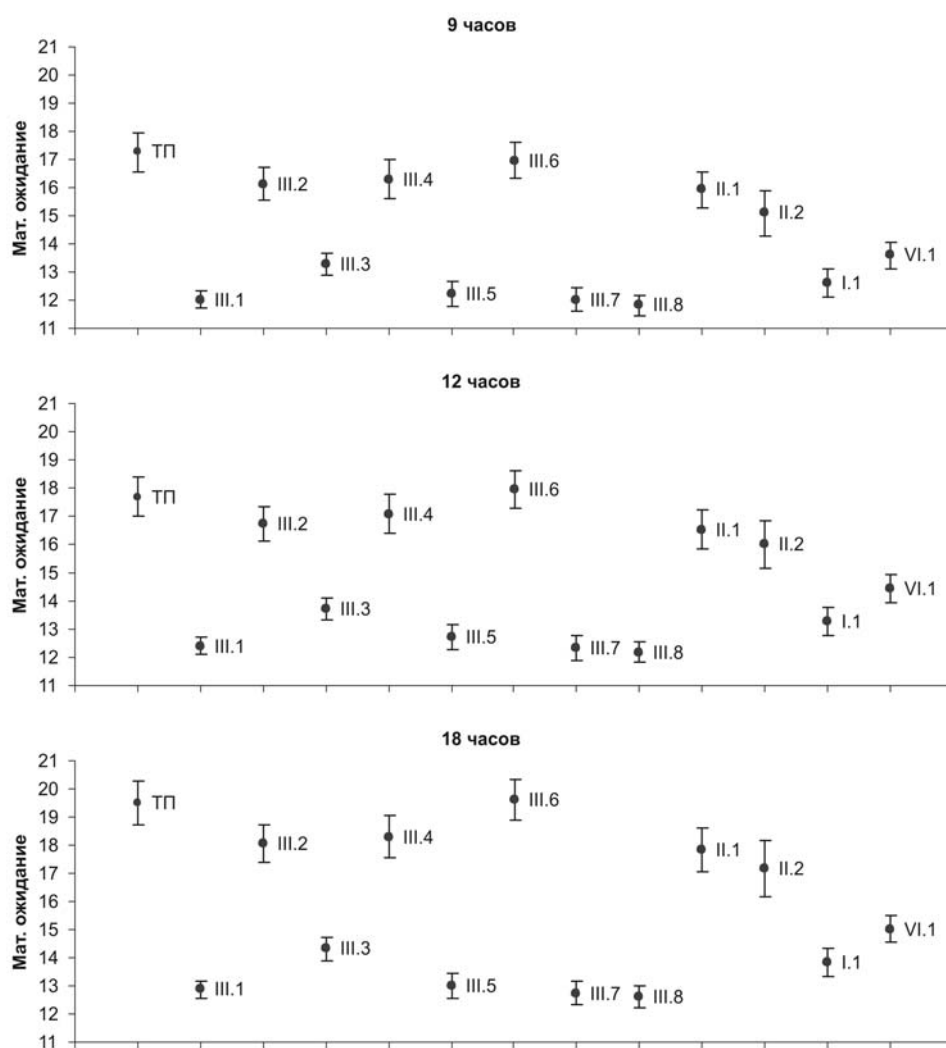
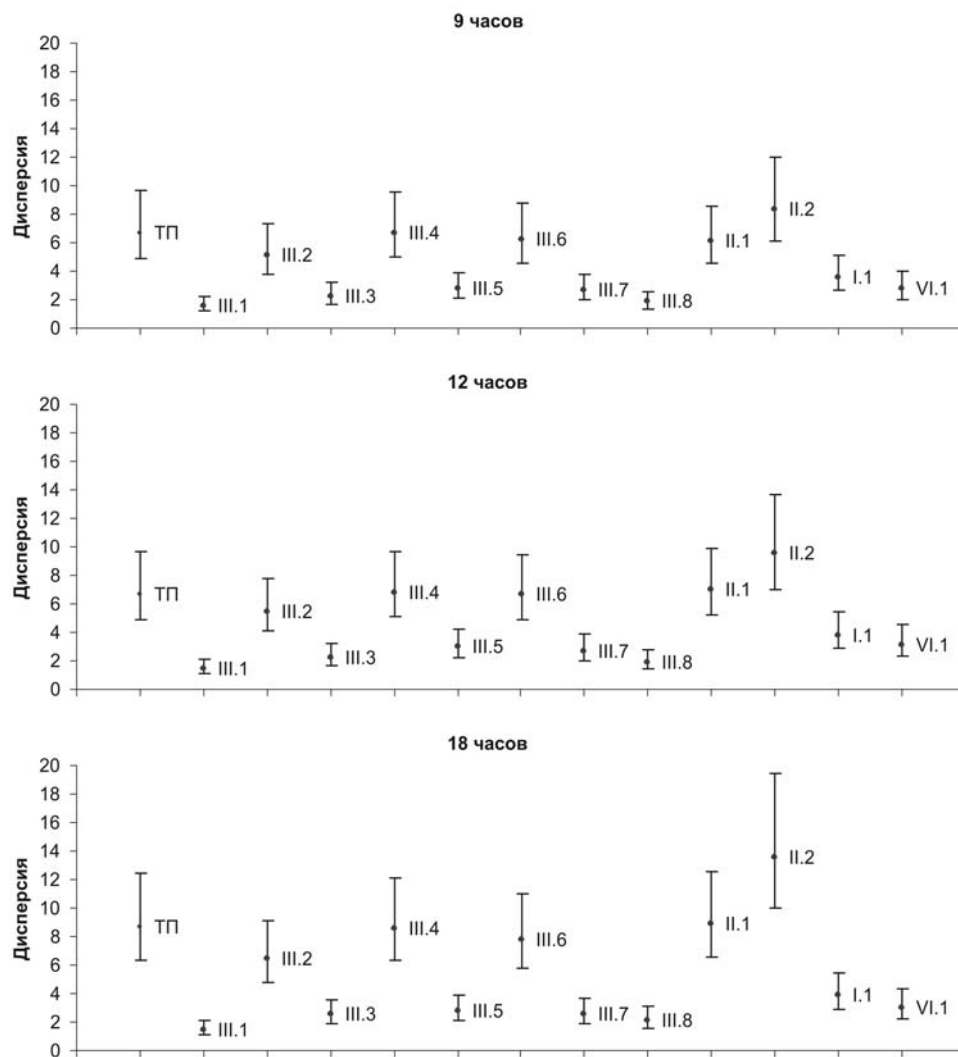


Рис. 4.13. Точечная и интервальная оценки математического ожидания для температур, измеренных в 9, 12 и 18 часов, доверительная вероятность  $\alpha = 0,95$ .

тематическое ожидание и дисперсия) не хаотично, а образуют определенные кластеры. Так, оценки математического ожидания рассматриваемых случайных величин (рис. 4.13) образуют два непересекающихся множества: первое – для грифонов I.1, III.1, III.3, III.5, III.7, III.8 и VI.1, второе – для грифонов II.1, II.2, III.2, III.4 и III.6. Оценки дисперсии рассматриваемых случайных величин (рис. 4.14) частично перекрываются, однако и здесь достаточно отчетливо выделяются два множества, идентичных выделенным выше.

Отметим, что внутри указанных множеств возможно дальнейшее выделение кластеров. Видно также, что выделенные кластеры содержат грифоны из различных грифонных групп, то есть состав кластера не зависит от про-



**Рис. 4.14. Точечная и интервальная оценки дисперсии для температур, измеренных в 9, 12 и 18 часов, доверительная вероятность  $\alpha = 0,95$ .**

странственного расположения и геометрии грифонов.

Таким образом, на основе вычисленных оценок возможна классификация грифонов, отличная от имеющейся классификации по геоморфологическим характеристикам. Визуальные наблюдения за деятельностью грифонов позволяют говорить о том, что в первое выделенное множество входят грифоны с относительно высоким дебитом водогрязевой смеси и газа. Во второе выделенное множество входят грифоны с относительно низким (иногда даже нулевым) дебитом водогрязевой смеси и газа. Следовательно, предлагаемая классификация разделяет всю совокупность грифонов на кластеры по признаку флюидной активности грифона.

Обсудим на качественном уровне физический смысл полученных результатов. Скорее всего, у грязевых вулканов помимо основной («первичной») газовой залежи, располагающейся на глубине в несколько километров, существует дополнительная («вторичная») газовая залежь, располагающаяся на глубине в первые десятки метров [Горкун, Сирык, 1967]. Из этой «вторичной» залежи непосредственно в грифоны поступают газ и водогрязевая смесь. Залежи связаны между собой системой трещин разломной зоны, по которым и происходит миграция газа. Глубина залегания «вторичной» залежи примерно соответствует глубине залегания пояса постоянных температур. В летнее время температура вмещающей среды (глинистой толщи) на глубине «вторичной» залежи ниже температуры на поверхности. В грифонах с высокой активностью поставляемые с этих глубин водогрязевая смесь и газ не успевают прийти в тепловое равновесие с окружающей средой у точки их выхода на поверхность. Это приводит к существенно более низкой температуре водогрязевой смеси в этих грифонах по сравнению с температурой воздуха и температурой поверхности грязевого поля. Соответственно в грифонах с низкой активностью эти температуры весьма близки. Отметим, что во время полевых работ авторами неоднократно наблюдались понижение температуры водогрязевой смеси в грифоне при усилении его активности, а также относительно низкие значения температуры в новообразовавшихся грифонах, интенсивно изливавших водогрязевую смесь.

Из сказанного следует, что в случае достаточно высокой и стабильной активности грифона температура смеси в нем должна оставаться практически постоянной. Следовательно, диапазон вариаций (дисперсия) температуры в активных грифонах должен быть существенно меньше, чем для температуры воздуха и температуры поверхности грязевого поля. Соответственно для пассивных грифонов дисперсии рассматриваемых величин будут близки.

Переходя к анализу статистических связей между измеренными величинами, изложим общую идею, которой мы руководствовались при этом анализе. Во время мониторинговых наблюдений измерялись четыре следующих величины: температура водогрязевой смеси в грифоне (которую мы обозначим как переменная  $y$ ), температура воздуха (переменная  $x_1$ ), время (переменная  $x_2$ ) и температура поверхности грязевого поля (переменная  $x_3$ ). Из физических соображений понятно, что имеет смысл рассматривать зависимости  $y$  от  $x_1, x_2, x_3$ , зависимости  $x_3$  от  $x_1, x_2$ , а также зависимость  $x_1$  от  $x_2$ . Очевидно, что все остальные возможные зависимости не имеют физического смысла. В общем случае рассматриваемые зависимости имеют вид:

$$y = a_0 + a_1 x_1 + \sum_{n=2} a_n x_1^n, \quad x_1 = b_0 + b_1 x_2 + \sum_{n=2} b_n x_2^n, \quad x_3 = c_0 + c_1 x_1 + \sum_{n=2} c_n x_1^n \text{ и т. п.}$$

Если в этих зависимостях вклад линейных членов существенно больше вклада нелинейных членов, то последними можно пренебречь. Тогда приближенно можно считать, что связи между соответствующими переменными являются линейными. Соответственно можно ограничиться анализом линейных связей между указанными переменными. Ниже показано, что сделанное нами предположение является вполне обоснованным. Если зависимость между какими-либо двумя переменными будет существенно нелинейной, то такие переменные приближенно будем считать независимыми. В результате мы должны получить линейные зависимости переменной  $y$  от переменных  $x_1, x_2$  и  $x_3$ , а также их комбинаций. После чего можно выбрать такую зависимость, которая описывает изменения переменной  $y$  наилучшим образом.

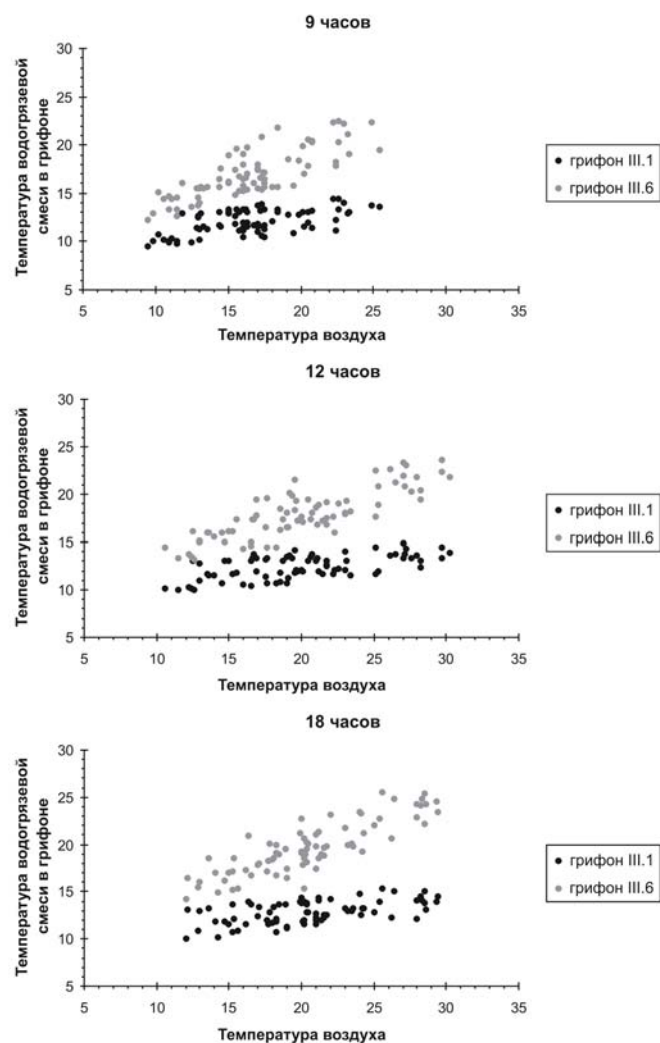


Рис. 4.15. Диаграммы рассеяния для температур воздуха и водогрязевой смеси в грифонах III.1 и III.6, измеренных в 9, 12 и 18 часов.

В предыдущем разделе (раздел 4.3) показано, что в качестве независимой переменной (переменной  $x_1$ ), определяющей изменение температуры водогрязевой смеси в грифоне (переменной  $y$ ), прежде всего, необходимо взять температуру воздуха. Диаграммы рассеяния (на примере грифонов III.1 и III.6) для переменных  $y$  и  $x_1$  указывают на линейность корреляционной связи между ними (рис. 4.15).

Для проверки этого предположения вычислены выборочные корреляционные отношения  $y$  по  $x_1$ , которые позволяют утверждать наличие или отсутствие между переменными корреляционной связи любой формы. Квадрат выборочного корреляционного отношения определяется как отношение межгрупповой дисперсии (дисперсии средних значений  $y$ -сечений) к общей дисперсии величины  $y$  [Кендалл, Стьюарт, 1973]. Так как температу-

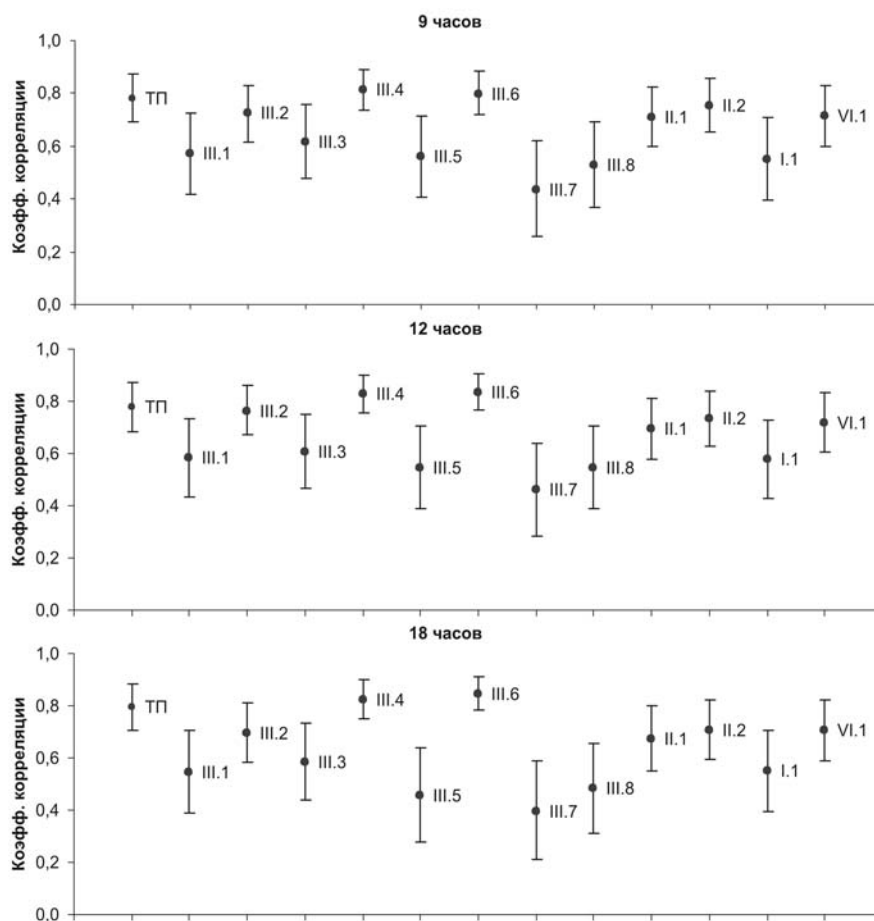
ры воздуха в пределах 0,5–1 °С инструментально трудно различимы, то значения переменной  $x_1$  группировались с округлением вверх до ближайшего кратного 0,5. Для вычисленных выборочных корреляционных отношений проверена нулевая гипотеза о равенстве их нулю, то есть об отсутствии связи между переменными. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  принимается только для грифонов III.7 (для измерений в 9 и 18 часов), III.8 (для измерений в 12 часов) и III.5 (для измерений в 18 часов). Следовательно, в целом между температурой в грифонах и температурой воздуха имеется статистически значимая корреляционная связь.

Далее проверялась нулевая гипотеза о равенстве корреляционного отношения и коэффициента линейной корреляции, то есть о линейности вышеуказанной связи [Кендалл, Стьюарт, 1973]. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  она отклоняется только для грифонов II.1 (для измерений в 12 часов) и II.2 (для измерений в 18 часов). Следовательно, в целом можно утверждать, что между температурой в грифонах и температурой воздуха существует линейная корреляционная связь.

Для оценки тесноты данной связи вычислялись точечные и интервальные оценки коэффициента линейной корреляции между температурой водогрейной смеси в грифоне и температурой воздуха. Строго говоря, выборочный коэффициент линейной корреляции является смещенной оценкой и необходимо вводить поправку на это смещение [Кендалл, Стьюарт, 1973]. Однако для нашего числа наблюдений поправка составляет не более 0,003, поэтому в качестве точечной оценки используется просто выборочный коэффициент линейной корреляции. Результаты вычислений (рис. 4.16) показывают, что теснота линейной корреляционной связи между температурой в грифоне и температурой воздуха неодинакова для разных грифонов. Визуально выделить здесь отдельные кластеры достаточно трудно, тем не менее, можно предположить, что значения коэффициента линейной корреляции для грифонов III.1, III.5, III.7, III.8 и грифонов III.4, III.6 различаются статистически значимо. Подтверждением этого служат результаты проверки нулевой гипотезы о равенстве всех рассматриваемых коэффициентов корреляции. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  отклоняется для любого времени суток. Следовательно, можно говорить о том, что для активных грифонов линейная корреляционная связь между температурой в грифоне и температурой воздуха существенно слабее, чем для пассивных грифонов.

Прежде чем интерпретировать полученный результат, рассмотрим переменную «время» (переменную  $x_2$ ), предположительно также определяющую изменение температуры водогрейной смеси в грифоне. Для проверки этого предположения вычислены выборочные корреляционные отношения  $y$  по  $x_2$  и проверена нулевая гипотеза о равенстве их нулю. Поскольку для этого необходимо, чтобы каждому значению переменной «время» соответствовало несколько значений зависимой переменной (переменной  $y$ ), то значения переменной «время» группировались с округлением вверх до ближайшего кратного семи, то есть группировались по интервалам наблюдений, равным одной неделе. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  отклоняется для всех грифонов для любого времени суток. Проверялась также нулевая гипотеза о равенстве корреляционного отношения и коэффициента линейной корреляции. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  отклоняется для всех грифонов для любого времени суток. Следовательно, между температурой в грифонах и временем существует статистически значимая нелинейная корреляционная связь.

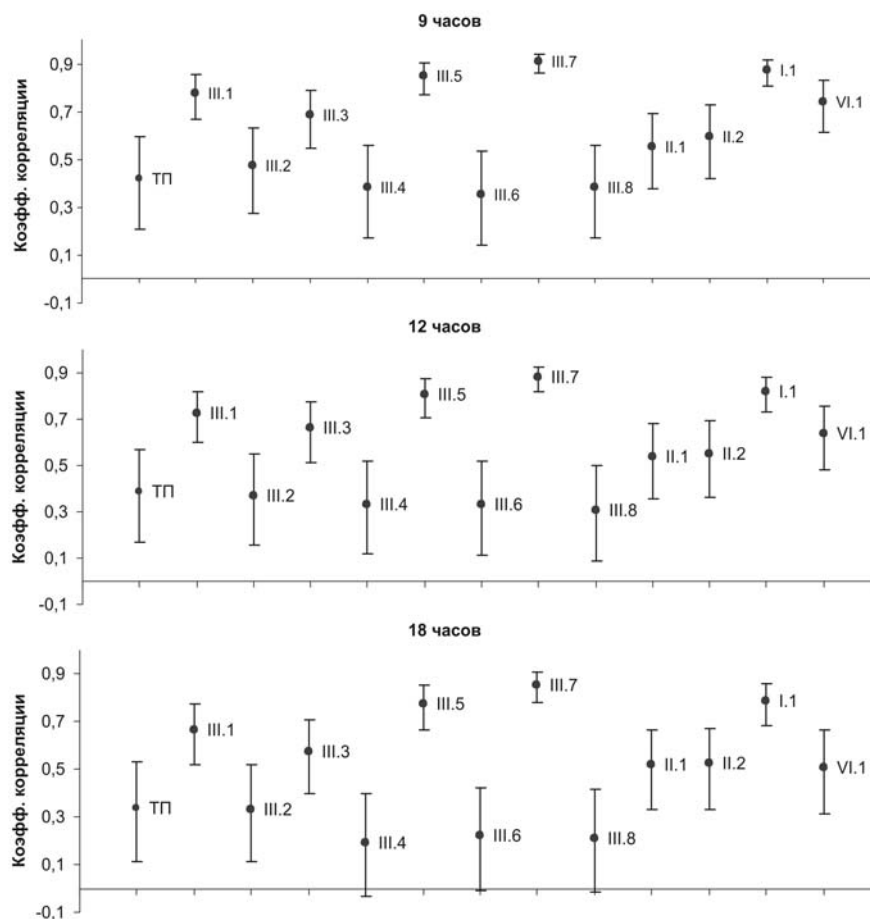
Соответственно, в общем случае наилучшей регрессией между этими пере-



**Рис. 4.16. Точечная и интервальная оценки коэффициента линейной корреляции между температурой окружающего воздуха и температурой водогрязевой смеси в грифонах, измеренной в 9, 12 и 18 часов, доверительная вероятность  $\alpha = 0,95$ .**

менными будет являться некоторая нелинейная зависимость. Однако можно отдельно рассмотреть вопрос о наличии или отсутствии в наблюдаемых значениях температуры водогрязевой смеси в грифонах линейного временного тренда. Для этого вычислялись выборочные коэффициенты линейной корреляции между температурой в грифоне и временем и проверялась нулевая гипотеза о равенстве нулю коэффициента линейной корреляции. Поскольку время рассматривается как случайная величина, распределение которой не является нормальным, то для проверки использовался непараметрический критерий независимости, основанный на преобразовании Фишера. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  принимается только для грифонов III.4, III.6 и III.8 для измерений в 18 часов.

