

Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и ОАО Камчатгеология проводились наблюдения за вариациями уровня воды в скважинах с периодичностью 5-10 минут с использованием цифрового оборудования. В результате наблюдений 1997-2010 гг. были зарегистрированы разнообразные гидрогеосейсмические вариации уровня воды при сильных местных землетрясениях, включающие гидрогеодинамические предвестники, косейсмические скачки, а также эффекты от прохождения сейсмических волн при сильнейших удаленных землетрясениях. В скважине Е-1, расположенной в 10 км от вулкана Корякский, проявлялись изменения уровня воды в связи с его фреато-магматическим извержением и предшествующей сейсмической активизацией.

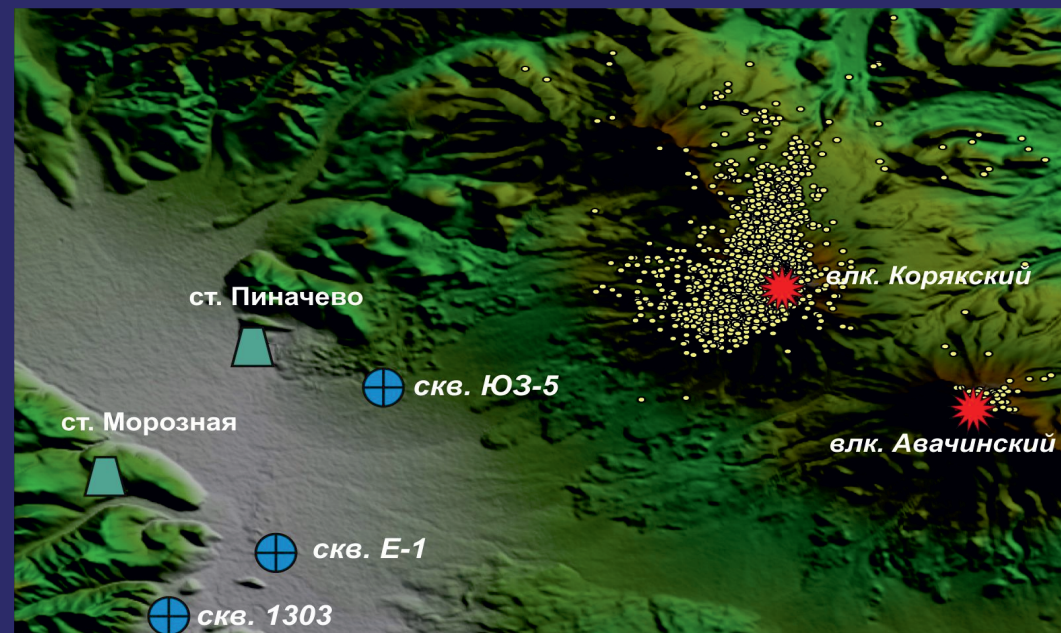
В первой части монографии приводится описание гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в наблюдательных скважинах КФ ФИЦ ЕГС РАН (Е-1 и Ю3-5) и ОАО Камчатгеология (1303, 1306, 1309, 1311), дается их типизация, рассматриваются особенности их проявления в зависимости от параметров землетрясений, локальных геолого-гидрогеологических условий и технического строения скважин.

Во второй части монографии рассматриваются теоретические основы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций в системах «скважина – водовмещающая порода» и приводятся примеры их моделирования с использованием данных наблюдений.

Книга представляет первое монографическое описание эффектов сейсмичности в изменениях уровня воды в скважинах, расположенных на территории Камчатского сейсмоактивного региона, полученных при проведении специализированных наблюдений. Она может представлять интерес для широкого круга специалистов, сейсмологов, геофизиков и гидрогеологов, работающих в области геофизического мониторинга и прогноза землетрясений.

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина

Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки



Копылова Галина Николаевна

Доктор геолого-минералогических наук, доцент по специальности «гидрогеология», главный научный сотрудник, заведующая лабораторией геофизических исследований Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский (Россия).



Болдина Светлана Васильевна

Кандидат геолого-минералогических наук по специальности «геофизика, геофизические методы поиска полезных ископаемых», старший научный сотрудник лаборатории геофизических исследований Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Петропавловск-Камчатский (Россия).

Монография

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Единая геофизическая служба
Российской академии наук»
Камчатский филиал

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина

ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ КАМЧАТКИ

*Монография издана по решению Ученого совета
Камчатского филиала Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба Российской академии наук»
при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00337)*

г. Петропавловск-Камчатский
2019

УДК 556.3+550.34
ББК 26.21+26.22
К 65

Ответственный редактор: доктор геол.–мин. наук А.В. Кирюхин
Рецензенты: кандидат физ.–мат. наук Э. М. Горбунова,
кандидат физ.–мат. наук В.В. Ершов

К 65 Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки. Монография / Г.Н. Копылова, С.В. Болдина. – Петропавловск-Камчатский: ООО «Камчатпресс», 2019. – 144 с. (с иллюстр., табл.).
ISBN 978-5-9610-0344-4

Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и ОАО Камчатгеология проводились наблюдения за вариациями уровня воды в скважинах с периодичностью 5-10 минут с использованием цифрового оборудования. В результате наблюдений 1997-2010 гг. были зарегистрированы разнообразные гидрогеосейсмические вариации уровня воды при сильных местных землетрясениях, включающие гидрогеодинамические предвестники, косейсмические скачки, а также эффекты от прохождения сейсмических волн при сильнейших удаленных землетрясениях. В скважине Е-1, расположенной в 10 км от вулкана Корякский, проявлялись изменения уровня воды в связи с его фреатоматмическим извержением и предшествующей сейсмической активизацией.

В первой части монографии приводится описание гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в наблюдательных скважинах КФ ФИЦ ЕГС РАН (Е-1 и ЮЗ-5) и ОАО Камчатгеология (1303, 1306, 1309, 1311), дается их типизация, рассматриваются особенности их проявления в зависимости от параметров землетрясений, локальных геолого-гидрогеологических условий и технического строения скважин.

Во второй части монографии рассматриваются теоретические основы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций в системах «скважина – водовмещающая порода» и приводятся примеры их моделирования с использованием данных наблюдений.

Книга представляет первое монографическое описание эффектов сейсмичности в изменениях уровня воды в скважинах, расположенных на территории Камчатского сейсмоактивного региона, полученных при проведении специализированных наблюдений. Она может представлять интерес для широкого круга специалистов, сейсмологов, геофизиков и гидрогеологов, работающих в области геофизического мониторинга и прогноза землетрясений.

УДК 556.3+550.34
ББК 26.21+26.22
К 65

ISBN 978-5-9610-0344-4

© Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, 2019
© ФГБУН КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
ВВЕДЕНИЕ	9
Глава 1. ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ	16
1.1. Наблюдательная сеть	17
1.1.1. Методика обработки данных	20
1.2. Описание и типизация гидрогеосейсмических вариаций уровня воды	25
1.2.1. Вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5	25
1.2.2. Вариации уровня воды в скважине Е-1	32
1.2.3. Вариации уровня воды в связи с Олюторским землетрясением 20.04.2006 г., $M_w = 7.6$	36
1.2.4. Вариации уровня воды при воздействии сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений	37
1.2.5. О зависимости постсейсмических изменений уровня воды от амплитудно-частотного состава сейсмических волн и гидрогеологических условий	41
1.3. Оценка информативности гидрогеодинамических предвестников	47
1.4. Выводы к главе 1	50

Глава 2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭФФЕКТОВ СЕЙСМИЧНОСТИ В СИСТЕМЕ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»: ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ПРИМЕРЫ	53
2.1. Статически изолированный отклик уровня воды на изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород	54
2.1.1. Оценка пороупругих параметров водовмещающих пород и инерционного эффекта водообмена	55
2.1.1.1. Теория пороупругости для статически изолированных систем «скважина – водовмещающая порода»	55
2.1.1.2. Оценка параметров барометрического отклика уровня воды	60
2.1.1.3. Оценка параметров приливного отклика уровня воды	62
2.1.1.4. Определение упругих свойств и пористости водовмещающих пород	64
2.1.1.5. Оценка инерционного эффекта водообмена между стволом скважины и водовмещающими породами	68
2.1.2. Оценка пред- и косейсмической деформации по данным равномерных наблюдений	75
2.1.2.1. Оценка косейсмической деформации при образовании разрыва в очаге землетрясения	76
2.1.2.2. Примеры оценки косейсмической деформации по модели дислокации	83
2.1.2.3. Проявления косейсмических скачков уровня воды в зависимости от параметров землетрясений	89
2.1.2.4. Особенности откликов уровня воды при изменениях атмосферного давления и при косейсмической деформации	89
2.1.2.5. Оценка предсейсмической деформации водовмещающих пород на примере Кроноцкого землетрясения 05.12.97 г., $M_w = 7.8$	91
2.2. Эффекты воздействия сейсмических волн в изменениях уровня воды	94

2.2.1. Колебания уровня воды	94
2.2.1.1. Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5 на Суматра-Андаманское землетрясение 26.12.2004 г. $M_w = 9$	97
2.2.2. Постсейсмическое понижение уровня воды	104
2.2.2.1. Понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения	106
2.3. Изменения уровня воды в скважине Е-1 в связи с активизацией вулкана Корякский и сильными ($M_w \geq 5$) землетрясениями	107
2.3.1. Особенности гидрогеодинамического режима скважины	108
2.3.2. Оценка деформации объемного сжатия в районе скважины	112
2.3.2.1. Источник деформации сжатия водовмещающих пород	118
2.3.3. Особенности проявления гидрогеодинамического предвестника в период вулканической активизации	122
2.3.4. Оценка предсейсмической деформации водовмещающих пород на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения	125
2.4. Выводы к главе 2	126
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	129
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	134

ПРЕДИСЛОВИЕ

Каждую неделю по четвергам группа экспертов-исследователей Общего совета по прогнозу землетрясений собирается в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН для обсуждения и оценки текущей сейсмической и вулканической опасности на Камчатке и в мире с использованием мировых и текущих данных наблюдений. В этой группе выделяются двое неутомимых ученых д. г.-м. н. Галина Николаевна Копылова и к. г.-м. н. Светлана Васильевна Болдина. Они уже более четверти века самоотверженно работают по изучению гидрогеодинамических предвестников землетрясений по данным скважинных уровнемерных наблюдений. Они глубоко убеждены, что настанет время, когда по таким наблюдениям можно будет предугадать катастрофическое землетрясение и об этом удастся заблаговременно предупредить жителей Камчатки.

Рассмотрим кратко некоторые условия, необходимые для достижения указанной выше цели.

В первую очередь, необходимо выявление механизма генерации воспроизводимых аномальных изменений флюидного давления, предшествующих сильнейшим землетрясениям. Казалось бы, что оснащение сейсмоактивной территории сетями GPS станций и повторяющиеся спутниковые радарные сканирования поверхности Земли должны обеспечивать надежную on-line информацию по геодеформационному полю и показать (в соответствии с теорией статически изолированной пороупругости) зоны геофлюидных аномалий на границах тектонических плит. Но в реальности наблюдается несколько иная картина. Закачка отработанных флюидов, жидких промышленных отходов в США привели к генерации сейсмичности и повышению сейсмоопасности в ранее асейсмичных восточных штатах до уровня активности разлома Сан-Андреас (дважды землетрясения на этом разломе разрушали г. Сан-Франциско). Строительство крупных ГЭС и водохранилищ в Китае сопровождалось землетрясениями с магнитудой до 8 и многочисленными жертвами среди населения. Таким образом, пара-

дигма пороупругости должна быть дополнена парадигмой геофлюидомеханики, в которой ключевая роль в активизации разломов и генерации землетрясений принадлежит флюидам.

Для формулирования второго условия, рассмотрим скважину Е-1, расположенную у юго-западного подножья вулкана Корякский. Удачной находкой авторов монографии является использование скорости изменения уровня воды в качестве индикатора активности вулкана. На мой взгляд, уровень в этой скважине отражает степень газонасыщения столба воды в ней за счет термогенной генерации метана при инъекции магмы в структуру Корякского вулкана. Таким образом, анализ многофазной геофльтрации является еще одним актуальным расширением парадигмы гидрогеодинамических исследований в направлении прогноза землетрясений и активности вулканов.

В-третьих, отметим, что для наблюдений в связи с прогнозом землетрясений обычно используются непродуктивные (с низкой проницаемостью) или аварийные скважины. Это ограничивает доступ к анализу геофлюидомеханики активных разломов. Поэтому актуальным является использование инфраструктуры и скважин недропользователей продуктивных геофлюидных резервуаров (геотермальных, углеводородных), формирующихся в зонах активных разломов глубокого заложения и магматического фракинга в районах действующих вулканов.

В-четвертых, необходимо вспомнить о гейзерах, как об уникальных природных объектах разгрузки высокотемпературных гидротерм, работающих в режиме циклического углеводородного газлифта в районах активного кислого вулканизма. Ранее считалось, что гейзер Old Faithfull Calistoga, функционирующий в Йеллоустонском национальном парке в стволе неиспользуемой скважины Napa Valley может быть использован для прогноза сильных землетрясений. В частности, перед землетрясением Loma Prieta в 1989 г было зафиксировано увеличение интервала между извержениями IBE (interval between eruptions) с 90 мин до 150 мин. Расстояние от эпицентра землетрясения до гейзера составляло 250 км. Аналогичная предсейсмическая реакция наблюдалась 1 августа 1975 г. перед землетрясением Oroville с $M_w = 6.1$. Таким образом, является актуальным выяснение условий проникновения магматического CO_2 в малоглубинные гидротермальные резервуары с последующим взрывом, когда давление газовой фазы превышает вес и прочность перекрывающих горных пород верхнего водоупора. Гидротермальный взрыв в Японии на вулкане Ontake, унесший жизни 57 человек, предварялся притока газа под вулканом в

течение десяти лет. Поэтому исследования и мониторинг гейзеров, несомненно, являются также приоритетной задачей.

В заключение отметим, что экспериментальный и научный задел, который представлен в предлагаемой вниманию читателей монографии Г.Н. Копыловой и С.В. Болдиной «ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ КАМЧАТКИ» является хорошим фундаментом для дальнейшего научного прорыва по проблеме использования гидрогеодинамических данных для прогноза землетрясений и вулканической активности, а авторам монографии желаю успешного продолжения исследований для участия в организации такого научного прорыва.

*Ответственный редактор, доктор геол.–мин. наук,
профессор, главный научный сотрудник ИВиС ДВО РАН
Кирюхин Алексей Владимирович*

ВВЕДЕНИЕ

Уровнемерные наблюдения в пьезометрических скважинах с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений являются одним из приоритетных направлений исследований по проблеме сейсмического прогноза, и они традиционно включаются в системы геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Большой вклад в развитие методологии таких исследований внесли ученые из Института физики Земли РАН (И.Г. Киссин), ВСЕГИНГЕО (Г.С. Вартамян, Г.В. Куликов), Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР и др.

Результаты уровнемерных наблюдений 70-80-х гг. XX века в сейсмоактивных районах бывшего СССР и мира представлены в ряде публикаций, в которых сообщалось об обнаружении гидрогеодинамических предвестников землетрясений в изменениях уровня воды. Вместе с тем, сейсмопрогностическая информативность таких эффектов не оценивалась. Это было обусловлено объективными недостатками используемых данных наблюдений, которые имели, в основном, фрагментарный, несистематический характер. Кроме этого, в то время не было в достаточной степени разработано научное обоснование методических вопросов проведения наблюдений и обработки уровнемерных данных для выявления гидрогеодинамических предвестников; теоретические положения об их формировании имели преимущественно гипотетический характер и основывались на общих представлениях о связи изменений напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород и режима подземных вод. По данным, представленным в работе [Roeloffs, 1996], не менее 80-90% эффектов в подземных водах, которые первоначально относились к предвестникам, впоследствии были признаны проявлениями воздействия других факторов, в частности, осадков, либо артефактами. Поэтому вопрос о достоверности гидрогеодинамических предвестников, их особенностях и масштабах проявления в зависимости от параметров землетрясений, является открытым до настоящего времени.

Фактор влияния сейсмичности на режим подземных вод, рассматриваемый как совокупность отдельных землетрясений и процессов их подготовки, воздействует на подземные воды за счет изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих горных пород. Собственно землетрясение, включающее образование разрыва и излучение упругих сейсмических волн, имеет малую продолжительность (секунды-минуты-десятки минут). При этом происходят изменение статического напряженного состояния среды в окрестностях очага и динамическая деформация насыщенных горных пород, сопровождающиеся ко- и постсейсмическими изменениями в режиме подземной гидросферы. По современным представлениям процесс подготовки сильного землетрясения развивается длительное время, составляющее месяцы-годы-десятилетия, и может сопровождаться изменением упругого состояния насыщенных горных пород, развитием в них трещинной дилатансии, а также миграцией и фазовыми изменениями поровых флюидов, перераспределением их давления. Эти процессы сопровождаются изменениями гидродинамических и физико-химических параметров режима скважин, которые могут надежно фиксироваться только при проведении специализированных наблюдений.

Необходимым этапом развития метода урвнмерных наблюдений в целях прогноза землетрясений является достоверная диагностика изменений уровня воды под влиянием процессов подготовки и реализации землетрясений или *гидрогеосейсмических вариаций* с однозначным определением их формы, амплитуды и продолжительности развития. В этом случае гидрогеосейсмические вариации уровня воды могут служить показателями деформометрической чувствительности наблюдательных скважин. Они также являются единственными доступными для изучения проявлениями специфических гидродинамических процессов в реальных системах «скважина – водовмещающая порода» под воздействием факторов сейсмичности. Математическое моделирование достоверно выявленных гидрогеосейсмических вариаций с учетом фильтрационных и упругих параметров водовмещающих пород, технического строения скважины, эффекта инерционности водообмена между стволом скважины и водовмещающими породами является одним из наиболее эффективных способов описания таких флюидодинамических процессов в среде сейсмоактивных регионов на стадиях подготовки и реализации сильных землетрясений.

Актуальными научными задачами развития метода урвнмерных наблюдений на современном этапе, характеризующемся внедрением цифровых автоматизированных средств регистрации уровня воды, являются:

– установление закономерностей и особенностей проявления гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, в первую очередь, гидрогеодинамических предвестников, в зависимости от параметров землетрясений и локальных гидрогеологических условий;

– разработка методологии построения моделей различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в реальных системах «скважина – водовмещающая порода» под влиянием сейсмических факторов;

– создание способов оценки деформометрических свойств отдельных наблюдательных скважин и информативности гидрогеодинамических предвестников для прогноза землетрясений.

Основу решения этих задач составляют систематизация и обобщение данных многолетних специализированных урвнemerных наблюдений в пьезометрических скважинах в сейсмоактивных регионах.

На Камчатке урвнemerные наблюдения с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений проводятся с 1978 г. В 1978-1986 гг. Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР и Камчатской опытно-методической сейсмологической партией (КОМСП) 8 скважин в районе г. Петропавловска-Камчатского и пос. Паужетка были оборудованы поплавковыми самописцами уровня воды «Валдай» и ГР-38 с недельным часовым заводом и записью вариаций уровня на бумагу. На скважинах также проводилась регистрация атмосферного давления с помощью барографов и еженедельный контроль глубины уровня воды гидрогеологической хлопушкой. Точность регистрации уровня составляла $\pm 1.0-0.5$ см, атмосферного давления – 1 гПа. В результате были получены непрерывные недельные записи уровня воды по ряду скважин, но принятая периодичность представления урвнemerных данных составляла один раз в сутки. Суточные данные урвнemerных наблюдений на скважинах НИС-1 и Е-1 с 1982 по первую половину 1993 гг. опубликованы в ежеквартальных Бюллетенях Камчатского полигона по прогнозу землетрясений и извержений вулканов.

С использованием такой упрощенной методики были получены временные ряды суточных изменений уровня воды, в которых фиксировались сезонные и барометрические вариации, техногенные эффекты эксплуатации Паужетского месторождения термальных вод. Гидрогеосейсмические вариации в связи с сильными ($M_w \geq 6.6$) были выявлены ретроспективно только в изменениях уровня воды в скважине Е-1 [Копылова, 2001].

Новый этап развития урвнemerных наблюдений связан с реализацией Федеральной целевой программы развития сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений (ФЦП «Развитие ФССН в

1995-2000 гг.»). Наблюдения на скважинах были включены в перечень комплексных наблюдений, направленных на обеспечение прогноза сильных землетрясений Камчатки. В таблице отражены основные мероприятия по развитию наблюдательной сети и методики обработки данных уровнемерных наблюдений в 1987-2011 гг.

В 1996-1997 гг. скважины Е-1 и ЮЗ-5 были оборудованы системами цифровой регистрации уровня воды и атмосферного давления с периодичностью 10 мин и накоплением данных на твердотельную память [Балеста, Копылова и др., 1999; Копылова, 2001, 2006; Копылова, Любушин и др., 2000, 1997]. В этих работах принимал участие Институт физики Земли РАН, предоставивший два комплекта аппаратуры в составе дифференциальных датчиков давления с частотным выходом ДА, ДУ и геофизического измерительного прибора ГИП-3.

Применение системы цифровой регистрации уровня воды и атмосферного давления обеспечивало чувствительность регистрации изменений уровня воды ± 0.2 см, атмосферного давления – ± 0.1 гПа.

В 2000-2001 гг. система наблюдений на скважинах Е-1 и ЮЗ-5 была модернизирована путем замены технически устаревшей аппаратуры универсальным регистратором Кедр-А2 с ультразвуковым датчиком уровня воды и датчиком атмосферного давления (ООО Полином, г. Хабаровск). Применение этой аппаратуры повысило точность измерений вариаций уровня воды до ± 0.1 см, атмосферного давления – ± 0.1 гПа.

Обеспечение непрерывных наблюдений на скважинах Е-1 и ЮЗ-5 с 1996 по 2010 гг. осуществлялось группой геофизических наблюдений КФ ФИЦ ЕГС РАН. Основной объем работ по оборудованию скважин и по проведению наблюдений выполнен А.А. Смирновым. Сбор и обработка уровнемерных данных проводились в лаборатории геофизических исследований КФ ФИЦ ЕГС РАН под руководством д.г.-м.н. Г.Н. Копыловой.

В 2005-2006 гг. на четырех скважинах ОАО Камчатгеология также были организованы цифровые уровнемерные наблюдения с периодичностью 10 мин с использованием системы Кедр А2 (ранее с 2001 г. регистрация уровня воды и атмосферного давления на скважинах ОАО Камчатгеология осуществлялась с периодичностью одно измерение в час).

Увеличение потока данных, поступающих с наблюдательных скважин, требовало создания автоматизированных средств сбора, обработки и анализа данных наблюдений. В 2002 г. в практику работ КФ ФИЦ ЕГС РАН внедрены программные средства информационной

Таблица. Развитие сети и методики обработки данных уровнемерных наблюдений на Камчатке, 1987-2011 гг.

Дата	Содержание работ	Организация
1987 г.	Организация уровнемерных наблюдений на скв. Е-1 с использованием поплавкового самописца «Валдай», периодичность регистрации 1 раз в сутки.	КОМСП
Январь 1996 г.	Организация цифровой регистрации уровня воды на скв. Е-1 (периодичность 10 мин) с использованием регистратора ГИП-3 и датчика уровня ДУ.	КЦМСиВА, ИФЗ
Сентябрь 1997 г.	Организация цифровой регистрации уровня воды на скв. ЮЗ-5 (периодичность 10 мин) с использованием регистратора ГИП-3 и датчика уровня ДУ.	КЦМСиВА, ИФЗ
2001-2002 гг.	<p>Модернизация системы уровнемерных наблюдений на скв. Е-1 и ЮЗ-5; установка регистраторов Кедр-А2 и ультразвуковых датчиков уровня воды (ООО Полином, г. Хабаровск); периодичность регистрации 10 мин;</p> <p>– организация цифровых уровнемерных наблюдений на сети скважин ОАО Камчатгеология (скв. 1303, 1306, 1309, 1311);</p> <p>– внедрение программных средств информационной системы POLYGON для сбора, хранения и обработки данных уровнемерных наблюдений [Копылова, Иванов и др., 2009; Копылова, Латыпов и др., 2003].</p>	КОМСП КГ КОМСП
2004 г.	Создание методики обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды [Копылова, 2005, 2006; Копылова, Бормотов, 2004; Копылова, Куликов и др., 2007].	КОМСП

Продолжение таблицы.

Дата	Содержание работ	Организация
2005-2006 гг.	Организация цифровых равномерных наблюдений на скважинах ОАО Камчатгеология с периодичностью 10 мин	КГ
2007-2010 гг.	Модернизация системы равномерных наблюдений на четырех скважинах ОАО Камчатгеология; использование регистраторов Кедр-Д, Кедр ДМ v2 и телеметрической передачи данных (ООО Полином, г. Хабаровск).	КГ
2011 г.	Модернизация системы равномерных наблюдений на скв. ЮЗ-5; использование регистратора Кедр ДМ и телеметрической передачи данных, периодичность регистрации 5 мин.	КФ ГС РАН

Примечание: КОМСП – Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия (с 2004-2016 гг. – Камчатский филиал Геофизической службы РАН – КФ ГС РАН); КЦМСИВА – Камчатский центр мониторинга сейсмической и вулканической активности; ИФЗ – Институт физики Земли РАН, г. Москва; КГ – ОАО Камчатгеология.

системы POLYGON, реализованной в рамках архитектуры клиент-сервер на базе СУБД MySQL и предназначенной для обеспечения автоматизированного пополнения централизованной базы данных комплексных геофизических наблюдений, их хранения, обработки и оперативного анализа [Копылова, Иванов и др., 2009; Копылова, Латыпов и др., 2003]. В составе ИС POLYGON входит программа DIAGNOS, предназначенная для визуализации, обработки и анализа временных рядов данных наблюдений [Балеста, Копылова и др., 1999; Копылова, Иванов и др., 2009; Копылова, Латыпов и др., 2003]. В программу интегрирован алгоритм компенсации влияния факторов-помех на изменения исследуемого ряда [Любушин, 1993], с использованием которого осуществляется компенсация баровариаций в изменениях уровня воды.

В результате наблюдений в 1997-2010 гг. были зарегистрированы разнообразные гидрогеосейсмические вариации уровня воды при сильных местных землетрясениях, включая их гидрогеодинамические предвестники, а также эффекты от прохождения сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений. В скважине Е-1, расположенной в 10 км от вулкана Корякский, проявлялись изменения уровня воды в связи с его фреато-магматическим извержением и предшествующей сейсмической активизацией.

В первой части монографии приводится описание гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в наблюдательных скважинах КФ ФИЦ ЕГС РАН (Е-1 и ЮЗ-5) и ОАО Камчатгеология (1303, 1306, 1309 и 1311), дается их типизация, рассматриваются особенности их проявления в зависимости от параметров землетрясений, локальных геолого-гидрогеологических условий и технического строения скважин.

Во второй части монографии рассматриваются теоретические основы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций в системах «скважина – водовмещающая порода» и приводятся примеры их моделирования с использованием данных наблюдений.

Сейсмичность, как совокупность отдельных землетрясений и процессов их подготовки, представляет эндогенный геодинамический фактор формирования режима подземных вод и воздействует на подземные воды за счет изменения напряженно-деформированного состояния флюидонасыщенной геологической среды [Ковалевский, 1973; Киссин, 1982, 1993; Пиннекер и др., 1985; Гриц, 1986]. Продолжительность отдельных землетрясений составляет секунды-минуты. Но их возникновению предшествует длительная подготовка [Соболев, 1993; Гольдин, 2004, 2005; и др.], которая может сопровождаться упругой деформацией водовмещающих пород, развитием в них трещинной дилатансии; миграцией, фазовыми изменениями и перераспределением давления поровых флюидов. Эти процессы сопровождаются вариациями гидродинамических параметров подземных вод и могут быть диагностированы при проведении режимных наблюдений на скважинах. Гидрогеологический метод мониторинга земной коры [Киссин, 1982, 1993], разработанный в Институте физики Земли РАН, и метод мониторинга гидрогеодеформационного поля Земли (ГГД-поля), разработанный во ВСЕГИНГЕО [Вартанян, Куликов, 1982], базируются на чувствительности подземной гидросферы к изменениям напряженно-деформированного состояния насыщенных горных пород.

В 70-90-х гг. XX века были обнаружены разнообразные изменения в режиме подземных вод под влиянием землетрясений [Войтов и др., 1972; Барсуков и др., 1979; Вакута, 1984; и др.]. По времени проявления относительно момента землетрясения они разделялись на *гидрогеологические предвестники* – изменения в режиме подземных вод на стадиях подготовки землетрясений, и изменения в подземных водах

во время и после землетрясений (косейсмические и постсейсмические эффекты) [Киссин, 1982; Пиннекер и др., 1985]. Среди гидрогеологических предвестников были выделены *гидрогеодинамические предвестники*, проявляющиеся в изменениях гидродинамических параметров источников и скважин – уровней воды, давления, дебитов.

Углубленное исследование влияния сейсмичности на режим подземных вод направлено на развитие гидрогеологического метода, как элемента геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов, а также на решение задачи эффективного использования гидрогеологических предвестников для прогнозирования землетрясений. Ключевую роль в решении этих задач имеют данные многолетних специализированных наблюдений на скважинах в сейсмоактивных районах. Понятие «специализированные наблюдения» включает: непрерывность и известную точность регистрации параметров подземных вод; применение методов обработки временных рядов данных наблюдений, включающих учет и компенсацию факторов-помех – атмосферного давления, приливов, осадков, процессов водного питания, техногенного воздействия и др.; анализ воздействия землетрясений на изменения регистрируемых параметров с выделением характерных типов гидрогеосейсмических вариаций, соответствующих факторам сейсмического воздействия – процессам подготовки землетрясений, образования разрывов в очагах и распространения сейсмических волн [Копылова, 2005].

1.1. | НАБЛЮДАТЕЛЬНАЯ СЕТЬ

На рис. 1.1 приводится схема расположения шести скважин, в которых проводились 10-минутные наблюдения за изменениями уровня воды и атмосферного давления и были зарегистрированы различные типы гидрогеосейсмических вариаций. В табл. 1.1 дана гидрогеологическая и техническая характеристика наблюдательных скважин. Водопроницаемость водовмещающих пород T оценивалась по данным откачек и экспресс-наливов в скважины.

Как следует из табл. 1.1, наблюдательные скважины различаются по конструкции, литологическому составу и фильтрационным свойствам водовмещающих пород. Все скважины вскрывают напорные подземные воды. Пять скважин вскрывают водовмещающие породы, содержащие слабоминерализованные подземные воды. Поровотрещинный флюид в породах, вскрытых скважиной Е-1, содержит воду и газ метаново-азотного состава.

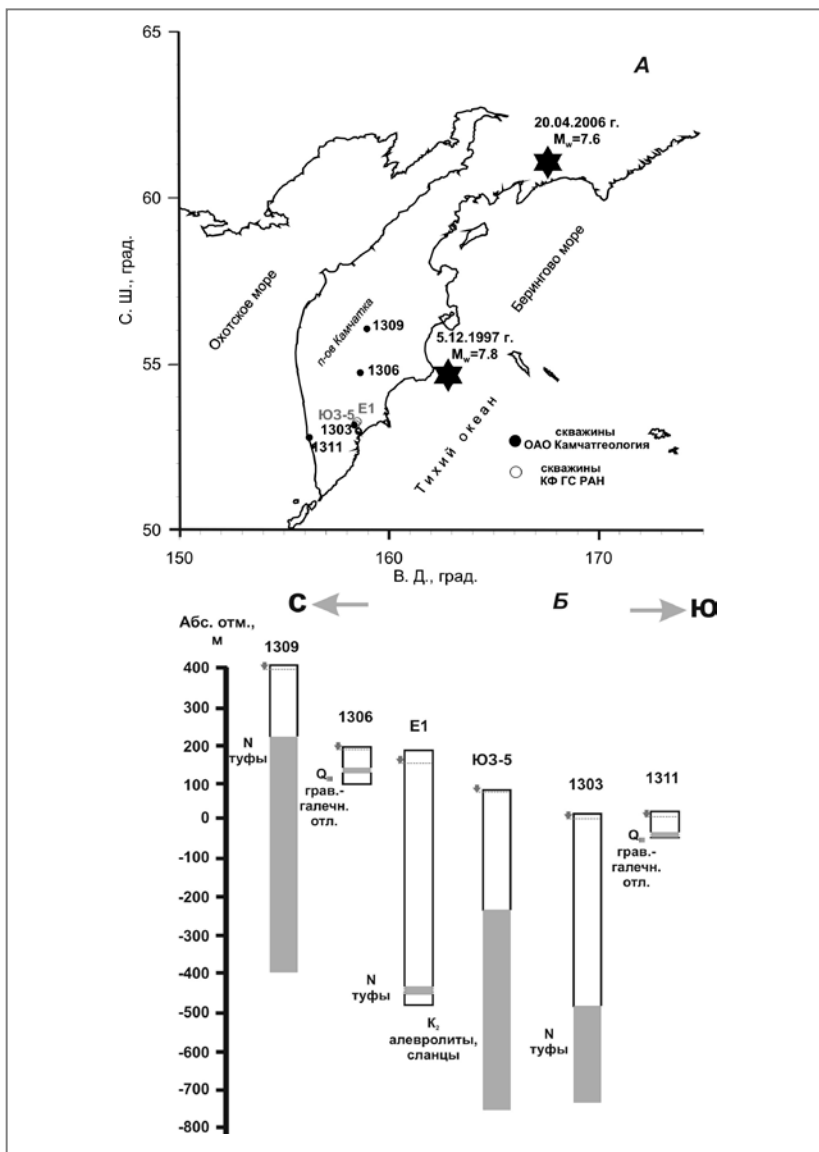


Рис. 1.1. Схемы расположения скважин (А) и их строение (Б): серым цветом выделены области связи стволов скважин с водовмещающими породами; вертикальные стрелки обозначают положение уровня воды в скважинах. Звездами показаны эпицентры землетрясений Кроноцкого 05.12.1997 г. и Олюторского 20.04.2006 г.

Таблица 1.1. Характеристика наблюдательных скважин

Скважина	Координаты, градусы		Глубина скважины/уровень, м	Радиус ствола в области колебаний уровня / радиус в области связи с породами, м	Диапазон глубин вскрытия пород/ длина открытой части ствола, м	Технические условия связи скважины и водопроницающих пород	Водопроницающие породы: возраст, состав, водопроницаемость T , м ² /сут	Поровый флюид
	с.ш.	в.д.						
1309	56.03	158.57	750/ 3.5	0.136/ 0.084	223-750/ 527	открытый ствол	N, туфы, 54	вода
1306	53.17	158.41	100/ 13.5	0.162/ 0.109	28-41/ 13	дырчатый фильтр	Q _{IV} , гравийно-галечные отложения с прослоями глин и песков, 1451	вода
E1	53.26	158.48	665/ 28	0.109/ 0.109	625-645/ 20	дырчатый фильтр	N, туфы, 0.005	вода+газ N ₂ -CH ₄
Ю3-5	53.17	158.41	800/ 1.5	0.122/ 0.084	310-800/ 490	открытый ствол	K ₂ , переслаивание алевролитов и аргеллитов, 7.8	вода
1303	53.08	158.21	800/ 25.3	0.122/ 0.046	517-717/ 200	открытый ствол	N, переслаивание туфопесчаников, туфобрекчий, туфоалевролитов, 0.32	вода
1311	52.47	156.12	80/ 11	0.084/ 0.073	67-69, 70-73/ 5	дырчатый фильтр	Q _{IV} , щебнисто-гравийные отложения со ср./зернистым наполнителем, 165	вода

1.1.1. Методика обработки данных

Режим подземных вод подвержен изменениям вследствие воздействия комплекса экзогенных и эндогенных факторов. По типу воздействия режимобразующих факторов на подземные воды наблюдаемые изменения подразделяются на две группы: 1) связанные с изменением количества и качества подземных вод в результате их естественного и искусственного питания или расходования (гидродинамические); 2) связанные с изменением напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород (геодинамические) [Ковалевский, 1973; Основы гидрологии..., 1983]. Гидрометеорологические факторы (выпадение осадков, таяние снега и др.) регулируют инфильтрационное питание подземных вод и по типу воздействия относятся к гидродинамическим. Сейсмичность и другие геодинамические процессы, приливные силы межпланетного взаимодействия, океаническая нагрузка, вариации атмосферного давления, нагрузочный эффект осадков и другие нагрузки на кровлю водоносного пласта оказывают геодинамическое воздействие на напорные подземные воды.

Данные урвнемрных наблюдений представляют временные ряды. Их обработка сводится к организации сбора, хранения, пополнения и представления данных наблюдений с применением компьютерных средств и к выделению полезных сигналов на фоне помех. В качестве полезных сигналов рассматриваются гидрогеосейсмические вариации уровня воды. В КФ ФИЦ ЕГС РАН сбор, хранение и визуализация урвнемрных данных осуществляется с использованием информационной системы POLYGON в составе базы данных наблюдений (БД) и программных средств для пополнения и ведения БД, обработки и графического представления данных [Копылова, Иванов, Касимова, 2009; Копылова, Латыпов, Пантюхин, 2003].

Гидрогеосейсмические вариации представляют сигналы в изменениях временных рядов уровня воды, вызванные отдельными, преимущественно сильными ($M_w \geq 5$), землетрясениями. Поэтому анализ изменений уровня воды проводился во временных окнах длиной от суток до первых лет, включающих определенное землетрясение.

Важным принципом при выделении гидрогеосейсмических вариаций уровня воды является индивидуальный подход к обработке каждого временного ряда. Это объясняется особенностями формирования гидродинамического режима каждой скважины в многолетнем разрезе вследствие различия локальных режимобразующих условий, а также особенностями изменения уровня под влиянием комплекса режимобразующих факторов. Возможность выделения гидрогеосейс-

мических вариаций также определяется степенью зашумленности временных рядов вследствие воздействия несейсмических факторов, а также чувствительностью и интервалом регистрации уровня воды. При проведении равномерных наблюдений с периодичностью 10 мин возможности для выделения сигналов сейсмического воздействия в высокочастотной области существенно расширяются, по сравнению с данными регистрации в диапазоне от суток до одного часа.

В качестве помех рассматриваются изменения уровня воды, вызванные факторами несейсмической природы, они условно разделяются на длиннопериодные (многолетний тренд, сезонность) и на относительно короткопериодные (барометрические вариации, эффекты осадков, приливные вариации и др.). Отсутствие техногенного влияния на режим наблюдательных скважин позволяет рассматривать только естественные помехообразующие факторы. Воздействие эндогенных и экзогенных факторов на состояние системы «скважина – водовмещающая порода» вызывает соответствующие отклики (сигналы) в изменениях уровня воды. Наиболее значимыми откликами несейсмической природы сопровождается барометрическое и приливное воздействие, а также нагрузочный эффект от выпадения осадков.

Исследование барометрического отклика уровня воды проводилось с использованием кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня и атмосферного давления [Копылова, 2006; Копылова, Бормотов, 2004; Копылова, Куликов, Тимофеев, 2007 и др.]. Основной характеристикой барометрического отклика уровня воды является величина барометрической эффективности E_b , равная отношению амплитуды изменений уровня воды ΔH к соответствующему изменению атмосферного давления ΔP : $E_b = \Delta H \gamma / \Delta P$, где γ – объемный вес флюида [Основы гидрологии..., 1983]. Пример оценки параметров барометрического отклика уровня воды см. раздел 2.1.1.2.

Приливной анализ данных равномерных наблюдений проводился по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994] с определением амплитудных факторов для отдельных волн, и сдвига фаз между отдельными волнами в изменениях уровня воды и соответствующими компонентами приливного гравитационного потенциала. Пример приливного анализа вариаций уровня воды см. раздел 2.1.1.3.

Долговременные изменения уровня воды (тренд, сезонность) обычно связаны с процессами водного питания и передачи напора из областей питания в район скважины. Такие изменения учитывались на основе результатов изучения годовых (сезонных) изменений уровня воды в отдельных скважинах по данным многолетних наблюдений [Копылова, 2001, 2006; Копылова, Сизова, 2010].

Ниже рассматривается методика обработки данных уровневых наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды с учетом постоянно действующих факторов барометрической и приливной нагрузки, осадков и сезонности.

Введем обозначения временных рядов, которые характеризуют различные сигналы (рис. 1.2): $A(t)$ – временной ряд изменений атмосферного давления; $U(t)$ – временной ряд изменений уровня воды в скважине; $U_k(t)$ – временной ряд изменений уровня воды с компенсированными баровариациями; $U_b(t)$ – временной ряд барометрических вариаций уровня воды; $U_{kt}(t)$ – временной ряд низкочастотного тренда в изменениях уровня воды; $U_{kh}(t)$ – временной ряд высокочастотной составляющей вариаций уровня воды, содержащий приливные вариации и шум различного происхождения. Между временными рядами выполняются соотношения: $U_b(t) = U(t) - U_k(t)$ и $U_{kh}(t) = U_k(t) - U_{kt}(t)$.

Компенсация баровариаций проводится на основе оценки комплексной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скользящем временном окне [Любушин, 1993]. $U_{kt}(t)$ определяется как среднее значение $U_k(t)$ в скользящем временном окне с заданным шагом по времени. Размер окна усреднения принимается таким, чтобы осуществлялось подавление земноприливных вариаций (диапазон их периодов составляет 12-27 ч) и не происходило искажение более низкочастотных вариаций уровня. Например, при интервале регистрации уровня воды и атмосферного давления, равным одному часу, оценка тренда производится в скользящем временном окне длиной 48 ч с шагом 1 ч. При этом текущее значение $U_{kt}(t)$ относилось на правый край временного окна для диагностики предвестниковых сигналов, не затухеванных возможными ко- и постсейсмическими эффектами.

Полученные ряды $U_k(t)$, $U_{kt}(t)$, U_{kh} используются для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, вызванных отдельными землетрясениями. Наиболее сложным моментом в анализе рядов $U_{kt}(t)$ является выделение сигналов изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород из сигналов водного питания и формирования гидростатического напора подземных вод, т. к. последние, как правило, имеют характер длительных переходных процессов. В зависимости от условий залегания водовмещающих пород, их изолированности слабопроницаемой толщей и гидравлической связи с грунтовыми водами, другими водоносными горизонтами и областями формирования напора и разгрузки, эффекты водного

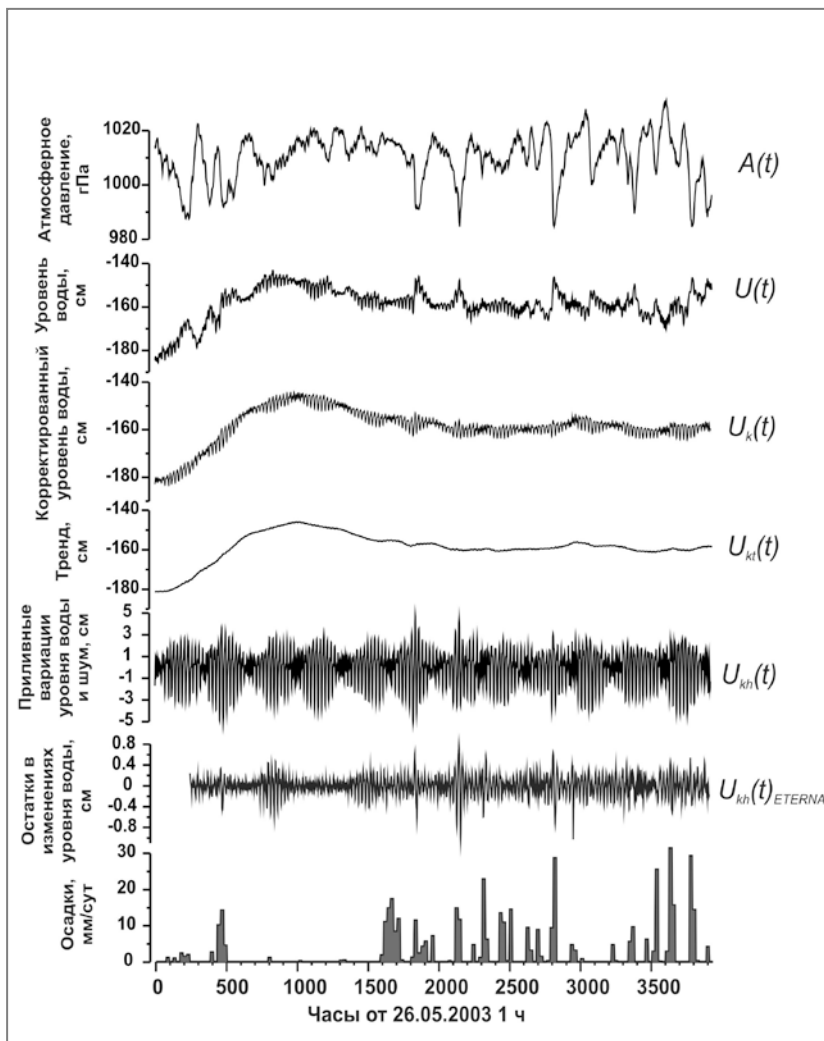


Рис. 1.2. Результаты обработки среднечасовых данных уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5 с 26 мая по 6 ноября 2003 г. Пояснения см. текст

питания и формирования гидростатического напора в изменениях тренда уровня могут быть различными – от их практического отсутствия до очень длительных и амплитудных вариаций.

Как правило, изменение давления подземных вод контролируется сезонностью поступления инфильтрационных вод в областях питания и режимом выпадения жидких осадков. Поэтому данные о режиме выпадения атмосферных осадков, как текущих, так и за многолетний период, являются необходимым элементом равномерных наблюдений и обработки данных. Примеры выделения относительно долговременных гидрогеосейсмических вариаций уровня воды и соответствующие приемы обработки равномерных данных приводятся в [Копылова, 2006; Копылова, Сизова, 2010; Копылова, Смолина, 2010].

Отклик уровня воды на выпадение осадков может запаздывать по времени, которое зависит от мощности и проницаемости перекрывающей толщи, а также от расстояния области питания подземных вод до скважины. Пополнение подземных вод (их питание) инициируется после выпадения определенного порогового количества осадков. Дополнительно к запаздывающему подъему уровня, вызванному повышением давления в области питания, одновременно с выпадением осадков может появляться кратковременное повышение уровня, связанное с увеличением давления на перекрывающие породы непосредственно в районе скважины [Копылова, 2001, 2006]. Подъемы уровня воды с амплитудами 1-2 см регулярно наблюдаются в скважинах Камчатки во время выпадения обильных ($\geq 15-20$ мм/сут) твердых и жидких осадков.

Уровни воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 слабо реагируют на выпадение жидких осадков. Это указывает на хорошую изоляцию водовмещающих пород и на сравнительно большую удаленность областей питания подземных вод. Такие благоприятные условия позволяют проводить диагностику гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в течение всего времени наблюдений.

Анализ высокочастотной составляющей в изменениях уровня воды направлен на выделение интервалов времени, в течение которых наблюдается увеличение амплитуды вариаций рядов U_{kh} , фиксирующих короткопериодные изменения порового давления, не связанные с питанием водовмещающих пород или техническими причинами. Увеличение амплитуды высокочастотных вариаций уровня наблюдается при косейсмических скачках уровня и других эффектах резкого изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород, например, при прохождении низкочастотных поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений.

Ниже приводится описание выявленных гидрогеосейсмических вариаций уровня воды на основе применения представленной методики обработки данных уронемерных наблюдений.

1.2. ОПИСАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ

Описание гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах Камчатки дано в работах [Копылова и др., 2000, 2007; Копылова, 2001, 2006; Копылова, Смолина, 2008; и др.]. Ниже представлена их краткая характеристика.

1.2.1. Вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5

По данным наблюдений в 1997-2004 гг. в изменениях уровня воды обнаружены гидрогеосейсмические вариации в связи с девятью землетрясениями (табл. 1.2). Эти вариации разделяются на четыре типа с учетом факторов сейсмического воздействия [Копылова, 2006].

Тип I – гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. (Кроноцкое землетрясение, далее КЗ) (рис. 1.1). Перед КЗ наблюдалось бухтообразное понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 продолжительностью около трех недель, синхронное с понижением уровня в скважине Е-1 (рис. 1.3). Понижение уровней в обеих скважинах примерно совпадает по времени с предсейсмическими перемещениями GPS-станций Камчатской сети, представляющими проявление деформационного предвестника этого землетрясения [Gordeev et al., 2001]. Амплитуда понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 составила 11 см, в скважине Е-1 – 1 см.

Тип II – косейсмические скачки уровня воды вследствие изменения статического напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах землетрясений. При возникновении шести местных землетрясений (табл. 1.2) наблюдались скачки в изменении уровня воды во время 10-минутного интервала, в течение которого происходило землетрясение (рис. 1.4). В четырех случаях уровень понижался, в двух случаях – повышался. Амплитуды скачков Δh составляли 12.0-0.25 см. Направление скачков определяется характером объемной деформации водовмещающих пород: понижение

Таблица 1.2. Землетрясения, вызвавшие изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5 в 1997-2004 гг.