Отдельно для каждого времени суток проверялась нулевая гипотеза о равенстве всех рассматриваемых коэффициентов корреляции. Для уровня значимо-



**Рис. 4.17. Точечная и интервальная оценки коэффициента линейной корреляции между временем и температурой водогрязевой смеси, измеренной в 9, 12 и 18 часов, доверительная вероятность  $\alpha = 0,95$ .**

сти  $\alpha = 0,05$  она отклоняется для любого времени суток. Таким образом, теснота линейной корреляционной связи между температурой в грифоне и временем статистически значимо различается для разных грифонов. Вычислялся доверительный интервал для указанных коэффициентов линейной корреляции (на основе преобразования Фишера). Результаты вычислений (рис. 4.17) также позволяют визуально выделить некоторые кластеры, например, для грифонов III.1, III.5, III.7, I.1 и грифонов III.2, III.4, III.6, III.8.

Поскольку температура водогрязевой смеси в грифоне (переменная  $y$ ) линейно зависит от системы величин (как минимум двух –  $x_1$  и  $x_2$ ), то можно оценить степень влияния одной из величин (при постоянном значении другой) с помощью частного коэффициента корреляции [Кендалл, Стьюарт, 1973].

Вычисленные значения выборочных частных коэффициентов корреляции между температурой в грифоне и температурой воздуха (при постоянном значении переменной «время») для всех грифонов (кроме грифона III.8) и для лю-

бого времени суток находятся в пределах от 0,66 до 0,90 (табл. 4.10). Для нашего числа наблюдений и уровня значимости  $\alpha = 0,05$  критическое значение частного коэффициента корреляции первого порядка равно 0,26–0,27. Таким образом, подтверждается, что между температурой в грифонах и температурой воздуха существует статистически значимая положительная линейная корреляционная связь. Причем оказывается, что влияние температуры окружающего воздуха на температуру в грифонах на самом деле примерно одинаково для всех грифонов.

Таблица 4.10.

**Выборочные частные коэффициенты корреляции первого порядка (при постоянном значении переменной «время») между температурой водогрейной смеси в грифоне и температурой окружающего воздуха для разного времени суток**

|          | ТП   | Ш.1  | Ш.2  | Ш.3  | Ш.4  | Ш.5  | Ш.6  | Ш.7  | Ш.8  | П.1  | П.2  | Л.1  | Л.1  |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 9 часов  | 0,79 | 0,69 | 0,73 | 0,68 | 0,82 | 0,77 | 0,80 | 0,66 | 0,51 | 0,74 | 0,81 | 0,81 | 0,87 |
| 12 часов | 0,80 | 0,73 | 0,78 | 0,71 | 0,84 | 0,77 | 0,85 | 0,77 | 0,54 | 0,75 | 0,81 | 0,85 | 0,84 |
| 18 часов | 0,84 | 0,73 | 0,74 | 0,71 | 0,84 | 0,73 | 0,87 | 0,78 | 0,49 | 0,79 | 0,83 | 0,90 | 0,82 |

Вычисленные значения выборочных частных коэффициентов корреляции между температурой в грифоне и временем (при постоянной температуре воздуха) для грифонов Ш.2, Ш.4, Ш.6 и Ш.8 находятся преимущественно в пределах от 0,30 до 0,50, а для всех остальных грифонов – преимущественно в пределах от 0,65 до 0,95 (табл. 4.11). Таким образом, подтверждается, что между температурой в грифонах и временем существует статистически значимая положительная линейная корреляционная связь. Причем влияние переменной «время» на температуру в грифонах различно для разных грифонов.

Таблица 4.11.

**Выборочные частные коэффициенты корреляции первого порядка (при постоянной температуре окружающего воздуха) между температурой водогрейной смеси в грифоне и временем для разного времени суток**

|          | ТП   | Ш.1  | Ш.2  | Ш.3  | Ш.4  | Ш.5  | Ш.6  | Ш.7  | Ш.8  | П.1  | П.2  | Л.1  | Л.1  |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 9 часов  | 0,45 | 0,83 | 0,50 | 0,74 | 0,41 | 0,91 | 0,35 | 0,94 | 0,34 | 0,61 | 0,70 | 0,94 | 0,88 |
| 12 часов | 0,47 | 0,82 | 0,44 | 0,75 | 0,43 | 0,89 | 0,43 | 0,94 | 0,29 | 0,64 | 0,69 | 0,93 | 0,80 |
| 18 часов | 0,56 | 0,80 | 0,47 | 0,71 | 0,34 | 0,88 | 0,42 | 0,94 | 0,24 | 0,71 | 0,75 | 0,95 | 0,72 |

Можно предложить следующую интерпретацию полученных результатов. Температура водогрейной смеси в грифоне зависит от двух величин – температуры воздуха и времени. Для разных грифонов переменная «время» оказывает различное влияние на значения температуры в грифоне в этой зависимости. Это и вызывает указанные различия в значениях выборочных коэффициентов парной корреляции между температурой в грифоне и температурой воздуха.

Выявленный для всех грифонов линейный временной тренд, скорее всего,

является частью годового колебания температуры воздуха. Большее влияние переменной «время» на значения температуры водогрязевой смеси в ряде грифонов, скорее всего, обусловлено снижением активности этих грифонов. По данным ежедневных визуальных наблюдений, к концу полевого сезона достаточно заметно снизилась активность грифонов III.1, III.3, III.5, III.7, I.1 и VI.1, что, как указано выше, должно приводить к увеличению температуры в грифоне. Пассивные грифоны (в первую очередь это грифоны III.2, III.4 и III.6) не претерпевали существенных изменений активности, и, соответственно, для них получены наименьшие значения выборочного частного коэффициента корреляции первого порядка (при постоянной температуре воздуха) между температурой в грифоне и временем. Из указанных общих закономерностей выпадает только грифон III.8, но, по данным визуальных наблюдений, данный грифон функционировал нестабильно. Его деятельность характеризовалась интервалами в пять-десять суток с низкой активностью в первой половине периода наблюдений и преимущественным усилением активности во второй. Этим и объясняются слабые линейные корреляционные связи температуры в данном грифоне с температурой воздуха и временем.

В задачах множественного регрессионного анализа предпочтительна полная или слабая некоррелированность переменных-факторов. Для проверки независимости переменных вычислялись выборочные корреляционные отношения между температурой воздуха и временем и проверялась нулевая гипотеза о равенстве их нулю. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  гипотеза  $H_0$  отклоняется для любого времени суток. Проверялась также нулевая гипотеза о равенстве корреляционного отношения и коэффициента линейной корреляции. Эта гипотеза для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  отклоняется для любого времени суток. Следовательно, между температурой воздуха и временем существует нелинейная корреляционная связь. Выборочный коэффициент линейной корреляции между температурой воздуха и временем не превышает своего критического значения для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  для любого времени суток. Таким образом, при рассмотрении линейных зависимостей эти переменные приближенно можно считать независимыми.

В качестве еще одного фактора (переменной  $x_3$ ), оказывающего влияние на температуру водогрязевой смеси в грифоне, рассматривается температура поверхности грязевого поля. Физический смысл этого параметра становится ясным из следующих рассуждений. Представим колебания температуры воздуха в виде суммы гармонических колебаний различной частоты. Очевидно, что главные максимумы спектральной плотности будут приходиться на гармоники с частотами  $f_1 = 1 \text{ сут}^{-1}$  и  $f_2 = 1 \text{ год}^{-1}$ , поэтому будем считать остальные гармоники пренебрежимо малыми. Колебания температуры  $T(0, t) = T_0 \cos(\omega t + \varphi_0)$  на плоской горизонтальной поверхности однородной изотропной толщи распространяются на глубину по закономерности [Череменин, 1977]:

$$T(z, t) = T(z) \cos(\omega(t - \tau) + \varphi_0),$$

где  $T(z) = T_0 \exp(-z\sqrt{\omega/(2a)})$  – амплитуда колебаний,  $\omega = 2\pi f$  – циклическая частота колебаний,  $t$  – время,  $\varphi_0$  – начальная фаза колебаний,  $z$  – глубина,  $T_0$  – амплитуда колебаний на глубине  $z = 0$ ,  $a$  – коэффициент температуропроводности среды,  $\tau = z\sqrt{1/(2a\omega)}$  – время запаздывания колебаний. Глубина измерения температуры равна 20 см, коэффициент температуропроводности глинистых толщ составляет порядка  $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  [Череменин, 1977], тогда время запаздывания годовых и суточных колебаний температуры составляет око-

до четырех суток и пяти часов соответственно. Относительное запаздывание, определяемое как отношение времени запаздывания колебания к его периоду, составляет около 1 и 20 % соответственно. Отсюда следует, что запаздывание годового колебания температуры (около 1 %) можно считать пренебрежимо малым и в дальнейшем не учитывать. Таким образом, температура поверхности представляет собой параметр, характеризующий тепловую инерцию вмещающей среды и отражающий ее тепловую предысторию в течение предыдущих пяти-десяти часов. Поскольку глубина измерения температуры очень мала, то считаем, что любые заметные изменения температуры поверхности обусловлены только внешними (метеорологическими) факторами. Другими словами, вклад глубинных источников тепла в эти изменения полностью исключается.

Кроме того, измерение температуры воздуха сопряжено с рядом трудностей. Одной из них является наличие быстропеременных вариаций температуры воздуха. Соответственно, измерить точное значение температуры воздуха практически невозможно и приходилось довольствоваться некоторым ее средним значением за небольшой промежуток времени (около пяти минут). Определим теперь относительное затухание  $\gamma$  амплитуды колебаний температуры воздуха при проникновении их в среду (с указанными выше свойствами)

как отношение вида  $\frac{T_0 - T(z)}{T_0}$ . Найдем такие значения частоты колебания  $f$ , для которых выполняется неравенство  $\gamma < 95\%$ . После простых преобразований получаем  $f < \frac{a}{\pi} \left( \frac{\ln(1-\gamma)}{z} \right)^2$ . Для глубины  $z = 20$  см получаем, что период колебания должен быть более четырех часов. Таким образом, имеем своеобразный фильтр, подавляющий высокочастотные колебания температуры воздуха. В соответствии с этим значения температуры поверхности грязевого поля есть значения, получаемые на выходе такого фильтра.

Можно показать, что температура водогрязевой смеси в грифоне статистически значимо связана с температурой поверхности грязевого поля. Нулевая гипотеза о равенстве нулю корреляционного отношения  $y$  по  $x_3$  для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  принимается только для грифонов III.7 (для измерений в 9 и 18 часов) и III.8 (для измерений в 18 часов). Нулевая гипотеза о равенстве нулю коэффициента линейной корреляции для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  отклоняется для всех грифонов для любого времени суток. Нулевая гипотеза о равенстве корреляционного отношения и коэффициента линейной корреляции для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  отклоняется только для грифонов III.8 (для измерений в 12 часов), II.1 (для измерений в 12 часов) и III.2 (для измерений в 18 часов). Следовательно, между температурой в грифоне и температурой поверхности грязевого поля существует положительная линейная корреляционная связь.

Проверим рассматриваемый фактор  $x_3$  на коррелированность с другими описанными выше факторами ( $x_1$  и  $x_2$ ). Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  нулевая гипотеза о равенстве нулю корреляционного отношения  $x_3$  по  $x_1$  отклоняется для любого времени суток. Нулевая гипотеза о равенстве этого корреляционного отношения коэффициенту линейной корреляции для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  принимается для любого времени суток. Для любого времени суток отклоняются нулевые гипотезы о равенстве нулю корреляционного отношения  $x_3$  по  $x_2$  и о равенстве этого корреляционного отношения коэффициенту линейной корреляции (при уровне значимости  $\alpha = 0,05$ ). Отметим, что выборочные корреляционные отношения  $x_1$  по  $x_3$  и  $x_2$  по  $x_3$  не вычислялись из-за от-

сутствия у данных величин физического смысла. Нулевые гипотезы о равенстве нулю коэффициентов линейной корреляции между температурой поверхности и температурой воздуха, а также между температурой поверхности и временем для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  отклоняются для любого времени суток. Таким образом, и между температурой поверхности и температурой воздуха, и между температурой поверхности и временем имеется статистически значимая положительная линейная корреляционная связь (особенно тесная с температурой воздуха).

Отметим, что в задачах множественного регрессионного анализа в случае коррелированности факторов один из этих факторов обычно исключают. Однако в данном случае, по нашему мнению, этого делать не следует. С одной стороны, учет всех трех факторов позволяет точнее учитывать совокупность внешних (по отношению к вулкану) условий, а с другой стороны, указанные корреляционные связи не противоречат физическому смыслу изучаемого явления. Здесь предпочтительным является каскадный регрессионный анализ, когда в уравнение регрессии вместо значений какого-либо фактора подставляются значения остатков его регрессии на один из сильно коррелированных с ним факторов [Львовский, 1988]. Такая методика позволяет получить некоррелированные оценки коэффициентов регрессии, которые затем можно интерпретировать стандартным образом. Таким образом, в общем случае будем рассматривать зависимость температуры водогрязевой смеси в грифоне от всех трех факторов: температуры воздуха (ТВ), температуры поверхности грязевого поля (ТП) и времени.

Вычислены выборочные множественные коэффициенты корреляции между температурой в грифоне и указанными факторами (табл. 4.12). Множественный коэффициент корреляции является мерой зависимости одной переменной от нескольких других переменных [Кендалл, Стьюарт, 1973]. Для уровня значимости  $\alpha = 0,05$  нулевая гипотеза о равенстве выборочных множественных коэффициентов корреляции нулю отклоняется для всех грифонов и для любого времени суток. Отметим, что значения выборочных множественных коэффициентов корреляции для трех переменных (время, ТВ и ТП) больше аналогичных для двух переменных (время и ТВ), причем для некоторых грифонов довольно существенно.

Таблица 4.12.

**Выборочные множественные коэффициенты корреляции между температурой водогрязевой смеси в грифоне и различными переменными-факторами для разного времени суток**

|                      | III.1 | III.2 | III.3 | III.4 | III.5 | III.6 | III.7 | III.8 | II.1 | II.2 | I.1  | VI.1 |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| <b>время, ТВ</b>     |       |       |       |       |       |       |       |       |      |      |      |      |
| <b>9 часов</b>       | 0,89  | 0,80  | 0,85  | 0,85  | 0,94  | 0,83  | 0,95  | 0,60  | 0,83 | 0,88 | 0,96 | 0,94 |
| <b>12 часов</b>      | 0,88  | 0,81  | 0,85  | 0,86  | 0,92  | 0,87  | 0,95  | 0,60  | 0,83 | 0,87 | 0,95 | 0,91 |
| <b>18 часов</b>      | 0,86  | 0,77  | 0,82  | 0,85  | 0,90  | 0,88  | 0,95  | 0,53  | 0,85 | 0,88 | 0,96 | 0,87 |
| <b>время, ТВ, ТП</b> |       |       |       |       |       |       |       |       |      |      |      |      |
| <b>9 часов</b>       | 0,92  | 0,94  | 0,96  | 0,97  | 0,98  | 0,98  | 0,98  | 0,74  | 0,91 | 0,94 | 0,99 | 0,96 |
| <b>12 часов</b>      | 0,90  | 0,93  | 0,95  | 0,98  | 0,96  | 0,98  | 0,98  | 0,71  | 0,92 | 0,91 | 0,97 | 0,92 |
| <b>18 часов</b>      | 0,88  | 0,90  | 0,93  | 0,98  | 0,95  | 0,96  | 0,97  | 0,69  | 0,91 | 0,91 | 0,98 | 0,88 |

Нетрудно вычислить, что значения выборочного множественного коэффициента детерминации находятся в основном в пределах от 80 до 95 % (для зависимости от трех переменных-факторов). Другими словами, именно такая часть дисперсии функции отклика («зависимой» переменной, предиктора) объясняется вариацией линейной комбинации выбранных факторов («независимых» переменных, регрессоров), что является хорошим результатом в задачах множественного регрессионного анализа. Отметим, что для анализа связи между вариациями температуры водогрязевой смеси в грифонах и сейсмичностью в регионе наибольший интерес, вероятнее всего, будет представлять анализ остатков – отклонений указанного параметра от установленных зависимостей. Можно предположить, что при наличии сильных сейсмических событий в регионе значения температуры в грифонах будут испытывать довольно значительные кратковременные вариации аномального характера. Поскольку аномальные вариации не будут подчиняться установленным зависимостям, то они будут отчетливо просматриваться после удаления «фоновой» детерминированной составляющей.

Таким образом, выполненный статистический анализ позволил выявить следующие основные особенности в температурном режиме грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Совокупность измеренных значений температуры водогрязевой смеси в каждом из грифонов близка по своим свойствам к нормальной выборке. Температура в грифоне, а также диапазон ее вариаций статистически значимо различаются для разных грифонов. Грифоны с высокой флюидной активностью имеют относительно низкие и слабоизменяющиеся значения температуры, грифоны с низкой флюидной активностью имеют обратные характеристики. Между температурой в грифоне и температурой воздуха, температурой поверхности грязевого поля и временем существуют статистически значимые положительные линейные корреляционные связи. Линейная зависимость на три указанных фактора объясняет от 80 до 95 % дисперсии температуры водогрязевой смеси в грифонах. Установленные статистические закономерности достаточно устойчивы для измерений, выполненных в разное время суток (9, 12 и 18 часов), что позволяет при необходимости ограничиться замерами температуры с частотой один раз в сутки.

#### 4.5. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006–2007 гг. в деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Мониторинговые наблюдения 2006 г. (с 21 июля по 1 октября) и 2007 г. (с 11 июля по 27 сентября) проводились в условиях сейсмической активизации в регионе – Горнозаводского и Невельского землетрясений [Ершов, 2007; Ершов и др., 2008]. Оба землетрясения являются коровыми и считаются связанными с Западно-Сахалинской системой разломов. Горнозаводское землетрясение произошло 17 (18) августа 2006 г. и имело магнитуду  $M_s = 5,6$ , эпицентрального расстояние до вулкана составило около 85 км. Невельское землетрясение произошло 2 августа 2007 г. и имело магнитуду  $M_w = 6,2$ , эпицентрального расстояние до вулкана составило около 65 км. Наличие этих сейсмических событий в периоды наших наблюдений позволяет выделить связанные с ними закономерности в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана, распространяя их предположительно на грязевой вулканизм вообще.

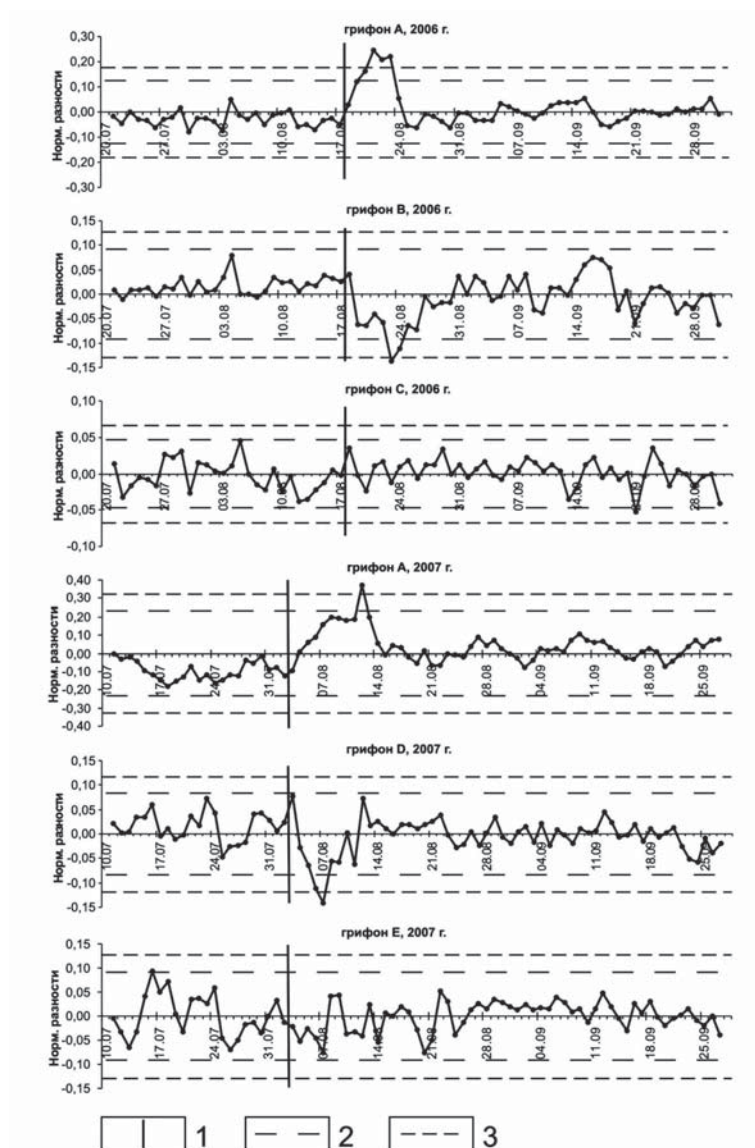
Как указано выше, значения температуры водогрязевой смеси в грифоне зависят от большого числа факторов, которые можно разделить на внутренние и внешние. К внешним факторам можно отнести метеорологические условия, форму и размеры грифона. К внутренним – скорость истечения водогрязевой смеси из грифона, интенсивность дегазации в грифоне, физические свойства водогрязевой смеси (прежде всего, ее вязкость и плотность).

Большое количество таких факторов и сложный характер их изменения во времени затрудняют создание адекватной детерминированной модели и, соответственно, получение для температуры водогрязевой смеси простых и точных аналитических выражений. На первых этапах исследования более предпочтительным видится статистический подход, при котором можно оперировать усредненными оценками измеряемого параметра. Существенные отклонения параметра от среднего значения рассматриваются как аномальные. В основе такого подхода лежит статистическая модель, используемая в регрессионном анализе по методу наименьших квадратов. В качестве переменных-регрессоров выступают температура окружающего воздуха и температура поверхности грязевого поля, характеризующая тепловую инерцию грифона. В результате статистического анализа выявлено, что линейной комбинацией этих переменных объясняется от 50 до 95 % дисперсии температуры водогрязевой смеси в грифоне – переменной-предиктора. Следовательно, отклонения от линейной зависимости могут рассматриваться как изменения в деятельности грифона. Проще всего о таких отклонениях судить по графикам остаточных разностей, образующихся после удаления линейной регрессии (детерминированной составляющей).

Температура водогрязевой смеси в период наблюдений 2006 г. измерялась один раз в сутки (в 12 часов), в период наблюдений 2007 г. – три раза в сутки (в 9, 12 и 18 часов). Измерения выполнялись цифровым термометром в 25–30 различных по морфологии, пространственному расположению и активности грифонах. Отметим, что за интервалы времени, которые проходили между нашими полевыми сезонами 2005–2007 гг., некоторые грифоны прекращали свою деятельность, а также возникали новые грифоны. Поэтому для каждого полевого сезона использовались своя отдельная нумерация и обозначение грифонов. Например, для грифона III.1 ниже нами используется обозначение «грифон А», а для грифона III.3 – «грифон F». На графиках остаточных разностей (рис. 4.18), нормированных на среднее значение температуры водогрязевой смеси в грифоне, на примере отдельных грифонов показаны различные типы температурного режима грифонов (для измерений в 12 часов).

Для ряда грифонов отчетливо видны положительные температурные аномалии, возникающие после землетрясений (рис. 4.18 – грифон А). Для других грифонов достаточно отчетливо просматриваются отрицательные температурные аномалии (рис. 4.18 – грифоны В и D). Часть грифонов практически не отреагировала на Горнозаводское и Невельское землетрясения (рис. 4.18 – грифоны С и Е).