Дата, ГГММДД	Время в очаге, чч:мм:сс	Координаты, Град.		H, км	K _s	M _w	Гипоцент- ральное расстояние R, км	Характеристика вариаций уровня воды	
		с. ш.	в. д.					Тип вариаций уровня воды	Δh, см
971205	11:26:51	54.64	162.55	10	15.5	7.8	320	I	-11.0
980601	05:34:02	52.81	160.37	31	13.8	6.9	140	II	-1.0
990308	12:25:42	51.93	159.72	7	14.3	7.0	165	II	-1.7
001220	09:19:51	53.31	160.06	65	13.0	4.6*	130	II	0.6
030616	22:08:01	55.30	160.34	190	14.7	6.9	330	II	-0.3
030925	19:50:06	41.78	143.91	27	-	8.3	1670	IV	2.0
040320	08:53:14	53.74	160.74	31	13.1	4.9*	170	II	0.25
041226	00:58:53	3.30	95.78	30	-	9.0	8250	IV	5.0

Примечание: * – магнитуда M_s

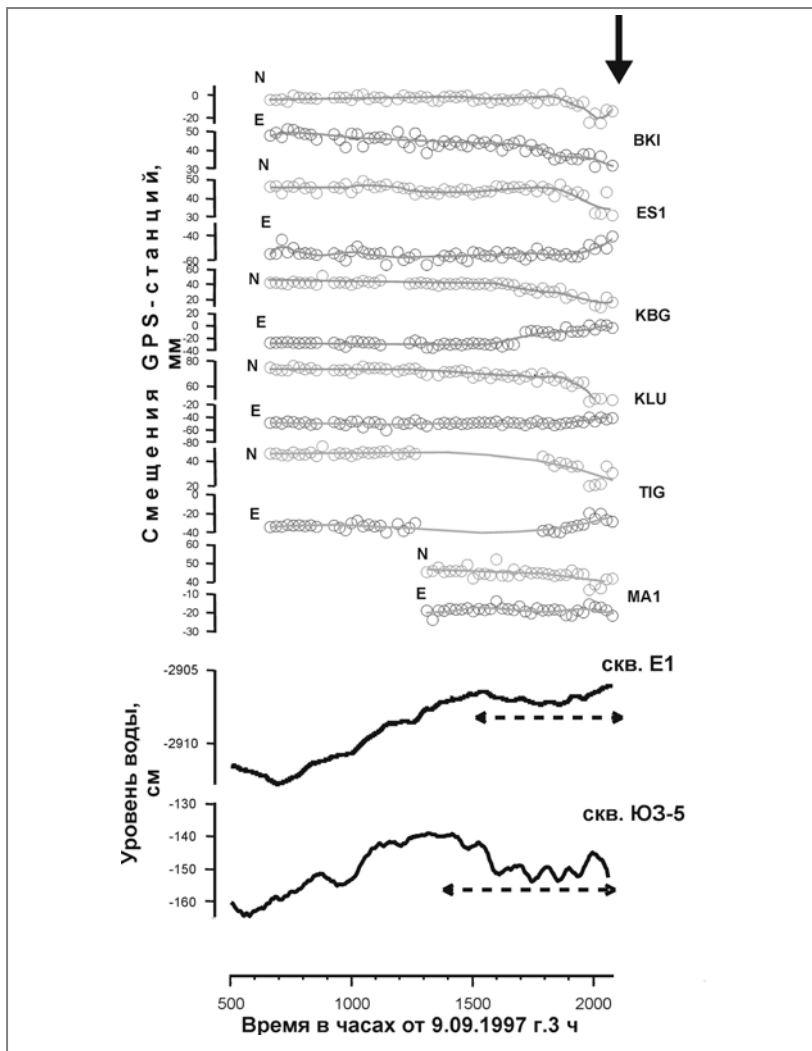


Рис. 1.3. Изменения уровней воды в скважинах ЮЗ-5, E-1 и смещения GPS-станций [Gordeev *et al.*, 2001] на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения 05.12.97 г., $M_w = 7.8$ (показано стрелкой): VKI, ES1, KBG, KLU, TIG, MA1 – GPS-станции Камчатской сети; N – смещение в направлении Ю-С, E – смещение в направлении З-В. Горизонтальными пунктирными стрелками показано время проявления гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровней воды

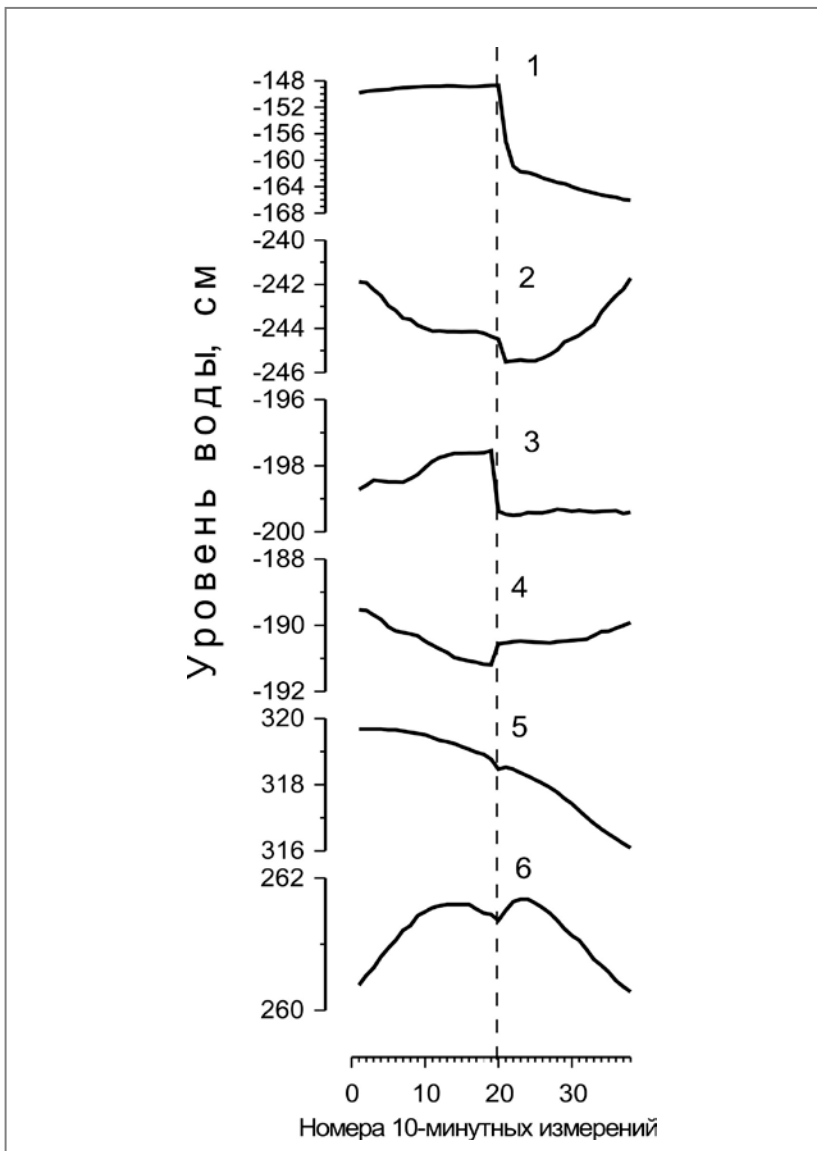


Рис. 1.4. Косейсмические скачки в изменении уровня воды в скважине ЮЗ-5 в моменты шести землетрясений (табл. 1.2)

уровня воды фиксирует деформацию расширения, повышение уровня – сжатие.

Параметры землетрясений, сопровождающихся косейсмическими скачками уровня, описываются зависимостью $M_w \geq 0.004R + 5.6$ (рис. 1.5). В [Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов и др., 2010] на примере скважины ЮЗ-5 показано, что по данным уровнемерных наблюдений можно получать точечную оценку объемной косейсмической деформации. В случае КЗ величина объемной деформации расширения составляла $1.55 \cdot 10^{-8}$ [Копылова, Стеблов и др., 2010].

Тип III – длительное постсейсмическое понижение уровня воды после КЗ продолжалось в течение 3.5 месяцев с амплитудой около 1 м. Затем в течение двух лет наблюдалось его возвращение к прежнему положению (рис. 1.6).

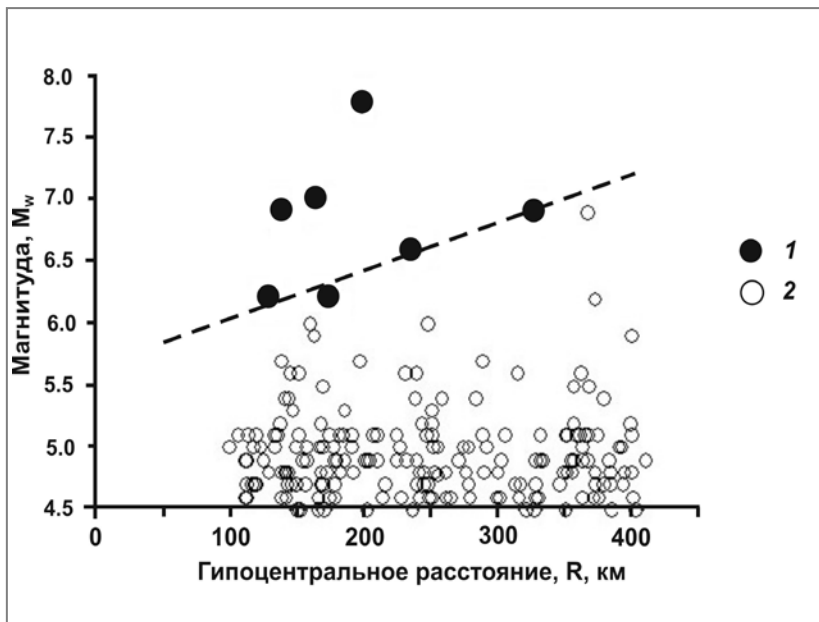


Рис. 1.5. Распределение землетрясений с $M_w \geq 4.5$, произошедших во время наблюдений на скважине ЮЗ-5 в 1997-2004 гг., в зависимости от их параметров: магнитуды M_w и гипоцентрального расстояния R , км: 1 – землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими скачками уровня воды (табл. 1.2); 2 – землетрясения, в связи с которыми косейсмические скачки уровня воды не зарегистрированы. Пунктирная линия ограничивает область землетрясений с параметрами, соответствующими зависимости $M_w \geq 0.004R + 5.6$

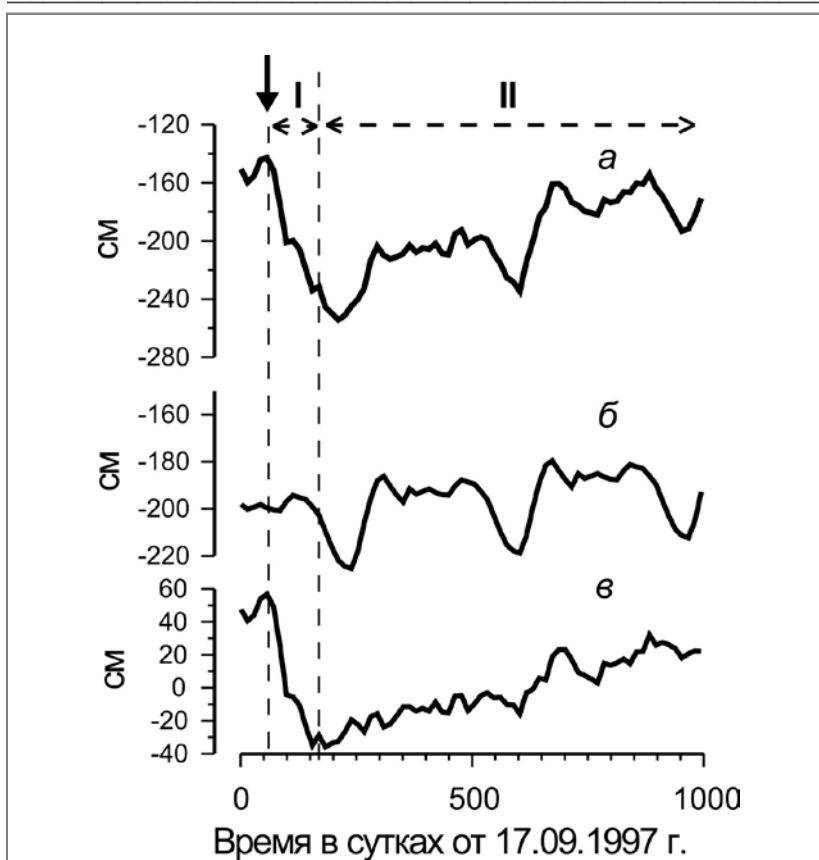


Рис. 1.6. Долговременные изменения уровня воды в скважине Ю3-5 после Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$, $R = 316$ км (показано стрелкой): а – изменения уровня воды по данным регистрации; б – выделенные годовая сезонность и линейный тренд; в – остатки в изменениях уровня воды после удаления годовой сезонности и тренда. I – фаза понижения уровня воды, II – фаза восстановления уровня воды

Такой эффект в изменениях уровня воды отражает последовательное падение и восстановление давления подземных вод. В [Болдина, Копылова, 2008, 2008а] показано, что наиболее вероятным механизмом понижения порового давления в окрестностях скважин является локальное повышение проницаемости водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях.

Тип IV – колебания уровня воды при прохождении поверхностных сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений. На рис. 1.7 приводится запись вариаций уровня воды во время Суматра-Андаманского землетрясения, $M_w = 9.0$, $R = 8250$ км, в сопоставлении с записью вертикальных смещений на сейсмостанции Петропавловск (РЕТ), расположенной в 20 км от скважины ЮЗ-5. Сейсмические волны регистрировались более 50-ти мин: с 1 ч 10 мин до примерно 2 ч. Амплитуда вертикального смещения достигала 2 см [Копылова, Болдина, 2007].

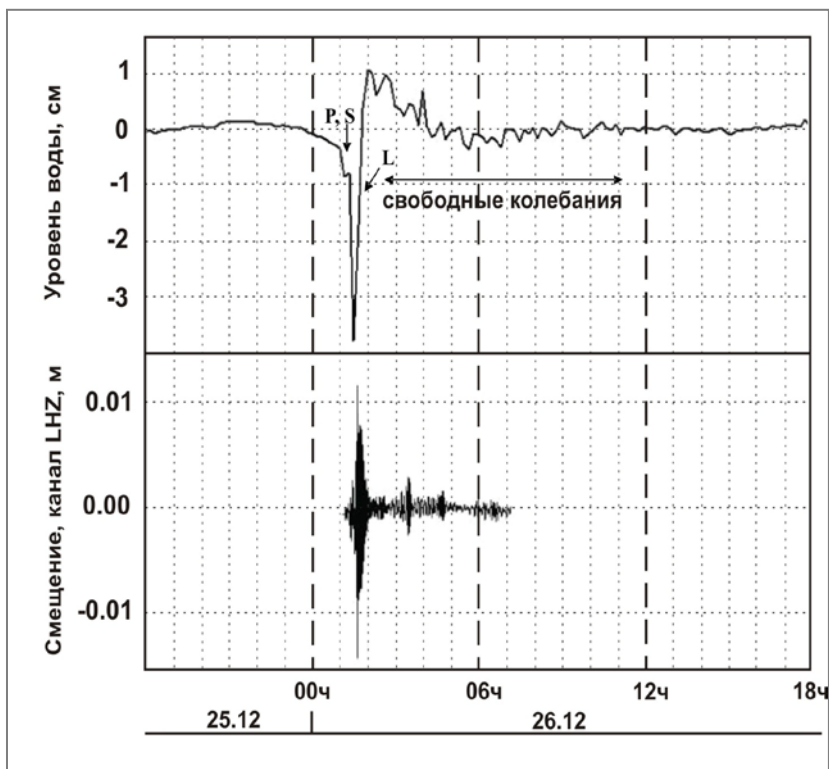


Рис. 1.7. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5 во время Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г., $M_w = 9.0$, $R = 8250$ км, в сопоставлении с записью смещений на канале LHZ, сейсмостанции Петропавловск (РЕТ). Стрелками указаны вариации уровня воды во время вступления P, S и L-волн

Вступления Р-волн (01 ч 10 мин 09 с) и S-волн (01 ч 20 мин 49 с) сопровождалось колебаниями уровня воды с амплитудой до 0.5 см. Вступление L-волн (01 ч 32 мин 57 с) сопровождалось изменениями уровня воды с амплитудой не менее 5 см, затем в течение примерно девяти часов наблюдались затухающие колебания уровня с амплитудами 0.5-0.2 см. Отношение максимальной амплитуды изменений уровня воды в скважине к максимальному смещению поверхности земли во время прохождения L-волн составляло не менее 2.5.

1.2.2. Вариации уровня воды в скважине Е-1

По данным наблюдений в 1987-1998 гг. в изменениях уровня воды в скважине Е-1 выявлены постсейсмические вариации в связи с тринадцатью землетрясениями с $M_w = 5.8-7.8$ на гипоцентральных расстояниях $R = 100-320$ км.

Постсейсмические изменения проявлялись в плавных повышениях уровня воды с амплитудами 3.7-29.8 см и продолжительностью 9-90 сут при характерных значениях 45-60 сут для землетрясений с $M_w \sim 7$ (рис. 1.8). Перед землетрясениями наблюдалось преимущественное понижение уровня воды. При этом перед семью наиболее сильными землетрясениями понижение уровня воды происходило с повышенной скоростью, составляющей ≤ -0.07 см/сут. Такие понижения в [Копылова, 2001] выделены в гидрогеодинамический предвестник сильных местных землетрясений с $M_w \geq 5.5$ (см. раздел 1.3).

На рис. 1.9 приводится диаграмма, на которой в координатах $K_S - \lg R$, где K_S – энергетический класс землетрясений, показаны события с $K_S \geq 11.0$ в радиусе 450 км от скважины Е-1. Здесь же приводится зависимость, описывающая нижнюю границу области землетрясений, сопровождающихся гидрогеосейсмическими вариациями уровня воды: $K_S = 3.39 \lg R + 6.22$ (или $M_w = 2.51 \lg R + 0.6$).

С середины 2006 по декабрь 2009 гг. в скважине регистрировался восходящий тренд повышения уровня воды с аномально высокой скоростью (рис. 1.10). Повышение уровня началось за 1.9 года до начала роя землетрясений ($K_{S_{\max}} = 8.3$) в пределах субмеридиональной зоны, включающей постройку вулкана Корякский, и за 2.5 года до усиления его фумарольной активности. Повышение уровня воды закончилось примерно одновременно с окончанием роя землетрясений и фумарольной активизации вулкана. Продолжительность аномального повышения уровня воды с амплитудой 1.22 м составила около 3.5 лет.

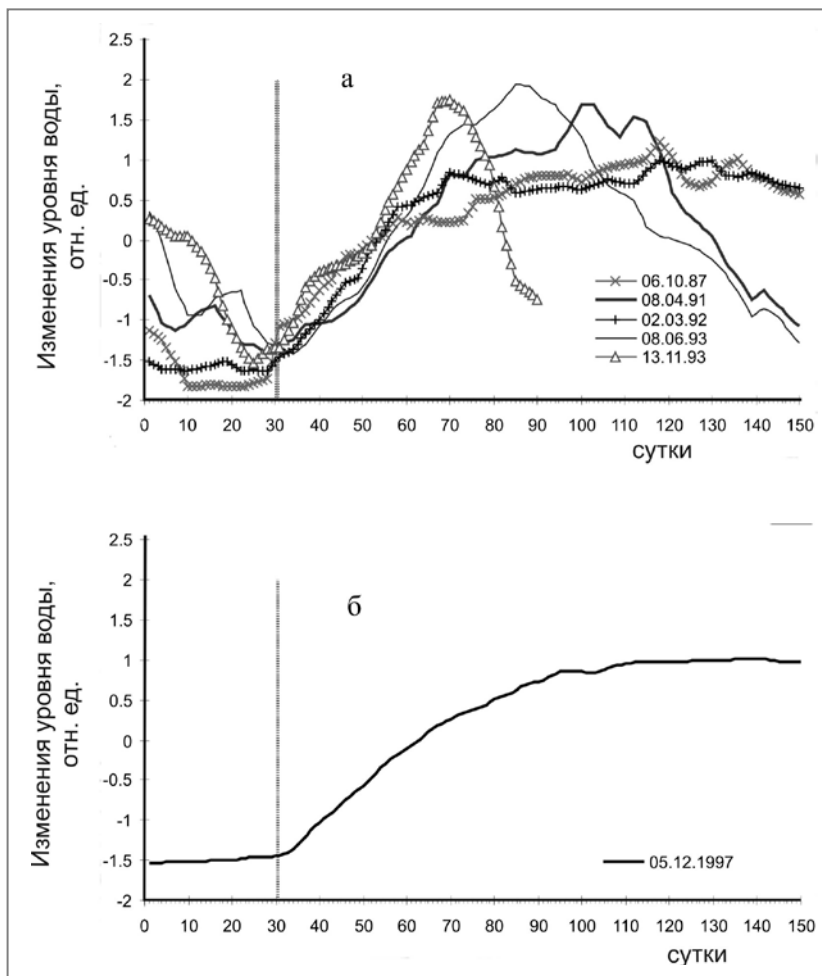


Рис. 1.8. Графики шести наиболее сильных постсейсмических изменений уровня воды в скважине Е-1: а – по данным наблюдений 1987-1994 гг.; б – по данным наблюдений в 1996-1998 гг. Представлены фрагменты нормированных среднесуточных временных рядов, очищенных от баровариаций, включающих 30 сут до землетрясения и 120 сут после землетрясения. Вертикальная линия показывает моменты землетрясений

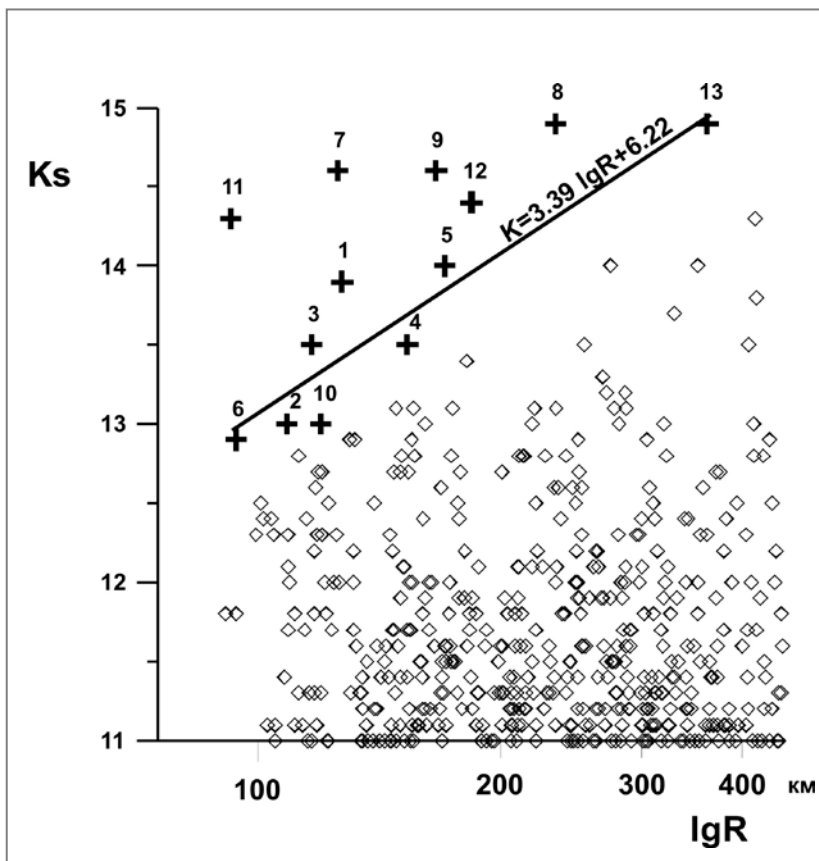


Рис. 1.9. Диаграмма, показывающая зависимость изменений уровня воды в скважине Е-1 от величины энергетического класса землетрясений K_S и гипоцентрального расстояния R , км. Крестиками показаны землетрясения, сопровождавшиеся пред- и постсейсмическими вариациями уровня воды (номера землетрясений по [Копылова, 2001]). Ромбами показаны землетрясения 1987-1998 гг. с $K_S \geq 11.0$ в радиусе до 450 км от скважины Е-1, которые не сопровождались изменениями уровня воды.

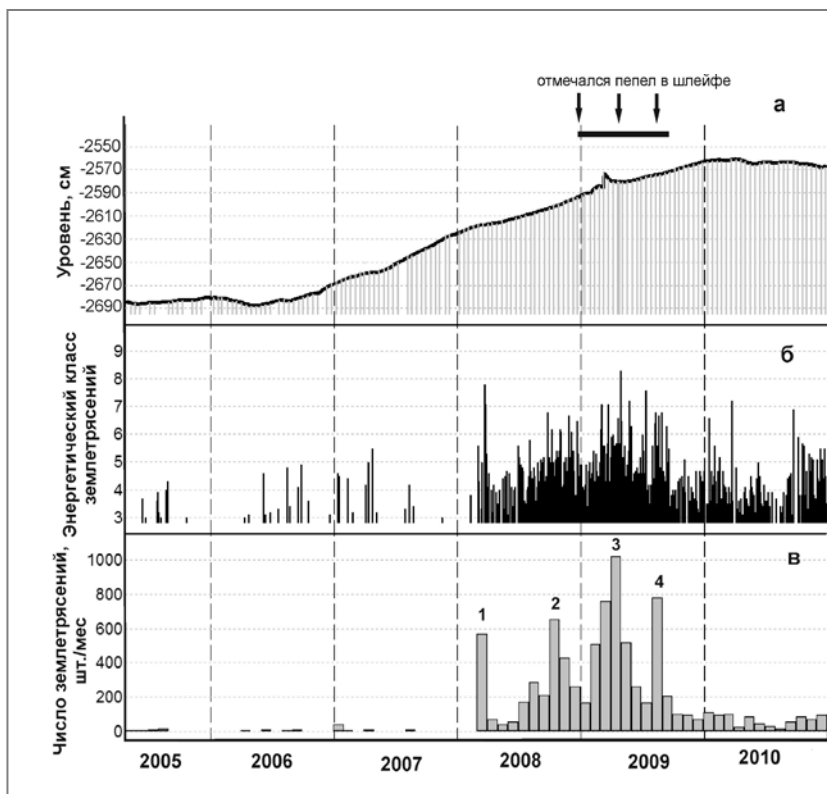


Рис. 1.10. Изменение уровня воды в скважине Е-1 в 2005-2010 гг. в сопоставлении с развитием сейсмичности и парогазовой активности вулкана Корякский: а – изменения уровня воды по данным цифровых и ручных измерений (приводятся в глубинах уровня воды ниже оголовка скважины); горизонтальной линией показан интервал времени фреатического извержения; б – землетрясения с величинами энергетических классов $K_S = 3.1-8.3$ в районе вулкана Корякский; в – суммарное за месяц количество землетрясений (цифрами обозначены максимумы сейсмической активности: 1 – март 2008 г., 2 – октябрь 2008 г., 3 – апрель 2009 г., 4 – август 2009 г.)

1.2.3. Вариации уровня воды в связи с Олюторским землетрясением 20.04.2006 г., $M_w=7.6$

Во время Олюторского землетрясения уровнемерные наблюдения проводились на шести скважинах, расположенных на расстояниях 750-1150 км от эпицентра (рис. 1.1). В пяти скважинах зарегистрированы постсейсмические вариации уровня воды (рис. 1.11).