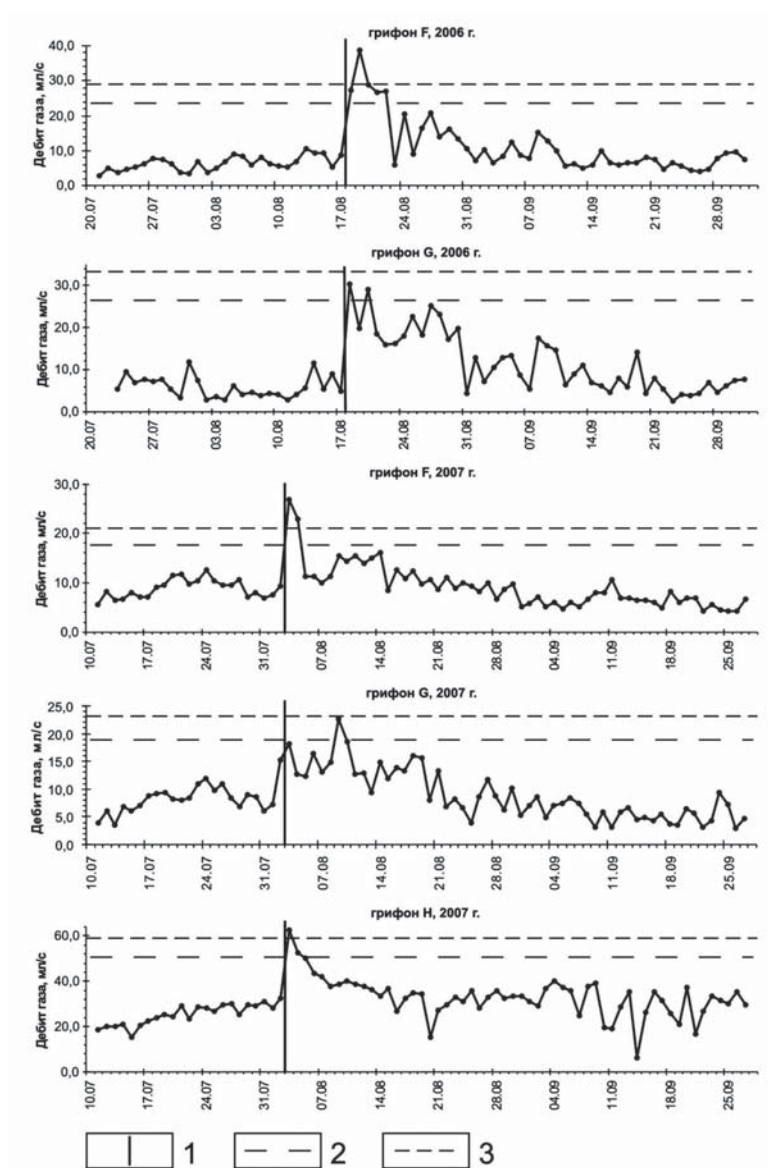
Дебит газа во время наблюдений 2006 г. измерялся один раз в сутки (в 12 часов), но в ряде случаев измерения выполнялись дважды (для таких случаев приводится среднее значение). В 2007 г. измерения дебита газа проводились три раза в сутки (в 9, 12 и 18 часов) и потом рассчитывалось его среднесуточное значение. Для всех грифонов, в которых проводились измерения, после указанных землетрясений наблюдается увеличение дебита газа в два-пять раз по сравнению с его средним уровнем в период наблюдений, предшествующий этим землетрясениям (рис. 4.19). Дебит газа измерялся в четырех-шести наи-



**Рис. 4.18. Остаточные разности для температуры водогрязевой смеси, нормированные на ее среднее значение в соответствующих грифонах.**

1 – указатель даты землетрясения; 2 – доверительные интервалы для доверительной вероятности 0,9, нормированные на среднее значение температуры водогрязевой смеси в грифоне; 3 – аналогично 2 для доверительной вероятности 0,95.

более активно действующих грифонах, для остальных грифонов измерения в силу технических причин не выполнялись. Однако отметим, что визуальные наблюдения также показывают резкое увеличение дебита газа во многих грифонах после указанных землетрясений. Описанный эффект постепенно «затухает» в течение нескольких дней.



**Рис. 4.19. Дебит газа в грифонах.**

1 – указатель даты землетрясения; 2 – доверительные интервалы для доверительной вероятности 0,9; 3 – аналогично 2 для доверительной вероятности 0,95.

Статистическая значимость полученных результатов проверялась с помощью неравенства Чебышева, для которого не требуется предположения о законе распределения остаточных разностей. Наблюдаемая аномалия считается достоверной, если она представляет собой выброс – значение, которое не принадлежит данному распределению. Известно, что для многих распределений доверительные интервалы, определяемые неравенством Чебышева, намного

превышают истинные. Поэтому границы интервалов определялись для двух значений доверительной вероятности: 0,9 и 0,95.

Предлагается следующая интерпретация эмпирических данных. При стационарном потоке водогрязевой смеси из грифона коэффициенты в уравнении множественной линейной регрессии для температуры водогрязевой смеси в грифоне являются постоянными (в пределах погрешности измерений). Остаточные разности для таких грифонов будут представлять небольшие случайные флуктуации около нулевого значения. Увеличение потока водогрязевой смеси приводит к уменьшению значений коэффициентов в уравнении регрессии, что выражается отрицательными аномалиями на графике остатков. Уменьшение потока дает противоположный эффект и, соответственно, приводит к положительным аномалиям.

Массоперенос водогрязевой смеси в грифоне осуществляется преимущественно выделяющимся из него газом. Соответственно, величина потока водогрязевой смеси определяется интенсивностью дегазации в грифоне. Сейсмическое воздействие на геосреду от относительно сильного и близкого землетрясения приводит к увеличению флюидопроницаемости разломной зоны [Шмонов и др., 2002]. Непосредственное прохождение сейсмических волн от землетрясения через систему очагов грязевого вулкана вызывает резкие изменения пластового давления, что способствует переходу растворенного газа в свободную фазу. Все эти процессы приводят к повышению интенсивности дегазации в грифоне и при прочих равных условиях увеличению потока водогрязевой смеси из него.

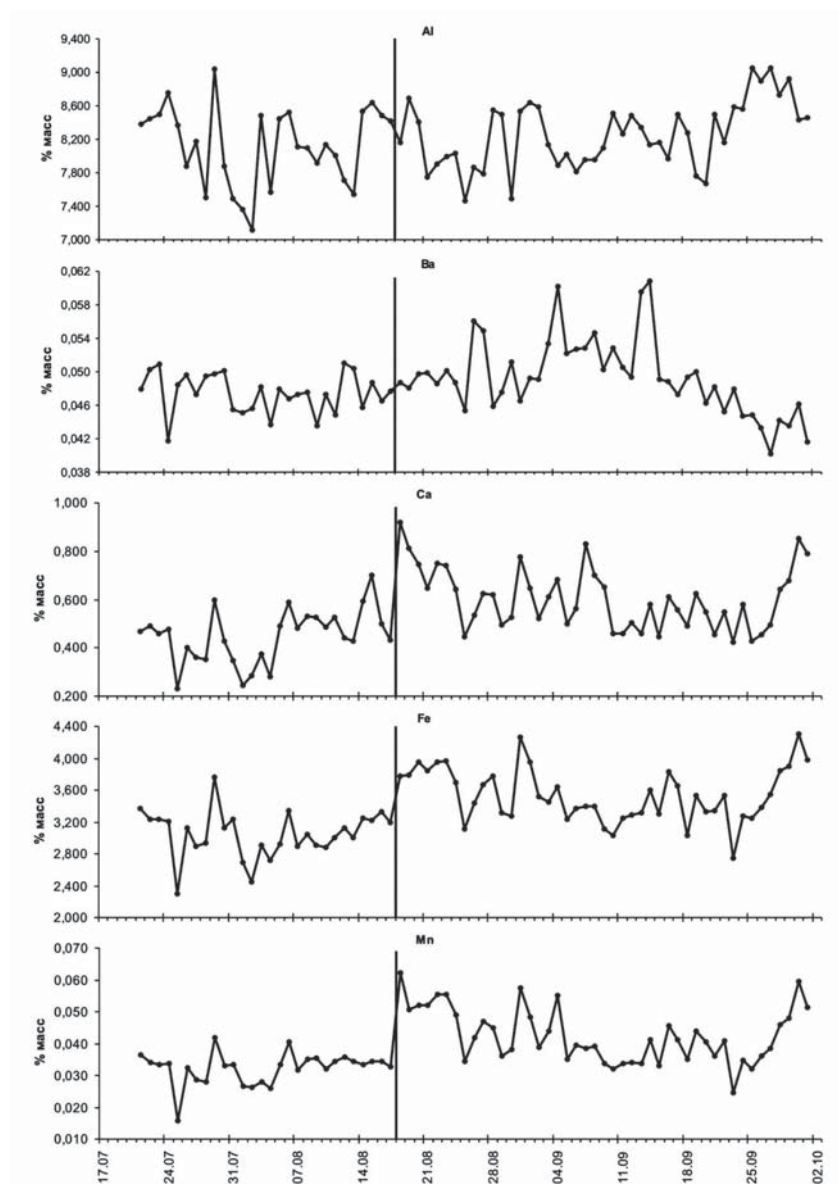
Однако визуальные наблюдения показывают, что после землетрясений в ряде грифонов происходит очень сильное изменение консистенции (густоты) водогрязевой смеси – вплоть до вязкой пластичной массы. В этом случае существенное увеличение вязкости и плотности водогрязевой смеси, несмотря на повышение интенсивности дегазации в грифоне, дает уменьшение потока водогрязевой смеси, что приводит к положительным аномалиям остаточных разностей.

Во время наблюдений 2006 и 2007 гг. из Главного грифона (грифона А, грифона III.1), который считается связанным с подводящим каналом вулкана, ежедневно на элементный анализ отбирались образцы водогрязевой смеси (рис. 4.20 и 4.21).

Полученные временные ряды элементного состава водогрязевой смеси в окрестностях дат, соответствующих Горнозаводскому и Невельскому землетрясениям, имеют локальные экстремумы для Са, Fe и Mn. Однако подобные экстремумы имеются и для других дат, что затрудняет однозначную интерпретацию полученных данных. Тем не менее мы склонны считать, что совпадения во времени Горнозаводского и Невельского землетрясений и аномалий элементного состава не являются случайными. Известно, что Са, Fe и Mn относятся к элементам, которые при наличии в системе «вода – порода – газ» значительного количества  $\text{CO}_2$  образуют растворимые гидрокарбонатные комплексы. Смещение химического равновесия в системе в результате внешних воздействий может приводить к осаждению карбонатов Са, Fe и Mn и, соответственно, увеличению содержания этих элементов в водогрязевой смеси.

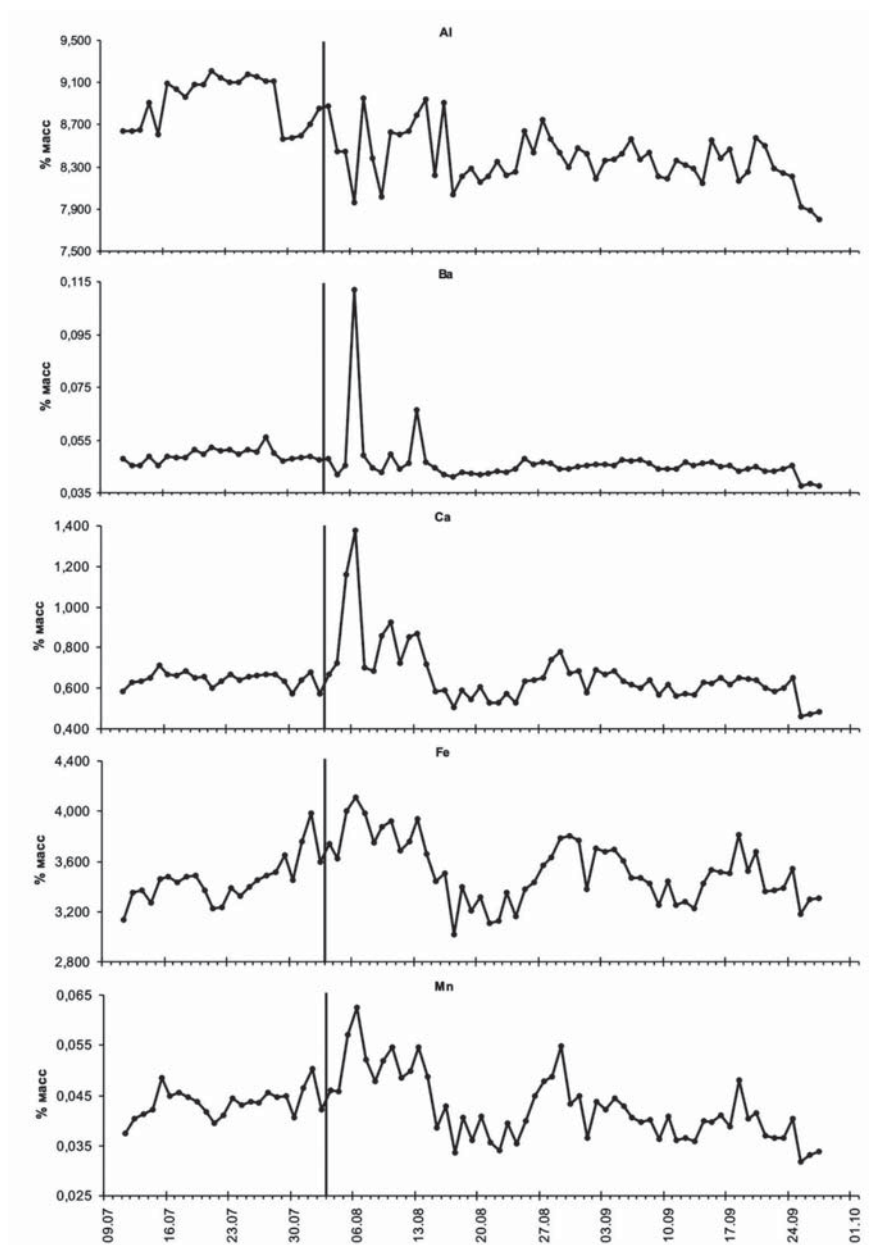
Отметим, что в настоящее время не существует детально разработанной физико-химической модели деятельности грязевых вулканов. Соответственно, вопрос о конкретных механизмах связи (и тем более о количественных ее оценках) между сеймотектоническими воздействиями и изменениями элементного состава остается открытым и требует дальнейших исследований.

Таким образом, нами впервые обнаружена и представлена на конкретном



**Рис. 4.20. Вариации элементного состава водогрязевой смеси в Главном грифоне в период наблюдений 2006 г. с указанием даты Горнозаводского землетрясения.**

фактическом материале ранее предполагавшаяся связь грязевулканической деятельности с сильными сейсмическими событиями в регионе. Установленные ко- и постсейсмические аномалии параметров грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана представляют собой его отклик на Горнозаводское и Невельское землетрясения. Отметим, что эффекты типа «предвестник» нашими исследованиями не обнаружены. Однако здесь необходимо учитывать характер-



**Рис. 4.21. Вариации элементного состава водогрязевой смеси в Главном грифоне в период наблюдений 2007 г. с указанием даты Невельского землетрясения.**

ную для прогнозного признака любого типа зависимость между интенсивностью проявления предвестника и параметрами землетрясения – магнитудой и эпицентральным расстоянием. Данных для статистической оценки такой зависимости на данный момент недостаточно.

#### 4.6. Математическое моделирование движения геофлюидов при грязевулканических процессах

Для понимания физических процессов, лежащих в основе грязевого вулканизма, их количественного описания и корректной интерпретации эмпирических данных необходимо создание адекватных математических моделей деятельности грязевых вулканов. На данный момент существует небольшое число работ, посвященных математическому моделированию грязевулканических процессов. В одной из первых подобных работ [Горкун, Сирык, 1967] использовано известное решение для установившегося движения газа в скважине и на его основе сделана оценка глубины газовой залежи, питающей грязевой вулкан. В другой работе [Каракин, 2000] подводящий канал грязевого вулкана моделируется вертикальным цилиндрическим каналом, по которому в изотермических условиях движется грязевая смесь. На основе системы уравнений компактизации дается численное решение поставленной прямой задачи. В работе азербайджанских авторов [Иванов, Гулиев, 2002] на основе известных соотношений из механики жидкости и газа выполнено приближенное описание миграции газа в подводящих каналах грязевых вулканов. В работе [Murton, Biggs, 2003] предложена модель формирования грязевулканических построек конусообразной формы, образующихся при извержениях подводных грязевых вулканов. В ее основе лежит закон Гагена – Пуазейля для установившегося течения вязкой несжимаемой жидкости в круговой цилиндрической трубе. На основе принципа изостатической компенсации между столбами грязевой смеси и морских осадочных отложений сделана оценка глубины залегания грязевулканического резервуара, питающего грязевой вулкан.

Указанные работы имеют ряд особенностей: моделирование в большинстве случаев выполняется на основе стационарных уравнений гидродинамики, разработанные модели не подразумевают постановку обратной задачи или дают ее неоднозначное решение, а также не позволяют объяснить достаточно строгую периодичность извержений грязевых вулканов.

Нами выполнен первый этап работ по математическому моделированию грязевулканических процессов на основе нестационарных уравнений движения геофлюидов [Доманский, Ершов, 2008; Ершов, Доманский, 2008]. Начатые работы планируется продолжить в дальнейшем для количественного описания сейсмотектонических воздействий на деятельность грязевых вулканов. В предложенной модели предполагается, что появление трещины тектонического разлома, выходящей на дневную поверхность, является основной предпосылкой возникновения грязевого вулкана. Данная трещина образует подводящий канал вулкана. При этом в области разлома по механизму нисходящей фильтрации из перекрывающих его осадочных толщ образуется слой водоглинистой массы, который подпирается снизу природными газами, исходящими из питающей грязевой вулкан газовой залежи. Общий схематический разрез моделируемой грязевулканической структуры представлен на рис. 4.22.

Согласно модели, разломная зона представляется трещиновато-пористой средой, через которую осуществляется фильтрация газа. Для нахождения распределения давления газа в подводящем канале при данной глубине залегания газовой залежи получено точное решение линеаризованной прямой начально-краевой задачи нестационарной фильтрации газа с учетом гравитационных сил. Исходная система уравнений для описания движения газа имеет вид:

$$m \frac{\partial \rho_c}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho_c \vec{v}_c) = 0 \quad - \text{уравнение неразрывности потока газа,}$$

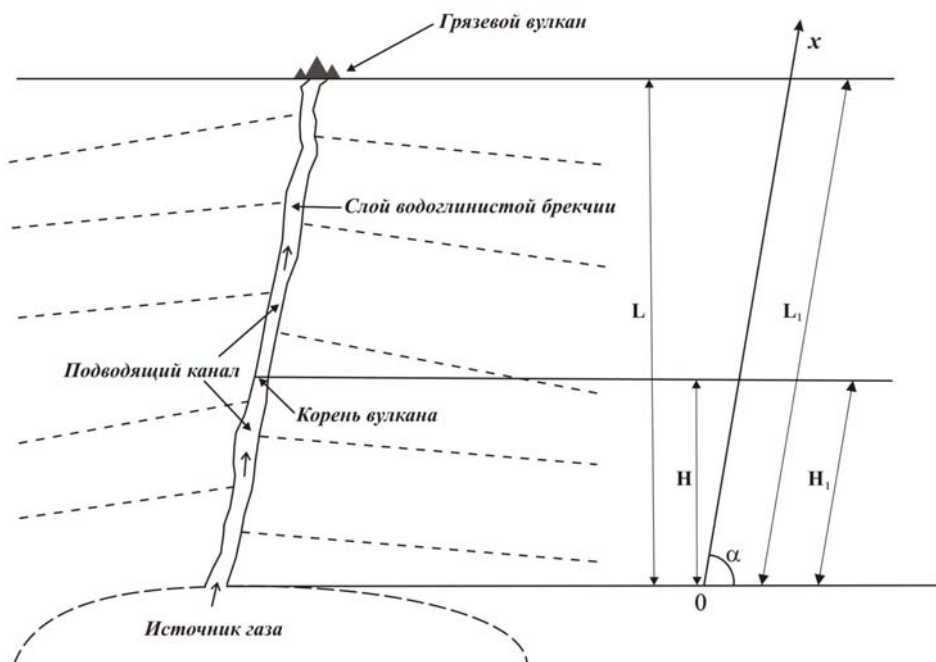


Рис. 4.22. Схематический разрез грязевого вулкана и основные обозначения.

$$\bar{v} = -\frac{k}{\mu_z} (\nabla p_z + \rho_z \bar{g} \sin \alpha) \quad \text{— уравнение фильтрации газа с учетом силы тяжести,}$$

$$\rho_z = \frac{\rho_0}{p_0} \frac{T_0}{zT} p_z \quad \text{— уравнение состояния реального газа,}$$

где  $v_z$ ,  $p_z$ ,  $\mu_z$  — скорость фильтрации, плотность, давление и вязкость газа,  $k$ ,  $m$  — проницаемость и пористость подводящего канала,  $\bar{g} = (g; 0; 0)$  — ускорение свободного падения,  $\alpha$  — угол падения подводящего канала,  $z$  — коэффициент сверхсжимаемости газа,  $p_0$ ,  $T_0$ ,  $\rho_0$  — нормальные давление, температура и плотность газа,  $T$  — температура на данной глубине. После линеаризации по Лейбензону и обезразмеривания исходная начально-краевая задача примет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + 2\sigma \frac{\partial u}{\partial x},$$

$$x=0: u=u_0, \quad x=1: \frac{\partial u}{\partial x} + 2\sigma u = 0, \quad t=0: u=0.$$

Здесь  $\rho_{пл}$  — средняя плотность пластовых пород,  $u = p_z^2$ ,  $u_0 = \bar{p}^2$ ,  $\bar{p} = p_{пл} = \rho_{пл} g L$ ,  $\sigma = \frac{\rho_0 T_0 g H}{p_0 z T}$ ,  $H = H_1 \sin \alpha$ . Переход к новым безразмерным переменным выполнялся следующим образом:  $x \rightarrow \frac{x}{H_1}$ ,  $t \rightarrow \frac{k \bar{p} t}{m \mu_z H_1^2}$ . Условие при  $x=0$  означает задание давления газа на входе в подводящий канал вулкана. Условие при  $x=1$

определяет нулевой поток газа у корня вулкана, что остается верным до начала вытеснения газом водоглинистой брекчии из подводящего канала вулкана.

Полученное уравнение является линейным однородным дифференциальным уравнением в частных производных второго порядка с постоянными коэффициентами, которое решено методом разделения переменных. Решение представляет собой разложение в ряд Фурье по ортогональной системе тригонометрических функций и имеет следующий вид:

$$u = u_0 e^{-2\sigma x} \left( 1 - 2e^{\sigma x - \sigma^2 t} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\gamma_k}{\sigma + \sigma^2 + \gamma_k^2} e^{-\gamma_k^2 t} \sin \gamma_k x \right),$$

где  $0 < \sigma, t < \infty$ ,  $0 < x < 1$ ,  $k = 1, 2$ . Система соответствующих собственных чисел  $\gamma_k$  определялась численным методом из уравнения  $tg \gamma_k = -\frac{\gamma_k}{\sigma}$  с точностью до  $10^{-8}$ .

Возвращаясь к переменной  $p_z$ , получим два следующих соотношения, которые используются нами для обсуждения результатов моделирования:

$$p_z = p_{nz} e^{-\sigma x} \sqrt{1 - 2e^{\sigma x - \sigma^2 t} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\gamma_k}{\sigma + \sigma^2 + \gamma_k^2} e^{-\gamma_k^2 t} \sin \gamma_k x},$$

$$\frac{p_z}{p_{nz}} = e^{-\sigma x} \sqrt{1 - 2e^{\sigma x - \sigma^2 t} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\gamma_k}{\sigma + \sigma^2 + \gamma_k^2} e^{-\gamma_k^2 t} \sin \gamma_k x}.$$

Распределение относительного давления газа  $\frac{p_z}{p_{nz}}$  в подводящем канале (при  $\sigma = 0,2$ ) для различных моментов безразмерного времени показано на рисунке (см. приложение 5, рис. 1). Соотношение для  $p_z$  показывает рост во времени давления газа у основания водоглинистой толщи до некоторого своего предельного значения при  $t = \infty$ . Если оно будет меньше или равно давлению вышележащей водоглинистой толщи, то вулкан (при отсутствии внешних воздействий) оказывается потухшим (погребенным). В противном случае происходит выброс водоглинистого материала (извержение вулкана), сброс давления газа, заполнение водоглинистой брекчией подводящего канала, и процесс повторяется заново. При вытеснении газом водоглинистой брекчии из подводящего канала под действием ее давления в теле вулкана по механизму гидроразрыва может образоваться система трещин. Часть трещин выходит на земную поверхность, и на поле грязевого вулкана возникает соответствующая им система грифонов.