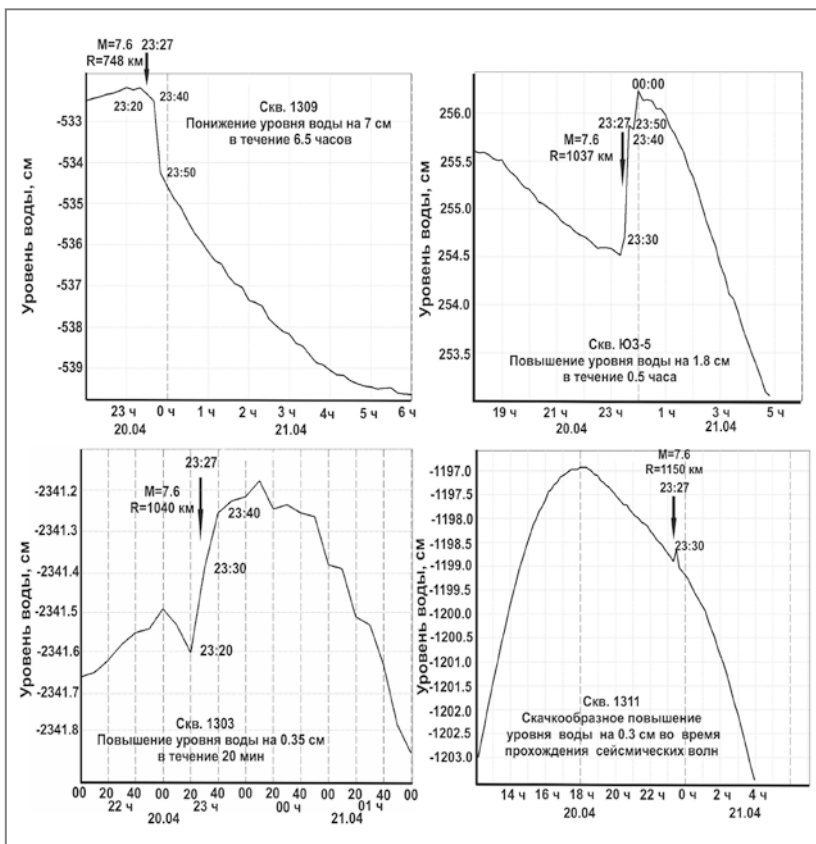


Рис. 1.11. Вариации уровня воды в скважинах 1309, Ю3-5, 1303 и 1311 в связи с Олюторским землетрясением (по данным 10-минутной регистрации)

Воздействие сейсмических волн от этого землетрясения сопровождалось, в основном, остаточными смещениями уровня воды: понижением в наиболее близких к эпицентру скважинах 1306, 1309 и повышением в более удаленных скважинах 1303 и ЮЗ-5. Такие вариации уровня объясняются кратковременным изменением давления подземной воды при деформации водовмещающих пород, вызванной прохождением сейсмических волн [Копылова, Смолина, 2008, 2008а]. Наиболее вероятным механизмом вариаций давления является локальное изменение проницаемости водовмещающих пород и, возможно, фильтрационных связей в системе «скважина – водовмещающая порода». Характер изменения уровня воды (его повышение или понижение) могло быть связано с различием локальных гидрогеологических условий и особенностями сейсмических сигналов в районах скважин, в частности, с их амплитудно-частотным составом. Продолжительность изменений уровня воды составляла от часов-минут до 2-4 сут, амплитуды не превышали 10 см.

В период, предшествующий Олноторскому землетрясению, в скважинах ЮЗ-5, 1303 и Е-1 выделены аномальные вариации уровня воды, проявившиеся с 1 февраля по 2 марта и с 17 по 20 апреля 2006 г. [Копылова, Смолина, 2010].

1.2.4. Вариации уровня воды при воздействии сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений

В скважинах Камчатки (рис. 1.1) зарегистрированы изменения уровня воды в связи с десятью сильнейшими ($M_w \geq 7.6$) землетрясениями, произошедшими в северо-западной и западной частях Тихоокеанского сейсмического пояса на расстояниях до 8900 км (табл. 1.3). Краткая характеристика вариаций уровня в связи с землетрясениями № 1-5 приводится выше. Описание эффектов прохождения сейсмических волн от землетрясений 2006-2007 гг. (№ 6-10, табл. 1.3) приводится в [Копылова, Пинегина и др., 2007; Копылова, Смолина, 2008, 2008а, 2008б]. Изучение таких эффектов направлено на совершенствование теории землетрясений и их воздействия на геологическую среду, в частности, на состояние подземных вод, а также на обоснование технических требований к оборудованию, применяемому при проведении специализированных равномерных наблюдений.

В результате землетрясения Симуширское-1 наблюдались изменения уровня воды в скважинах 1303 (повышение на 1.6 см в течение

40 мин), ЮЗ-5 (колебания и остаточное повышение на 6.5 см в течение 7 ч), 1309 (колебания с амплитудой до 2.2 см в течение одного часа).

На рис. 1.12 представлены вариации уровня воды в пяти скважинах в связи с землетрясением Симуширское-2. В скважинах 1303, 1309, ЮЗ-5, 1311 проявлялись колебания уровня воды. В скважинах 1306 и ЮЗ-5 зарегистрированы остаточные смещения уровня. Следует отметить, что в скважине 1303 характер изменений уровня воды при двух Симуширских землетрясениях отличался: при первом землетрясении наблюдалось повышение уровня воды, во втором – проявлялся колебательный режим.

Таблица 1.3. Данные о сильнейших землетрясениях 1997-2007 гг. ($M_w \geq 7.6$), вызвавших изменения уровня воды в наблюдательных скважинах Камчатки

№ п/п	Название землетрясения	Дата гг.мм.дд.	Время в очаге чч:мм	Координаты, град		M_w	Эпицентральное расстояние, R, км
				с.ш.	в.д.		
1	Кроноцкое	97.12.05	11:27	54.64	162.55	7.8	310-320
2	Хоккайдское	03.09.25	19:50	41.78	143.91	8.3	1670
3	Суматра-Андаманское	04.12.26	00:59	3.30	95.78	9.0	8270
4	Суматранское-афтершок	05.03.28	16:10	2.07	97.01	8.7	8290
5	Олюторское	06.04.20	23:25	61.06	167.58	7.6	750-1150
6	Симуширское-1	06.11.15	11:14	46.62	153.22	8.3	720-1120
7	Симуширское-2	07.01.13	4:23	46.26	154.45	8.2	740-1140
8	Соломоновы о-ва	07.04.01	20:40	8.48	156.98	8.1	6810-7170
9	Суматранское	07.09.12	11:10	4.52	11.37	8.4	8620-8860
10	Суматранское	07.09.12	23:49	2.7	100.7	7.9	8500-8720

Во время прохождения сейсмических волн от землетрясения в районе Соломоновых о-вов наблюдались одиночные скачки повышения уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 без остаточного смещения.

При двух землетрясениях 12 сентября 2007 г. в районе о-ва Суматра зарегистрированы колебания уровня в скважинах 1309 и ЮЗ-5 и остаточное понижение в скважине 1303.

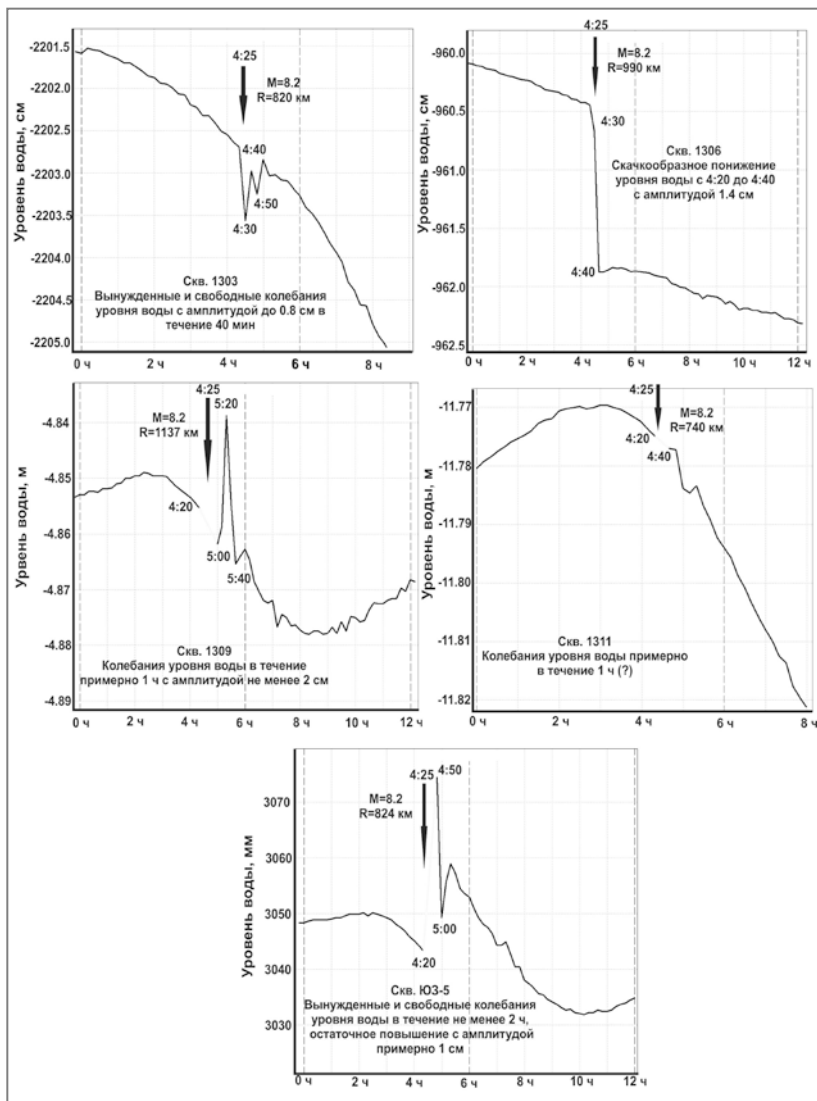


Рис. 1.12. Вариации уровня воды в скважинах 1303, 1306, 1309, 1311 и Ю3-5 в связи с землетрясением Симуширское-2 (по данным 10-минутной регистрации)

Вариации уровня воды при прохождении сейсмических волн от сильнейших землетрясений в [Копылова, Смолина, 2008] разделены на два характерных типа: 1 – вынужденные и свободные колебания с остаточным смещением или без него; 2 – понижение или повышение уровня после прохождения сейсмических волн с последующим восстановлением. Первый тип вариаций проявлялся в скважинах 1309, ЮЗ-5 и 1303 при землетрясениях с $M_w = 7.9-9.0$ на расстояниях 820-8860 км. Колебания уровня воды возникают вследствие прохождения поверхностных волн при оптимальном соотношении водопроводящих свойств водовмещающих пород и конструкции скважины.

В [Копылова, Болдина, 2007; Cooper et al., 1965] такие колебания объясняются резонансным эффектом усиления вариации порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении волн с периодами, соответствующими резонансной частоте скважины, которая обратно пропорциональна длине водной колонны. Резонансные частоты для камчатских скважин по [Cooper et al., 1965] составляют $0.13-0.40 \text{ с}^{-1}$ и соответствуют периодам сейсмических волн 15.7-48 с.

Смещение уровня воды после прохождения сейсмических волн (понижение или повышение) проявлялось в скважинах ЮЗ-5, 1306, 1303 и 1309 при землетрясениях с $M_w = 7.6-8.3$ на расстояниях 310-990 км.

Такие эффекты обусловлены вибрационным воздействием относительно высокочастотных сейсмических волн на фильтрационные свойства водовмещающих пород за счет изменения их коллекторских свойств (пустотности и проницаемости) и влиянием последних на процесс фильтрации и перераспределение давления подземных вод. Важную роль в таких явлениях может играть временное образование фильтрационных неоднородностей при импульсном воздействии упругих сейсмических волн на водонасыщенные горные породы. Локальное изменение их фильтрационных свойств может происходить при разрушении твердых перемычек в пустотном пространстве при гидравлическом ударе; при взмучивании тонкого осадка в трещинах и увеличении их пустотности; при образовании микрогидроразрывов в водовмещающих породах.

В экспериментах по воздействию мощных вибрационных источников на пьезометрические скважины показано, что остаточные смещения уровня воды развиваются только при генерации упругих волн в определенных частотных диапазонах (первые десятки Гц), характерных для той или иной скважины [Барабанов и др., 1988]. Этим

также можно объяснить не повсеместное и незакономерное проявление остаточных смещений уровня воды в наблюдательных скважинах.

1.2.5. О зависимости постсейсмических изменений уровня воды от амплитудно-частотного состава сейсмических волн и гидрогеологических условий

По данным наблюдений на скважине ЮЗ-5 выделены четыре типа вариаций уровня воды при воздействии поверхностных волн от сильнейших землетрясений (табл. 1.3): 1 – вынужденные и свободные колебания уровня с кратковременным остаточным повышением при Хоккайдском, Суматра-Андаманском (рис. 1.7), Симуширском-1, Симуширском-2 (рис. 1.12) и Суматранском-1 землетрясениях; 2 – вынужденные и свободные колебания уровня воды при афтершоке Суматра-Андаманского и Суматранском-2 землетрясениях; 3 – постсейсмическое повышение уровня воды при Олюторском (рис. 1.11) и Сычуаньском землетрясениях; 4 – длительное постсейсмическое понижение уровня воды при Кроноцком землетрясении (рис. 1.6) [Копылова, Смолина, 2008].

В [Юшко, 2008, 2008а] рассмотрена зависимость проявления различных типов вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 от амплитудно-частотного состава сейсмических сигналов, зарегистрированных на с/ст. РЕТ при землетрясениях с $M_w = 7.6-9.0$. При этом использовались записи 10-ти землетрясений, зарегистрированные широкополосными каналами ВН (E, N, Z) аппаратуры IRIS на с/ст. РЕТ.

Изучение изменения частоты сейсмического сигнала во времени выполнялось путем пропускания сигнала через набор полосовых фильтров и вычисления его огибающей в каждой полосе частот. Затем определялась максимальная амплитуда сигнала и диапазон частот ее проявления для скоростей, смещений и ускорений грунта. По полученным данным построены диаграммы, демонстрирующие соотношение амплитуд максимальных фаз колебаний грунта и частотного состава сигналов от рассматриваемых землетрясений (рис. 1.13) с учетом выделенных типов вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5.

По результатам сопоставления амплитудно-частотного состава движений грунта с вариациями уровня воды выделены три группы сильнейших землетрясений, сопровождавшихся различными типами откликов уровня воды в скважине ЮЗ-5 (рис. 1.13).

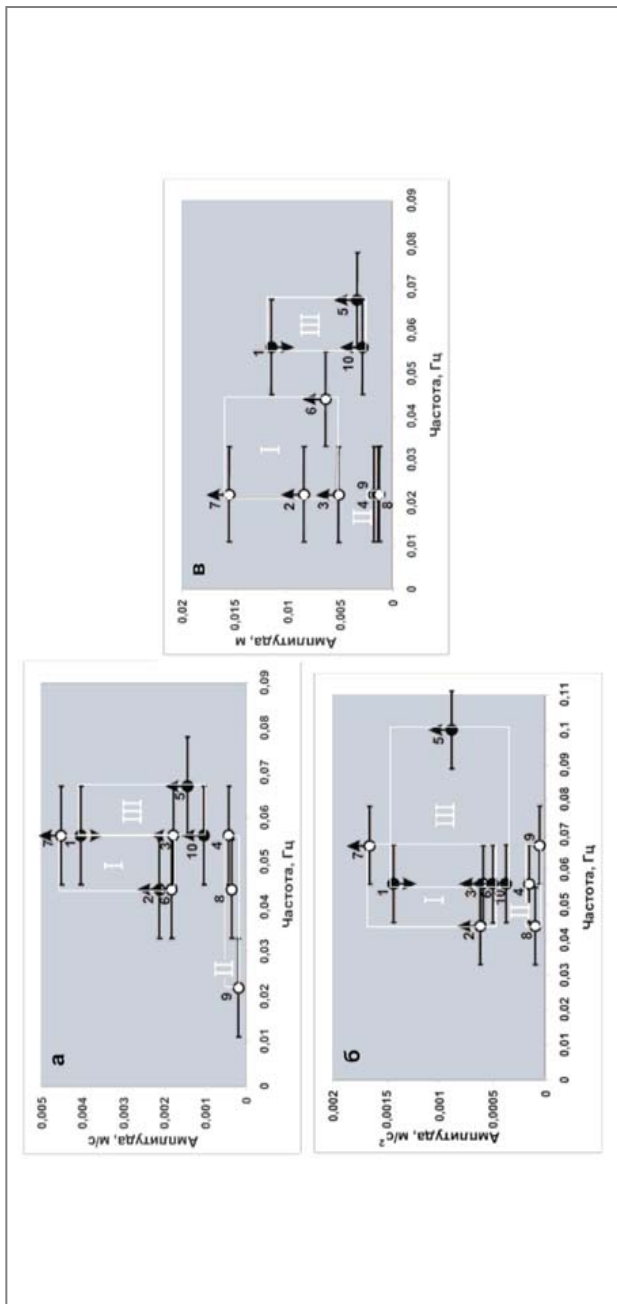


Рис. 1.13.

Соотношение амплитуд скоростей (а), ускорений (б) и смещений (в) и частотного состава максимальных фаз колебаний грунта в районе с/ст. РЕТ по каналу ВМЗ; цифрами обозначены номера землетрясений (в соответствии с [Юшко, 2008, 2008а]); запятыми кружками показаны остаточные повышения и понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5: стрелками показан характер изменений уровня воды (повышение – вверх, понижение – вниз); не залятыми кружками – проявление колебаний уровня воды. I, II, III – выделенные группы землетрясений (по-яснения см. в тексте)

Первая группа землетрясений (I, рис. 1.13) с $M_w = 7.9-9.0$, $R = 800-8300$ км характеризуется колебаниями уровня воды с его остаточным повышением. Во вторую группу (II) выделены события с $M_w = 7.9-8.6$ и $R = 8300-8500$ км, при которых наблюдались вынужденные и свободные колебаниями уровня воды. Третью группу (III) составляют землетрясения с $M_w = 7.6-7.9$ и $R = 300-5000$ км, которые сопровождались постсейсмическим повышением (понижением) уровня воды без проявления колебательного режима. Наиболее четкая зависимость проявления различных типов вариаций уровня воды от амплитудно-частотного состава максимальных фаз колебаний грунта обнаруживается для вертикальных смещений (рис. 1.13в).

Приведенные данные позволяют выделить две основные тенденции, определяющие особенности вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 в зависимости от амплитудно-частотного состава максимальных фаз колебаний грунта: 1 – низкочастотные и относительно низкоамплитудные сейсмические сигналы сопровождаются колебаниями уровня воды; при увеличении амплитуды сигнала на колебательный режим могут накладываться кратковременные повышения уровня воды; 2 – относительно высокочастотные сейсмические сигналы сопровождаются повышениями уровня воды; при увеличении амплитуды сигнала могут проявляться длительные остаточные понижения уровня (например, в результате наиболее сильного Кроноцкого землетрясения, рис. 1.6).

Как следует из табл. 1.1 наблюдательные скважины различаются по конструкции, литологическому составу и по локальным гидрогеологическим условиям. На рис. 1.14 приводятся диаграммы, показывающие особенности проявления гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в различных скважинах при сильнейших землетрясениях в зависимости от соотношения величин магнитуды M_w и эпицентрального расстояния R . В изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 в связи с сильнейшими землетрясениями регистрировались затухающие колебания при прохождении поверхностных сейсмических волн и кратковременные остаточные повышения (например, после прохождении сейсмических волн от Олюторского землетрясения). При землетрясениях с $M_w = 8.1-8.3$ на расстояниях 800-1700 км наблюдалось наложение колебательного режима и кратковременного повышения уровня воды (рис. 1.14). Характерными особенностями скважины ЮЗ-5, вскрывающей напорные пресные подземные воды, являются: наличие статически изолированного отклика уровня на периодах минуты-первые десятки суток [Копылова, 2006]; большая длина

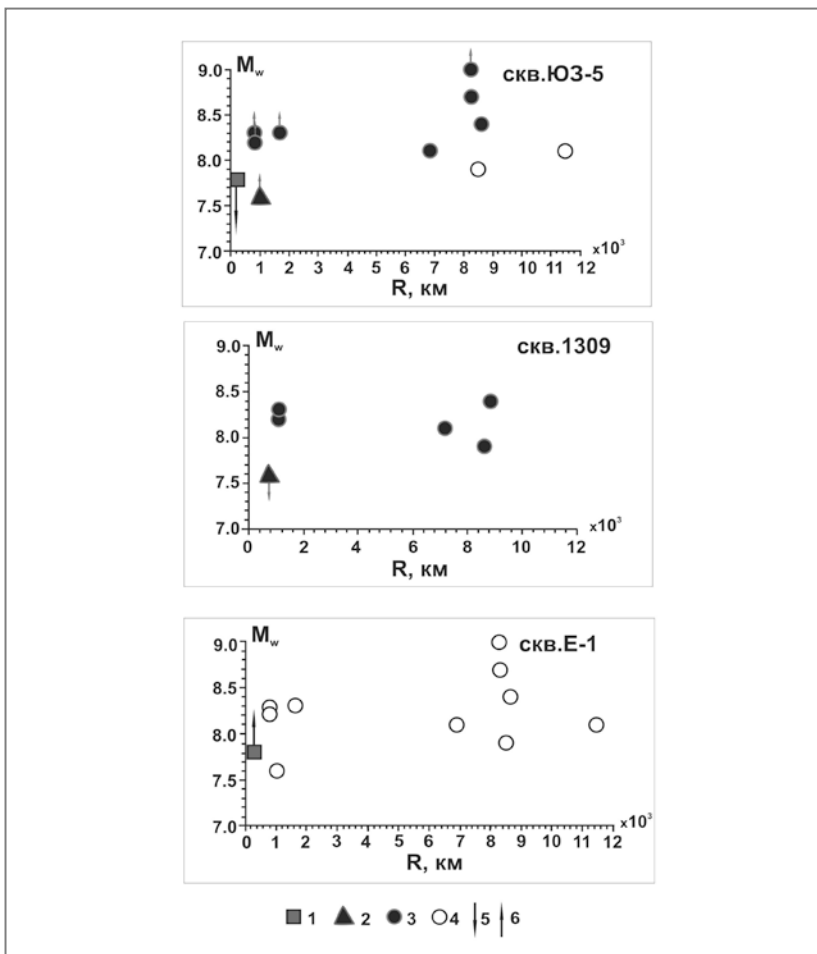


Рис. 1.14. Зависимость проявления различных типов вариаций уровня воды в скважинах от параметров землетрясений: 1 – Кроноцкое землетрясение (последовательное проявление гидродинамического предвестника, косейсмического скачка и длительного постсейсмического понижения и последующего восстановления уровня в скважине ЮЗ-5; последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмического повышения уровня в скважине Е-1); 2 – Олюторское землетрясение (кратковременное повышение уровня воды в скважине ЮЗ-5 и понижение уровня в скважине 1309); 3 – колебательный режим; 4 – отсутствие вариаций уровня воды; 5 – остаточное понижение; 6 – остаточное повышение

открытого ствола, связывающего скважину и водовмещающие породы (490 м), средние значения водопроницаемости водовмещающих пород ($T = 7.8 \text{ м}^2/\text{сут}$).

В качестве аналогов скважины ЮЗ-5 могут рассматриваться скважины 1309 и 1303 (рис. 1.1, табл. 1.1). Для этих скважин также установлен статически изолированный отклик уровня воды на вариации атмосферного давления и земные приливы [Копылова, Куликов, Тимофеев, 2007] и зарегистрированы сигналы при прохождении сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений [Копылова, Смолина, 2008].

В скважине 1309 наблюдалось остаточное понижение уровня воды с амплитудой 10 см после Олюторского землетрясения и затухающие колебания уровня при землетрясениях с $M_w = 7.9-8.4$ на расстояниях $R = 1120-8860$ км. Для сигналов, зарегистрированных в скважине 1303, более характерны остаточные смещения уровня воды (повышения и понижения) без проявления колебательного режима.

Такие особенности в реакции уровня воды на прохождение сейсмических волн определяются, по-видимому, различием водопроницающих свойств водовмещающих пород. Для скважины 1309 величина $T = 75 \text{ м}^2/\text{сут}$, для скважины 1303 – $T = 0.32 \text{ м}^2/\text{сут}$.

В скважине Е-1, вскрывающей водовмещающие породы с двухфазным порово-трещинным флюидом (слабоминерализованная вода и газ метаново-азотного состава) и с низкими водопроницаемыми свойствами ($T = 0.005 \text{ м}^2/\text{сут}$) прохождение поверхностных сейсмических волн от удаленных сильнейших землетрясений не сопровождалось вариациями уровня воды (рис. 1.14). Исключение составляет Кроноцкое землетрясение, после которого уровень плавно повышался на 30 см в течение трех месяцев (рис. 1.8б). Такое повышение уровня показывает увеличение напора в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии относительно высокочастотных сейсмических волн. В качестве наиболее вероятного механизма увеличения напора в [Копылова, 2001] рассматривается переход растворенного газа в свободное состояние при сейсмических сотрясениях. Если предположить, что повышение уровня воды после землетрясений происходит, в основном, за счет поступления пузырьков газа в водную колонну в стволе скважины и соответствующего понижения плотности флюида (при постоянстве водной массы в стволе скважины), то можно оценить изменение плотности флюида, объем и скорость поступления газа. При высоте водной колонны в стволе скважины $H = 635$ м и радиусе скважины $r = 0.11$ м масса воды в стволе составляет $m = 24126.2$ кг при плотности воды до сейсмического сотрясения $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$. Объем

воды V в фоновых условиях составляет 24.13 м^3 . После Кроноцкого землетрясения повышение уровня составило 30 см ($\Delta h = 30 \text{ см}$), и объем воды в стволе скважины увеличился до $V_1 = 24.14 \text{ м}^3$, т. е. на 0.01 м^3 по сравнению с первоначальной величиной. Полагая, что вся величина приращения объема воды в стволе скважины обусловлена уменьшением ее плотности, можно оценить плотность воды ρ_1 в экстремальной стадии постсейсмической аномалии по соотношению $V\rho = V_1\rho_1$, $\rho_1 = 999.4 \text{ кг/м}^3$. Отсюда постсейсмическое повышение уровня в скважине Е-1 на 0.3 м можно объяснить понижением плотности воды в водной колонне на 0.06% , по сравнению с ее первоначальной плотностью. Если предположить, что увеличение объема воды в скважине происходило исключительно за счет поступления пузырьков газа в ее ствол и пренебречь зависимостью сжимаемости газа от давления, то получается, что для объяснения постсейсмического эффекта Кроноцкого землетрясения, необходимо в среднем поступление около 100 см^3 газа в сутки: $(V_1 - V)/90 \text{ сут} = 1.11 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3/\text{сут}$ или $111 \text{ см}^3/\text{сут}$.