Пример расчета роста давления газа под основанием водоглинистой толщи выполнен нами для числовых данных, относящихся к Южно-Сахалинскому грязевому вулкану. Согласно геологическим данным, плоскость сместителя Центрально-Сахалинского разлома, к которому приурочен вулкан, наклонена на запад под углами от 20–30 до 60–80 градусов [Мельников, 1987]. По стратиграфическим данным, корни грязевого вулкана находятся в пределах распространения алевролитов-аргиллитовых верхнемеловых толщ (быковской свиты), имеющей мощность до 3–5 км. Газовая смесь, выделяющаяся в грифонах вулкана, согласно разным литературным источникам, имеет следующий химический состав: содержание  $CO_2$  находится в пределах 40–70 %, содержание  $CH_4$  – в пределах 25–50 % [Шилов и др., 1961; Якубов и др., 1980; Занюков и др., 1982]. Следовательно, приближенно мож-

но считать газы Южно-Сахалинского вулкана бинарной смесью метана и углекислого газа со следующим содержанием компонентов:  $\text{CO}_2 \approx 60\%$ ,  $\text{CH}_4 \approx 40\%$ . Анализ соотношения стабильных изотопов углерода метана показывает, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  метана составляют от  $-23$  до  $-29\%$  PDB [Шакиров и др., 2008]. Существует зависимость изотопного состава углерода метана от температуры (глубины) генерации метана [Прасолов, Лобков, 1977]. Согласно этой зависимости, значения  $\delta^{13}\text{C}$  метана на Южно-Сахалинском вулкане соответствуют температуре его образования около  $250\text{--}350^\circ\text{C}$ . Учитывая, что среднее значение геотермического градиента в земной коре составляет примерно  $30^\circ\text{C}/\text{км}$ , получаем глубину залегания источника газа около  $8\text{--}12\text{ км}$ .

На основе приведенных фактов заданы следующие значения входных параметров математической модели: глубина газовой залежи  $L = 10000\text{ м}$ , мощность водоглинистой толщи  $H = 6000\text{ м}$ , вязкость газа  $\mu_g = 68,8 \times 10^{-6}\text{ Па} \cdot \text{с}$ , величина произведения коэффициента сжимаемости и температуры газа  $zT = 703^\circ\text{C}$ , пористость  $m = 0,1$ , плотность пластовых пород  $\rho_{пл} = 2500\text{ кг}/\text{м}^3$ , плотность водоглинистой брекчии  $\rho_{зл} = 1800\text{ кг}/\text{м}^3$ , угол падения подводящего канала  $\alpha = 60^\circ$ . Для оценки проницаемости подводящего канала (разломной зоны) нами использована формула  $k = 85000\text{ } b^2 m$ , где  $b$  – раскрытие трещины, мм [Справочное..., 1979]. Значения  $b$  взяты исходя из предположения о капиллярности трещин:  $b_1 = 0,0005\text{ мм}$ ,  $b_2 = 0,001\text{ мм}$ ,  $b_3 = 0,002\text{ мм}$ ,  $b_4 = 0,005\text{ мм}$ . Соответствующие значения проницаемости будут равны:  $k_1 \approx 0,0022\text{ дарси}$ ,  $k_2 \approx 0,0087\text{ дарси}$ ,  $k_3 \approx 0,035\text{ дарси}$ ,  $k_4 \approx 0,22\text{ дарси}$ . Давление, оказываемое водоглинистой толщей, препятствующей движению газа, определено как  $p_{зл} = p_{зл} g(L-H)$ . Результаты расчета для  $p_i$  представлены на рисунке (см. приложение 5, рис. 2).

Проведенные расчеты показывают, что при определенных значениях проницаемости (например,  $k = k_1$ ) давление газа будет меньше давления вышележащей водоглинистой толщи даже по истечении 20 лет. Соответственно, период времени между двумя извержениями вулкана в этом случае будет еще больше. Процесс вытеснения газом водоглинистой брекчии в подводящем канале вулкана может быть описан разными математическими моделями: моделями двухфазной фильтрации без учета капиллярных сил (модель Баклея – Леверетта) и с их учетом (модель Маскета – Леверетта), а также моделями поршневого вытеснения с непроницаемым или полупроницаемым поршнем. Однако независимо от выбранной модели является очевидным, что характерное время для процесса вытеснения водоглинистой брекчии должно быть гораздо больше, чем характерное время для процесса фильтрации газа. Поскольку средний период извержений Южно-Сахалинского вулкана составляет около 20 лет, то получаем, что значение проницаемости подводящего канала этого вулкана должно быть порядка  $0,1\text{ дарси}$ . Отметим, что эта и все приведенные выше оценки являются модельными и нуждаются в дополнительной проверке.

Таким образом, на основе нестационарного уравнения фильтрации реального газа предложена математическая модель, позволяющая определить распределение давления газа в подводящем канале при подготовке извержений грязевых вулканов. Входными параметрами для полученной математической модели являются глубина залегания области скопления газа, плотность и мощность водоглинистой толщи, угол падения и проницаемость разломной зоны, плотность пород осадочного слоя, а также состав газа, который определяет его плотность и вязкость. Варьируя значения параметров, получим различные значения периода извержений грязевых вулканов. Расчеты показывают, что основным параметром, определяющим период извержения грязевых вулканов, является проницаемость разломной зоны.

В рамках данной модели возможно следующее объяснение периодичности извержений грязевых вулканов. В процессе восходящей фильтрации газа давление в подводящем канале становится больше давления вышележащей водоглинистой толщи, что приводит к извержению вулкана. При сбросе давления газа при извержении происходит повторное заполнение подводящего канала водоглинистой брекчией и перекрытие доступа глубинных газов к земной поверхности. Таким способом происходит подготовка условий для нового извержения грязевого вулкана.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, представленные в настоящей монографии, позволили совместно изучить глубинное строение земной коры и верхней мантии и сеймотектонику Сахалино-Курильского региона. На основе совместного рассмотрения и анализа глубинных структур региона, поля тектонических напряжений, сейсмодислокаций и исследований грязевого вулканизма получены новые результаты и сделан ряд выводов.

Для оценки строения указанного региона рассмотрены Охотоморская плита, ее границы, эволюция, модели системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» и основная глубинная сейсмогенная структура региона – Курило-Камчатская сейсмофокальная зона (СФЗ). Определены границы основного структурного элемента региона – Охотской литосферной плиты. Показано, что они имеют разную природу и все три выделенные границы плиты окружены тремя региональными поясами повышенной сейсмичности.

Применение плитотектонических критериев и детальный анализ сейсмичности зон коллизий на границе Охотской литосферной плиты позволяют обоснованнее говорить о возможной здесь нефтегазоносности.

Установлено, что внутреннее строение и форма СФЗ значительно сложнее, чем считалось первоначально основоположниками тектоники плит, которые представляли ее в виде некой пластины, погружающейся в верхнюю мантию. Границы СФЗ, ассоциирующиеся с совокупностью гипоцентров землетрясений, имеют в пространстве более сложную форму, отличную от простой плиты (пластины) с субпараллельными поверхностями.

Детально рассмотрены глубинное строение и сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии южной части о. Сахалин. Выделены основные слои в земной коре (осадочный, гранитогнейсовый, гранулитогнейсовый, гранулитобазитовый), а также слои в верхней мантии. Приведено положение границ этих слоев в разрезе. Установлена современная сейсмичность юга о. Сахалин по данным детальных наблюдений станциями «Datamark» и «DAT». Выявлена приуроченность большинства очагов землетрясений к основным глубинным разломам, а также их пересечениям и оперяющим нарушениям.

При исследованиях структуры земной коры в регионе впервые применены методы сейсмотомографии. Они оказались эффективны для анализа однородных слабонерасслоенных структур земли. В земной коре такими объектами являются зоны разломов, магматические очаги вулканов и т. п. Применение этих методов оказалось способным нести ценную информацию об объемных неоднородностях.

При изучении проявлений динамики недр (сейсмичности, вариаций поля напряжений) в грязевом вулканизме о. Сахалин в полевые сезоны 2005–2007 гг. проведены мониторинговые наблюдения за дебитом газа, температурой и элементным составом водогрязевой смеси в грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Результаты исследований позволили уверенно говорить о связи грифонной деятельности грязевых вулканов с сейсмической активностью в регионе. На фактическом материале впервые показаны ко- и постсейсмические проявления в деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана сильных сейсмических событий юга о. Сахалин – Горнозаводского землетрясения 17 (18) августа 2006 г. и Невельского землетрясения 2 августа 2007 г.

Построены глубинные сейсмические разрезы и гипоцентры землетрясе-

ний по региональным профилям, секущим Охотоморский регион от южной части о. Сахалин до п-ова Камчатка и от Евразийского материка до Курильских о-вов и глубоководного желоба. По профилю Шантары – Матуа рассмотрены также механизмы очагов землетрясений. Это позволило установить главные особенности строения земной коры и сейсмотектоники региона.

Проведены исследования уникальных катастрофических землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. с магнитудами  $M_w = 8,3$  и  $M_w = 8,1$ , произошедших в районе Средних Курильских о-вов к востоку от о. Симушир, их афтершоков, положения главных толчков и механизмов, а также глубинного строения и разрывной тектоники. В результате установлено, что гипоцентр главного толчка землетрясения 15 ноября 2006 г. расположен в области внешней (западной) стороны СФЗ на ее перегибе под приостровным склоном желоба в резко воздымающемся гранулитобазитовом («базальтовом») слое коры, который на глубинах 7–15 км и более заменил находящийся западнее гранулитогнейсовый слой. Очаг землетрясения 13 января 2007 г. расположен под осью глубоководного желоба. Установлено соответствие в целом зон концентрации эпицентров афтершоков региональным разломам восточнее Средних Курильских о-вов. По результатам исследования механизмов главных толчков землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. установлено, что первое являлось пологим надвигом, второе – сбросом, что говорит, соответственно, об обстановке сжатия в первом случае и растяжения во втором. Сопоставление этих данных с механизмами очагов других землетрясений в районе Средних Курильских о-вов и анализ их положения представляют большой интерес для разработки модели образования СФЗ, в том числе механизма субдукции.

Рассмотрены вариации поля тектонических напряжений в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 1994 г. с  $M = 8,1$  восточнее Южных Курильских о-вов. В результате исследований впервые установлена цикличность в смене характера напряженного состояния литосферы и соответствующих ему сейсмодислокациях в очаговой зоне перед катастрофическим Шикотанским землетрясением на глубинах 0–150 км.

При исследованиях поля упругих напряжений и сейсмодислокаций о. Сахалин установлено, что в целом в пределах острова в характере напряженного состояния очага преобладают сжатие или растяжения и имеют место подвижки типа «взброс», «сброс», «взбрососдвиг», «сбрососдвиг», «поддвиг». На юго-западе о. Сахалин за последнее время в основном имели место подвижки типа «поддвиг», «пологий надвиг» и «сдвиг». Исследования тектонических полей напряжений и сейсмодислокаций исследуемого региона позволили судить о типах подвижек, установленных в различных частях и глубинах земной коры и верхней мантии региона.

Применен новый метод исследований тектонических напряжений (метод катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений), разработанный Ю. А. Ребецким. Приведены методика и первые результаты ее применения авторами в Курило-Охотском регионе. Согласно этому методу, выполнен расчет компонент тензоров тектонических напряжений и скорости (приращений) сейсмотектонических деформаций. Выполненная реконструкция параметров современного напряженного состояния земной коры Курило-Охотского региона позволила установить, что для него, с одной стороны, характерно наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

Основные типы тензора напряжений земной коры исследуемой области –

«чистый сдвиг». Для рассматриваемого региона характерно подобие тензоров напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций, что говорит о квазиизотропном поведении массивов горных пород на исследуемом масштабном уровне.

Оси минимального  $\sigma_{\text{нп}}$  и максимального  $\sigma_{\text{нз}}$  горизонтального сжатия ориентированы косо к простиранию желоба изучаемой сейсмофокальной области. В северо-восточной части на Камчатском участке СФЗ ориентация осей максимального горизонтального сжатия становится практически ортогональной к простиранию желоба. При этом наиболее резко смена ориентации осей псевдоглавных напряжений наблюдается в срединной части Курильской гряды.

Наиболее устойчивым параметром тензора напряжений по его распределению в пространстве оказалась ориентация поддвиговых касательных напряжений. Это может косвенно указывать на то, что именно поддвиговые касательные напряжения следует рассматривать в качестве активных сил, действующих на литосферную плиту со стороны мантии. Устойчивая ориентация поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках в земной коре в направлении от океанической плиты к континентальной, определяет соответствующий тип движения подкорового литосферного вещества как активные усилия современной стадии тектонического процесса.

Таким образом, авторами выполнены исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии, сейсмостектоники и грязевого вулканизма Сахалино-Курильского региона. Полученные результаты могут быть использованы при разработке геотектонических концепций, теорий механизма очага землетрясений, процесса его подготовки и прогноза развития. Результаты исследований также могут быть использованы при более объективном обосновании поисков месторождений нефти и газа в Охотоморском регионе. Выявление связи грифонной деятельности грязевых вулканов с сейсмичностью в регионе позволяет считать эффективным и целесообразным дальнейшее продолжение совместного изучения сейсмостектоники, поля тектонических напряжений, сейсмичности и грязевулканической деятельности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов, Г. И. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги / Г. И. Аносов, В. В. Аргентов, А. В. Петров [и др.] // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 1. – С. 10–18.
2. Априлов, С. Е. Тектоническое районирование центральной и южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным / С. Е. Априлов, О. Н. Ольшевская // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 1. – С. 53–66.
3. Аптекман, Ж. Я. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ / Ж. Я. Аптекман, Т. С. Желанкина, В. И. Кейлис-Борок [и др.] // Вычислительная сейсмология. – 1979. – Вып. 12. – С. 45–59.
4. Аргентов, В. В. Опыт применения малоглубинной сейсмики для выяснения строения Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана / В. В. Аргентов, В. В. Жигулев, О. А. Мельников [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 5. – С. 3–11.
5. Астахов, А. С. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации / А. С. Астахов, К. Ф. Сергеев, О. А. Мельников [и др.] // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 386. – № 2. – С. 223–228.
6. Балакина, Л. М. Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны / Л. М. Балакина // Физика Земли. – 1981. – № 8. – С. 3–24.
7. Балакина, Л. М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит / Л. М. Балакина // Физика Земли. – 1979. – № 5. – С. 16–30.
8. Балакина, Л. М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана / Л. М. Балакина // Физика Земли. – 1979. – № 4. – С. 43–52.
9. Балакина, Л. М. Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей / Л. М. Балакина // Физика Земли. – 1979. – № 9. – С. 3–21.
10. Балакина, Л. М. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений / Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Горбунова [и др.]. – М.: Наука, 1972. – 192 с.
11. Белоусов, В. В. Типы земной коры / В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова // Геотектоника. – 1985. – № 1. – С. 3–14.
12. Болдырев, С. А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту / С. А. Болдырев, С. А. Кац // Вулканология и сейсмология. – 1982. – № 2. – С. 80–96.
13. Болдырев, С. А. Построение скоростной модели Охотоморского блока мантии / С. А. Болдырев, С. Ф. Пономарев // Физика сейсмических волн и внутреннего строения Земли. – М., 1983. – С. 139–151.
14. Булин, Н. К. Глубинное строение Сахалина, Курильских островов и юго-восточной Камчатки по наблюдениям обменных PS-волн от землетрясений / Н. К. Булин // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 120–135.
15. Булин, Н. К. Применение метода обменных волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР / Н. К. Булин. – Л., 1984. – Т. 1. – 181 с.; Т. 2. – 194 с.

16. Варнавский, В. Г. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / В. Г. Варнавский, А. Э. Жаров, Г. Л. Кириллова [и др.]. – Владивосток: ДВО РАН, 2002. – 148 с.
17. Веселов, О. В. Особенности строения верхнемелового комплекса Пугачевского грязевого вулкана по геофизическим данным / О. В. Веселов, П. Ф. Волгин, Л. М. Лютая [и др.] // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России: доклады межд. науч. симпозиума, Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. – Т. 1. – С. 145–156.
18. Веселов, О. В. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О. В. Веселов, А. Я. Ильев, В. Э. Кононов [и др.]. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 160 с.
19. Викулин, А. В. Землетрясения – дуплеты 2006–2007 и 1780 гг. на Средних Курилах: закономерность или случайность? / А. В. Викулин // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири. – Южно-Сахалинск, 2007. – С. 10–11.
20. Войтов, Г. И. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях грифонных газов грязевых вулканов (на примере Южно-Каспийской и Таманской грязевулканических провинций) / Г. И. Войтов // Геохимия. – 2001. – № 4. – С. 422–433.
21. Гасанов, А. Г. Связь сейсмичности, грязевого вулканизма, появления геохимических аномалий в подземных водах Каспийского региона / А. Г. Гасанов, Р. А. Керимова // Отечественная геология. – 2005. – № 1. – С. 69–72.
22. Гемп, С. Д. Изотопный состав углерода углеродсодержащих газов ( $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ) грязевых вулканов Керченско-Таманской области / С. Д. Гемп, Н. В. Дуброва, З. Н. Несмелова [и др.] // Геохимия. – 1970. – № 2. – С. 243–247.
23. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоне. – М.: Наука, 1971. – 286 с.
24. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 353 с.
25. Горкун, В. Н. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине / В. Н. Горкун, И. М. Сирый // Геология и геофизика. – 1967. – № 2. – С. 30–42.
26. Гущенко, О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений / О. И. Гущенко // Поля напряжений в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 7–25.
27. Доманский, А. В. Математическое моделирование динамики геофлюидов в грязевулканических процессах (на примере грязевых вулканов Сахалина) / А. В. Доманский, В. В. Ершов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: материалы Всерос. конф., Москва, 22–25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 157–159.
28. Ершов, В. В. Грязевой вулканизм о. Сахалин и его связь с естественной сейсмичностью в регионе / В. В. Ершов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Первая регион. науч.-техн. конф., Петропавловск-Камчатский, 11–17 ноября 2007 г.: тез. докл. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. – С. 100.
29. Ершов, В. В. Статистический анализ температурного режима грифонов Южно-Сахалинского грязевого (газоводолитокластитового) вулкана / В. В. Ершов // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сборник материалов II (XX) Сахалинск. молодеж. школы, Южно-Сахалинск, 4–10 июня

2007 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. – С. 268–284.

30. Ершов, В. В. Исследования грязевого вулканизма о. Сахалин – проблемы и некоторые результаты / В. В. Ершов, М. Г. Гуринов // Изучение природных катастроф на Сахалине и Курильских островах: сборник материалов I (XIX) Межд. конф. молодых ученых, Южно-Сахалинск, 15–20 июня 2006 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. – С. 151–163.

31. Ершов, В. В. Математическое моделирование процесса подготовки извержений грязевых вулканов / В. В. Ершов, А. В. Доманский // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: третья Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 3–6 июня 2008 г.: тез. докл. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. – С. 27–30.

32. Ершов, В. В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006–2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газовой долитокластитового (грязевого) вулкана / В. В. Ершов, Б. В. Левин, О. А. Мельников [и др.] // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 423. – № 4. – С. 533–537.

33. Ершов, В. В. О необычном извержении Главного Пугачевского газовой долитокластитового («грязевого») вулкана на Сахалине зимой 2005 г. / В. В. Ершов, О. А. Мельников // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26. – № 4. – С. 69–74.

34. Жигулев, В. В. Глубинное строение Южно-Сахалинского грязевого вулкана по результатам комплексных сейсмических исследований / В. В. Жигулев, М. Г. Гуринов, В. В. Ершов // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27. – № 4. – С. 16–21.

35. Жигулев, В. В. Сейсмические исследования МОВ-ОГТ и МПВ на Южно-Сахалинском грязевом вулкане / В. В. Жигулев, Т. К. Злобин, В. В. Ершов [и др.] // Геофизика XXI столетия: 2006 год: сборник трудов Восьмых геофизических чтений имени В. В. Федынского, Москва, 2–4 марта 2006 г. – М.: Научный мир, 2007. – С. 158–163.

36. Занюков, В. В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана / В. В. Занюков, О. А. Мельников, В. И. Федорченко // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 127–130.

37. Землетрясения в СССР в 1991 году. – М.: ГС РАН, 1997. – С. 178–181.

38. Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. – М.: ГС РАН, 1997. – С. 289–293.

39. Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М.: ГС РАН, 1999. – С. 241–245.

40. Землетрясения Северной Евразии в 1994 году. – М.: ГС РАН, 2000. – С. 292–297.

41. Злобин, Т. К. Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны / Т. К. Злобин, А. Ю. Полец, Р. Г. Гуреев // Фундаментальные проблемы геотектоники: материалы XL Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. 1. – С. 258–262.

42. Злобин, Т. К. Строение земной коры и верхней мантии на юге Сахалина по данным МОВЗ с использованием сейсмических станций в Южно-Сахалинске и Углегорске / Т. К. Злобин, Р. Г. Гуреев // IV Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии», 21–23 января 2003 г. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2004. – С. 219–231.

43. Злобин, Т. К. Динамика сейсмического процесса и строение очаговых зон сильных землетрясений Сахалина и Курил / Т. К. Злобин. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2005. – 141 с.

44. Злобин, Т. К. Западная граница Охотской литосферной плиты / Т. К. Зло-

бин // Тезисы докладов 7-й межд. конф. по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна «Общие вопросы геотектоники», 30–31 октября 2001 г. – М., 2001. – С. 373–374.

45. Злобин, Т. К. Курило-Охотский регион: глубинные разломы – ослабленные зоны повышенной проницаемости (каналы дегазации и флюидов) / Т. К. Злобин // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: материалы Всерос. конф., Москва, 22–25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 172–175.

46. Злобин, Т. К. Модель строения нижележащей мантии под южной частью Охотского моря, связь ее с мантийным диапиром и мантийным плюмом / Т. К. Злобин // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, Хабаровск, 21–23 января 2001 г. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2003. – С. 204–218.

47. Злобин, Т. К. О возможной нефтегазоносности в зонах коллизии на границах Охотской литосферной плиты / Т. К. Злобин // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: материалы Всерос. конф., Москва, 22–25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 175–178.

48. Злобин, Т. К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» / Т. К. Злобин // Вестник ДВО РАН. – 2006. – № 1. – С. 26–32.

49. Злобин, Т. К. Природа наклона сейсмофокальных зон Бенъофа и вероятный механизм их образования / Т. К. Злобин // Доклады Академии наук СССР. – 1986. – Т. 289. – № 3. – С. 689–692.

50. Злобин, Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным) / Т. К. Злобин. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – 150 с.

51. Злобин, Т. К. Строение земной коры Охотского моря и ее нефтегазоносность в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным) / Т. К. Злобин. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2002. – 97 с.

52. Злобин, Т. К. Встречные сейсмофокальные зоны Охотской литосферной плиты / Т. К. Злобин, А. О. Бобков // Доклады Академии наук. – 2001. – Т. 381. – № 5. – С. 677–680.

53. Злобин, Т. К. Современная сейсмичность и разломная тектоника юга Сахалина / Т. К. Злобин, А. О. Бобков. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2003. – 124 с.

54. Злобин, Т. К. Изучение глубинного строения земной коры Охотской литосферной плиты / Т. К. Злобин, Л. М. Злобина // Тезисы докладов XXXII Тектонического совещания, Москва, 30 января–2 февраля 2001 г. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 245–248.

55. Злобин, Т. К. Модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» / Т. К. Злобин, Л. М. Злобина // Закономерности строения и эволюция геосфер, IV межд. междисциплинар. науч. симпозиум. – Хабаровск, 1998. – С. 314–316.

56. Злобин, Т. К. Строение земной коры Курильской островной системы / Т. К. Злобин, Л. М. Злобина // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 6. – С. 24–35.