Такая гипотеза формирования постсейсмического повышения уровня воды в скважине Е-1 предполагает, что поступление свободного газа в ствол происходит относительно равномерно. Это следует из плавной формы постсейсмической аномалии (рис. 1.86). При этом большая часть поступившего свободного газа остается в стволе скважины. В качестве механизма задержки газовых пузырьков в стволе скважины можно предположить их «адсорбцию» на металлической обсадной трубе, а также переход свободного газа в растворенное состояние и обратно. По-видимому, реальный механизм формирования постсейсмического повышения уровня воды в скважине Е-1 более сложный, по сравнению с рассмотренным, но для его прояснения необходима постановка специального эксперимента по регистрации газового состава в стволе скважины и по измерению его объема.

В неглубоких скважинах 1306 и 1311, вскрывающих подземные воды в четвертичных отложениях с высокими водопроводящими свойствами ($T_{1311} = 165 \text{ м}^2/\text{сут}$, $T_{1306} = 1451 \text{ м}^2/\text{сут}$) сигналы от сильнейших удаленных землетрясений проявились весьма слабо. В случае Олюторского землетрясения зарегистрировано остаточное понижение уровня воды в скважине 1306 с амплитудой 2 см в течение двух суток. Возможно, это было связано с резким улучшением фильтрационных свойств водовмещающих пород непосредственно в районе скважины. Можно также предположить, что прохождение сейсмических волн от этого землетрясения способствовало очищению короткого дырчатого фильтра от мелкодисперсных фракций и улучшению гидравлической связи скважины и водовмещающих пород.

Анализ вариаций уровня воды в скважинах Камчатки в связи с сильнейшими землетрясениями позволяет сделать следующие выводы.

1. В изменениях уровня воды в скважинах, вскрывающих на глубинах в первые сотни метров вулканогенно-осадочные породы неогенового возраста и терригенные породы мелового возраста, с использованием цифровой аппаратуры Кедр А2 могут регистрироваться сигналы сейсмичности различных типов: гидрогеодинамические предвестники, косейсмические скачки и постсейсмические изменения при местных землетрясениях, а также вариации уровня при прохождении поверхностных сейсмических волн от сильнейших удаленных землетрясений.

2. Особенности сигналов прохождения поверхностных волн от удаленных сильнейших землетрясений в изменениях уровня воды определяются техническими характеристиками скважин и локальными гидрогеологическими условиями (состав порового флюида, водопроницающие свойства водовмещающих пород). Колебания уровня воды наблюдаются в скважинах, вскрывающих водовмещающие породы со средними величинами водопроницаемости T (единицы-десятки $\text{м}^2/\text{сут}$) и не содержащие газ в составе порового флюида. В таких скважинах связь с водовмещающими породами обеспечивается через достаточно «длинную» (десятки-первые сотни м) не обсаженную часть ствола.

3. Для обеспечения детального изучения колебаний уровня воды, косейсмических скачков и возможных краткосрочных предвестников землетрясений необходимо совершенствование технических условий проведения равномерных наблюдений в скважинах, в частности, обеспечение секундных синхронных измерений уровня и атмосферного давления.

1.3.

ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

По результатам равномерных наблюдений 1987-2011 гг. гидрогеодинамический предвестник обнаружен в синхронных понижениях уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 перед Кроноцким землетрясением (рис. 1.3) [Копылова, 2001, 2008, 2009]. Этот предвестник объясняется в [Копылова, Болдина, 2010] квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород при развитии преимущественно асейсмических предсейсмических движений в области очага КЗ, зафиксированных методом GPS-геодезии [Gordeev et al., 2001].

Аномальные изменения уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и Е-1 были также обнаружены в апреле 2006 г. в период, предшествующий Олюторскому землетрясению [Копылова, Смолина, 2010]. Вместе с тем, однозначное утверждение о связи (или отсутствии такой связи) выявленных аномалий с процессом подготовки Олюторского землетрясения представляется преждевременным, в первую очередь, из-за большой удаленности области очага этого землетрясения (1030 км). Наиболее вероятной причиной аномальных изменений уровня воды в трех скважинах являются локальные изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород вследствие активизации геодинамических процессов на прилегающем участке Камчатской сейсмофокальной зоны. Связь во времени между такой активизацией и подготовкой Олюторского землетрясения в Корякском нагорье может быть обусловлена планетарным процессом и требует проверки на большем фактическом материале.

В скважине Е-1 гидрогеодинамический предвестник в форме увеличения скорости понижения уровня воды перед землетрясением регистрируется относительно регулярно [Копылова, 2001, 2008]. На рис. 1.15 приводится пример такого предвестника перед землетрясением 10 марта 2007 г., $M_w = 6.1$.

Для оценки статистической значимости предвестника его необходимо формализовать, оценить его параметры и параметры сопряженных сейсмических событий. В качестве предвестника рассматривалось понижение уровня воды со скоростью ≤ -0.07 см/сут в течение 5 сут и более. Если во время развития предвестника или после его окончания в течение не более 30 сут происходило землетрясение с $M_w \geq 5$ на расстоянии $R \leq 350$ км, то оно сопоставлялось с данным проявлением предвестника. Параметрами предвестника являются его продолжительность T_n , заблаговременность T_a ; экстремальная амплитуда A , равная максимальной скорости понижения уровня воды; время проявления экстремальной амплитуды до землетрясения T_ε и время от окончания предвестника до землетрясения $dT = T_a - T_n$ (рис. 1.15).

В [Копылова, 2001] выполнена ретроспективная оценка эффективности прогностического признака – понижение уровня воды с повышенной скоростью (≤ -0.07 см/сут) по методике [Гусев, 1974] по данным наблюдений за 1987-1997 гг. Показано, что использование этого предвестника может улучшить прогнозирование землетрясений с $M_w \geq 5.5$ в 1.8 раза по сравнению со случайным угадыванием при вероятности возникновения землетрясений в конце прогнозируемого интервала $P = m/n = 0.58$ (7/12), где n – общее число произошедших

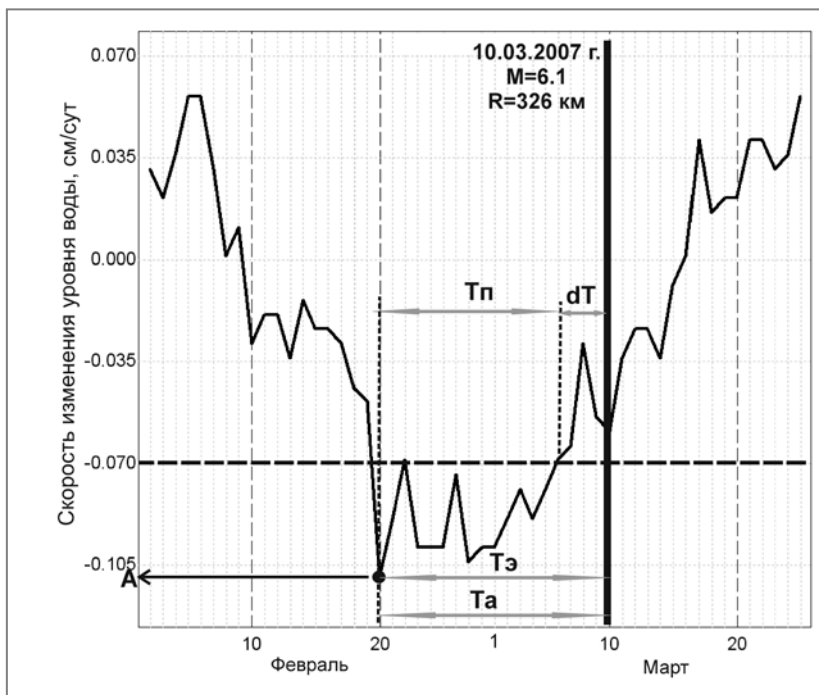


Рис. 1.15. Проявление гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды в скважине Е-1 перед землетрясением 10 марта 2007 г. и параметры предвестника: T_p – продолжительность, T_a – заблаговременность, A – экстремальная амплитуда, $T_э$ – время от проявления экстремальной амплитуды до землетрясения, dT – время от окончания предвестника до землетрясения. Горизонтальной пунктирной линией показано пороговое значение скорости понижения уровня воды -0.07 см/сут

землетрясений, m – число землетрясений, перед которыми предвестник проявлялся. При прогнозировании землетрясений с $M_w \geq 6.6$ эффективность предвестника возрастает до $I = 2.7$ при вероятности возникновения землетрясений $P = 0.86$ (6/7).

В [Копылова, 2008а, Копылова, 2009] выполнена оценка эффективности этого вида гидрогеодинамического предвестника для периода наблюдений 1996-2007 гг. В течение этого времени произошло 20 землетрясений с $M_w \geq 5.0$ и $R \leq 350$ км. Перед четырнадцатью землетрясениями проявлялся предвестник в изменениях уровня воды в

скважине Е-1 (величина вероятности связи предвестника и землетрясений $P = 14/20 = 0.70$). Параметры предвестника: $T_n = 6-48$ сут, $T_a = 6-57$ сут, $A = -0.07 - -0.20$ см/сут, $T_{\Sigma} = 2-43$ сут, $dT = -15 - 27$ сут. Величина эффективности предвестника рассчитывалась по формуле $I = (m/n)/(\tau/t)$, где m – число сейсмических событий, перед которыми проявлялся предвестник; n – общее число сейсмических событий, τ – суммарное время проявления предвестника, t – общее время наблюдений. Величина I показывает различие между отношениями m/n и τ/t . Если эффективность $I > 1$, то такой предвестник является полезным для прогноза.

Эффективность гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды в скважине Е-1 составляет $I = 3.2$ и показывает, что этот предвестник является полезным и может использоваться для прогноза землетрясений. С 2002 г. по настоящее время на основе этого предвестника регулярно предоставляются заключения о возможности возникновения сильных землетрясений в Камчатском регионе в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска.

1.4. | Выводы к главе 1

1. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды выделены в скважинах, контролирующих напорные пресные и минеральные подземные воды, распространенные в вулканогенно-осадочных и терригенных отложениях позднемелового и неогенового возраста. Влияние сейсмичности не выявлено в изменениях уровня воды в скважинах, вскрывающих безнапорные и слабонапорные подземные воды в рыхлых четвертичных отложениях.

В зависимости от соотношения величин магнитуды M_w и гипоцентрального расстояния землетрясений R гидрогеосейсмические вариации могут состоять из нескольких частей: пред-, ко и постсейсмических, каждая из которых определяется различными факторами сейсмического воздействия.

Гидрогеодинамические предвестники проявляются преимущественно в связи с наиболее сильными местными сейсмическими событиями, характеризующимися величиной отношения $M_w/\lg R \geq 3.1$ ($M_w = 6.6-7.8$, $R = 90-320$ км). Эффекты влияния сейсмичности в режиме отдельных скважин имеют индивидуальные особенности проявления в зависимости от состава, возраста, фильтрационных свойств во-

довмещающих пород, химического и газового состава порово-трещинных флюидов.

2. Обнаружены гидрогеодинамические предвестники и ретроспективно оценена их сейсмопрогностическая информативность:

– гидрогеодинамический предвестник в форме увеличения скорости понижения уровня воды в скважине Е-1 в течение суток-десятков суток перед землетрясениями с $M_w \geq 5$ на расстояниях до 350 км ($P = 0.70-0.86$, $I = 1.8-3.2$);

– бухтообразное понижение уровня воды в двух скважинах в течение трех недель перед Кроноцким землетрясением, $M_w = 7.8$, синхронное с развитием асейсмических движений в области очага по данным наблюдений на камчатской сети GPS-станций.

3. Наиболее характерными типами гидрогеосейсмических вариаций при местных землетрясениях являются:

– косейсмические скачки понижения и повышения уровня воды в пьезометрических скважинах при образовании разрывов в очагах местных землетрясений с $M_w \geq 6.0$, представляющие квазиупругий отклик системы «скважина – водовмещающая порода» на развитие косейсмической деформации;

– разнообразные постсейсмические изменения при прохождении сейсмических волн.

Отдельный тип эффектов сейсмичности представляют вариации уровня воды в пьезометрических скважинах в результате прохождения поверхностных сейсмических волн от сильнейших землетрясений с $M_w \geq 7.6$ на расстояниях до 8.5 тыс. км.

4. На примере скважины ЮЗ-5 показано, что различие ко- и постсейсмических сигналов в изменениях уровня воды при прохождении сейсмических волн от сильнейших землетрясений определяется параметрами максимальных фаз колебаний грунта. Для этой скважины прослежены основные тенденции, определяющие особенности вариаций уровня воды в зависимости от амплитудно-частотного состава сейсмических сигналов: 1 – низкочастотные и относительно низкоамплитудные сейсмические сигналы сопровождаются колебаниями уровня воды; при увеличении амплитуды сигнала на колебательный режим могут накладываться кратковременные остаточные повышения уровня воды; 2 – относительно высокочастотные сейсмические сигналы сопровождаются остаточными повышениями уровня воды; при увеличении амплитуды сигнала могут проявляться длительные остаточные понижения.

5. Обнаружено существенное различие в проявлениях гидрогеодинамических предвестников на стадиях подготовки местных земле-

трясений ($M_w = 5.5-7$, $R \leq 350$ км) в скважинах, вскрывающих напорные пресные подземные воды в водовмещающих породах со средними водопроводящими свойствами (скв. ЮЗ-5) и минеральные газонасыщенные подземные воды с низкими водопроводящими свойствами (скв. Е-1).

В скважине ЮЗ-5 предвестники перед такими землетрясениями не были обнаружены. В скважине Е-1 перед такими землетрясениями в 70-86% случаев проявлялся предвестник в понижениях уровня воды с повышенной скоростью. Лишь в случае сильнейшего Кроноцкого землетрясения наблюдалось одновременное проявление гидрогеодинамического предвестника в обеих скважинах, синхронного по времени с аномальными перемещениями GPS-станций Камчатской сети.

Формирование различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в наблюдательной скважине определяется: 1 – факторами сейсмического воздействия, 2 – закономерностями поведения пористых упругих флюидонасыщенных горных пород при изменении их напряженно-деформированного состояния, 3 – свойствами системы «скважина – водовмещающая порода», включающими упругие и фильтрационные параметры водовмещающих пород, степень их изолированности от атмосферы и грунтовых подземных вод, а также геометрические размеры скважины [Копылова, 2001, 2005, 2005а, 2005б; Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2008а; и др.]. Поэтому разработка моделей формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций в системах «скважина – водовмещающая порода», основывающихся на данных наблюдений, является важным этапом развития научных представлений о специфике флюидодинамических процессов в среде сейсмоактивных регионов. С использованием таких моделей могут решаться вопросы повышения эффективности использования уровневых данных в задачах геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов, в частности, они позволяют оценивать деформометрические и сейсмопрогностические свойства отдельных наблюдательных скважин.

Наиболее благоприятные условия для обнаружения сейсмотектонической деформации водовмещающих пород по уровневым данным характерны для глубоких скважин, вскрывающих напорные подземные воды, изолированные слабопроницаемыми толщами от влияния выше- и нижележащих водоносных горизонтов. В таких слу-

чаях может наблюдаться недренированный статически изолированный отклик уровня воды на земные приливы, вариации атмосферного давления и сеймотектоническую деформацию в широком частотном диапазоне [Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Roeloffs, 1988; Igarashi, Wakita, 1991]. На Камчатке к таким объектам относятся скважины ЮЗ-5, Е-1, 1303 и 1309 [Копылова, Болдина, 2006; Копылова, 2006].

2.1. **СТАТИЧЕСКИ ИЗОЛИРОВАННЫЙ ОТКЛИК УРОВНЯ ВОДЫ НА ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННО- ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД**

Ниже дано изложение теории пороупругости применительно к скважинам, в которых проявляется статически изолированный отклик уровня воды на изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород под влиянием вариаций атмосферного давления, земных приливов и сеймотектонической деформации.

На примере скважины ЮЗ-5 рассматриваются результаты барометрического и приливного анализа синхронных часовых записей вариаций уровня и атмосферного давления. С использованием оцененных величин барометрической эффективности и приливной чувствительности уровня воды рассчитаны упругие параметры и пористость водовмещающих пород.

С использованием математической модели [Hsieh et al., 1987] построена модель инерционности водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода» при гармонических вариациях порового давления.

Приводятся оценки величин косейсмической деформации водовмещающих пород при шести камчатских землетрясениях и предсейсмической деформации на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения по данным равномерных наблюдений.

Показано, что величины и характер деформации в районе скважины ЮЗ-5 по равномерным данным согласуются с теоретическими величинами косейсмической деформации, полученными по модели протяженного дислокационного источника в упругом полупространстве [Okada, 1985].

2.1.1. Оценка пороупругих параметров водовмещающих пород и инерционного эффекта водообмена

Интерпретация данных уровнемерных наблюдений для оценки изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды предполагает наличие двух видов математических моделей: модели, описывающей реакцию порового давления на изменение напряженно-деформированного состояния минерального скелета горной породы, и модели, описывающей реакцию уровня воды в скважине на изменение порового давления [Roeloffs, 1988]. Такие модели разрабатываются на основе теории пороупругости, изложение которой дано в работах [Biot, 1941; Rice, Cleary, 1976; Kumpel, 1991; Nur, Byerlee, 1971]. Примеры приложения теории для описания поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при изменениях напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород, вызванных земными приливами, атмосферной нагрузкой, крипповыми подвижками по разлому и сейсмическими воздействиями приводятся в [Барабанов, 1984; Барабанов и др., 1988; Cooper et al., 1965; Hsieh et al., 1987; Igarashi, Wakita, 1991; Quilty, Roeloffs, 1991; Roeloffs, 1989, 1996, 1998; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989].

2.1.1.1. Теория пороупругости для статически изолированных систем «скважина – водовмещающая порода»

В основе применения теории пороупругости для интерпретации уровнемерных данных лежит представление о водовмещающих породах как об относительно изолированных протяженных водонасыщенных слоях (пластах) горных пород, сложенных пористыми упругими материалами со связанной структурой пор и трещин.

На рисунке 2.1 представлена модель системы «скважина – водовмещающая порода», включающая неограниченный по горизонтали изолированный слой водонасыщенных проницаемых пористых пород, перекрытых сверху и снизу непроницаемым породами. Высота столба воды, поднимающегося выше кровли водоносного слоя, полностью уравнивает давление воды в поровом пространстве горной породы (поровое давление). Такие природные объекты при допущении их однородности и изотропности могут быть описаны ограниченным набором физических (пороупругих) параметров [Biot, 1956; Biot, Willis, 1957; Rice, Cleary, 1976; Rojstaczer, Agnew, 1989; Kumpel, 1991; и др.].

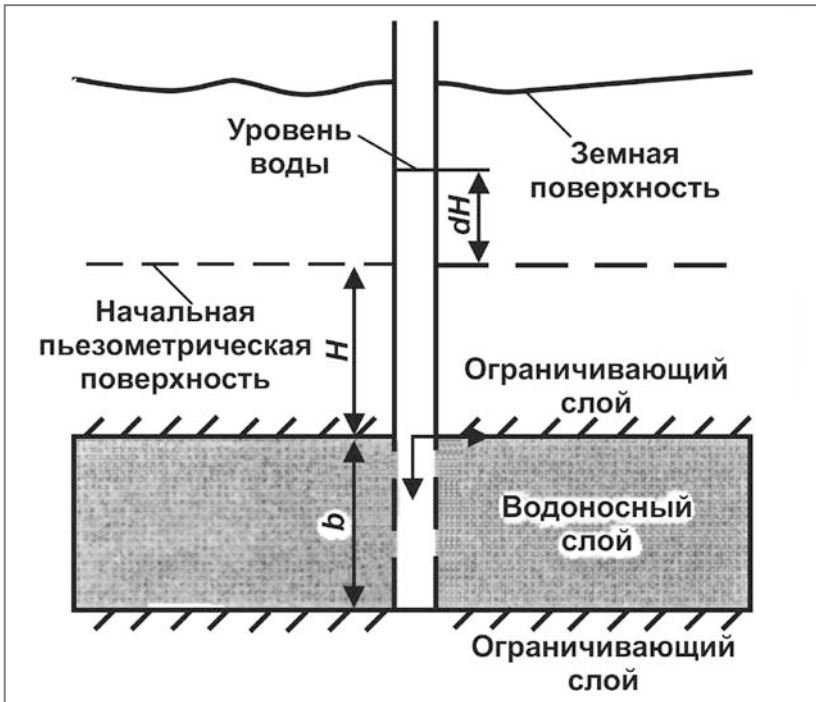


Рис. 2.1. Модель водоносной системы (изолированный слой)

Линейная теория пороупругости включает систему уравнений, связывающих изменения деформации и напряжения в скелете породы с поровым давлением с учетом сжимаемости скелета и упругого изменения объема жидкости. Базовое уравнение связи напряжений σ_{ij} и деформаций ε_{ij} в твердой матрице с поровым давлением флюида p для малых деформаций линейных и изотропных упругих сред при изотермических условиях дается как [Biot, 1941, 1962]:

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon \delta_{ij} + 2G \varepsilon_{ij} - \alpha p \delta_{ij}, \quad (2.1)$$

где ε – объемная деформация, α – коэффициент эффективного напряжения Био, δ_{ij} – символ Кронекера (при $i = j$, $\delta_{ij} = 1$, при $i \neq j$, $\delta_{ij} = 0$), $\lambda = E\nu[(1+\nu)(1-2\nu)]$ и $G = E/[2(1+\nu)]$ – коэффициенты Ламе, где E – модуль Юнга и ν – коэффициент Пуассона.

С использованием уравнения (2.1) в [Rice, Cleary, 1976] приводится система уравнений, связывающих изменения деформации и напряжения в скелете породы с поровым давлением с учетом сжимаемости скелета и упругого изменения объема жидкости. Эта система урав-

нений используется для описания модели водоносной системы (рис. 2.1). В качестве основных констант этих уравнений принимают: модуль сдвига G , дренированный ν и недренированный ν_u коэффициенты Пуассона, коэффициент порового давления (коэффициент Скемптона) B и пьезопроводность c .

Уравнение связи деформации-напряжения с поровым давлением для пороупругой среды выражается как:

$$2G\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{1+\nu} \sigma \delta_{ij} + \frac{3(\nu_u - \nu)}{(1+\nu)(1+\nu_u)B} p \delta_{ij}, \quad (2.2)$$

где $\sigma = 1/3(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})$ – сумма главных напряжений;

– коэффициент Био α :

$$\alpha = [3(\nu_u - \nu)]/[B(1-2\nu)(1+\nu_u)]; \quad (2.3)$$

– коэффициент Скемптона B , выраженный из отношения между суммой главных напряжений σ и поровым давлением p для недренированных условий (в условиях отсутствия оттока жидкости) [Skempton, 1954]:

$$p = -B\sigma/3; \quad (2.4)$$

– модуль сдвига G :

$$2G\varepsilon = -3/B[(1-\nu_u)/(1+\nu_u)]p. \quad (2.5)$$

– уравнения связи напряжений и порового давления в присутствии потоков жидкости (дренированные условия) [Rice, Cleary, 1976]:

$$\sigma = \mathcal{N}p, \quad (2.6)$$

где $\mathcal{N} = [2\alpha(1-2\nu)]/[3(1-\nu)]$ – коэффициент связи напряжений и порового давления для дренированных условий (в условиях оттока жидкости), и

$$k\nabla^2 p = S_s \partial p / \partial t, \quad (2.7)$$

где k – коэффициент фильтрации, а $S_s = S(1-\mathcal{N}B)$ – удельная упругая емкость водовмещающей породы;

– пьезопроводность c :

$$c = k \frac{B^2(1-\nu)(1-2\nu)(1+\nu_u)^2}{3\beta(1+\nu)(1-\nu_u)(\nu_u - \nu)}, \quad (2.8)$$

где $\beta = [3(1-2\nu)]/[2G(1+\nu)]$ – сжимаемость скелета для дренированных условий.

Пределы изменения параметров ν , ν_u и B : $\nu \leq \nu_u \leq 0.5$; $0 \leq B \leq 1$.

Реакция уровня воды в скважине на изменения атмосферного давления характеризуется величиной барометрической эффективности E_b . Традиционно принимается, что барометрическая нагрузка равна вертикальной компоненте напряжения. При этом изменения атмосферного давления воздействуют на водовмещающие породы через

кровлю, не вызывая латеральных вариаций давления, а также на открытую поверхность воды в скважине. В этом случае площадной деформацией вмещающих пород пренебрегается ($\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = 0$), и величина вертикального напряжения принимается равной изменению атмосферного давления на кровле водовмещающих пород [Jacob, 1940]:

$$\sigma_{33} = -p_b, \quad (2.9)$$

где p_b – изменение барометрического давления (положительное для сжатия).

Эта модель идеализирована, так как в реальных условиях изменения атмосферного давления могут вызывать горизонтальные деформации, которые влияют на квазистатический изолированный отклик порового давления. Поэтому в [Rojstaczer, Agnew, 1989] принято:

$$\varepsilon_i = H\varepsilon_{33}, \quad (2.10)$$

где величина H может быть равной либо 0 (традиционное допущение, например, в [Van der Kamp, Gale, 1983]), либо 1 (в случае упругого полупространства [Rojstaczer, Agnew, 1989]).