57. Злобин, Т. К. Строение осадочного чехла и глубинных слоев земной коры Охотской литосферной плиты / Т. К. Злобин, Л. М. Злобина // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, Хабаровск, 23–25 января 2001 г. – Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2001. – С. 73–88.

58. Злобин, Т. К. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования / Т. К. Злобин, А. С. Костюкевич, Л. М. Злобина // Тихоокеанская геология. – 1998. – № 2. – С. 115–121.

59. Злобин, Т. К. Глубинные сейсмические исследования земной коры методами ГСЗ, МОВЗ и сейсмотомографии в северной части Татарского пролива, прилегающей части Сахалина и материка / Т. К. Злобин, С. У. Кухмазов, А. Ю. Полец // Ученые записки СахГУ. – 2008. – С. 8–14.
60. Злобин, Т. К. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M = 8,3$ ) и 13 января 2007 г. ( $M = 8,1$ ) и глубинного строения земной коры Средних Курил / Т. К. Злобин, Б. В. Левин, А. Ю. Полец // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 420. – № 1. – С. 111–115.
61. Злобин, Т. К. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги / Т. К. Злобин, Б. Н. Пискунов, Т. И. Фролова // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 2. – С. 185–188.
62. Злобин, Т. К. Неоднородная (блоково-клавишная) структура Курильской островной дуги и сейсмофокальной зоны / Т. К. Злобин, А. Ю. Полец // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: материалы ХLI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. 1. – С. 333–336.
63. Злобин, Т. К. Сейсмодислокации и разломы земной коры в западной части Охотского моря по профилю Шантары – Северный Сахалин – Поднятие АН СССР / Т. К. Злобин, А. Ю. Полец // Тезисы докладов Всерос. конф. «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле», Москва, 20–25 октября 2008 г. – М., 2008. – Т. 2. – С. 255–257.
64. Злобин, Т. К. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года / Т. К. Злобин, Л. Н. Поплавская, Б. В. Левин [и др.] // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 419. – № 6. – С. 820–823.
65. Злобин, Т. К. Сейсмотектонический сценарий подготовки катастрофического землетрясения на примере Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года (Южные Курилы) / Т. К. Злобин, Л. Н. Поплавская, Д. А. Сафонов [и др.] // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: материалы Межд. науч. симпозиума, Южно-Сахалинск, 27–30 сентября 2007 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. – С. 12–13.
66. Злобин, Т. К. Модель глубинного строения и детальные исследования современной сейсмичности Южного Сахалина / Т. К. Злобин, Д. А. Сафонов, Р. Г. Гуреев // Геофизика XXI столетия: 2005 год: сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В. В. Федынского, Москва, 3–5 марта 2005 г. – М.: Новый мир, 2006. – С. 129–134.
67. Злобин, Т. К. Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю Южный Сахалин – Охотское море – Камчатка / Т. К. Злобин, Д. А. Сафонов, Л. М. Злобина // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26. – № 3. – С. 46–55.
68. Иванов, В. В. Массообмен, углеводородообразование и фазовые переходы в осадочных бассейнах / В. В. Иванов, И. С. Гулиев. – Баку: Нафта-Пресс, 2002. – 107 с.
69. Иващенко, А. И. Землетрясение 4 (5) августа 2000 г. на Сахалине / А. И. Иващенко, Р. Ф. Булгаков, Чун Ун Ким [и др.] // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I российско-японский семинар, Хабаровск, 26–29 сентября 2000 г. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. – С. 109–125.
70. Иващенко, А. И. Эпицентральные наблюдения роя сильных землетрясений 2001 года на юге острова Сахалин: инструментальные и макросейсмические данные / А. И. Иващенко, Чун Ун Ким, Л. Н. Поплавская [и др.] // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана: сборник статей. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – Т. 2. – С. 161–193.

71. Иващенко, А. И. Напряженное состояние земной коры острова Сахалин в периоды подготовки, возникновения и развития очаговых зон сильных землетрясений / А. И. Иващенко, Л. Н. Поплавская, Чун Ун Ким [и др.] // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана: сборник статей. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – Т. 1. – С. 5–22.
72. Каракин, А. В. Флюидодинамическая модель грязевого вулканизма внутриконтинентального типа / А. В. Каракин, С. А. Каракин // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 374. – № 5. – С. 684–687.
73. Кариг, Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана / Д. Кариг // Новая глобальная тектоника. – М.: Мир, 1974. – С. 266–288.
74. Кендалл, М. Многомерный статистический анализ и временные ряды / М. Кендалл, А. Стюарт. – М.: Наука, 1976. – 736 с.
75. Кендалл, М. Статистические выводы и связи / М. Кендалл, А. Стюарт. – М.: Наука, 1973. – 900 с.
76. Ким, Чун Ун. Результаты сейсмических исследований в окрестности г. Южно-Сахалинска с использованием цифровой сейсмической станции «DATAMARK» / Чун Ун Ким, Рак Се Сен // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 163–175.
77. Клещев, К. А. Плитотектонические критерии прогноза нефтегазоносности / К. А. Клещев, В. С. Шеин, Д. А. Астафьев [и др.] // Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России. – М.: ВНИГНИ, 2001. – С. 3–18.
78. Кондорская, Н. В. О составлении унифицированного каталога сильных землетрясений Северной Евразии по инструментальным данным (1901–1990 гг.) / Н. В. Кондорская, И. В. Горбунова, И. А. Киреев [и др.] // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М., 1993. – Вып. 1. – С. 70–79.
79. Короновский, Н. В. Концепция глубинных разломов и тектоника плит / Н. В. Короновский, М. Г. Ломидзе // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М.: Научный мир, 2001. – С. 344–373.
80. Косминская, И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии / И. П. Косминская. – М.: Наука, 1968. – 227 с.
81. Косминская, И. П. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ / И. П. Косминская, С. М. Зверев, П. С. Вейцман [и др.] // Известия АН СССР: серия геофизическая. – 1963. – № 1. – С. 20–41.
82. Костров, Б. В. Механика очага тектонического землетрясения / Б. В. Костров. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
83. Косыгин, Ю. А. Главные системы разломов Дальнего Востока и их природа / Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов, А. А. Врублевский [и др.] // Разломы земной коры. – М.: Наука, 1977. – С. 54–65.
84. Краева, Н. В. Методика и результаты непрерывных (1992–2002 гг.) наблюдений сейсмичности юга Сахалина цифровой станцией IRIS / Н. В. Краева // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: доклады межд. науч. симпозиума, Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. – Т. 2. – С. 89–112.
85. Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика) / Под ред. Т. К. Злобина и М. С. Высокова. – Южно-Сахалинск: Сахалинское книж. изд-во, 2004. – 227 с.
86. Лагунова, И. А. О генезисе CO<sub>2</sub> в газах грязевых вулканов Керченско-Та-

- манской области / И. А. Лагунова // Геохимия. – 1974. – № 11. – С. 1711–1716.
87. Ландер, А. В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Корякского (Хаилинского) землетрясения 8 марта 1991 г. в контексте проблемы существования современной плиты Беринги / А. В. Ландер, Б. Г. Букчин, Д. В. Дроздин [и др.] // Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в литосфере, ориентированное на проблему прогноза землетрясений. – М., 1993. – Вып. 1. – С. 74–88.
88. Лутц, Б. Г. Эволюция эндогенных режимов в магматической истории Земли / Б. Г. Лутц // Строение и эволюция тектоносферы. – М.: ИФЗ АН СССР, 1987. – С. 10–45.
89. Львовский, Е. Н. Статистические методы построения эмпирических формул / Е. Н. Львовский. – М.: Высшая школа, 1988. – 239 с.
90. Мельников, О. А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области / О. А. Мельников. – М.: Наука, 1987. – 95 с.
91. Мельников, О. А. Южно-Сахалинский газоводолитокластитовый («грязевой») вулкан – уникальный объект природы на Дальнем Востоке России / О. А. Мельников. – Южно-Сахалинск, 2002. – 48 с.
92. Мельников, О. А. Некоторые результаты мониторинга Южно-Сахалинского газоводолитокластитового вулкана летом 2005 г. / О. А. Мельников, В. В. Ершов, Чун Ун Ким [и др.] // Вестник ДВО РАН. – 2008а. – № 4. – С. 66–72.
93. Мельников, О. А. О динамике грифонной деятельности газоводолитокластитовых («грязевых») вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) / О. А. Мельников, В. В. Ершов, Чун Ун Ким [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2008б. – Т. 27. – № 5. – С. 25–41.
94. Мельников, О. А. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине / О. А. Мельников, А. Я. Ильев // Тихоокеанская геология. – 1989. – Т. 8. – № 3. – С. 42–49.
95. Мельников, О. А. Необычное извержение Главного Пугачевского газоводолитокластитового («грязевого») вулкана на Сахалине зимой 2005 г. / О. А. Мельников, Б. В. Левин, В. В. Ершов // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 411. – № 1. – С. 85–88.
96. Нагорных, Т. В. Методические основы и результаты построения карт представительности землетрясений Сахалина, Приморья и Приамурья с гипоцентрами в земной коре / Т. В. Нагорных, Л. Н. Поплавская // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: доклады межд. науч. симпозиума, Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. – Т. 2. – С. 156–173.
97. Никитин, А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации / А. А. Никитин. – М., 1986. – 342 с.
98. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М.: Мир, 1974. – 471 с.
99. Новожилов, В. В. Основы нелинейной теории упругости / В. В. Новожилов. – М.; Л., 1948. – 211 с.
100. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 506 с.
101. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. – М.: ИЛОВМ РАН, 2000. – 193 с.
102. Океанология. Геофизика океана. – М.: Наука, 1979. – Т. 1. – С. 357–374.
103. Парфенов, Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии / Л. М. Парфенов. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.

104. Померанцева, И. В. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля» / И. В. Померанцева, А. Н. Мозженко. – М.: Недра, 1977. – 256 с.
105. Поплавская, Л. Н. Симуширское землетрясение 9 января 1989 года / Л. Н. Поплавская, А. О. Бобков, А. А. Бойчук [и др.]. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1991. – 54 с.
106. Поплавская, Л. Н. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации западного побережья Южного Сахалина / Л. Н. Поплавская, М. И. Рудик, Д. А. Сафонов [и др.] // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: межд. науч. симпозиум, Южно-Сахалинск, 27–30 сентября 2007 г.: тез. докл. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. – С. 21.
107. Прасолов, Э. М. Об условиях образования и миграции метана (по изотопному составу углерода) / Э. М. Прасолов, В. А. Лобков // Геохимия. – 1977. – № 1. – С. 122–135.
108. Ребецкий, Ю. Л. Восстановление величин главных напряжений в земной коре по полю их траекторий / Ю. Л. Ребецкий // Физика Земли. – 1991. – № 5. – С. 24–25.
109. Ребецкий, Ю. Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности / Ю. Л. Ребецкий // Доклады Академии наук. – 1999. – Т. 365. – № 3. – С. 392–395.
110. Ребецкий, Ю. Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов / Ю. Л. Ребецкий. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
111. Ризниченко, Ю. В. О сейсмическом течении горных масс / Ю. В. Ризниченко // Динамика земной коры. – М.: Наука, 1965. – С. 56–63.
112. Родников, А. Г. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения) / А. Г. Родников, В. Е. Хаин // Геотектоника. – 1971. – № 3. – С. 16–31.
113. Рождественский, В. С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы / В. С. Рождественский // Тихоокеанская геология. – 1993. – № 2. – С. 76–88.
114. Сейсмическая томография. – М.: Мир, 1990. – 416 с.
115. Сергеев, К. Ф. Тектоника Курильской островной системы / К. Ф. Сергеев. – М.: Наука, 1976. – 239 с.
116. Сергеев, К. Ф. Строение и геодинамические особенности литосферы Курильской островной системы / К. Ф. Сергеев, Чун Ун Ким, Е. В. Кочергин [и др.] // Строение сейсмофокальных зон. – М.: Наука, 1987. – С. 29–41.
117. Собисевич, А. Л. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа / А. Л. Собисевич, Н. И. Лаверова, Л. Е. Собисевич [и др.]. – М.: Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 2005. – 225 с.
118. Солодилов, Л. Н. Глубинное строение пролива Невельского и прилегающих областей по данным геофизических исследований / Л. Н. Солодилов, Ю. Ф. Коновалов, А. В. Егоркин [и др.] // Материалы международного научного симпозиума «Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты». – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. – Т. 1. – С. 129–132.
119. Сорочинская, А. В. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин / А. В. Сорочинская, Р. Б. Шакиров, А. И. Обжиров [и др.] // Вестник ДВО РАН. – 2008. – № 4. – С. 58–65.
120. Справочное руководство гидрогеолога / Под ред. В. М. Максимова. – Л.: Недра, 1979. – Т. 1. – 512 с.

121. Стрельцов, М. И. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья / М. И. Стрельцов, В. С. Рождественский // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – Вып. 2–3. – С. 387–407.
122. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М.: Наука, 1964. – 308 с.
123. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода к Тихому океану. – Новосибирск: Наука, 1976. – 367 с.
124. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. – М.: Наука, 1987. – 87 с.
125. Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. – М.: Наука, 1969. – 162 с.
126. Суворов, А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным / А. А. Суворов. – Новосибирск: Наука, 1975. – 102 с.
127. Тараканов, Р. З. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов / Р. З. Тараканов, Чун Ун Ким, Р. И. Сухомлинова // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 99–109.
128. Тараканов, Р. З. Зоны возможных очагов землетрясений Курило-Охотского региона / Р. З. Тараканов, А. О. Бобков // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. VI. – С. 94–110.
129. Тараканов, Р. З. Скоростные особенности строения верхней мантии области перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Р. З. Тараканов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – 53 с.
130. Тихонов, И. Н. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. / И. Н. Тихонов, Н. Ф. Василенко, А. С. Прытков [и др.] // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: межд. науч. симпозиум, Южно-Сахалинск, 27–30 сентября 2007 г.: тез. докл. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. – С. 27–28.
131. Федотов, С. А. 20 лет долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1981–1985 гг., в целом за 1965–1985 гг. и прогноз на 1986–1990 гг. / С. А. Федотов, С. Д. Чернышев // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 6. – С. 93–109.
132. Хаин, В. Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез / В. Е. Хаин. – М.: Недра, 1985. – 292 с.
133. Харахинов, В. В. Разломы Сахалина / В. В. Харахинов, С. Д. Гальцев-Безюк, А. А. Терещенко // Тихоокеанская геология. – 1964. – № 2. – С. 77–86.
134. Харахинов, В. В. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / В. В. Харахинов, И. К. Туезов, В. А. Бабошкина [и др.]. – М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. – 338 с.
135. Цитенко, Н. Д. Воды Дагинских горячих ключей на о. Сахалине (к вопросу о формировании химического состава хлоркальциевых вод) / Н. Д. Цитенко // Труды ВНИГРИ. – 1961б. – Вып. 181. – С. 203–212.
136. Цитенко, Н. Д. Грязевые вулканы в Дагинском районе о. Сахалина / Н. Д. Цитенко // Труды ВНИГРИ. – 1961а. – Вып. 181. – С. 171–175.
137. Череменин, Г. А. Прикладная геотермия / Г. А. Череменин. – Л.: Недра, 1977. – 224 с.
138. Шакиров, Р. Б. Изменчивость газогеохимических параметров Южно-Сахалинского и Путачевского грязевых вулканов (о. Сахалин) / Р. Б. Шакиров,

- Н. С. Сырбу, В. В. Ершов // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: третья Сахалинская молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 3–6 июня 2008 г.: тез. докл. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. – С. 42–44.
139. Шакхновский, И. М. Происхождение нефтяных и газовых месторождений / И. М. Шакхновский // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2002. – № 3. – С. 16–24.
  140. Шилов, В. Н. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. / В. Н. Шилов, М. А. Захарова, А. Я. Ильев [и др.] // Труды СахКНИИ СО АН СССР. – 1961. – Вып. 10. – С. 83–99.
  141. Шмонов, В. М. Флюидная проницаемость пород земной коры / В. М. Шмонов, В. М. Витовтова, А. В. Жариков. – М.: Научный мир, 2002. – 210 с.
  142. Юнга, С. Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры / С. Л. Юнга // Физика Земли. – 1979. – С. 14–23.
  143. Якубов, А. А. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью / А. А. Якубов, Б. В. Григорьянц, Ад. А. Алиев [и др.]. – Баку: Элм, 1980. – 167 с.
  144. Aki K., Christoffersson A., Husebye E. S. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere // J. Geophys. Res. – 1977. – Vol. 82. – № 2. – P. 277–296.
  145. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys. Res. – 1984. – № 89. – P. 5835–5848.
  146. Byerlee J. D. Frictional Characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res. – 1967. – Vol. 72. – № 14. – P. 3639–3648.
  147. Gorbato A., Widiyantoro S., Fukao and Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J. Int. – 2000. – № 142. – P. 27–36.
  148. Handin J. On the Colombo-Mohr failure criterion // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74. – № 22. – P. 5343–5348.
  149. <http://neic.usgs.gov>
  150. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926–1968 // Geophys. Mag. – 1971. – Vol. 35. – № 3. – P. 207–274.
  151. Isacks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes // Rev. Geophys. and Space Phys. – 1971. – Vol. 9. – № 1. – P. 103–174.
  152. Kao H., Chen W.-P. Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril-Kamchatka arc // J. Geophys. Res. – 1995. – Vol. 100. – № 7. – P. 9881–9903.
  153. Martinelli G., Dadomo A. Mud volcano monitoring and seismic events / Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Baku, Azerbaijan, 20–22 May, 2003. – Dordrecht: Springer, 2005. – P. 187–199.
  154. Murton B.J., Biggs J. Numerical modelling of mud volcanoes and their flows using constraints from the Gulf of Cadiz // Marine Geology. – 2003. – Vol. 195. – P. 223–236.
  155. Rozhdestvenskiy V.S. and Saprygin S.V. Structural Relationships between the Neogene and Quaternary Assemblages; Active Faults, and Seismicity in Southern Sakhalin // Geol. of Pac. Ocean. – 2001. – Vol. 16. – P. 1051–1070.
  156. Rummel F., Alheid H.J., Frohn C. Dilatancy and fracture Induced velocity changes in rock and their relation to friction sliding // Pure and Appl. Geophys. – 1978. – Vol. 116. – P. 743–764.
  157. Stauder W. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes

with relation to subduction of the oceanic plate // J. Geophys. Res. – 1973. – № 23. – P. 5033–5061.

158. Stesky R. M. Rock friction-effect of confining pressure, temperature, and pore pressure // Pure and Appl. Geophys. – 1978. – Vol. 116. – P. 691–704.

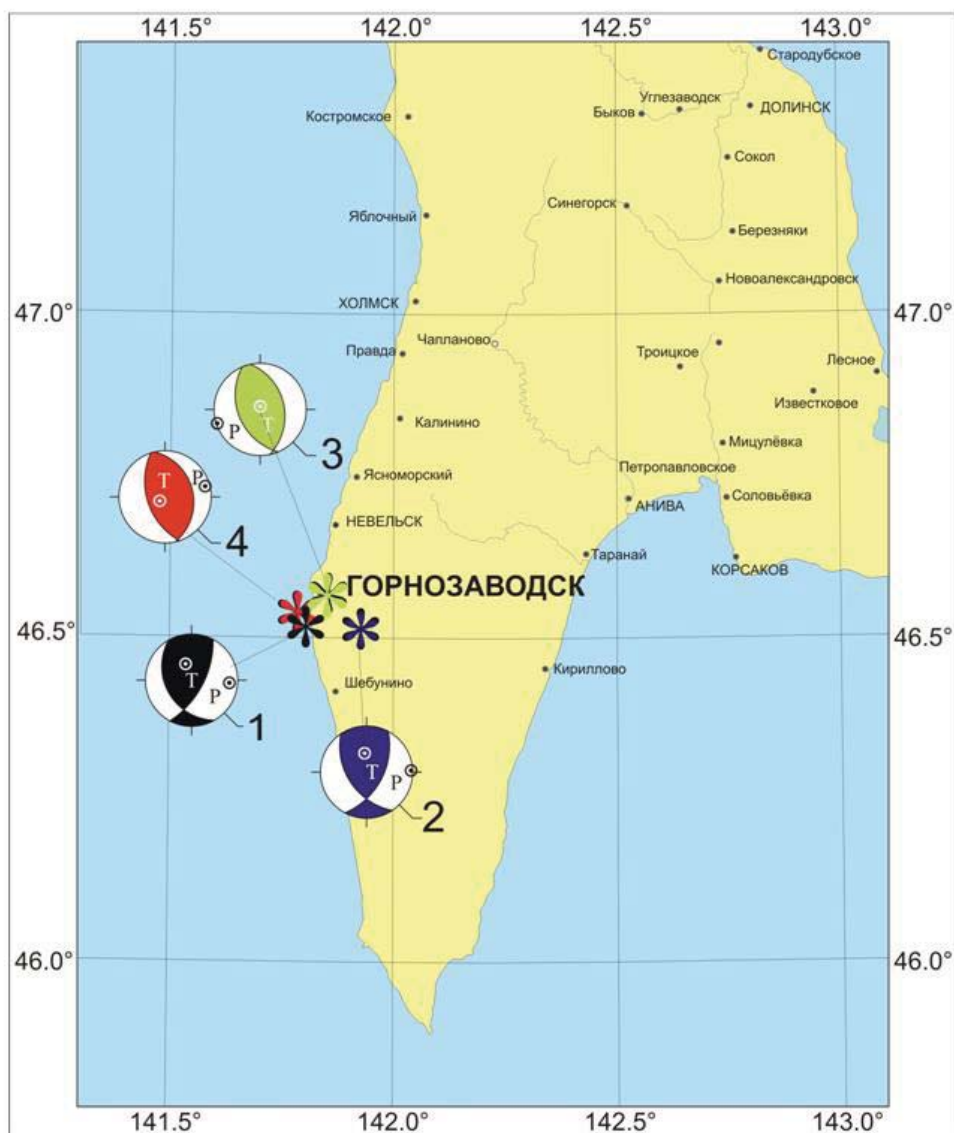
159. Yamanaka Y., Miyamake T. and Hirahara K. Tree-dimensional S-wave velocity structure beneath the Japan Islands – Configuration of the subducting slab // Bul. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. – 1992. – Vol. 67. – P. 265–302.

160. Yang T. F., Fu C.C., Walia V. et al. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and Appl. Geophys. – 2006. – Vol. 163. – P. 693–709.