Кроме этого, контролируемые скважиной пласты водовмещающих пород обычно более или менее несовершенны изолированы. В [Rojstaczer, 1988] показано, что по изменениям барометрического отклика в зависимости от частоты можно оценить степень изоляции таких пластов перекрывающимися породами от влияния изменений уровня воды в первом от поверхности земли водоносном горизонте. При ослаблении барометрического отклика в области суточных периодов предполагается наличие вертикального потока через перекрывающую толщу и влияние вариаций уровня грунтовых вод на изменения порового давления в контролируемом водонасыщенном слое.

С использованием зависимости (2.10) вместе с выражением для σ_{33} в (2.9) и уравнений (2.4) и (2.2) в [Van der Kamp, Gale, 1983] приводится выражение для коэффициента нагружения γ , равного отношению между изменением порового давления и поверхностной нагрузкой вариаций атмосферного давления:

$$\gamma = \frac{p}{p_b} = \frac{B(1+H)(1+\nu_u)}{3[1-(1-H)\nu_u]}. \quad (2.11)$$

Отсюда

$$E_b = 1-\gamma, \quad (2.12)$$

а для $H = 1$:

$$E_b = 1-\gamma_1, \quad (2.13)$$

где

$$\gamma_1 = [2B(1+\nu_u)]/3. \quad (2.14)$$

Отклик уровня воды на земные приливы определяется суммой компонент объемной деформации $\varepsilon = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}$, зависимость между которой и поровым давлением p получена в [Rojstaczer, Agnew, 1989] с использованием уравнений (2.4) и (2.2):

$$\varepsilon = -\beta_u p / B, \quad (2.15)$$

где β_u – недренированная сжимаемость твердой фазы скелета (при условии постоянства массы флюида):

$$\beta_u = \beta(1 - B\alpha). \quad (2.16)$$

Отсюда чувствительность уровня воды по отношению к объемной приливной деформации водовмещающих пород для квазистатических изолированных условий, дается как

$$A_v = \Delta h / \varepsilon = B / (\rho g \beta_u). \quad (2.17)$$

По данным синхронных наблюдений за вариациями уровня воды и атмосферного давления оцениваются параметр барометрического отклика уровня воды E_b (см/гПа) и параметр отклика уровня воды на земные приливы A_s (см/10⁻⁹). При принятых ограничениях, из системы уравнений (2.2)-(2.8) получены выражения для описания статически изолированных систем «скважина – водовмещающая порода» при изменении напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород и количественной оценки их упругих параметров: дренированной сжимаемости скелета β , модуля сдвига G , коэффициента порового давления (коэффициент Скемптона) B , удельной упругой емкости S_s и пористости ϕ . Соответствующие выражения приводятся в ряде работ, например, [Igarashi, Wakita, 1991; Roeloffs, 1988, 1996, 1998; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Van der Kamp, Gale, 1983]:

$$\beta = \frac{1 - E_b}{E_b} \left(\frac{3}{2\rho g A_s (1 + \nu)} - \beta_u \right), \quad (2.18)$$

где β_u – недренированная сжимаемость твердой фазы скелета, ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения, A_s – приливная чувствительность уровня воды по отношению к площадной деформации $A_s = [(1 - 2\nu_u)B] / [\rho g(1 - \nu_u) \cdot \beta_u] = [(1 - 2\nu_u) / (1 - \nu_u)] A_v$.

$$B = \rho g A_s \beta / [1 + \rho g A_s (\beta - \beta_u)], \quad (2.19)$$

$$G = [3(1 - 2\nu)] / [2\beta(1 + \nu)], \quad (2.20)$$

$$S_s = \rho g (\beta + \phi \beta_f), \quad (2.21)$$

где β_f – сжимаемость флюида.

$$\phi = [(\beta - \beta_u)(1 - B)] / [B(\beta_f - \beta_u)]. \quad (2.22)$$

2.1.1.2. Оценка параметров барометрического отклика уровня воды

В качестве примера рассмотрим скважину ЮЗ-5 (табл. 1.1, рис. 2.2) глубиной 800 м. Ствол скважины обсажен металлической колонной до глубины 310 м. В интервале глубин 0-62 м диаметр обсадки составляет 245 мм, а в диапазоне 62-310 м диаметр обсадки – 168 мм. Ниже до забоя обсадка отсутствует. Интервал глубин 310-800 м представляет дрину, через которую ствол скважины связан с водовмещающими породами, представленными неравномерными по водообильности туфоалевролитами и филлитовидными сланцами позднемелового возраста. Суммарная мощность зон водопритока холодных пресных подземных вод, приуроченных к прослоям трещиноватых алевролитов, составляет 100 м. Уровень воды в скважине находится в 0.5-1 м ниже поверхности земли.

По данным откочки удельный дебит скважины Q составил $0.00148 \text{ м}^3/\text{с}$ при понижении уровня воды $s = 17.55 \text{ м}$. Оценка величины коэффициента водопроницаемости $T = kd$ (k – коэффициент фильтрации в законе Дарси), d – вскрытая мощность водовмещающих пород) проводилась на основе уравнения Дюпюи по модели линейного стока для неограниченного пласта [Синдаловский, 2005; Шестаков, 1973, 1985; Основы..., 1983]:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{\lambda d}{r_w}, \quad (2.23)$$

где λ – эмпирический коэффициент, равный ~ 0.7 ; r_w – радиус скважины в области связи с водовмещающими породами ($r_w = 0.084 \text{ м}$). Величина d принималась равной суммарной мощности зон водопритоков в трещиноватых алевролитах (100 м). По (2.23) величина $T = 9 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$. Отсюда величина $k = 9 \cdot 10^{-7} \text{ м/с}$.

Для оценки параметров барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине ЮЗ-5 использовался фрагмент среднечасовых данных наблюдений с 26.05.2003 по 5.11.2003 гг. (рис. 1.2).

Барометрическая эффективность E_b оценивалась методом кросс-спектрального анализа по амплитудной передаточной функции (АПФ) от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в соответствии с методикой обработки уровнемерных данных, представленной в разделе 1.1.1.

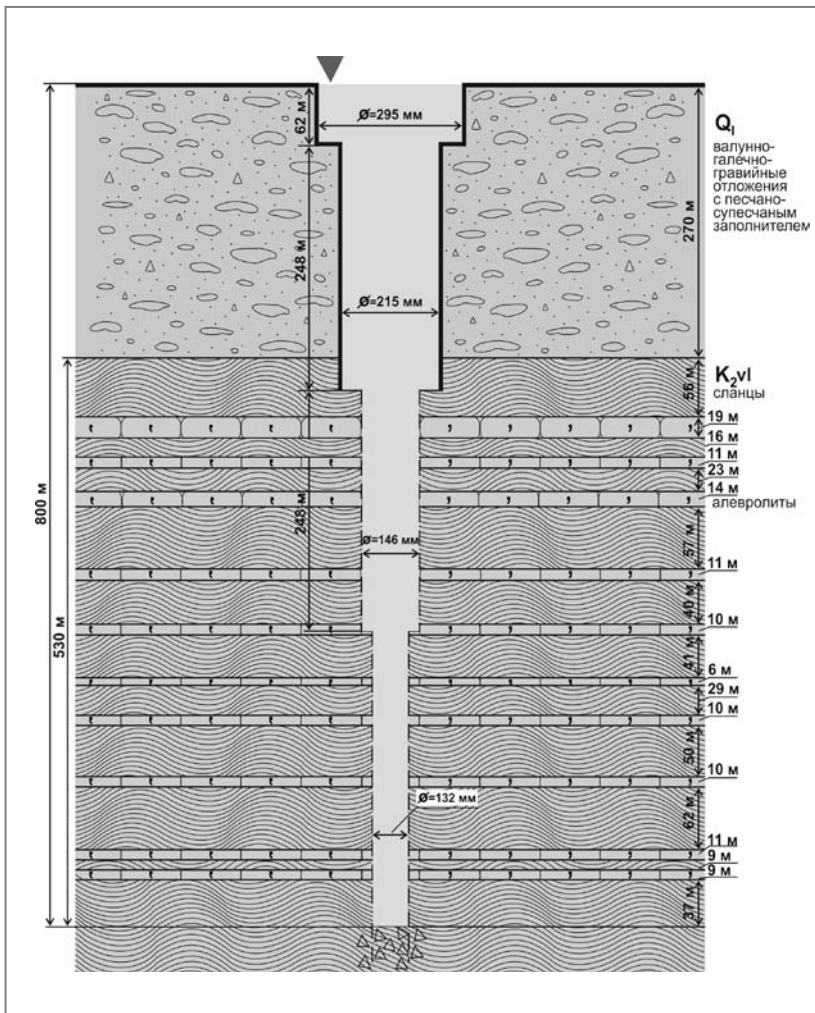


Рис. 2.2. Строение скважины ЮЗ-5 и геологический разрез

АПФ характеризует изменение барометрической эффективности в зависимости от периода вариаций. Для скважины ЮЗ-5 (рис. 2.3) наблюдается увеличение величины E_b в диапазоне периодов от 2 до 6 ч от 0.2 до 0.39 см/гПа. На периоде 6 ч достигается максимальная величина $E_b = 0.39$ см/гПа, которая остается постоянной на периодах до

суток-первых десятков суток. Разность фаз между вариациями уровня воды и атмосферного давления составляет $180^\circ \pm 10^\circ$ во всем рассматриваемом диапазоне периодов. Это указывает на хорошую изоляцию водовмещающих пород перекрывающими породами и на отсутствие вертикальных перетоков подземных вод, искажающих барометрический отклик. Рост барометрического отклика уровня воды на периодах 2-6 ч обусловлен, в основном, инерционным эффектом течения воды в скважину и из скважины.

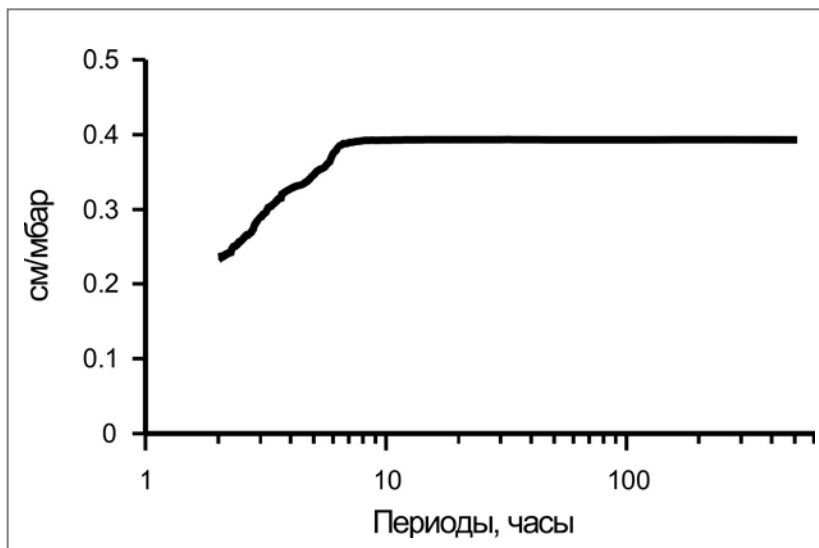


Рис. 2.3. Амплитудная передаточная функция от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважине ЮЗ-5

2.1.1.3. Оценка параметров приливного отклика уровня воды

Оценка параметров приливного отклика уровня воды – амплитуд, амплитудных факторов (эквивалентных величинам A_s или A_v), разности фаз между фазой приливной волны в изменениях уровня и соответствующей фазой приливного потенциала, производилась с использованием программы ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]. На рисунке 2.4 приводится периодограмма вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 в диапазоне периодов 11–27 ч. В изменениях уровня воды уверенно выделяются пики с амплитудами 1.4–0.2 см, соответствующие

волнам M_2 , N_2 , O_1 , Q_1 и нерасчлененным волнам S_2 , K_2 , и P_1 , S_1 [Мельхиор, 1965].

Результаты приливного анализа (табл. 2.1) включают оценку амплитуд приливных волн в изменениях уровня и амплитудных факторов, равных отношению амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды к соответствующим величинам теоретической площадной деформации A_s ; разности фаз между фазами приливных волн в изменениях уровня и соответствующими фазами приливного потенциала. Величины приливных параметров по наиболее мощной волне P_1S_1 (ее период составляет 24 ч) не учитывались из-за зашумленности вариаций уровня воды действием метеофакторов на суточном периоде.

Таблица 2.1. Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 по программе ETERNA 3.0 (жирным шрифтом выделены волны в изменениях уровня воды, определенные при отношении сигнал/шум ≥ 10)

Волна	Амплитуда площадной деформации D , ед. $\cdot 10^{-9}$	Амплитуда уровня воды, H , см	Сигнал/шум	Амплитудный фактор см/ 10^{-9}	Фазовый сдвиг, град
Q_1	2.10	0.32	13.2	0.150\pm0.003	-167.62\pm0.18
O_1	10.97	1.30	54.5	0.118\pm0.0005	-173.61\pm0.03
M_1	0.86	0.16	6.5	0.179 \pm 0.006	179.28 \pm 0.37
P_1S_1	15.43	1.09	45.7	0.070 \pm 0.0004	176.77 \pm 0.025
J_1	0.86	0.081	3.4	0.094 \pm 0.008	169.92 \pm 0.45
OO_1	0.47	0.069	2.9	0.146 \pm 0.010	-176.98 \pm 0.55
$2N_2$	0.31	0.039	4.3	0.125 \pm 0.021	135.77 \pm 1.23
N_2	1.95	0.27	29.9	0.139\pm0.004	-163.83\pm0.22
M_2	10.18	0.89	98.8	0.088\pm0.0007	-159.53\pm0.04
L_2	0.29	0.031	3.5	0.109 \pm 0.020	-51.88 \pm 1.14
S_2K_2	4.74	0.52	57.3	0.109\pm0.001	-140.48\pm0.081
M_3	0.04	0.011	4.9	0.245 \pm 0.147	-115.34 \pm 8.42

Определение параметров для пяти волн, выделенных по усредненным данным при отношении сигнал/шум не менее 10, является достаточно надежным. Диапазон изменения амплитудных факторов для них составляет $0.088-0.150 \text{ см}/10^{-9}$.

Различия в величинах A_s для отдельных волн могут быть вызваны особенностями формирования приливного отклика в различных частотных диапазонах, а также искажениями приливных амплитуд в изменениях уровня воды при воздействии океанического прилива, в котором присутствуют волны, имеющие такие же периоды, но отличающиеся по фазе.

На рисунке 2.4б приводится соотношение между амплитудами приливных волн в изменениях уровня воды H , см и теоретическими амплитудами площадной деформации D , 10^{-9} по модели приливного потенциала CTED [Wenzel, 1994]. Наблюдается тесная линейная связь между этими величинами, которая с оценкой 95%-го доверительного интервала имеет вид:

$$H = (0.096 \pm 0.004)D + (0.083 \pm 0.247).$$

Наличие сдвига линейной зависимости относительно нуля показывает, что оцененные амплитуды приливных волн в изменениях уровня воды могли быть завышены примерно на 0.09 см, что, вероятно, определяется средней амплитудой случайных шумовых вариаций уровня воды. Наклон линейной зависимости, связывающей выделенные амплитуды приливных изменений уровня и соответствующих величин площадной деформации, составляет $\approx 0.096 \text{ см}/10^{-9}$. Эта величина представляется наиболее приемлемой в качестве характеристики приливной чувствительности уровня A_s для скважины ЮЗ-5 по отношению к площадной деформации во всем диапазоне приливных периодов.

2.1.1.4. Определение упругих свойств и пористости водовмещающих пород

Оценка пороупругих параметров водовмещающих пород для квазистатических изолированных условий проводилась по (2.18)-(2.22) с использованием оцененных величин E_b и A_s .

Скважина ЮЗ-5 имеет постоянный барометрический отклик и разность фаз 180° между вариациями уровня и атмосферного давления на периодах более 6 ч (рис. 2.3). В суточном диапазоне вариаций ослабление барометрического отклика не наблюдается, что указывает на хорошую изоляцию водовмещающих пород от влияния грунтовых вод

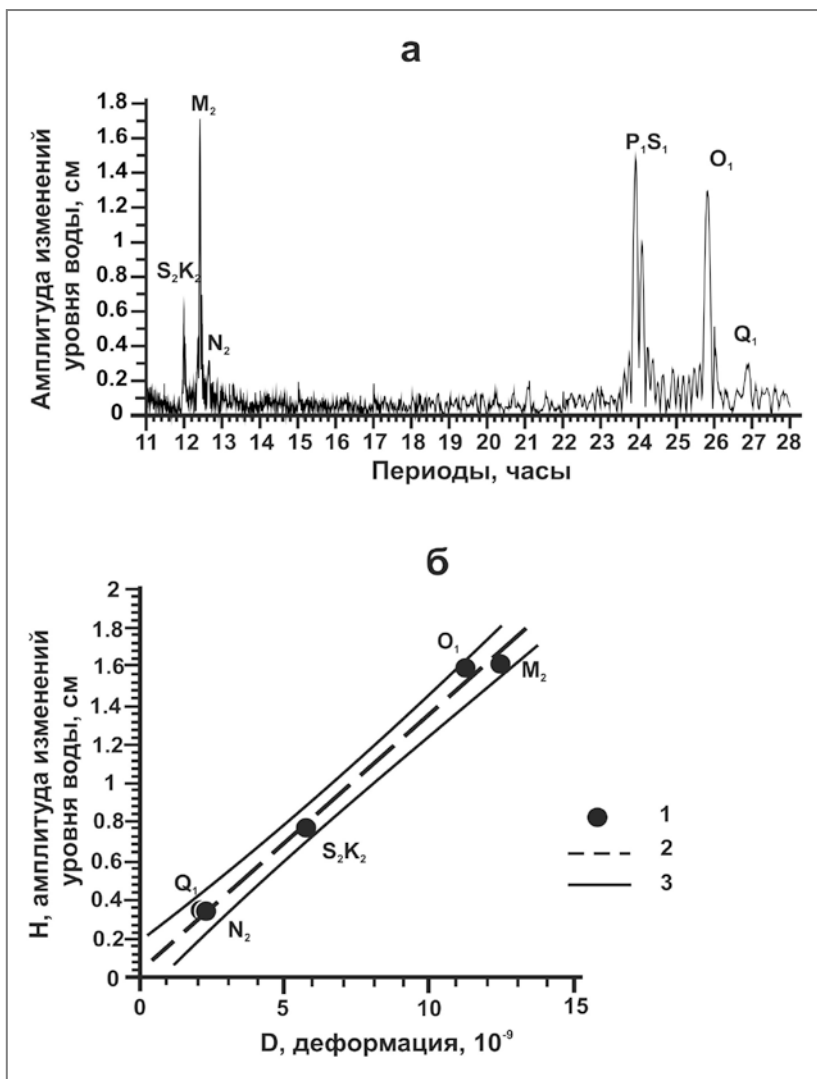


Рис. 2.4. Характеристика приливного отклика уровня воды в скважине ЮЗ-5: а – периодограмма вариаций уровня воды в диапазоне периодов 11–27 ч; б – зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации (табл. 2.2): 1 – приливные волны, 2 – тренд линейной зависимости, 3 – интервал линейной зависимости при 95% доверительной вероятности

и на отсутствие значимых вертикальных перетоков через перекрывающую кровлю. Поэтому величина $E_b = 0.39$ см/гПа является представительной статически изолированной барометрической эффективностью для этой скважины [Копылова, Болдина, 2006а; Болдина, Копылова, 2006].

В диапазоне полусуточных и суточных приливных периодов ослабление барометрического отклика не наблюдается. Это указывает на наличие в этом диапазоне периодов неискаженного отклика порового давления на приливную деформацию по равномерным данным.

Так как величина недренированной сжимаемости твердой фазы скелета β_u не известна, то принимая $\beta_u = 0$, по формулам (2.18)-(2.22) можно получить верхние пределы дренированной сжимаемости скелета β , пористости ϕ , удельной упругой емкости S_s и нижние пределы коэффициента Скемптона B и модуля сдвига G для водовмещающих пород, вскрытых скважиной ЮЗ-5.

В расчетах принимались следующие величины: сжимаемость жидкости $\beta_f = 4.4 \cdot 10^{-10}$ Па⁻¹, плотность воды $\rho = 1.0 \cdot 10^3$ кг/м³, ускорение силы тяжести $g = 9.8$ м/с², дренированный коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$ и недренированный коэффициент Пуассона $\nu_u = 0.3$. Результаты расчета представлены в таблице 2.2а.

Если принять величину сжимаемости твердой фазы скелета равной величине недренированной сжимаемости кварца $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10}$ Па⁻¹ [Roeloffs, 1998; Igarashi, Wakita, 1991], то можно получить приближенные оценки пористости и упругих параметров водовмещающих пород (табл. 2.2б).

Оценочный характер полученных величин следует, например, из некоторого различия величин параметров, определяемых для различных приливных волн. Однако, сравнение полученных величин β , G , B , S_s и ϕ с величинами пороупругих параметров для пород, вскрытых скважинами-аналогами, указывает на их примерное соответствие.

Кроме этого, сравнение полученных величин с данными петрофизических исследований пород, представленных преимущественно песчаниками, и расчетов, выполненных авторами работы [Van der Kamp, Gale, 1983], показывает, что величины упругих параметров и пористости из табл. 2.2б согласуются с данным из [Van der Kamp, Gale, 1983].

Таблица 2.2а. Оценки диапазона изменения упругих параметров и пористости водовмещающих пород, вскрытых скважиной ЮЗ-5 при $\beta_n = 0$

Волны	Барометрическая эффективность E_b , см/гПа	Приливная чувствительность A_s , м/10 ⁻⁷	Дренированная сжимаемость скелета β , Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G , Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s , м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
N ₂	0.39	0.13	<14.7	>0.41	>0.65	<22.1	<0.18
M ₂	0.39	0.088	<21.8	>0.27	>0.65	<32.7	<0.26
O ₁	0.39	0.118	<16.2	>0.37	>0.65	<24.4	<0.20
Q ₁	0.39	0.150	<12.8	>0.47	>0.65	<19.2	<0.15
	0.39	0.096*	<19.9*	>0.30*	>0.65*	<29.97*	<0.24*

Примечание: * – характерное значение для диапазона приливных периодов (рис. 2.3).

Таблица 2.2б. Оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород, вскрытых скважиной ЮЗ-5 при $\beta_n = 0.3 \cdot 10^{-10}$ Па⁻¹ (кварц)

Волны	Барометрическая эффективность E_b , см/гПа	Приливная чувствительность A_s , м/10 ⁻⁷	Дренированная сжимаемость скелета β , Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G , Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s , м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
N ₂	0.39	0.13	10.0	0.6	0.67	13.4	0.08
M ₂	0.39	0.088	17.1	0.35	0.66	24.2	0.17
O ₁	0.39	0.118	11.5	0.52	0.67	15.7	0.10
Q ₁	0.39	0.150	8.1	0.74	0.68	10.4	0.06
	0.39	0.096*	15.2*	0.39*	0.67*	21.4*	0.15*

Примечание: * – характерное значение для диапазона приливных периодов (рис. 2.3).

2.1.1.5. Оценка инерционного эффекта водообмена между стволом скважины и водо вмещающими породами

Изменение коровой деформации под влиянием земных приливов и сейсмотектонических процессов вызывает вариации давления подземных вод, которые могут проявляться в изменениях уровня воды в пьезометрических скважинах. Отсюда следует возможность использования вариаций уровня воды для контроля коровой деформации. Вместе с тем, определенные сложности выделения сигналов коровой деформации из вариаций уровня воды возникают из-за искажения отклика порового давления за счет водообмена между скважиной и подземными водами во вскрытых породах. Поэтому для оценки сейсмотектонической деформации по уровнемерным данным необходимо учитывать эффект инерционности водообмена для каждой наблюдательной скважины.

В изолированном слое подземных вод для любого периодического (сейсмического, приливного) возмущения порового давления с амплитудой p_0 , на достаточно длинных периодах, таких, чтобы временем, необходимым для течения воды в ствол и из ствола скважины, можно было пренебречь, уровень воды в скважине x_0 отслеживает напор в водо вмещающих породах h_0 как

$$x_0 = p_0 / \rho g = h_0, \quad (2.24)$$

где ρ – плотность жидкости, и g – гравитационное ускорение.

Если рассматривать ситуацию с периодически изменяющимся поровым давлением в широком диапазоне периодов, то на достаточно коротких периодах существенным является время, необходимое для течения воды в ствол и из ствола скважины. На таких периодах пиковое изменение уровня воды будет меньше, чем по (2.24), и будет запаздывать по отношению к пику напора h_0 . Соотношение между уровнем воды в скважине и напором выражается через понижение напора s (рис. 2.5). В этом случае амплитудное соотношение (соотношение между амплитудой изменений уровня воды в скважине и амплитудой изменения гидростатического напора в пласте) определяется как [Cooper et al., 1965; Hsieh et al., 1987; Roeloffs, 1988]

$$A = x_0 / h_0, \quad (2.25)$$

а фазовый сдвиг определяется как

$$\eta = \arg(x_0 / h_0). \quad (2.26)$$

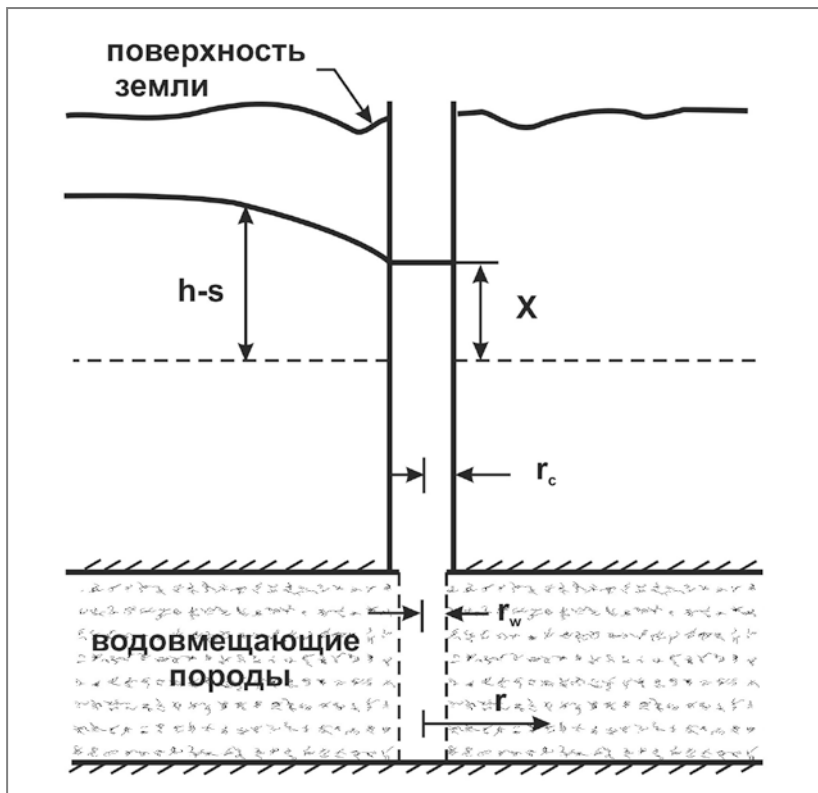


Рис. 2.5. Схема формирования отклика уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в изолированных водовмещающих породах: r – горизонтальное расстояние от центра скважины, r_w – радиус скважины в области ее связи с водовмещающими породами, r_c – радиус скважины в области, где происходят колебания уровня воды, h – изменение гидростатического напора, s – понижение напора (положительное направление вниз), x – изменение уровня воды

Определение зависимости параметров A и η от периода вариаций порового давления с учетом свойств водовмещающих пород и геометрии скважины характеризует степень инерционности водообмена между скважиной и водовмещающими породами.