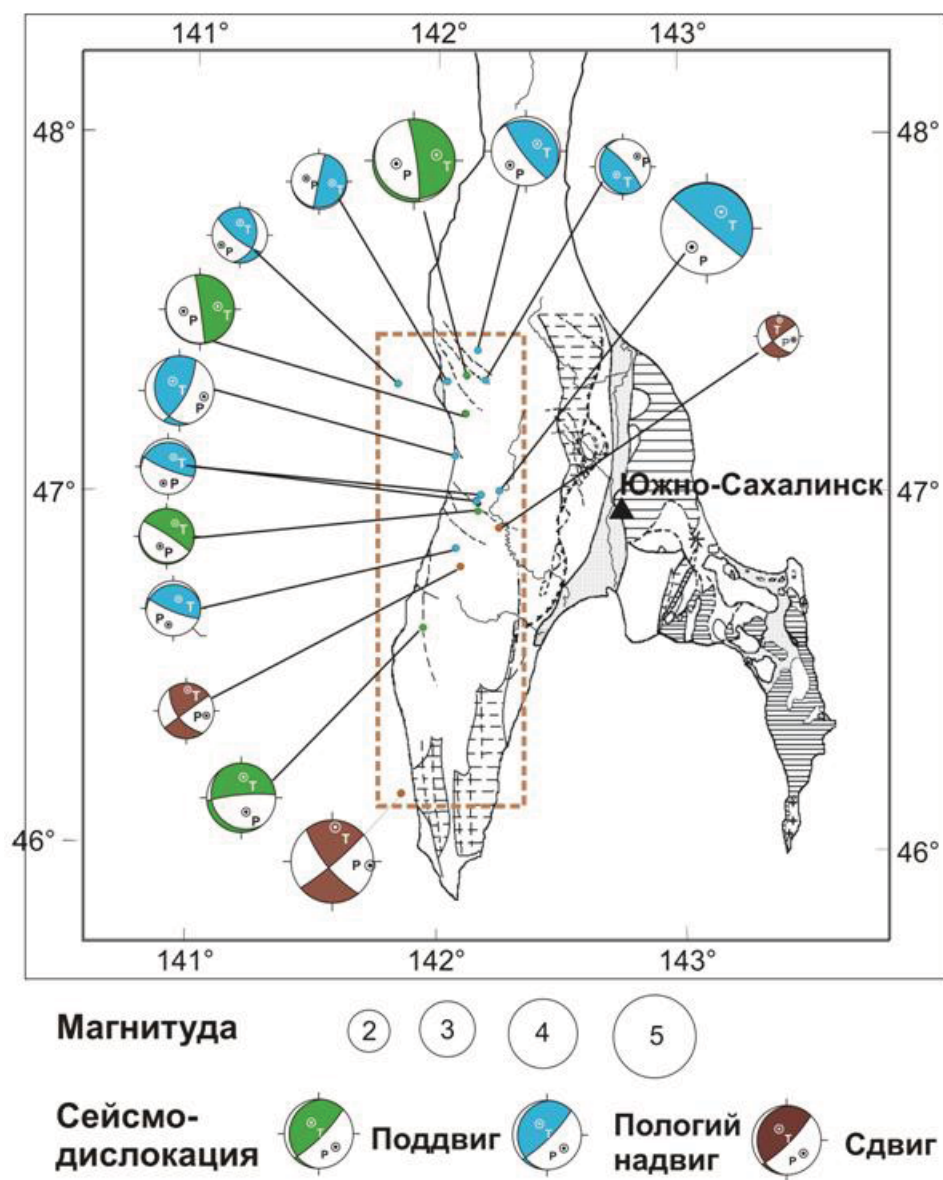
161. Zhigulev V. V., Kononov V. E. Evaluation of the oil & gas presence in the Derygin basin (Okhotsk sea) from seismic data // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: Materials of VII Inter. Interdisciplin, Vladivostok, 20–24 September, 2005. – Vladivostok: FEB RAS. – P. 280–284.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

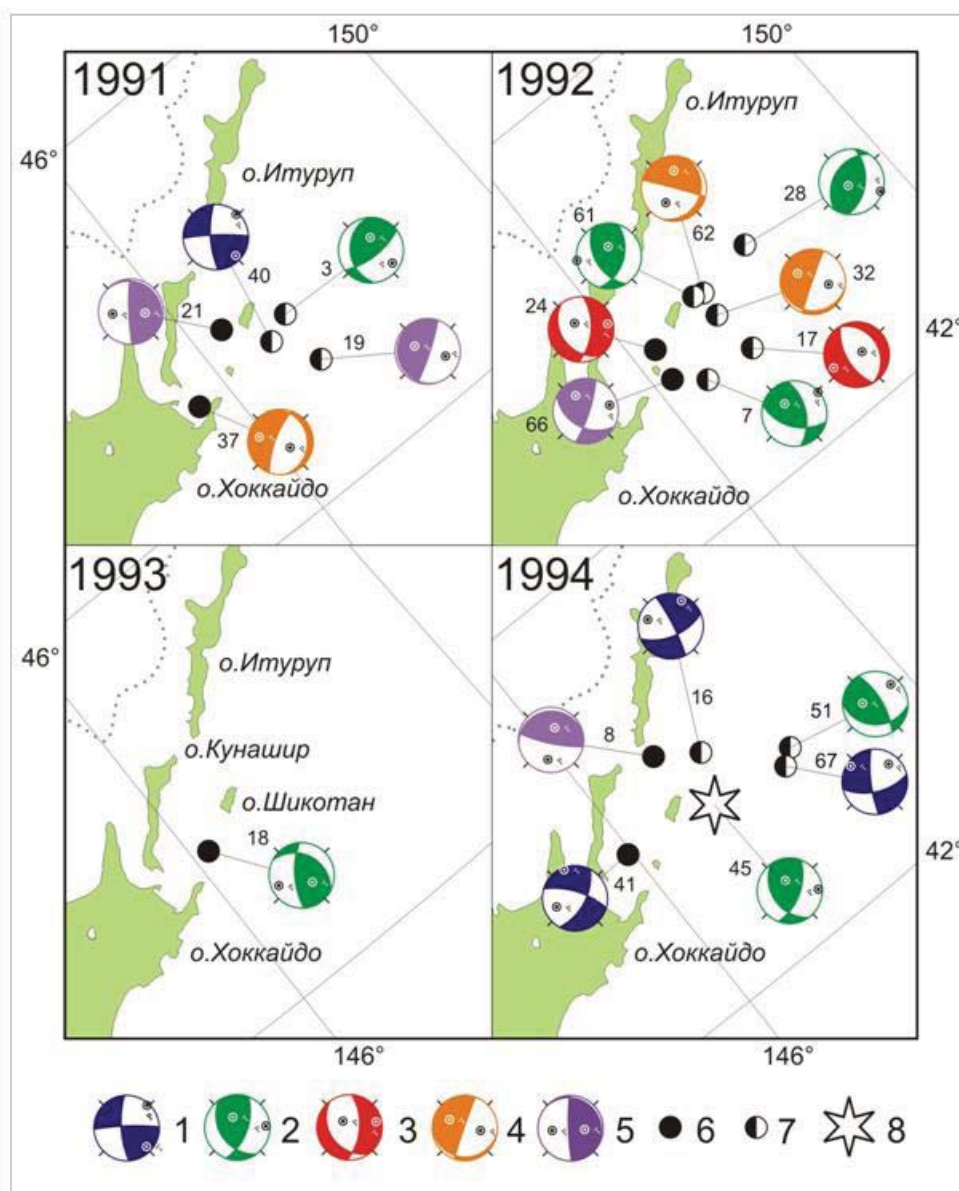
### Приложение 1



Положение эпицентра и стереограммы механизма Горнозаводского землетрясения по данным разных агентств (нижняя полусфера) по работе [Поплавская и др., 2007].

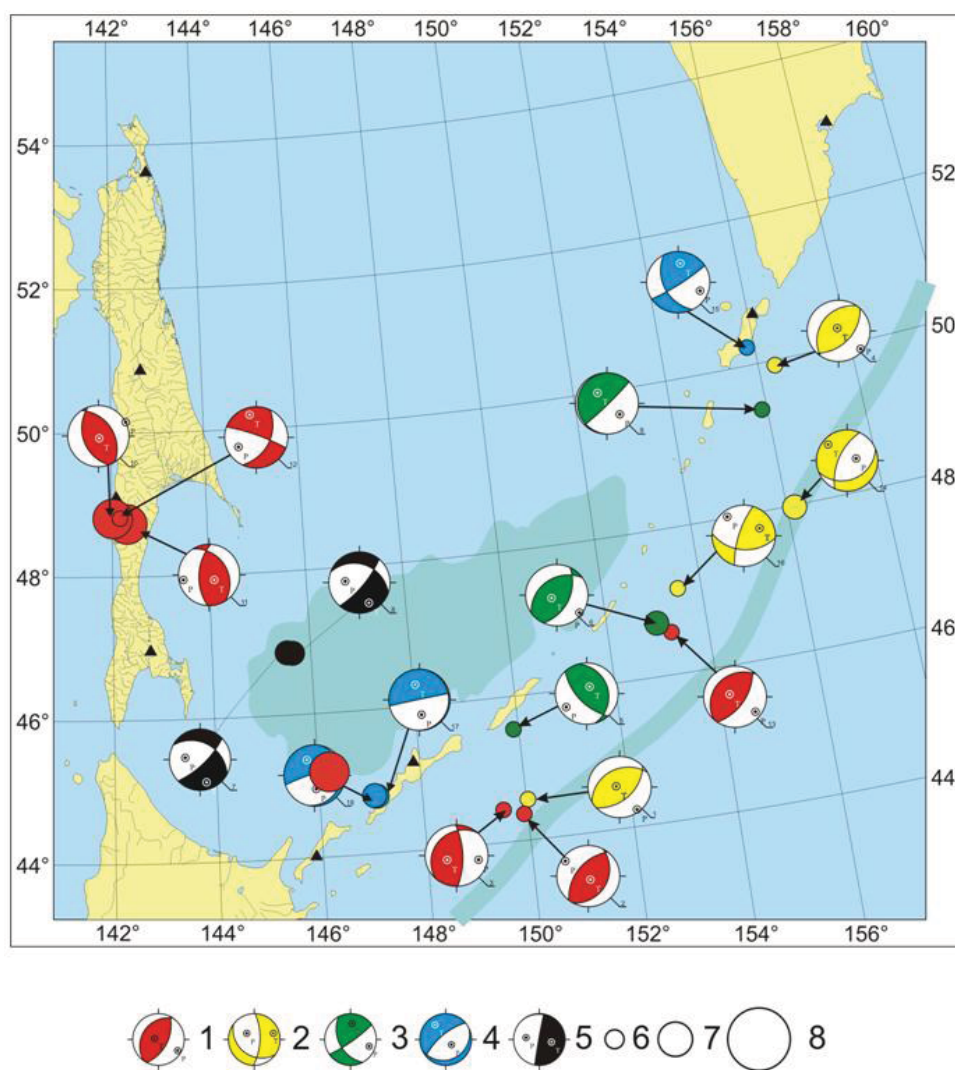


Сейсмодислокации западного побережья юга о. Сахалин в 1981–2004 гг. по работе [Поплавская и др., 2007].



**Очаги землетрясений 1991–1994 гг., предшествующих  
Шикотанскому землетрясению 4 (5) октября 1994 г.**

1–5 – основные сейсмодислокации: 1 – сдвиг; 2 – взброс; 3 – сброс; 4 – поддви́г;  
5 – пологий надвиг; 6–8 – классификация по глубине (Н) залегания гипоцентра:  
6 –  $H < 30$  км; 7 –  $H = 30\div 70$  км; 8 –  $H > 70$  км; 9 – катастрофическое  
землетрясение 4 (5) октября 1994 г.



**Рис. 1. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2000 г. по каталогу NEIC.**

1–5 – основные сейсмодислокации: взброс (1), сброс (2), сдвиг (3), поддвиг (4) и надвиг (5); 6–8 – магнитуда:  $5,0 \leq M \leq 5,9$  (6),  $6,0 \leq M \leq 6,9$  (7),  $7,0 \leq M \leq 7,9$  (8); цветом на стереограммах показана глубина  $H$  гипоцентра землетрясений: красным –  $H = 0-30$  км, желтым –  $H = 31-60$  км, зеленым –  $H = 61-90$  км, синим –  $H = 91-150$  км, черным –  $H = 150-640$  км.

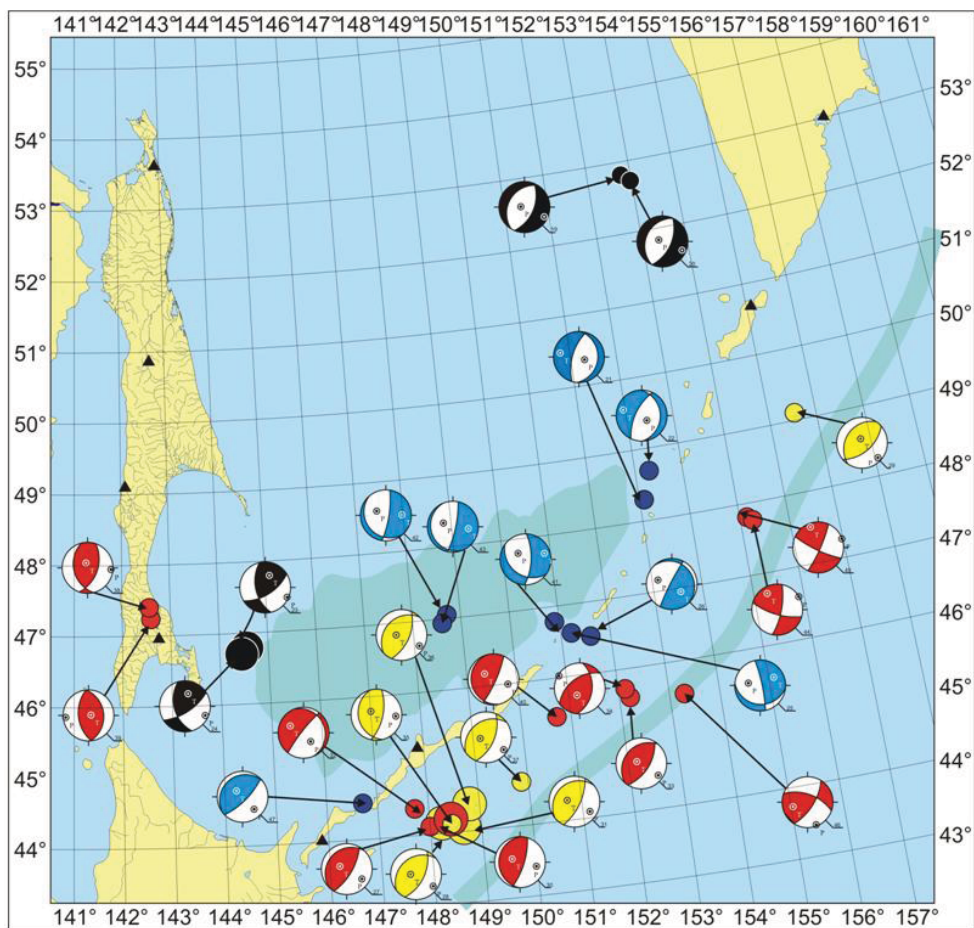


Рис. 2. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2001 г. по каталогу NEIC (условные обозначения на рис. 1).

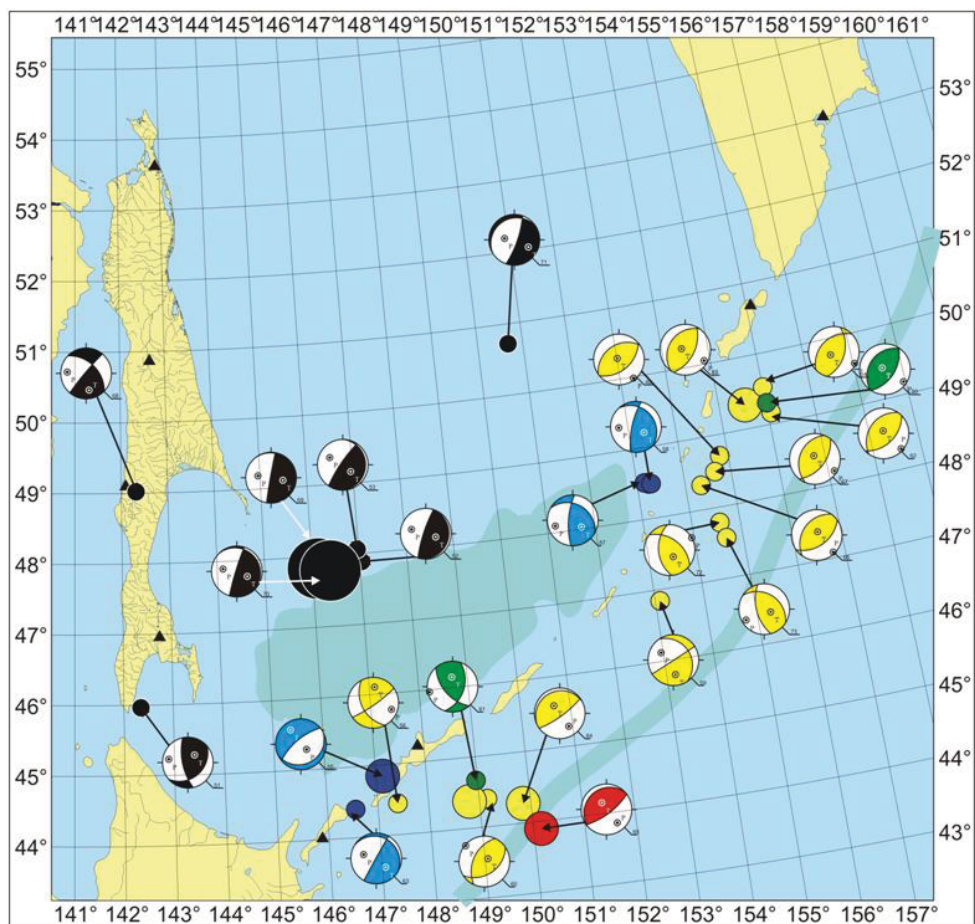


Рис. 3. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2002 г. по каталогу NEIC (условные обозначения на рис. 1).

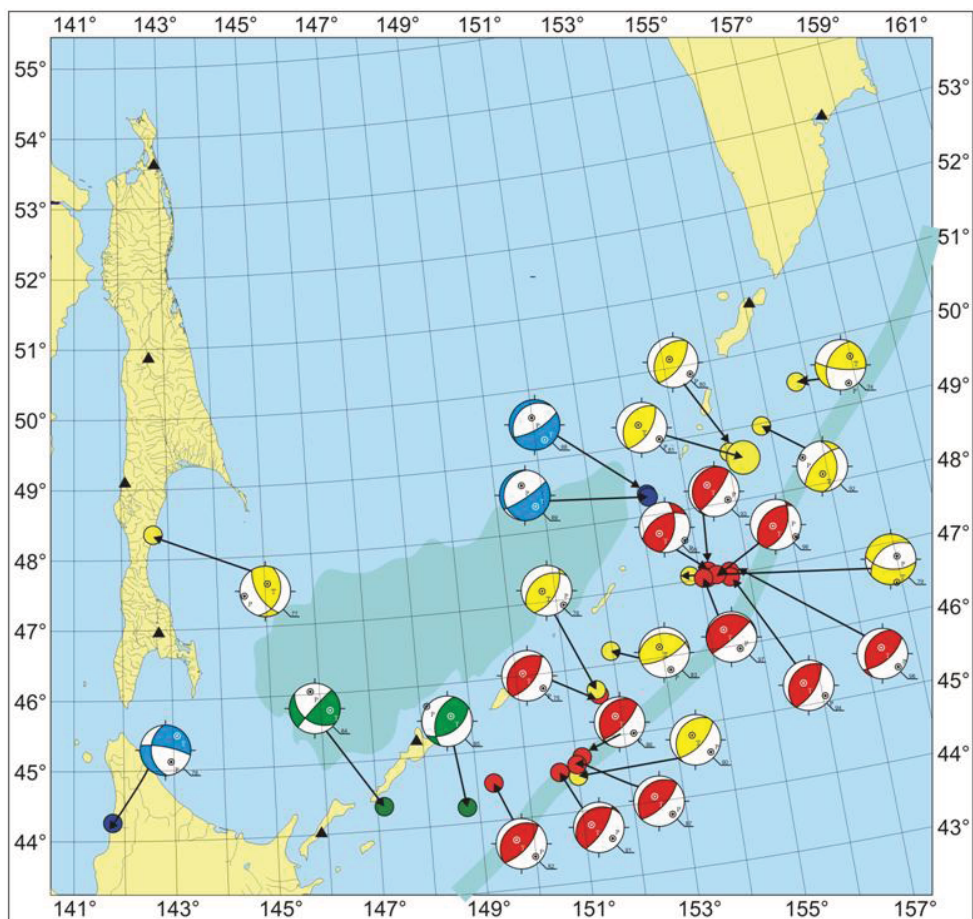


Рис. 4. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2003 г. по каталогу NEIC (условные обозначения на рис. 1).

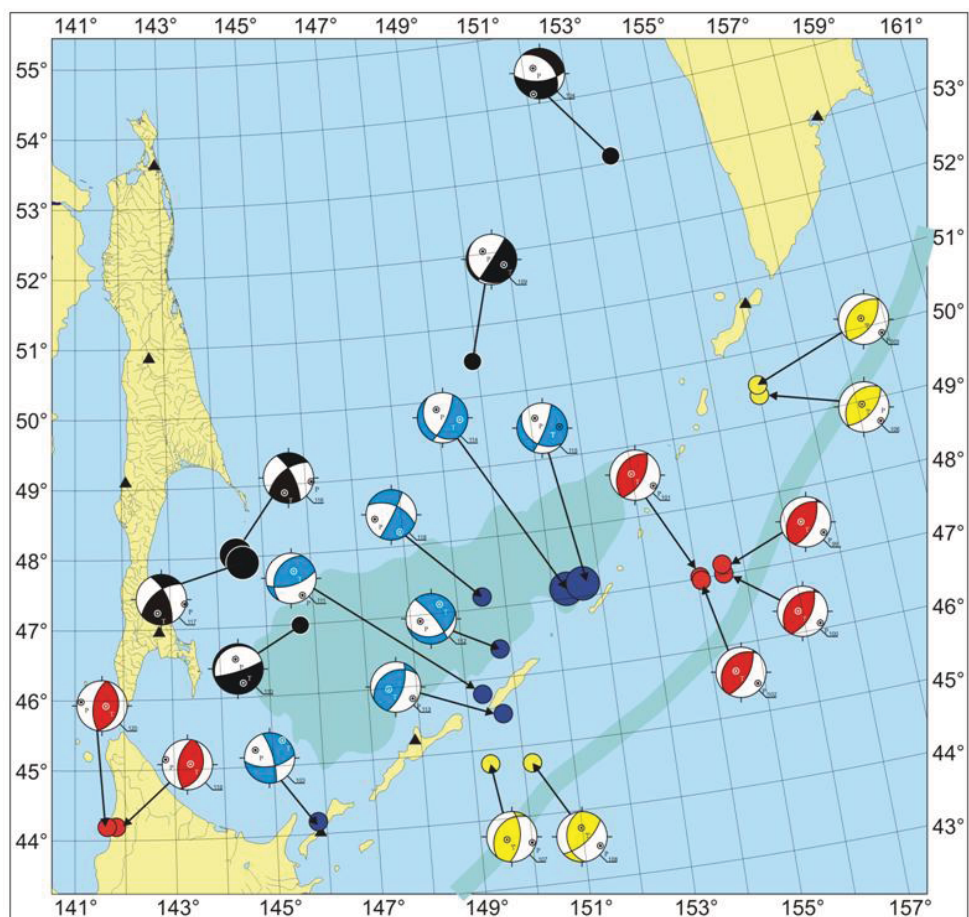


Рис. 5. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2004 г. по каталогу NEIC (условные обозначения на рис. 1).

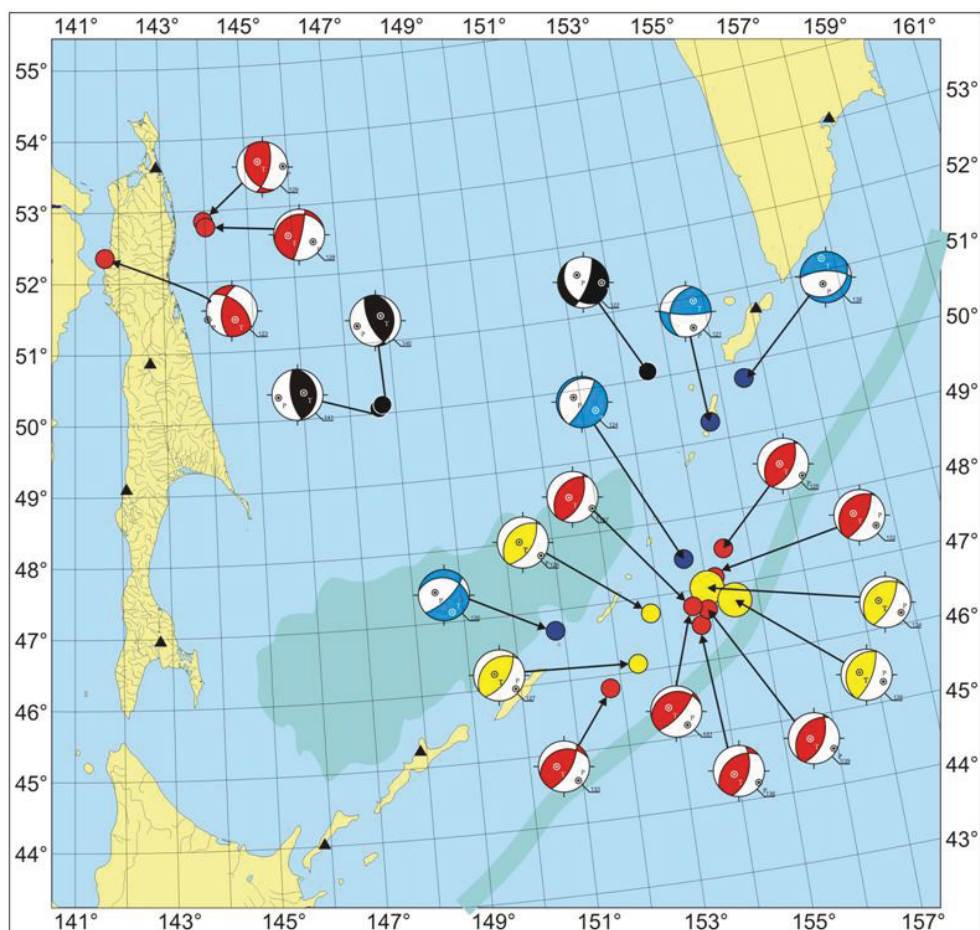


Рис. 6. Пространственное распределение сейсмодислокаций в очагах коровых землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов в 2005 г. по каталогу NEIC (условные обозначения на рис. 1).