В [Шестаков, 1973, 1979; Основы..., 1983] представлено дифференциальное уравнение развития воронки депрессии при понижении

уровня воды в скважине в условиях плоско-радиальной фильтрации, возникающей в напорном изотропном и неограниченном пласте водонасыщенных горных пород вследствие водообмена между скважиной и водовмещающими породами (рис. 2.5).

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} - \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} = 0, \quad (2.27)$$

где s – понижение напора, S – упругая емкость пласта, T – коэффициент водопроводимости, r – горизонтальное расстояние от центра скважины.

Гармонические колебания напора и уровня воды в скважине описываются уравнениями

$$h = h_0 \exp(i\omega t), \quad (2.28)$$

$$x = x_0 \exp(i\omega t), \quad (2.29)$$

где h – изменение гидростатического напора подземных вод, h_0 – комплексная амплитуда изменений гидростатического напора, x – смещение уровня воды от статического положения, x_0 – комплексная амплитуда смещения уровня воды, $i = (-1)^{1/2}$, t – время, $\omega = 2\pi/\tau$ – частота волны, τ – период волны.

На основе аналитического решения уравнения (2.27) в [Cooper et al., 1965] приводится выражение для амплитудного соотношения между вариациями уровня воды и напором на периодах сейсмических волн (единицы-десятки секунд). В работе [Hsieh et al., 1987] приводятся выражения для амплитудного соотношения и фазового сдвига в более низкочастотном диапазоне периодов, включающем барометрические и приливные колебания. В обоих случаях принималось, что периодическое возмущение гидростатического напора подземных вод вызывает течение воды между скважиной и водовмещающими породами с расходом

$$Q = \pi r_c^2 \partial x / \partial t = i \omega x_0 \pi r_c^2 \exp(i\omega t), \quad (2.30)$$

где r_c – радиус скважины в области, где происходят колебания уровня воды.

Этот расход воды вызывает понижение напора s (положительное направление вниз), которое накладывается на вариации порового давления (рис. 2.5). При отсутствии инерционного эффекта изменение уровня воды и гидростатического напора связано отношением:

$$x = h - s_w, \quad (2.31)$$

где s_w – понижение уровня воды в скважине вследствие периодического расхода воды Q между скважиной и водовмещающими породами.

Выражения для периодического понижения уровня воды в скважине, амплитудного соотношения и фазового сдвига с учетом во-

допроводимости, упругих свойств водовмещающих пород и размеров ствола скважины, имеют вид [Hsieh et. al., 1987]:

$$s_w = -\frac{\omega r_c}{2T} \{ [\psi \text{Ker}(\alpha_w) + \phi_w \text{Kei}(\alpha_w)] - i[\phi_w \text{Ker}(\alpha_w) - \psi \text{Kei}(\alpha_w)] \} \exp(i\omega t), \quad (2.32)$$

где

$$\phi_w = \frac{-[\text{Ker}_1(\alpha_w) + \text{Kei}_1(\alpha_w)]}{2^{1/2} \alpha_w [\text{Ker}_1^2(\alpha_w) + \text{Kei}_1^2(\alpha_w)]},$$

$$\psi = \frac{-[\text{Ker}_1(\alpha_w) - \text{Kei}_1(\alpha_w)]}{2^{1/2} \alpha_w [\text{Ker}_1^2(\alpha_w) + \text{Kei}_1^2(\alpha_w)]}$$

с действительной и мнимой частями функций Кельвина нулевого порядка $\text{Ker}(\alpha_w)$, $\text{Kei}(\alpha_w)$ и первого порядка $\text{Ker}_1(\alpha_w)$, $\text{Kei}_1(\alpha_w)$, а $\alpha_w = r_w(\omega S/T)^{1/2}$ – безразмерная функция частоты, выраженная через параметры водоносного пласта S и T и радиус скважины в области ее связи с водовмещающими породами r_w :

$$A = x_0/h_0 = (E+iF)^{-1} = (E^2+iF^2)^{-1/2}, \quad (2.33)$$

$$\eta = \arg(x_0/h_0) = -\tan^{-1}(F/E), \quad (2.34)$$

где

$$E = 1 - \beta_w [\psi \text{Ker}(\alpha_w) + \phi_w \text{Kei}(\alpha_w)],$$

$$F = \beta_w [\psi \text{Ker}(\alpha_w) - \phi_w \text{Kei}(\alpha_w)],$$

а $\beta_w = \omega r_c^2/2T$ – безразмерная функция частоты, выраженная через коэффициент водопроводимости T и радиус скважины в области колебаний уровня воды r_c .

Приведенные выше выражения связывают искажение амплитуды изменения уровня воды и фазового сдвига по отношению к периодическим изменениям порового давления при величинах коэффициента водопроводимости T и упругой емкости S пласта водовмещающих пород с учетом геометрических размеров скважины.

Оценка инерционного эффекта водообмена между скважиной ЮЗ-5 и водовмещающими породами проводилась с использованием оцененных величин E_b и A_s и рассчитанных параметров вскрытых пород – дренированной сжимаемости β , удельной упругой емкости S_s и пористости ϕ (табл. 2.26).

Величина упругой емкости водовмещающих пород оценивалась по формуле

$$S = S_s d, \quad (2.35)$$

где d – суммарная мощность зон водопритока.

Для скважины ЮЗ-5 принималось $d = 100$ м. Отсюда величина S составляет $21.4 \cdot 10^{-5}$. При радиусах скважины $r_w = 0.084$ м и

$r_c = 0.123$ м, суммарной мощности зон водопритока $d = 100$ м и заданных величинах коэффициента фильтрации k от $2 \cdot 10^{-9}$ до $2 \cdot 10^{-6}$ м/с получаем оценку для параметра $T/r_c^2 = 1.3 \cdot 10^{-5} - 1.3 \cdot 10^{-2}$ с⁻¹.

По данным откачки величина T/r_c^2 для скважины ЮЗ-5 составляет $6 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹. Эта величина находится в соответствующем диапазоне значений, полученных по приливному и барометрическому откликам уровня воды. Графики амплитудного соотношения A (2.33) и сдвига фаз η (2.34) при различных значениях $T\tau/r_c^2$ и Sr_w^2/r_c^2 для скважины ЮЗ-5 представлены на рисунке 2.6.

При соответствующих значениях k или T/r_c^2 , на периодах секунды-минуты вариации уровня воды в скважине по отношению к изменениям напора подобны низкочастотному фильтру с малыми величинами амплитудного соотношения A (≤ 0.2). С увеличением периодов в диапазоне примерно от 30 мин до часов наблюдается рост величины A с достижением максимального значения ($A = 1$), при котором инерционный эффект водообмена между скважиной и водовмещающими породами практически не влияет на связь между изменениями напора и вариациями уровня воды.

В [Болдина, Копылова, 2006] показано соответствие между теоретическими оценками максимальных периодов проявления эффекта инерционности водообмена и поведением амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениями уровня воды. Для скважины ЮЗ-5 достижение величины $A = 1$ происходит на периоде ~6 ч. При этом теоретический период примерно соответствует минимальному периоду стабилизации АПФ (рис. 2.3). Это указывает на определенную связь частотной зависимости барометрического отклика уровня в области малых периодов с параметрами инерционности водообмена между скважиной и водовмещающей породой. На периодах, соответствующих суточным и полусуточным приливным воздействиям, величина A равна 1, т. е. в этом диапазоне искажение отклика уровня воды на изменение порового давления не ожидается.

Фазовый сдвиг η на малых периодах ($\tau \leq 1$ мин.) достигает -75° . На приливных периодах сдвиг фаз между вариациями напора и изменениями уровня воды в скважине ЮЗ-5 составляет для волн $M_2 \approx 4^\circ$, $O_1 \approx 3^\circ$ (рис. 2.6б).

В диапазоне приливных периодов $\tau \approx 12-27$ ч величина амплитудного соотношения для скважины ЮЗ-5 $A = x_0/h_0 \approx 1$ при величинах параметра $T\tau/r_c^2 > 10^2$ (рис. 2.6а), а теоретическое фазовое запаздывание η не превышает 5° (рис. 2.6б). Для периодов приливных волн M_2

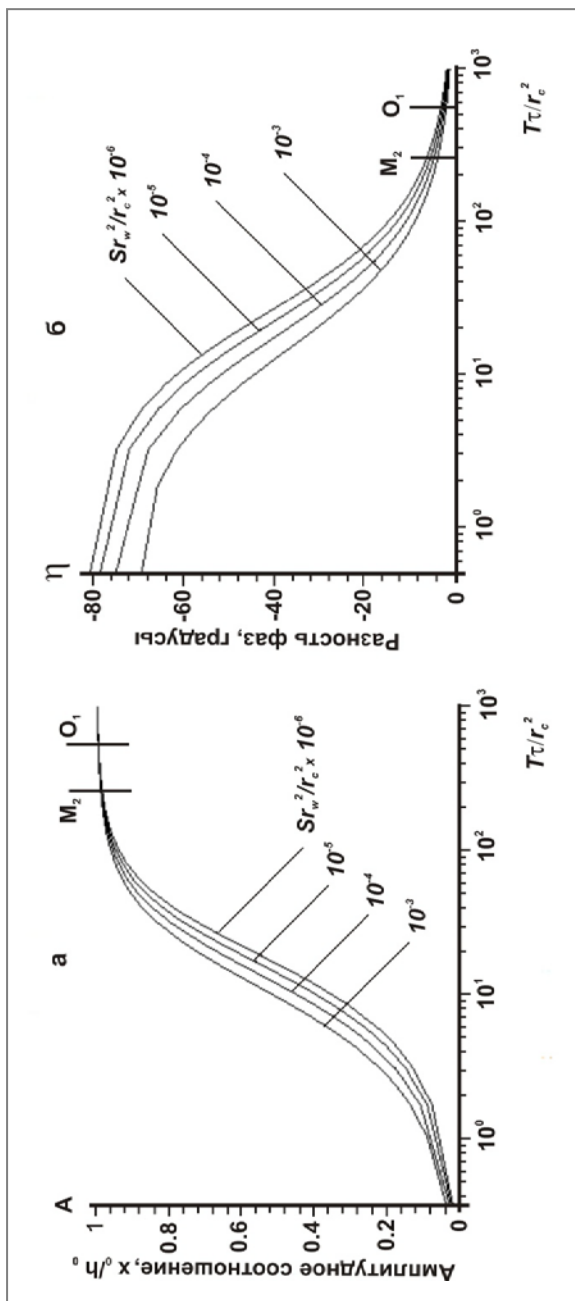


Рис. 2.6. Графики изменений амплитудного соотношения (а) и фазового запаздывания (б) между изменениями уровня воды в скважине ЮЗ-5 и напором при различных значениях $T\tau/r_c^2$ и Sr_w^2/r_c^2

($\tau = 12.42$ ч) и O_1 ($\tau = 25.82$ ч) параметр $T\tau/r_c^2$ систематически больше 200 (параметр $T\tau/r_c^2$ для волны M_2 равен 268 и для волны O_1 – 557) (рис. 2.6).

Приведенная зависимость амплитудного соотношения между вариациями уровня воды и изменениями порового давления служит косвенным подтверждением правильности оценок пороупругих параметров вскрытого скважиной водовмещающих пород на периодах от первых часов до первых десятков суток (табл. 2.2б).

Для статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода» принимается линейная зависимость изменений порового давления Δp от изменения объемной деформации водовмещающих пород $\Delta \varepsilon$ [Roeloffs, 1988]:

$$\Delta p = -(2GB/3)[(1+\nu_u)/(1-2\nu_u)]\Delta \varepsilon. \quad (2.36)$$

Если в (2.36) подставить величины теоретической приливной деформации для волн M_2 ($10.18 \cdot 10^{-9}$) и O_1 ($10.97 \cdot 10^{-9}$), а также вычисленные величины коэффициента Скемптона B , модуля сдвига G (табл. 2.2б) и принятую величину недренированного коэффициента Пуассона $\nu_u = 0.3$, то можно оценить ожидаемые теоретические амплитуды приливных вариаций порового давления Δp без искажения за счет инерционного эффекта водообмена.

Перевод величин Δp в эквивалентные амплитуды изменения уровня воды Δh показывает, что в скважине ЮЗ-5 для волны M_2 ожидается теоретическая амплитуда изменения уровня 0.49 см, O_1 – 0.8 см. Расчетные величины по (2.36) для скважины ЮЗ-5 меньше на 0.4–0.5 см соответствующих амплитуд, полученных из приливного анализа (табл. 2.1). Т. е. различие в оценках теоретических амплитуд и амплитуд, полученных из приливного анализа экспериментальных данных, составляет порядка 50%.

Не более определенной является и правильность соответствия между теоретическим фазовым сдвигом η (менее 6°) и величинами разности фаз между расчетным земным приливом и изменениями уровня воды в скважине. В случае вскрытия скважиной относительно изолированной толщи водовмещающих пород, при отсутствии инерционного эффекта водообмена и без учета океанической нагрузки, разность фаз между приливной волной и изменением уровня воды должна составлять 180° . Отсюда можно оценить фазовое запаздывание уровня воды в скважине для хорошо выделяемых волн – O_1 (6°), M_2 (20°) (табл. 2.1).

Полученное несоответствие фазового сдвига для волны M_2 на 16° , скорее всего, связано с недоучетом влияния океанического при-

лива на изменение уровня воды в скважине ЮЗ-5, расположенной примерно в 15 км от побережья Тихого океана. Более точные оценки параметров водовмещающих пород и построение адекватной модели отклика уровня воды на изменение их напряженно-деформированного состояния могут быть получены при комплексировании уровнемерных и деформометрических наблюдений на этой скважине с учетом океанического приливного воздействия.

2.1.2. Оценка пред- и косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений

Образование разрывов в очагах сильных землетрясений сопровождается изменением статического напряженного состояния водовмещающих пород на расстояниях до десятков-первых сотен км. Такой эффект проявляется в косейсмических скачках повышения и понижения уровня воды в скважинах, которые регистрируются в течение секунд-десятков секунд после образования разрыва и фиксируют реакцию порового давления на упругое деформирование водовмещающих пород (рис. 1.4). В работе [Wakita, 1975] показано, что распределение по площади зон косейсмического сжатия и расширения и, соответственно, зон проявления скачков повышения и понижения уровня вод в скважинах, определяется, в основном, механизмом очага землетрясения. Амплитуды косейсмических скачков уровня обычно составляют десятки доли-первые десятки см.

Проявление косейсмических скачков, а также наличие приливных вариаций уровня воды в наблюдательной скважине, могут рассматриваться в качестве показателей ее деформометрической чувствительности и информативности при диагностике сеймотектонических сигналов, в т. ч. гидрогеодинамических предвестников землетрясений [Киссин, 1993; Roeloffs, 1988; Копылова, 2009].

Необходимым условием записи косейсмических скачков является дискретность регистрации уровня воды не более 10-15 минут. При регистрации уровня с большей дискретностью (например, 1 ч) косейсмические скачки не выявляются из-за их относительно малых амплитуд и коротких длительностей развития, или же их маскировки за счет наложения более длительных и амплитудных эффектов прохождения сейсмических волн, связанных, в основном, с изменением водопроницаемых свойств системы «скважина – водовмещающая порода». Таким образом, практическое выделение косейсмических скачков в изменениях уровня воды осложняется близким по времени воздействием двух

факторов сейсмичности на состояние водовмещающих пород: изменением их статического напряженного состояния при образовании сейсмогенного разрыва и их динамической деформации при прохождении сейсмических волн. Поэтому при недостаточной частоте измерений уровня могут быть сделаны неверные выводы в оценках амплитуд и времени проявления косейсмических скачков и, соответственно, их связи с параметрами очагов землетрясений.

В случае диагностики статически изолированного отклика уровня воды в скважине в некотором диапазоне периодов, на которых влияние процессов течения подземных вод и инерционности водообмена является несущественным, величина приливной чувствительности строго определяется упругими параметрами водовмещающих пород [Rojstaczer, Agnew, 1989]. В таком случае с использованием оцененных параметров приливного отклика уровня воды можно получить величину его приливной чувствительности по отношению к теоретической объемной деформации (2.17), которая может применяться для оценки косейсмической деформации в районе скважины в качестве нормирующего коэффициента [Roeloffs, 1988; Rojstaczer, 1988; Копылова, 2006; Копылова и др., 2008].

Следует отметить, что приливные вариации и косейсмические скачки не регистрируются в изменениях уровня воды в скважинах, для которых характерно сильное искажение квазиупругого отклика системы «скважина – водовмещающая порода» на сеймотектоническую деформацию за счет течения воды. Это наблюдается, например, в скважинах, вскрывающих грунтовые воды первого от поверхности водоносного горизонта со свободной поверхностью. Такие скважины не могут использоваться для количественной оценки сеймотектонической деформации. Отсюда следует, что надежная регистрация косейсмических скачков является важным показателем деформометрической чувствительности наблюдательных скважин, используемых для геофизического мониторинга и поиска предвестников землетрясений.

2.1.2.1. Оценка косейсмической деформации при образовании разрыва в очаге землетрясения

В 1997-2004 гг. в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 зарегистрированы шесть косейсмических скачков с амплитудами 0.25-12.0 см во время землетрясений с $M_w = 6.2-7.8$, произошедших на расстояниях $R = 128-316$ км до инструментальных гипоцентров (рис. 2.7, табл. 2.3). Скачки уровня регистрировались, в основном, в

течение 10-минутного интервала, включающего момент землетрясения. В четырех случаях наблюдалось понижение уровня воды, в двух случаях – его повышение [Копылова, 2006; Копылова и др., 2010]. Максимальная амплитуда косейсмического скачка понижения уровня воды ($\Delta h = -12$ см) наблюдалась в связи с Кроноцким землетрясением 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$ (№ 1 в табл. 2.3 и на рис. 2.7).

На рис. 2.8а представлен пример 10-минутных данных регистрации уровня воды и атмосферного давления в период Кроноцкого землетрясения. Видно, что косейсмический скачок понижения уровня с амплитудой $\Delta h = -12$ см (1 на рис. 2.8б) сильно маскируется барометрическими, приливными вариациями уровня, а также развитием постсейсмического понижения, последовавшего непосредственно после скачка.

На рис. 2.8б приводится фрагмент среднечасовых данных наблюдений, который использовался для оценки параметров приливного отклика уровня воды. В течение времени с 26.05 по 5.11.2003 г. в изменениях уровня проявлялись только барометрические и приливные вариации, сезонный тренд, а также слабая реакция на выпадение осадков. Косейсмические скачки или другие вариации уровня воды, вызванные землетрясениями, в течение этого периода не проявлялись.

Барометрический отклик уровня воды оценивался по поведению амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня (рис. 2.3) и характеризуется постоянной величиной барометрической эффективности $E_b = 0.39$ см/гПа [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006]. Оценка параметров приливного отклика уровня воды по отношению к теоретической объемной деформации (амплитуд приливных волн, амплитудных факторов, равных отношению выделенных амплитуд отдельных волн в изменениях уровня воды к соответствующим величинам теоретической объемной деформации; разности фаз между фазами приливных волн в изменениях уровня и соответствующими фазами приливного потенциала) проводилась с использованием программы ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]. Результаты анализа представлены в таблице 2.4.

Величины амплитудных факторов для выделенных 8-ми волн суточной и полусуточной групп ($Q_1, O_1, M_1, J_1, 2N_2, N_2, M_2, S_2K_2$) находятся в диапазоне $0.138-0.216$ см/ 10^{-9} . На некоторое влияние океанического прилива, в частности, указывают значения разности фаз между приливными вариациями уровня воды и соответствующими компонентами теоретического земного прилива, составляющие $-154^\circ \div -179^\circ$, и отличающиеся в среднем от «идеального» значения (-180°) на 10° .

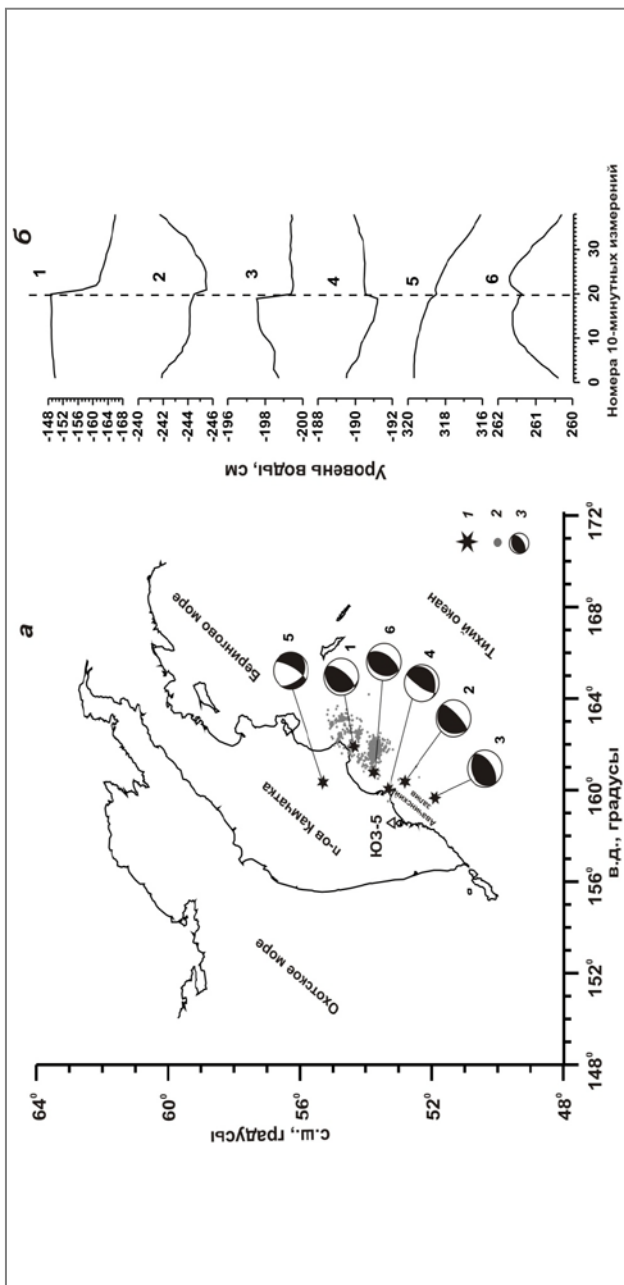


Рис. 2.7.