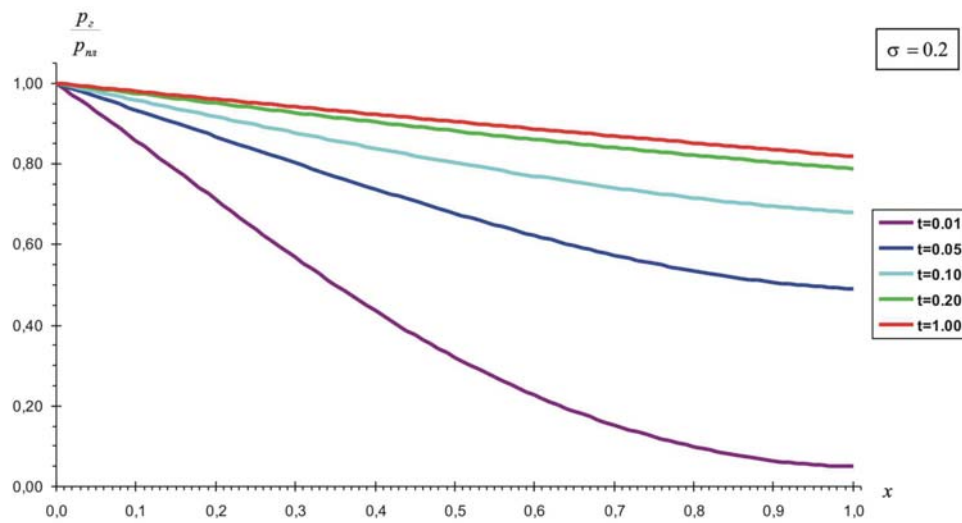


Рис. 1. Распределение относительного давления газа по длине подводящего канала.

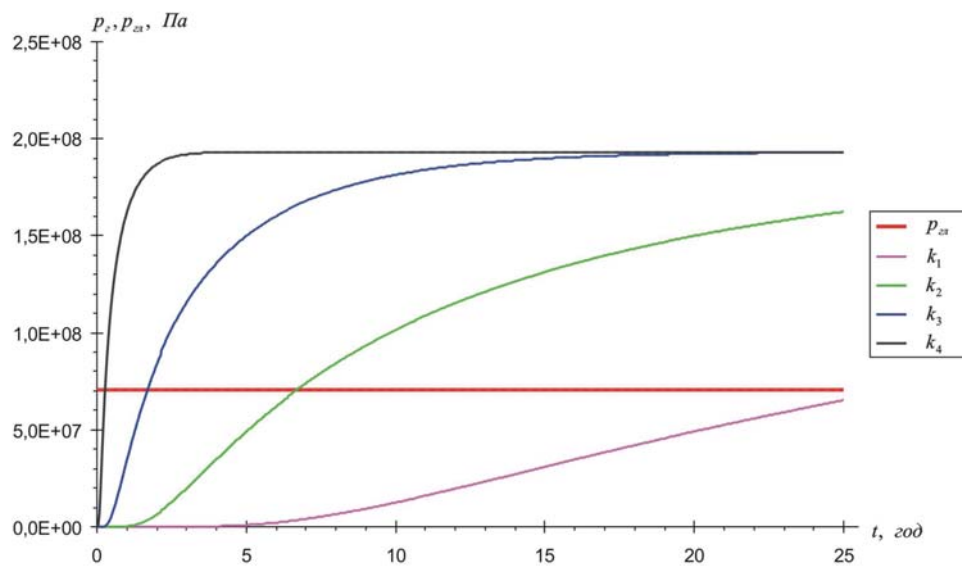


Рис. 2. Изменение давления газа во времени под основанием водоглинистой толщи.

Каталог механизмов очагов землетрясений Курило-Охотского  
и Сахалинского регионов за 2000–2005 гг.  
по данным NEIC

Source Parameter Search Results  
Wed May 14 23:08:58 UTC 2008  
FM Format  
Magnitude Range: 1 to 9  
Depth Range: 0 to 900  
Date Range: 2000 1 1 to 2005 12 31  
Latitude Range: 44 to 60  
Longitude Range: 140 to 156

| №<br>п/п | DATE |    |    | TIME<br>(UTC) | LAT<br>deg | LONG<br>deg | DEP-<br>TH<br>km | T   |     | N   |     | P   |     | NODAL PLANES |     |      |     |     |      | Тип под-<br>вижки  |
|----------|------|----|----|---------------|------------|-------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|-----|------|-----|-----|------|--------------------|
|          | YR   | MO | DA |               |            |             |                  | PL  | AZM | PL  | AZM | PL  | AZM | STK          | DP1 | SLIP | STK | DP2 | SLIP |                    |
| 1        | 2000 | 02 | 19 | 04:49:28,60   | 44,48      | 150,06      | 49               | 80  | 282 | 7   | 52  | 8   | 143 | 241          | 38  | 101  | 47  | 53  | 82   | взброс             |
| 2        | 2000 | 02 | 19 | 05:23:31,60   | 44,44      | 149,85      | 22               | 78  | 149 | 5   | 35  | 11  | 304 | 28           | 34  | 81   | 218 | 56  | 96   | взброс             |
| 3        | 2000 | 02 | 19 | 06:06:14,70   | 44,48      | 149,54      | 30               | 60  | 245 | 16  | 3   | 26  | 101 | 222          | 24  | 131  | 358 | 72  | 74   | взброс             |
| 4        | 2000 | 02 | 19 | 19:31:44,10   | 49,87      | 156,33      | 59               | 81  | 335 | 4   | 220 | 8   | 130 | 215          | 37  | 84   | 43  | 53  | 95   | взброс             |
| 5        | 2000 | 04 | 25 | 19:29:13,20   | 45,63      | 149,83      | 61               | 5,1 | 68  | 22  | 12  | 142 | 19  | 236          | 28  | 115  | 137 | 64  | 77   | взброс             |
| 6        | 2000 | 06 | 14 | 14:11:14,30   | 46,77      | 153,01      | 64               | 5,5 | 73  | 241 | 15  | 36  | 7   | 128          | 235 | 41   | 114 | 25  | 53   | взброс             |
| 7        | 2000 | 07 | 10 | 09:58:18,99   | 46,828     | 145,422     | 355              | 5,8 | 21  | 164 | 36  | 57  | 46  | 277          | 298 | 40   | -23 | 46  | 75   | сброс              |
| 8        | 2000 | 07 | 10 | 09:58:22,90   | 46,83      | 145,59      | 361              | 5,8 | 24  | 155 | 32  | 48  | 48  | 275          | 290 | 36   | -24 | 40  | 77   | сброс              |
| 9        | 2000 | 07 | 13 | 15:50:38,00   | 49,39      | 155,95      | 89               | 5,3 | 49  | 319 | 4   | 225 | 41  | 131          | 180 | 6    | 45  | 45  | 86   | пологий<br>надавиг |

| №<br>п/п | DATE |    |    | TIME<br>(UTC) | LAT    | LONG    | DEP-<br>TH | Mw  | T   |     |     | N   |     |     | P   |     |      | NODAL PLANES |     |      |                   |  |  | Тип под-<br>вижки |
|----------|------|----|----|---------------|--------|---------|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|--------------|-----|------|-------------------|--|--|-------------------|
|          | YR   | MO | DA | HR            | MN     | EC      | deg        |     | deg | PL  | AZM | PL  | AZM | PL  | AZM | STK | DP1  | SLIP         | STK | DP2  | SLIP              |  |  |                   |
| 10       | 2000 | 08 | 04 | 21:13:2,71    | 48,786 | 142,246 | 10         | 6,6 | 83  | 157 | 7   | 333 | 0   | 63  | 160 | 45  | 100  | 327          | 46  | 80   | взброс            |  |  |                   |
| 11       | 2000 | 08 | 04 | 21:13:12,10   | 48,77  | 142,03  | 15         | 6,8 | 69  | 134 | 17  | 353 | 13  | 259 | 328 | 36  | 60   | 183          | 60  | 110  | взброс            |  |  |                   |
| 12       | 2000 | 08 | 10 | 07:07:12,10   | 48,73  | 142,17  | 15         | 5,2 | 21  | 344 | 50  | 102 | 32  | 241 | 26  | 51  | -171 | 290          | 83  | -39  | сдвиг             |  |  |                   |
| 13       | 2000 | 09 | 20 | 05:30:30,20   | 46,66  | 153,24  | 16         | 5,4 | 73  | 295 | 4   | 36  | 17  | 127 | 223 | 28  | 98   | 34           | 62  | 86   | взброс            |  |  |                   |
| 14       | 2000 | 10 | 29 | 22:03:59,40   | 48,03  | 156,22  | 38         | 5,5 | 17  | 310 | 20  | 213 | 63  | 77  | 68  | 33  | -50  | 204          | 65  | -113 | сброс             |  |  |                   |
| 15       | 2000 | 11 | 01 | 23:16:36,50   | 50,16  | 155,83  | 135        | 5,4 | 34  | 6   | 47  | 229 | 23  | 112 | 153 | 48  | 9    | 57           | 83  | 138  | сдвиг             |  |  |                   |
| 16       | 2000 | 12 | 08 | 19:44:34,30   | 47,11  | 153,59  | 49         | 5,1 | 40  | 64  | 45  | 212 | 17  | 320 | 94  | 49  | 161  | 197          | 76  | 43   | сдвиг             |  |  |                   |
| 17       | 2000 | 12 | 22 | 10:13:1,11    | 44,79  | 147,196 | 136        | 6,1 | 44  | 344 | 4   | 78  | 46  | 172 | 5   | 4   | -162 | 258          | 89  | -86  | поддвиг           |  |  |                   |
| 18       | 2000 | 12 | 22 | 10:13:3,40    | 44,76  | 147,14  | 141        | 6,2 | 39  | 333 | 10  | 71  | 50  | 173 | 11  | 12  | -151 | 252          | 84  | -80  | поддвиг           |  |  |                   |
| 19       | 2001 | 02 | 07 | 15:16:15,22   | 52,751 | 153,848 | 435        | 5,6 | 12  | 116 | 4   | 25  | 77  | 276 | 212 | 33  | -82  | 23           | 57  | -95  | сброс             |  |  |                   |
| 20       | 2001 | 02 | 07 | 15:16:19,40   | 52,73  | 153,97  | 434        | 5,7 | 14  | 114 | 0   | 24  | 76  | 293 | 205 | 31  | -89  | 24           | 59  | -90  | сброс             |  |  |                   |
| 21       | 2001 | 02 | 14 | 13:36:39,59   | 48,544 | 153,297 | 140        | 5,6 | 22  | 282 | 5   | 14  | 68  | 115 | 4   | 23  | -101 | 196          | 67  | -85  | сброс             |  |  |                   |
| 22       | 2001 | 02 | 14 | 13:36:42,10   | 48,61  | 153,31  | 149        | 5,6 | 22  | 287 | 10  | 21  | 65  | 133 | 358 | 24  | -115 | 205          | 68  | -79  | сброс             |  |  |                   |
| 23       | 2001 | 02 | 26 | 05:58:22,43   | 46,815 | 144,525 | 386        | 6,1 | 45  | 19  | 44  | 209 | 5   | 114 | 167 | 56  | 32   | 58           | 64  | 141  | взброс            |  |  |                   |
| 24       | 2001 | 02 | 26 | 05:58:28,80   | 46,79  | 144,54  | 396        | 6,1 | 44  | 14  | 44  | 215 | 11  | 114 | 164 | 52  | 27   | 57           | 69  | 138  | взброс            |  |  |                   |
| 25       | 2001 | 03 | 17 | 07:24:24,61   | 46,691 | 151,298 | 101        | 5,5 | 34  | 59  | 22  | 165 | 47  | 281 | 95  | 23  | -162 | 348          | 83  | -68  | сброс             |  |  |                   |
| 26       | 2001 | 03 | 17 | 07:24:28,60   | 46,52  | 151,51  | 111        | 5,3 | 48  | 130 | 12  | 26  | 39  | 286 | 317 | 13  | 21   | 207          | 85  | 102  | пологий<br>надвиг |  |  |                   |
| 27       | 2001 | 03 | 23 | 11:30:10,52   | 44,071 | 148,054 | 29         | 5,9 | 64  | 292 | 5   | 31  | 26  | 123 | 224 | 20  | 104  | 30           | 71  | 85   | пологий<br>надвиг |  |  |                   |
| 28       | 2001 | 03 | 23 | 11:30:16,00   | 44,12  | 148,38  | 46         | 6   | 71  | 268 | 11  | 32  | 16  | 125 | 231 | 31  | 112  | 26           | 61  | 77   | взброс            |  |  |                   |
| 29       | 2001 | 04 | 18 | 13:01:9,70    | 49,07  | 156,46  | 58         | 5,3 | 75  | 341 | 7   | 225 | 13  | 133 | 214 | 32  | 77   | 49           | 58  | 98   | взброс            |  |  |                   |
| 30       | 2001 | 05 | 25 | 00:40:50,60   | 44,268 | 148,393 | 14         | 6,6 | 60  | 292 | 4   | 196 | 30  | 104 | 182 | 15  | 76   | 17           | 75  | 94   | пологий<br>надвиг |  |  |                   |
| 31       | 2001 | 05 | 25 | 00:40:57,60   | 44,18  | 148,61  | 32         | 6,7 | 64  | 281 | 8   | 28  | 25  | 122 | 230 | 22  | 113  | 25           | 70  | 81   | взброс            |  |  |                   |

| № п/п | DATE |    |    | TIME (UTC)  |        | LAT     | LONG | DEP-TH | T  |     | N  |     | P  |     | NODAL PLANES |     |      |     |     |      | Тип по-д-вижки |
|-------|------|----|----|-------------|--------|---------|------|--------|----|-----|----|-----|----|-----|--------------|-----|------|-----|-----|------|----------------|
|       | YR   | MO | DA | HR          | MN     | EC      | deg  | km     | PL | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK          | DP1 | SLIP | STK | DP2 | SLIP |                |
| 32    | 2001 | 06 | 12 | 22:41:35,90 | 44,35  | 147,66  | 25   | 5,3    | 37 | 297 | 12 | 37  | 50 | 141 | 337          | 14  | -151 | 218 | 83  | -78  | подавиг        |
| 33    | 2001 | 06 | 20 | 00:04:35,20 | 45,69  | 152,3   | 18   | 5,7    | 73 | 292 | 4  | 34  | 17 | 125 | 221          | 29  | 98   | 32  | 62  | 86   | взброс         |
| 34    | 2001 | 06 | 21 | 02:24:14,30 | 45,8   | 152,22  | 31   | 5,2    | 64 | 202 | 25 | 33  | 4  | 301 | 6            | 46  | 54   | 233 | 54  | 121  | взброс         |
| 35    | 2001 | 06 | 24 | 13:18:51,71 | 44,189 | 148,51  | 31   | 5,9    | 67 | 301 | 10 | 187 | 21 | 94  | 166          | 26  | 66   | 12  | 67  | 101  | взброс         |
| 36    | 2001 | 06 | 24 | 13:18:58,80 | 44,43  | 148,7   | 35   | 6      | 71 | 270 | 9  | 28  | 16 | 121 | 225          | 30  | 109  | 23  | 62  | 80   | взброс         |
| 37    | 2001 | 07 | 06 | 11:33:54,10 | 44,61  | 149,92  | 40   | 5,5    | 69 | 258 | 14 | 31  | 14 | 125 | 234          | 33  | 117  | 23  | 61  | 73   | взброс         |
| 38    | 2001 | 09 | 01 | 13:08:11,61 | 47,325 | 142,551 | 8    | 5,2    | 72 | 342 | 17 | 187 | 7  | 94  | 166          | 41  | 64   | 19  | 54  | 111  | взброс         |
| 39    | 2001 | 09 | 01 | 13:08:18,20 | 47,44  | 142,53  | 15   | 5,2    | 81 | 82  | 0  | 175 | 9  | 265 | 355          | 36  | 91   | 174 | 54  | 89   | взброс         |
| 40    | 2001 | 09 | 11 | 18:21:9,40  | 45,45  | 150,68  | 15   | 5,5    | 53 | 302 | 7  | 203 | 36 | 108 | 166          | 11  | 53   | 24  | 81  | 97   | пологий надвиг |
| 41    | 2001 | 09 | 25 | 11:21:52,00 | 46,6   | 151     | 129  | 5,5    | 20 | 72  | 26 | 172 | 56 | 309 | 126          | 34  | -141 | 2   | 70  | -62  | сброс          |
| 42    | 2001 | 10 | 03 | 17:25:12,54 | 47,079 | 148,631 | 271  | 5,9    | 33 | 88  | 13 | 186 | 54 | 295 | 139          | 17  | -139 | 9   | 79  | -77  | подавиг        |
| 43    | 2001 | 10 | 03 | 17:25:16,70 | 46,95  | 148,62  | 288  | 5,9    | 35 | 97  | 7  | 191 | 54 | 291 | 157          | 12  | -125 | 12  | 80  | -83  | подавиг        |
| 44    | 2001 | 10 | 09 | 23:53:37,03 | 47,758 | 155,102 | 15   | 5,9    | 23 | 328 | 67 | 152 | 1  | 59  | 106          | 73  | 16   | 11  | 75  | 162  | сдвиг          |
| 45    | 2001 | 10 | 09 | 23:53:39,50 | 47,79  | 155,24  | 22   | 5,9    | 13 | 339 | 77 | 165 | 1  | 70  | 115          | 80  | 8    | 24  | 82  | 170  | сдвиг          |
| 46    | 2001 | 11 | 11 | 14:09:48,50 | 45,45  | 153,22  | 28   | 5,1    | 36 | 253 | 54 | 63  | 5  | 159 | 290          | 62  | 156  | 32  | 69  | 30   | сдвиг          |
| 47    | 2001 | 11 | 18 | 03:49:45,30 | 44,41  | 147,43  | 44   | 5,3    | 60 | 313 | 2  | 46  | 30 | 137 | 232          | 15  | 96   | 45  | 75  | 88   | пологий надвиг |
| 48    | 2002 | 01 | 06 | 01:33:46,50 | 48,72  | 154,83  | 38   | 5,2    | 83 | 301 | 2  | 52  | 6  | 142 | 235          | 39  | 94   | 50  | 51  | 87   | взброс         |
| 49    | 2002 | 01 | 28 | 13:50:28,72 | 49,381 | 155,594 | 33   | 6      | 76 | 285 | 3  | 29  | 13 | 120 | 215          | 32  | 96   | 27  | 58  | 86   | взброс         |
| 50    | 2002 | 01 | 28 | 13:50:35,00 | 49,32  | 156,1   | 49   | 6,1    | 79 | 295 | 2  | 34  | 11 | 124 | 216          | 34  | 93   | 33  | 56  | 88   | взброс         |
| 51    | 2002 | 02 | 09 | 16:56:13,60 | 45,97  | 142,31  | 356  | 5,5    | 54 | 41  | 28 | 178 | 21 | 280 | 49           | 35  | 146  | 168 | 71  | 60   | взброс         |
| 52    | 2002 | 03 | 07 | 00:07:6,93  | 47,88  | 146,958 | 437  | 5,5    | 53 | 108 | 1  | 18  | 37 | 287 | 13           | 8   | 85   | 198 | 82  | 91   | пологий надвиг |
| 53    | 2002 | 03 | 07 | 00:07:12,40 | 47,97  | 146,93  | 454  | 5,6    | 53 | 130 | 5  | 33  | 37 | 299 | 1            | 9   | 57   | 214 | 82  | 95   | пологий надвиг |

| № п/п | DATE |    |    | TIME (UTC)  | LAT deg | LONG deg | DEP-TH km | Mw  | T  |     | N  |     | P  |     | NODAL PLANES |     |      |     |     |      | Тип под-вижки  |
|-------|------|----|----|-------------|---------|----------|-----------|-----|----|-----|----|-----|----|-----|--------------|-----|------|-----|-----|------|----------------|
|       | YR   | MO | DA |             |         |          |           |     | PL | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK          | DP1 | SLIP | STK | DP2 | SLIP |                |
| 54    | 2002 | 03 | 25 | 06:18:19,50 | 49,65   | 156,12   | 32        | 5   | 74 | 228 | 15 | 27  | 6  | 119 | 225          | 42  | 113  | 15  | 52  | 70   | взброс         |
| 55    | 2002 | 03 | 27 | 12:15:28,10 | 44,89   | 147,31   | 137       | 5   | 27 | 324 | 5  | 231 | 63 | 132 | 65           | 19  | -75  | 230 | 72  | -95  | поддвиг        |
| 56    | 2002 | 05 | 21 | 20:04:16,16 | 44,43   | 146,619  | 142       | 5,5 | 34 | 5   | 48 | 226 | 21 | 110 | 152          | 49  | 10   | 55  | 82  | 139  | сдвиг          |
| 57    | 2002 | 07 | 17 | 02:20:33,83 | 48,517  | 153,261  | 139       | 5,6 | 51 | 127 | 28 | 356 | 25 | 252 | 299          | 32  | 28   | 184 | 75  | 119  | взброс         |
| 58    | 2002 | 07 | 17 | 02:20:37,20 | 48,5    | 153,27   | 144       | 5,5 | 55 | 125 | 18 | 7   | 29 | 267 | 318          | 23  | 38   | 192 | 76  | 109  | взброс         |
| 59    | 2002 | 08 | 21 | 23:15: 3,90 | 46,93   | 153,14   | 49        | 5,1 | 38 | 172 | 28 | 57  | 39 | 301 | 326          | 28  | -1   | 57  | 89  | -118 | сброс          |
| 60    | 2002 | 08 | 30 | 05:58:21,05 | 44,479  | 149,081  | 54        | 5,4 | 74 | 52  | 16 | 219 | 3  | 310 | 56           | 44  | 113  | 205 | 51  | 69   | взброс         |
| 61    | 2002 | 08 | 30 | 05:58:26,50 | 44,57   | 148,92   | 67        | 5,3 | 56 | 355 | 33 | 163 | 6  | 257 | 18           | 49  | 137  | 139 | 59  | 50   | взброс         |
| 62    | 2002 | 09 | 24 | 09:00:47,80 | 49,23   | 156,1    | 53        | 5,2 | 81 | 352 | 6  | 222 | 7  | 131 | 215          | 39  | 81   | 46  | 52  | 97   | взброс         |
| 63    | 2002 | 10 | 02 | 07:33:45,00 | 44,44   | 146,71   | 120       | 5,2 | 44 | 133 | 13 | 29  | 43 | 287 | 302          | 13  | 3    | 209 | 89  | 103  | пологий надвиг |
| 64    | 2002 | 10 | 19 | 12:09: 5,38 | 44,297  | 149,96   | 39        | 6,1 | 56 | 322 | 2  | 54  | 34 | 145 | 243          | 11  | 98   | 54  | 79  | 88   | пологий надвиг |
| 65    | 2002 | 10 | 19 | 12:09:14,50 | 43,95   | 150,16   | 15        | 6,3 | 61 | 325 | 2  | 232 | 29 | 141 | 227          | 16  | 84   | 53  | 74  | 92   | пологий надвиг |
| 66    | 2002 | 10 | 24 | 03:34:26,73 | 48,264  | 154,383  | 35        | 5,6 | 78 | 15  | 10 | 227 | 6  | 136 | 215          | 40  | 74   | 54  | 52  | 103  | взброс         |
| 67    | 2002 | 10 | 24 | 03:34:33,40 | 48,4    | 154,69   | 53        | 5,5 | 78 | 342 | 8  | 212 | 9  | 121 | 202          | 36  | 77   | 38  | 55  | 100  | взброс         |
| 68    | 2002 | 11 | 05 | 08:47:28,70 | 49,06   | 142,28   | 604       | 5,6 | 30 | 170 | 51 | 35  | 23 | 274 | 314          | 52  | 6    | 220 | 86  | 141  | сдвиг          |
| 69    | 2002 | 11 | 17 | 04:53:53,54 | 47,824  | 146,209  | 473       | 7,3 | 47 | 102 | 2  | 10  | 43 | 278 | 324          | 3   | 45   | 190 | 88  | 92   | пологий надвиг |
| 70    | 2002 | 11 | 17 | 04:54: 0,40 | 47,81   | 146,45   | 480       | 7,3 | 49 | 115 | 8  | 17  | 40 | 280 | 316          | 9   | 30   | 197 | 86  | 98   | пологий надвиг |
| 71    | 2002 | 12 | 01 | 06:28:45,90 | 50,79   | 150,64   | 496       | 5,4 | 34 | 117 | 9  | 21  | 55 | 278 | 239          | 14  | -51  | 19  | 79  | -99  | поддвиг        |
| 72    | 2002 | 12 | 24 | 12:48:45,78 | 47,715  | 154,6    | 32        | 5,7 | 63 | 151 | 27 | 331 | 0  | 61  | 175          | 51  | 125  | 307 | 51  | 55   | взброс         |
| 73    | 2002 | 12 | 24 | 12:48:47,40 | 47,66   | 154,57   | 33        | 5,7 | 65 | 114 | 20 | 334 | 15 | 239 | 303          | 35  | 54   | 165 | 63  | 112  | взброс         |
| 74    | 2003 | 01 | 20 | 03:01:10,90 | 49,42   | 155,9    | 40        | 5,1 | 44 | 47  | 40 | 263 | 19 | 156 | 202          | 44  | 22   | 96  | 75  | 132  | взброс         |
| 75    | 2003 | 02 | 02 | 05:38:54,98 | 45,616  | 151,632  | 22        | 5,3 | 73 | 297 | 3  | 37  | 17 | 128 | 223          | 28  | 97   | 35  | 62  | 86   | взброс         |

| №<br>п/п | DATE |    |    | TIME<br>(UTC) | LAT    | LONG    | DEP-<br>TH |     | T   |     | N  |     | P   |     | NODAL PLANES |     |      |      |     |      | Тип под-<br>вижки |
|----------|------|----|----|---------------|--------|---------|------------|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|--------------|-----|------|------|-----|------|-------------------|
|          | YR   | MO | DA | HR            | MN     | EC      | deg        |     | deg | km  | Mw | PL  | AZM | PL  | AZM          | STK | DP1  | SLIP | STK | DP2  |                   |
| 76       | 2003 | 02 | 02 | 05:38:59,10   | 45,65  | 151,65  | 32         | 5,4 | 74  | 261 | 12 | 37  | 11  | 130 | 234          | 36  | 111  | 29   | 57  | 76   | взброс            |
| 77       | 2003 | 02 | 08 | 17:36: 4,10   | 48,45  | 142,71  | 45         | 5,1 | 62  | 16  | 23 | 161 | 14  | 257 | 16           | 37  | 131  | 148  | 63  | 64   | взброс            |
| 78       | 2003 | 02 | 19 | 05:01:42,20   | 44,19  | 141,73  | 227        | 5,9 | 24  | 39  | 37 | 290 | 44  | 154 | 176          | 39  | -19  | 281  | 78  | -127 | сброс             |
| 79       | 2003 | 04 | 01 | 08:31: 2,60   | 47,06  | 153,81  | 44         | 5,1 | 5   | 165 | 24 | 258 | 65  | 63  | 231          | 45  | -125 | 96   | 55  | -60  | сброс             |
| 80       | 2003 | 04 | 24 | 10:56:21,98   | 48,764 | 154,991 | 32         | 5,9 | 74  | 311 | 2  | 214 | 16  | 124 | 211          | 29  | 86   | 35   | 61  | 92   | взброс            |
| 81       | 2003 | 04 | 24 | 10:56:25,90   | 48,66  | 155,4   | 44         | 6,1 | 75  | 306 | 1  | 213 | 15  | 123 | 211          | 30  | 88   | 33   | 60  | 91   | взброс            |
| 82       | 2003 | 05 | 02 | 09:26:26,40   | 44,54  | 149,3   | 31         | 5,2 | 68  | 308 | 2  | 42  | 22  | 132 | 226          | 23  | 94   | 41   | 67  | 88   | взброс            |
| 83       | 2003 | 06 | 03 | 10:19:16,40   | 46,2   | 152,05  | 33         | 5,1 | 64  | 318 | 8  | 65  | 24  | 159 | 266          | 22  | 112  | 62   | 70  | 81   | взброс            |
| 84       | 2003 | 06 | 08 | 20:14:55,30   | 44,44  | 147,19  | 65         | 5   | 35  | 97  | 42 | 226 | 28  | 345 | 127          | 42  | 173  | 222  | 86  | 48   | взброс            |
| 85       | 2003 | 09 | 16 | 21:49:34,90   | 44,14  | 148,64  | 61         | 5   | 68  | 36  | 22 | 216 | 0   | 306 | 56           | 49  | 119  | 196  | 49  | 61   | взброс            |
| 86       | 2003 | 09 | 27 | 23:36: 7,00   | 44,72  | 151,12  | 29         | 5,6 | 64  | 324 | 6  | 221 | 26  | 128 | 204          | 20  | 71   | 44   | 71  | 97   | пологий<br>надвиг |
| 87       | 2003 | 09 | 28 | 03:59:32,90   | 44,62  | 150,95  | 31         | 5,4 | 67  | 316 | 1  | 224 | 23  | 134 | 222          | 22  | 88   | 44   | 68  | 91   | взброс            |
| 88       | 2003 | 09 | 29 | 16:02:46,03   | 48,28  | 153,173 | 106        | 5,4 | 26  | 146 | 5  | 238 | 63  | 338 | 223          | 19  | -106 | 60   | 72  | -85  | поддвиг           |
| 89       | 2003 | 09 | 29 | 16:02:52,20   | 48,24  | 153,16  | 126        | 5,4 | 35  | 136 | 11 | 235 | 53  | 340 | 184          | 15  | -141 | 56   | 81  | -78  | поддвиг           |
| 90       | 2003 | 11 | 02 | 02:14:38,00   | 44,63  | 151,01  | 42         | 5,4 | 70  | 324 | 5  | 220 | 20  | 128 | 210          | 26  | 79   | 43   | 65  | 95   | взброс            |
| 91       | 2003 | 11 | 02 | 13:35:32,50   | 44,58  | 150,69  | 15         | 5,5 | 62  | 289 | 8  | 35  | 27  | 129 | 238          | 20  | 115  | 32   | 72  | 81   | пологий<br>надвиг |
| 92       | 2003 | 11 | 26 | 20:34:24,20   | 48,93  | 155,78  | 41         | 5,2 | 63  | 177 | 23 | 30  | 13  | 294 | 356          | 38  | 49   | 223  | 62  | 117  | взброс            |
| 93       | 2003 | 12 | 30 | 09:50:44,25   | 47,053 | 154,187 | 7          | 5,9 | 57  | 312 | 5  | 214 | 32  | 121 | 193          | 14  | 68   | 36   | 78  | 95   | пологий<br>надвиг |
| 94       | 2003 | 12 | 30 | 09:50:46,60   | 47,07  | 154,5   | 15         | 5,9 | 70  | 295 | 2  | 31  | 20  | 122 | 216          | 25  | 96   | 30   | 65  | 87   | взброс            |
| 95       | 2003 | 12 | 30 | 14:37:52,20   | 47,08  | 154     | 15         | 5   | 61  | 220 | 29 | 31  | 4   | 123 | 240          | 49  | 130  | 9    | 55  | 54   | взброс            |
| 96       | 2003 | 12 | 30 | 22:04:38,80   | 46,99  | 154,46  | 29         | 5,1 | 79  | 242 | 10 | 30  | 6   | 121 | 222          | 40  | 105  | 22   | 52  | 78   | взброс            |
| 97       | 2003 | 12 | 31 | 21:57: 8,39   | 46,971 | 154,241 | 3          | 5,9 | 52  | 313 | 5  | 49  | 38  | 143 | 265          | 9   | 126  | 49   | 83  | 85   | пологий<br>надвиг |

| № п/п | DATE |    |    | TIME (UTC)  |        | LAT     | LONG | DEP-TH | T  |     | N   |     | P   |     | NODAL PLANES |     |      |      |     |      | Тип посадки |
|-------|------|----|----|-------------|--------|---------|------|--------|----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|-----|------|------|-----|------|-------------|
|       | YR   | MO | DA | HR          | MN     | EC      | deg  | deg    | Mw | PL  | AZM | PL  | AZM | PL  | AZM          | STK | DP1  | SLIP | STK | DP2  | SLIP        |
| 98    | 2003 | 12 | 31 | 21:57:10,90 | 47,13  | 154,64  | 15   | 5,5    | 68 | 349 | 13  | 224 | 17  | 130 | 201          | 30  | 64   | 50   | 63  | 104  | взброс      |
| 99    | 2004 | 01 | 01 | 01:41:52,90 | 47,19  | 154,48  | 16   | 5      | 73 | 272 | 8   | 28  | 15  | 120 | 221          | 31  | 105  | 24   | 60  | 81   | взброс      |
| 100   | 2004 | 01 | 01 | 05:59: 1,60 | 47,01  | 154,44  | 14   | 5,2    | 74 | 273 | 8   | 31  | 14  | 123 | 223          | 32  | 104  | 26   | 59  | 81   | взброс      |
| 101   | 2004 | 01 | 06 | 01:01:52,40 | 47,08  | 154,56  | 12   | 5,3    | 76 | 289 | 3   | 29  | 14  | 120 | 214          | 31  | 95   | 28   | 59  | 87   | взброс      |
| 102   | 2004 | 01 | 09 | 04:39:19,00 | 46,94  | 154,6   | 12   | 5      | 71 | 284 | 6   | 31  | 18  | 123 | 222          | 28  | 102  | 28   | 63  | 83   | взброс      |
| 103   | 2004 | 01 | 15 | 00:10:34,00 | 44,18  | 146,02  | 116  | 5,1    | 12 | 36  | 56  | 144 | 32  | 299 | 82           | 59  | -165 | 344  | 77  | -32  | сдвиг       |
| 104   | 2004 | 01 | 15 | 19:50:23,40 | 53,14  | 153,73  | 496  | 5,1    | 13 | 196 | 27  | 100 | 60  | 309 | 317          | 40  | -45  | 85   | 63  | -120 | сброс       |
| 105   | 2004 | 01 | 23 | 17:03:20,60 | 49,46  | 156,19  | 48   | 5,1    | 80 | 290 | 3   | 35  | 9   | 126 | 219          | 36  | 95   | 34   | 55  | 87   | взброс      |
| 106   | 2004 | 01 | 25 | 21:20:53,30 | 49,46  | 156,08  | 44   | 5      | 78 | 324 | 3   | 220 | 12  | 129 | 215          | 33  | 84   | 42   | 57  | 94   | взброс      |
| 107   | 2004 | 01 | 27 | 17:02:50,20 | 44,64  | 149,28  | 35   | 5,2    | 70 | 239 | 14  | 13  | 14  | 106 | 215          | 33  | 116  | 4    | 60  | 74   | взброс      |
| 108   | 2004 | 01 | 30 | 17:51:48,70 | 44,67  | 150,17  | 42   | 5,3    | 58 | 356 | 26  | 215 | 17  | 116 | 173          | 36  | 42   | 47   | 67  | 118  | взброс      |
| 109   | 2004 | 02 | 20 | 11:18:31,20 | 50,44  | 149,93  | 545  | 5,3    | 42 | 113 | 9   | 211 | 47  | 312 | 136          | 10  | -166 | 32   | 88  | -80  | подъём      |
| 110   | 2004 | 04 | 17 | 13:02:26,00 | 46,96  | 145,64  | 408  | 5,3    | 36 | 159 | 3   | 251 | 54  | 346 | 232          | 10  | -109 | 72   | 81  | -87  | подъём      |
| 111   | 2004 | 05 | 04 | 03:29: 2,50 | 45,8   | 149,33  | 160  | 5,1    | 63 | 21  | 21  | 243 | 17  | 146 | 208          | 34  | 51   | 73   | 65  | 113  | взброс      |
| 112   | 2004 | 05 | 31 | 02:56:57,00 | 46,42  | 149,71  | 178  | 5,2    | 30 | 30  | 24  | 135 | 50  | 257 | 73           | 27  | -155 | 320  | 79  | -66  | сброс       |
| 113   | 2004 | 06 | 11 | 16:33:31,30 | 45,24  | 150,85  | 30   | 5,2    | 64 | 252 | 19  | 28  | 16  | 124 | 240          | 33  | 127  | 19   | 64  | 69   | взброс      |
| 114   | 2004 | 07 | 08 | 10:30:49,16 | 47,198 | 151,303 | 127  | 6,3    | 28 | 96  | 22  | 199 | 53  | 322 | 144          | 27  | -148 | 24   | 76  | -67  | сброс       |
| 115   | 2004 | 07 | 08 | 10:30:52,40 | 47,12  | 151,69  | 133  | 6,3    | 28 | 86  | 31  | 195 | 46  | 323 | 127          | 33  | -161 | 21   | 80  | -58  | сброс       |
| 116   | 2004 | 11 | 07 | 02:02:26,17 | 47,948 | 144,477 | 481  | 6,1    | 35 | 195 | 54  | 359 | 8   | 99  | 231          | 60  | 158  | 332  | 72  | 32   | сдвиг       |
| 117   | 2004 | 11 | 07 | 02:02:29,60 | 47,93  | 144,52  | 493  | 6,1    | 39 | 195 | 51  | 5   | 5   | 101 | 231          | 60  | 154  | 335  | 67  | 33   | сдвиг       |
| 118   | 2004 | 11 | 18 | 06:09:31,60 | 47,26  | 149,61  | 269  | 5,3    | 21 | 153 | 53  | 33  | 29  | 255 | 292          | 54  | -7   | 26   | 85  | -144 | сдвиг       |
| 119   | 2004 | 12 | 14 | 05:56:10,04 | 44,119 | 141,793 | 4    | 5,8    | 79 | 79  | 5   | 192 | 10  | 283 | 18           | 35  | 98   | 189  | 56  | 84   | взброс      |
| 120   | 2004 | 12 | 14 | 05:56:14,80 | 44,19  | 141,59  | 12   | 5,8    | 76 | 96  | 1   | 190 | 14  | 280 | 11           | 31  | 92   | 189  | 59  | 89   | взброс      |

| №<br>п/п | DATE |    |    | TIME<br>(UTC) | LAT    | LONG    | DEP-<br>TH | Mw  | T  |     | N  |     | P  |     | NODAL PLANES |     |      |     |     |      | Тип под-<br>вижки |
|----------|------|----|----|---------------|--------|---------|------------|-----|----|-----|----|-----|----|-----|--------------|-----|------|-----|-----|------|-------------------|
|          | YR   | MO | DA | HR MN EC      | deg    | deg     | km         |     | PL | AZM | PL | AZM | PL | AZM | STK          | DP1 | SLIP | STK | DP2 | SLIP |                   |
| 121      | 2005 | 01 | 25 | 18:54:29,60   | 49,26  | 154,76  | 136        | 5,3 | 44 | 36  | 34 | 264 | 26 | 154 | 196          | 37  | 18   | 91  | 79  | 125  | взброс            |
| 122      | 2005 | 02 | 24 | 18:58:13,10   | 50,14  | 153,62  | 280        | 5,1 | 25 | 91  | 22 | 192 | 56 | 319 | 143          | 29  | -143 | 20  | 73  | -66  | сброс             |
| 123      | 2005 | 03 | 08 | 23:58:39,90   | 52,34  | 141,72  | 17         | 5   | 57 | 159 | 33 | 340 | 0  | 250 | 311          | 53  | 47   | 188 | 54  | 132  | взброс            |
| 124      | 2005 | 03 | 14 | 06:54: 7,60   | 47,63  | 152,75  | 124        | 5,1 | 34 | 121 | 1  | 30  | 56 | 299 | 217          | 11  | -84  | 30  | 79  | -91  | подъём            |
| 125      | 2005 | 03 | 29 | 17:00: 7,00   | 47,52  | 154,54  | 23         | 5,3 | 78 | 270 | 6  | 30  | 10 | 121 | 218          | 35  | 100  | 25  | 55  | 83   | взброс            |
| 126      | 2005 | 04 | 27 | 09:15:56,70   | 46,7   | 152,9   | 51         | 5,1 | 77 | 274 | 7  | 35  | 11 | 126 | 225          | 35  | 102  | 31  | 56  | 82   | взброс            |
| 127      | 2005 | 05 | 16 | 11:50: 1,90   | 46,1   | 152,49  | 34         | 5   | 73 | 283 | 7  | 37  | 15 | 129 | 230          | 30  | 104  | 33  | 61  | 82   | взброс            |
| 128      | 2005 | 06 | 12 | 04:17:13,49   | 52,789 | 143,867 | 6          | 5,6 | 51 | 265 | 16 | 16  | 35 | 117 | 256          | 18  | 152  | 13  | 82  | 74   | пологий<br>надви  |
| 129      | 2005 | 06 | 12 | 04:17:17,00   | 52,85  | 143,92  | 15         | 5,5 | 64 | 317 | 18 | 184 | 18 | 88  | 151          | 32  | 53   | 13  | 65  | 110  | взброс            |
| 130      | 2005 | 07 | 19 | 17:16:30,30   | 46,77  | 150,89  | 160        | 5   | 23 | 154 | 22 | 54  | 57 | 286 | 279          | 29  | -40  | 46  | 72  | -113 | сброс             |
| 131      | 2005 | 08 | 01 | 04:40:36,71   | 46,995 | 153,911 | 8          | 5,7 | 60 | 297 | 10 | 45  | 28 | 140 | 255          | 20  | 121  | 42  | 73  | 80   | пологий<br>надви  |
| 132      | 2005 | 08 | 01 | 04:40:41,60   | 47,09  | 154,22  | 15         | 5,7 | 68 | 286 | 5  | 29  | 21 | 121 | 221          | 25  | 103  | 27  | 66  | 84   | взброс            |
| 133      | 2005 | 09 | 03 | 07:07: 2,10   | 45,59  | 151,95  | 20         | 5,3 | 64 | 269 | 17 | 38  | 19 | 134 | 250          | 30  | 126  | 30  | 66  | 71   | взброс            |
| 134      | 2005 | 10 | 15 | 10:06:17,01   | 46,816 | 154,113 | 32         | 6   | 66 | 283 | 8  | 30  | 23 | 123 | 229          | 23  | 110  | 27  | 68  | 82   | взброс            |
| 135      | 2005 | 10 | 15 | 10:06:22,20   | 46,85  | 154,33  | 46         | 6,1 | 64 | 289 | 1  | 22  | 26 | 112 | 206          | 20  | 94   | 21  | 71  | 88   | пологий<br>надви  |
| 136      | 2005 | 10 | 23 | 20:29:38,90   | 46,67  | 153,98  | 12         | 5,1 | 70 | 235 | 18 | 28  | 9  | 120 | 230          | 40  | 119  | 15  | 56  | 68   | взброс            |
| 137      | 2005 | 10 | 23 | 21:38:24,80   | 46,63  | 153,97  | 12         | 5,1 | 77 | 262 | 8  | 29  | 10 | 120 | 219          | 36  | 103  | 23  | 56  | 81   | взброс            |
| 138      | 2005 | 11 | 03 | 06:27:19,00   | 49,85  | 155,46  | 128        | 5,1 | 22 | 347 | 13 | 83  | 64 | 202 | 54           | 26  | -122 | 268 | 68  | -76  | сброс             |
| 139      | 2005 | 11 | 21 | 23:54:57,50   | 46,6   | 154,05  | 12         | 5,2 | 77 | 263 | 7  | 26  | 11 | 117 | 216          | 35  | 103  | 21  | 56  | 81   | взброс            |
| 140      | 2005 | 11 | 23 | 19:33:45,26   | 50,073 | 147,704 | 624        | 5,5 | 65 | 47  | 10 | 158 | 23 | 253 | 1            | 24  | 114  | 155 | 68  | 80   | взброс            |
| 141      | 2005 | 11 | 23 | 19:33:47,70   | 50,04  | 147,79  | 639        | 5,6 | 67 | 72  | 3  | 170 | 22 | 261 | 358          | 23  | 98   | 169 | 67  | 87   | взброс            |

*Научное издание*

**ЗЛОБИН** Тимофей Константинович,  
**ЕРШОВ** Валерий Валерьевич,  
**ПОЛЕЦ** Анастасия Юрьевна

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ,  
ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ  
САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА**

*Монография*

Верстка О. А. Надточий

Корректор В. А. Яковлева



Подписано в печать 11.01.2012. Бумага «Inasoria elite»  
Гарнитура «Palatino Linotype». Формат 70x100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Тираж 500 экз. Объем 11 усл. п. л. Заказ № 996-10

---

Издательство Сахалинского государственного университета  
693008, Южно-Сахалинск, ул. Ленина, 290, каб. 32  
Тел. (4242) 45-23-16. Факс (4242) 45-23-17  
E-mail: polygraph@sakhgu.sakhalin.ru



**ЗЛОБИН Тимофей Константинович** – академик МАНЭБ, доктор геол.-мин. наук, профессор СахГУ, зав. лабораторией физики Земли, главный научный сотрудник ИМГиГ ДВО РАН, член двух диссертационных советов по защите докторских и кандидатских диссертаций, член Научно-экспертного совета при Правительстве Сахалинской области, член редколлегии журнала «Тихоокеанская геология». В 1990 году

защитил докторскую диссертацию. В 1996 году в США (Калифорния) был избран действительным членом (академиком) Международной академии наук, индустрии, образования и искусств. В 1997 году был избран академиком международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности (МАНЭБ) и президентом Сахалинского отделения МАНЭБ. Опубликовал десять монографий (лично и в соавторстве), пять учебных пособий с грифом УМО и ДВРУМЦ, более двухсот научных трудов в России, США, Германии, Турции, Италии и других странах. Его научные работы посвящены исследованиям глубинного строения литосферы, землетрясениям, вулканам, нефтегазоносности, поискам рудных, угольных и парогидротермальных месторождений.



**ПОЛЕЦ Анастасия Юрьевна** в 2006 году закончила физико-математическое отделение Института естественных наук СахГУ. В 2009 закончила аспирантуру СахГУ по специальности «Геофизика. Геофизические методы поисков полезных ископаемых» и в 2011 году защитила диссертацию на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук. Младший научный сотрудник ИМГиГ ДВО РАН. Опубликовала

более 40 научных работ. Область научных интересов – сейсмоtectоника, механизмы очагов землетрясений, тектонофизика, глубинное строение и поле тектонических напряжений Охотоморского региона.



**ЕРШОВ Валерий Валерьевич** – старший преподаватель Сахалинского государственного университета, научный сотрудник Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. В 2004 году закончил физико-математическое отделение Сахалинского государственного университета, в 2007 году – аспирантуру Сахалинского государственного университета по специальности «Геофизика».

Область научных интересов – грязевой вулканизм, геодинамика, сейсмичность, математическое моделирование природных процессов, изотопно-геохимические методы, методы статистической обработки данных. Автор более 30 научных работ.