Схема расположения скважины ЮЗ-5, эпицентров землетрясений 1-6 (табл. 2.3) и очага Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$ по aftershockам первых суток: 1 – эпицентры землетрясений; 2 – эпицентры aftershockов Кроноцкого землетрясения с 5 по 12 декабря 1997 г.; 3 – диаграммы механизмов СМТ землетрясений (а); б – косейсмические скачки уровня, зарегистрированные во время землетрясений 1-6. По горизонтальной шкале отложены номера 10-минутных измерений уровня, включающие 19 измерений до землетрясений (моменты землетрясений показаны вертикальной пунктирной линией) и 19 измерений после землетрясения

Таблица 2.3. Данные о землетрясениях и косейсмических скачках уровня воды в скважине ЮЗ-5, параметры подвижек в очагах и оценка косейсмической деформации

№ п/п	Дата ГГММДД	Время в очаге чч:мм	Координаты, град		Глубина, км	M_w	Гипоцентральное расстояние, км R	Амплитуда скачка уровня воды, см Δh	Параметры очага, градусы			Объемная косейсмическая деформация в районе скважины ЮЗ-5, 10^{-9}	
			с. ш.	в. д.					азимут прогибания плоскости разрыва	угол падения плоскости разрыва	направление полевые подвиги	по косейсмическим скачкам уровня, D_1	по модели дискрикации оточника, D_2
1	971205	11:27	54.0	162.3	25	7.8	316 200*	-12.0	202	23	74	75±4	15.5
2	980601	05:34	52.81	160.37	31	6.9	140	-1.0	210	22	78	6.3±0.7	-2.4
3	990308	12:26	51.93	159.72	7	7.0	164	-1.7	242	28	101	10.6±0.8	43.2
4	001220	09:20	53.31	160.06	65	6.2	128	0.6	220	69	77	-3.8±0.5	-0.4
5	030616	22:08	55.30	160.34	190	6.9	328	-0.3	123	32	-161	1.9±0.4	0.9
6	040320	08:53	53.74	160.76	31	6.2	169	0.25	216	34	90	-1.6±0.4	-0.5

Примечание: * - гипоцентральное расстояние от скважины ЮЗ-5 до средней точки плоскости смещения

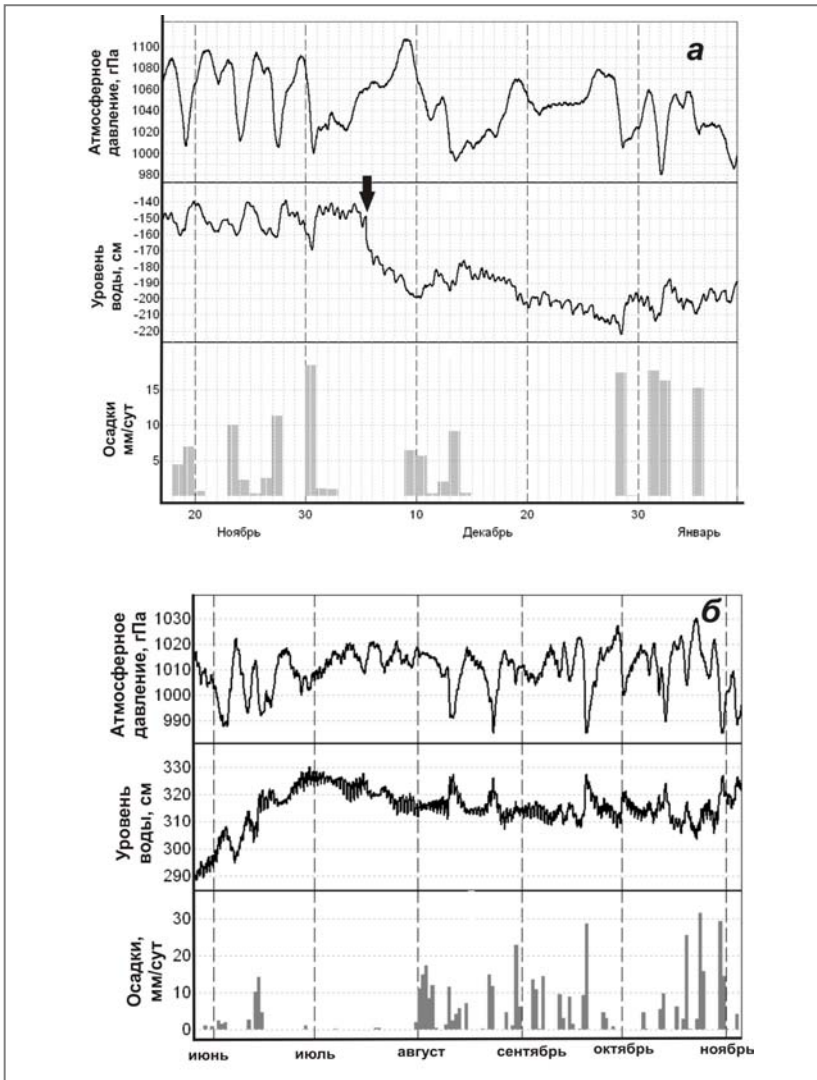


Рис. 2.8. Данные наблюдений за вариациями уровня воды и атмосферного давления на скважине ЮЗ-5 в сопоставлении с суточными суммами осадков: *a* – данные 10-минутной регистрации с 17.11.1997 г. по 8.01.1998 г. во время Кроноцкого землетрясения (показано черной стрелкой); *б* – среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды 26.05 - 05.11.2003 г.

Таблица 2.4. Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994] (жирным шрифтом выделены волны, параметры которых определяются при отношении сигнал/шум ≥ 10)

Волна (период, ч)	Амплитуда объемной деформации D_I , ед. $\cdot 10^{-9}$	Амплитуда уровня воды H_I , см	Сигнал/ шум	Амплитудный фактор см/ 10^{-9}	Фазовый сдвиг, град.
Q₁(26.87)	1.40	0.276	36	0.197±0.005	-166 ± 2
O₁(25.82)	7.31	1.338	174	0.183±0.001	-166 ± 0.3
M₁(24.83)	0.57	0.102	13	0.178±0.013	-168 ± 4
P ₁ S ₁ (23.93)	10.28	1.161	151	0.113±0.001	-170 ± 0.4
J₁(23.10)	0.57	0.094	12	0.163±0.013	-179 ± 4
OO ₁ (22.31)	0.31	0.053	7	0.169±0.024	-174 ± 8
2N₂(12.87)	0.21	0.045	13	0.216±0.017	-177 ± 4
N₂(12.66)	1.30	0.220	64	0.170±0.003	-177 ± 1
M₂(12.42)	6.78	0.940	272	0.138±0.001	-172 ± 0.2
L ₂ (12.19)	0.19	0.028	8	0.147±0.018	-168 ± 7
S₂K₂(12.00)	3.16	0.457	132	0.145±0.001	-154 ± 0.4
M ₃ (8.28)	0.03	0.008	3	0.273±0.086	-138 ± 18

На рис. 2.9а приводится линейная зависимость выделенных амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды H_I , см от теоретических амплитуд объемной деформации D_I , 10^{-9} по модели приливного потенциала CTED [Wenzel, 1994]. Наблюдается тесная линейная связь между этими величинами, которая с оценкой 95% доверительного интервала имеет вид

$$H_I = (0.161 \pm 0.008)D_I + (0.004 \pm 0.068).$$

Наклон линейной зависимости, связывающей выделенные амплитуды приливных изменений уровня и соответствующие величины объемной деформации, составляет ≈ 0.161 см/ 10^{-9} . Эта величина представляется наиболее приемлемой в качестве характеристики приливной чувствительности уровня воды A_v для скважины ЮЗ-5 во всем диапазоне приливных периодов.

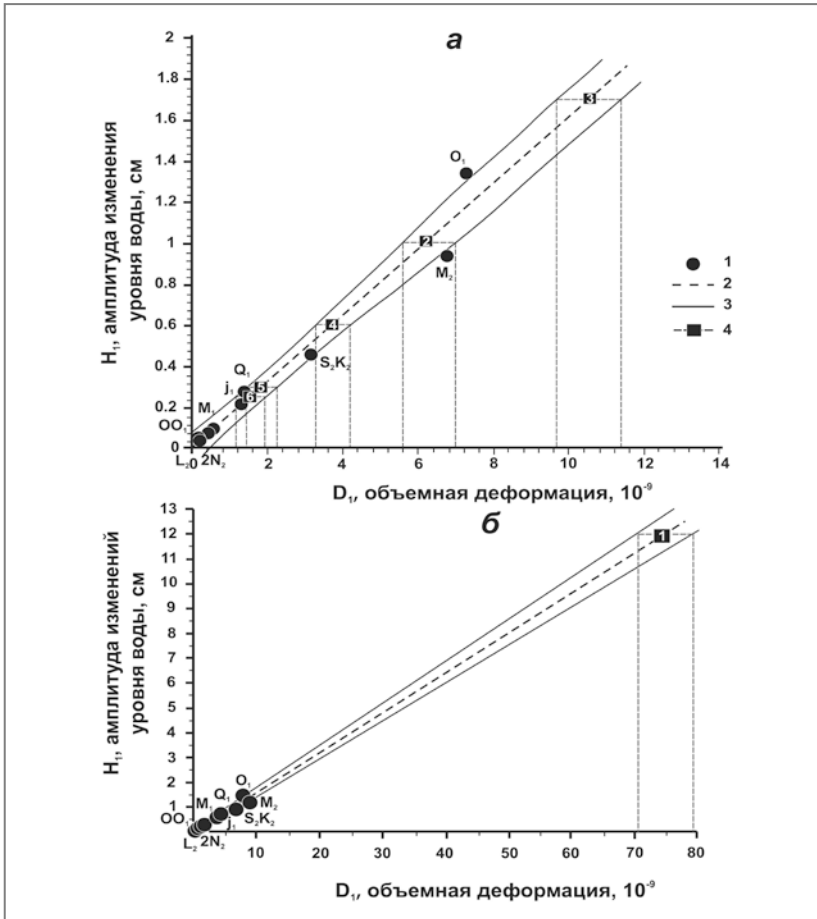


Рис. 2.9. Зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды H_1 от теоретических приливной объемной деформации D_1 (табл. 2.4): 1 – приливные волны; 2 – тренд линейной зависимости амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды от соответствующих величин приливной объемной деформации при значении коэффициента корреляции $K = 0.98$; 3 – 95% доверительный интервал для линейной зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации; 4 – амплитуды косейсмических скачков во время землетрясений (номера соответствуют номерам землетрясений по табл. 2.3) и диапазоны оценок косейсмической деформации (а); б – оценка косейсмической деформации при Кроноцком землетрясении (№ 1 в табл. 2.3) с учетом линейной связи H_1 и D_1

Из предположения о линейном характере связи между вариациями уровня воды и объемной деформацией водовмещающих пород в диапазоне не менее трех порядков (10^{-9} - 10^{-7}) можно оценивать сейсмо-тектоническую деформацию по амплитудам изменения уровня воды в диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика по формуле:

$$D_1 = -\Delta h/A_v, \quad (2.37)$$

где D_1 – объемная деформация в единицах 10^{-9} : положительное значение соответствует расширению, отрицательное значение соответствует сжатию; Δh – амплитуда изменения уровня воды в см: положительное значение соответствует повышению уровня воды, отрицательное значение соответствует понижению уровня воды; A_v – объемная приливная чувствительность уровня воды в см/ 10^{-9} .

Точность регистрации вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 составляет 0.1 см, поэтому при величине $A_v = 0.161$ см/ 10^{-9} можно ожидать заметные изменения уровня воды при объемной деформации водовмещающих пород с амплитудами не менее первых единиц 10^{-9} .

Оценка косейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5 с учетом 95% доверительного интервала зависимости приводится на рисунке 2.9а для пяти землетрясений (№ 2-6, табл. 2.3). На рис. 2.9б представлена соответствующая оценка для Кроноцкого землетрясения (№ 1, табл. 2.3).

2.1.2.2. Примеры оценки косейсмической деформации по модели дислокации

В работе [Копылова и др., 2010] приведены для всех шести землетрясений (табл. 2.3) оценки объемной косейсмической деформации в окрестности скважины ЮЗ-5 по модели дислокации в однородном упругом изотропном полупространстве. В расчетах использовалась программа Y. Okada для вычисления смещений и напряжений в однородном полупространстве вследствие однородной подвижки по заглубленному разрыву прямоугольной формы. Исходными данными для программы являются: геометрия разрыва (размеры, ориентация, глубина), величина и направление подвижки по разрыву, отношение упругих модулей среды. В результате расчетов получены трехмерные поля деформации полупространства в виде распределения вектора смещения и его пространственных частных производных.

Для определения параметров подвижек в очагах использовались данные международного каталога СМТ: азимут простирания и угол падения плоскости разрыва, направление подвижки по разрыву, ска-

лярный сейсмический момент. Кроме этого, из каталога NEIC (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html) брались моментные магнитуды землетрясений M_w для событий 1-3 и 5. Моментные магнитуды событий 4 и 5, для которых в каталоге NEIC приводятся только магнитуды m_b , оценивались из зависимости между m_b и M_w по [Гусев, Мельникова, 1990].

Размеры очага: длина L по простиранию и ширина W по падению, оценивались из магнитуды M_w по формулам [Ризниченко, 1976]:

$$\lg L = 0.440M_w - 1.289 \quad (2.38)$$

$$\lg W = 0.401M_w - 1.448 \quad (2.39)$$

Величина подвижки по разрыву U определялась из скалярного сейсмического момента M_0 :

$$U = M_0/S\mu \quad (2.40)$$

где $S = LW$ – площадь разрыва, μ – модуль сдвига упругой среды.

Координаты и глубины источников для событий 2-6 задавались по данным Камчатского регионального каталога землетрясений (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm#tops). Определение гипоцентров камчатских землетрясений по данным достаточно плотной Камчатской региональной сети сейсмических станций является более надежным, по сравнению с их определениями в международных каталогах землетрясений. Например, различия в определениях гипоцентров землетрясений 2-6 в таблице 2.3 по Камчатскому региональному каталогу и по каталогу СМТ достигают первых десятков км. Для наиболее крупного из всех рассматриваемых землетрясений – Кроноцкого (№ 1, табл. 2.3), положение и площадь разрыва уточнялись по облаку афтершоков первых суток также по определениям региональной сети [Левина, Гусев и др., 2003].

Относительное изменение объема D_2 оценивалось как сумма диагональных компонент тензора деформации, которая, в свою очередь, представляется в виде дивергенции вектора смещения u :

$$D_2 = \operatorname{div} u = \partial u_x / \partial x + \partial u_y / \partial y + \partial u_z / \partial z, \quad (2.41)$$

где пространственные частные производные вектора u вычислялись с помощью указанной выше программы Y. Okada.

Вследствие незначительности вариаций $\operatorname{div} u$ в объеме, вмещающем скважину (не более 1%), в качестве коэффициента относительного объемного расширения принималось значение $\operatorname{div} u$ на средней глубине скважины 500 м. Получившиеся горизонтальные распределения объемной косейсмической деформации на этой глубине при землетрясениях 1-3 представлены на рисунке 2.10а, а при землетрясениях 4-6 представлены на рисунке 2.10б. Сравнение указанных на

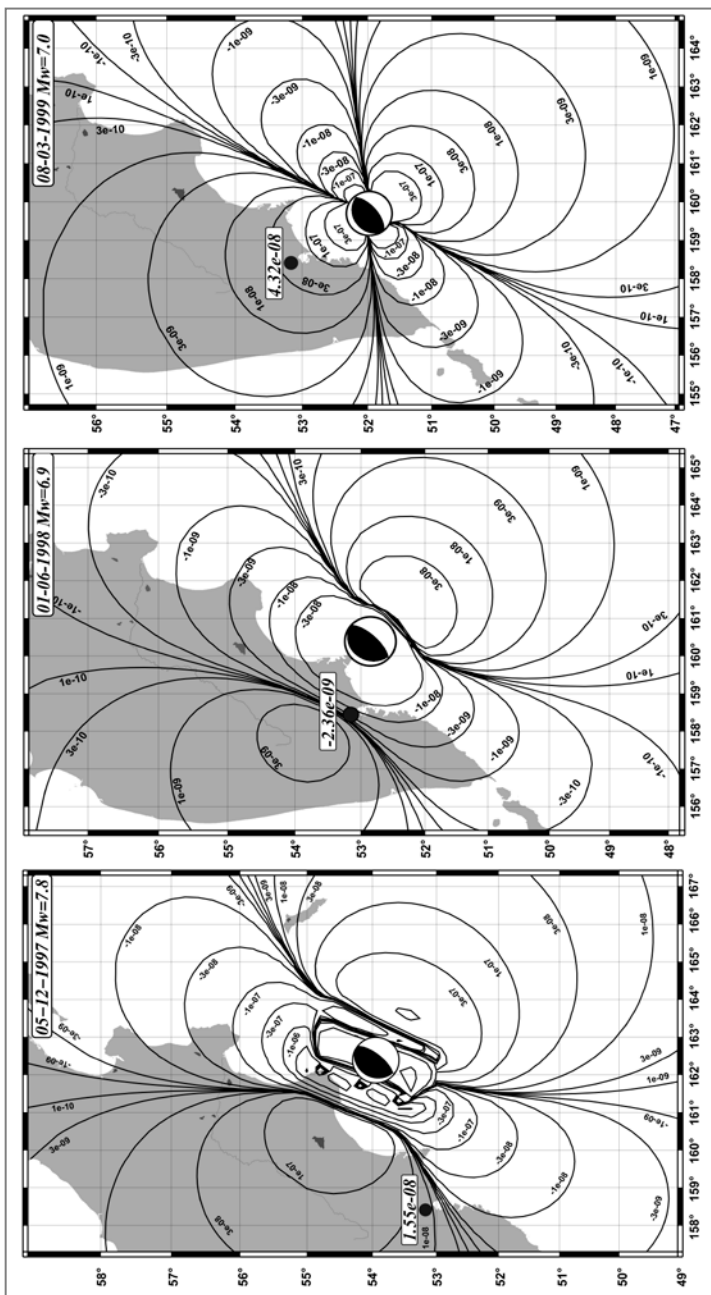


Рис. 2.10а. Горизонтальное распределение объемной косейсмической деформации на глубине 500 м по модели дислокационного источника для землетрясений 1-3 (табл. 2.3) с указанием величин деформации в районе скважины ЮЗ-5 (показана черным кружком)

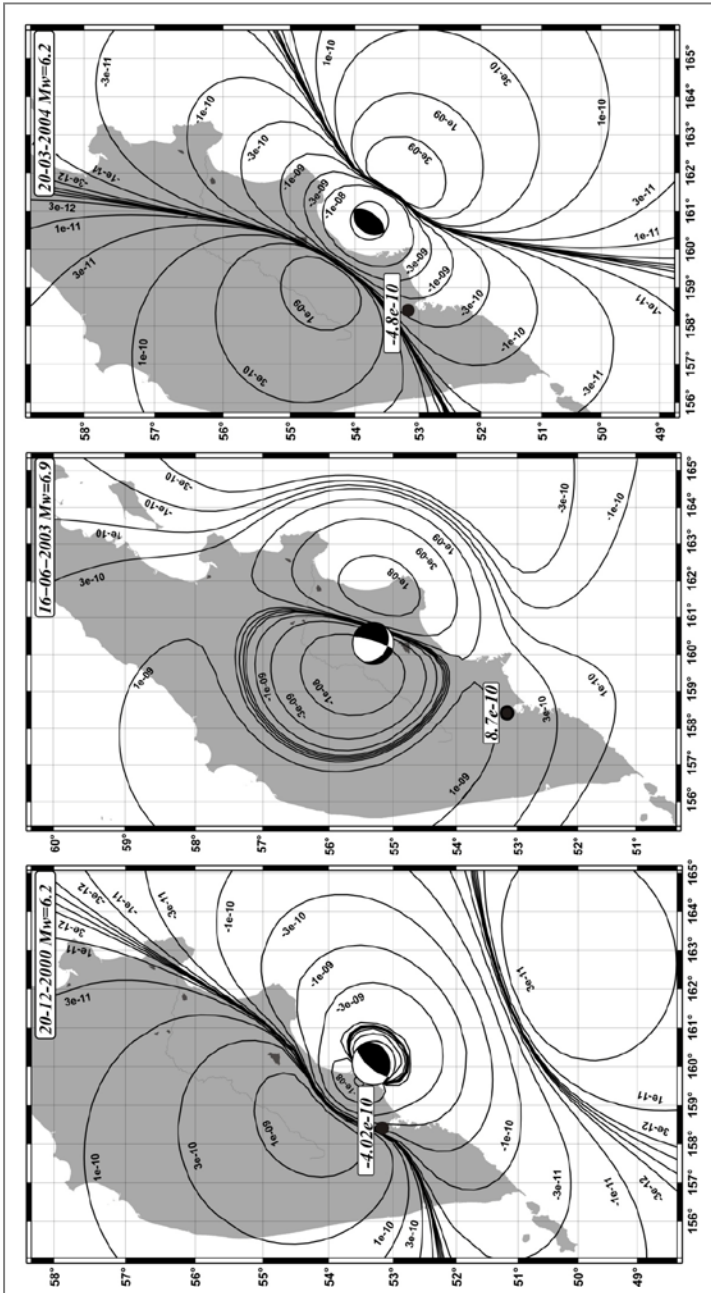


Рис. 2.106. Горизонтальное распределение объемной косейсмической деформации на глубине 500 м по модели дислокационного источника для землетрясений 4-6 (табл. 2.3) с указанием величин деформации в районе скважины ЮЗ-5 (показана черным кружком)

рис. 2.10 величин деформации в районе скважины ЮЗ-5 с данными уровнемерных наблюдений приведено в таблице 2.3.

Сравнение величин D_1 и D_2 и возможные ошибки их определения. Для пяти землетрясений из шести по обоим методам получено соответствие оценок косейсмической деформации по знаку и по амплитуде в пределах одного порядка величин (табл. 2.3). Исключение составляет землетрясение 01.06.1998 г., для которого оценки косейсмической деформации имеют противоположный знак: расширение по данным уровнемерных наблюдений и сжатие по модели дислокации. В случае этого землетрясения скважина попадает в зону резких латеральных вариаций деформации с переходом от расширения к сжатию.

Подобные зоны на рис. 2.10 характеризуются сгущением изолиний. Незначительное изменение входных данных (положение и ориентация разрыва) приводит к значительным изменениям в результирующей оценке D_2 , вплоть до смены знака. Так при небольшом отклонении угла падения для очага землетрясения 01.06.1998 г. (27° вместо 22° по СМТ) получается вполне приемлемое согласование величины и знака деформации (расширение): $D_1 = 6.3 \cdot 10^{-9}$ по косейсмическому скачку уровня воды и $D_2 = 7.3 \cdot 10^{-9}$ по модели дислокационного источника. Погрешность определения угла падения в СМТ составляет особенно заметную относительную величину при небольших значениях самого угла, что характерно для межплитовых субдукционных землетрясений вблизи желоба. Существенно влияет на точность и ряд упрощений, заложенных в самой модели равномерной подвижки по разрыву в однородном полупространстве. На больших расстояниях от очага заметно проявление сферичности и слоистости, а вблизи крупных сейсмических событий со значительной протяженностью очаговой зоны (например, при Кроноцком землетрясении № 1, табл. 2.3, рис. 2.7) может сказываться неравномерность подвижки.

Некоторая неточность также содержится и в определении объемной косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений D_1 , в первую очередь, при оценивании величины приливной чувствительности уровня воды A_v . Как указывалось выше, величины амплитудных факторов по отдельным волнам рассчитывались по отношению к теоретическим величинам объемной приливной деформации, которые могут отличаться до 50% по отношению к реальным величинам вследствие неоднородности строения среды и искажения океаническим приливом.

На рисунке 2.11 приводится соотношение величин D_1 и D_2 . Наблюдается равномерное распределение точек относительно средней линии, характеризующей прямую зависимость D_1 и D_2 . Какое-либо

закономерное смещение точек друг относительно друга не наблюдается, что указывает на отсутствие систематической ошибки в определении косейсмической деформации по обоим методам. Поэтому можно полагать, что имеющиеся расхождения в оценках D_1 и D_2 обусловлены ошибками оценивания объемных деформаций, присущих обоим методам.

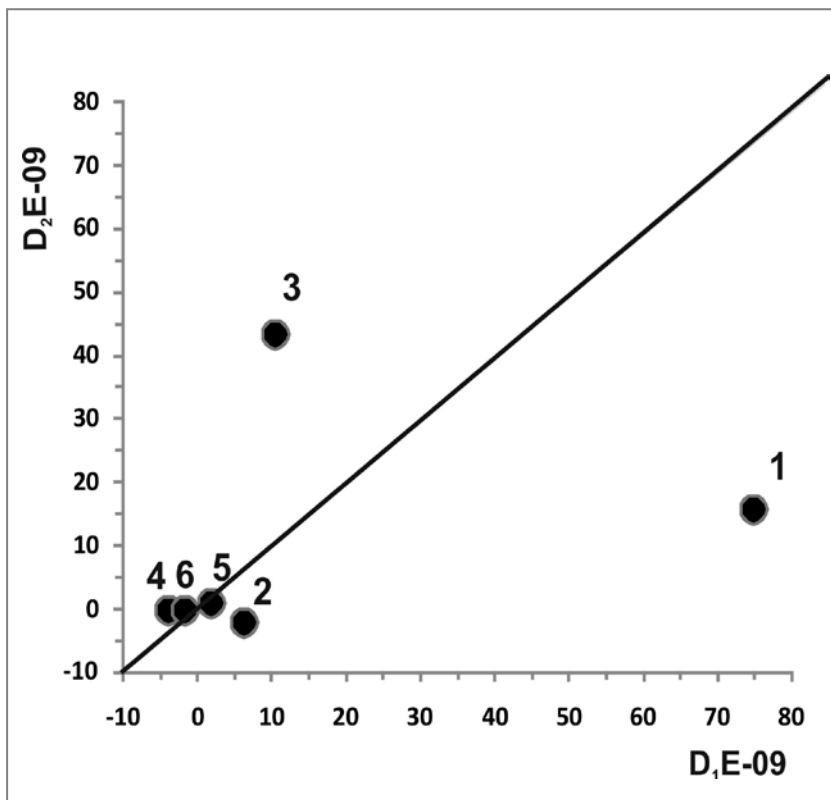


Рис. 2.11. Соотношение величин косейсмической объемной деформации, полученных по данным равномерных наблюдений D_1 и по модели дислокационного источника D_2 . Номера соответствуют номерам землетрясений по табл. 2.3

2.1.2.3. Проявление косейсмических скачков уровня воды в зависимости от параметров землетрясений

На рисунке 1.5 в координатах M_w – гипоцентрального расстояния R , км, приводится распределение камчатских землетрясений с $M_w \geq 4.5$, произошедших за время наблюдений на скважине ЮЗ-5. Особенностью района исследований является то, что сильные землетрясения в пределах Камчатской сейсмофокальной зоны, происходят, в основном, на гипоцентральных расстояниях 100 км и более от скважины. При этом землетрясения, сопровождающиеся косейсмическими скачками уровня воды, являются наиболее сильными и близкими к скважине.

Параметры таких землетрясений описываются уравнением $M_w \geq 0.004R + 5.6$ (линия, ограничивающая область землетрясений, сопровождающихся косейсмическими скачками уровня воды на рис. 1.5). Именно для таких землетрясений может оцениваться косейсмическая деформация по данным равномерных наблюдений на скважине ЮЗ-5. Амплитуды косейсмической деформации в районе скважины при землетрясениях, расположенных ниже линии на рис. 1.5, по видимому, составляют менее единиц $\times 10^{-9}$, т. е. ниже деформометрической чувствительности уровня воды.

2.1.2.4. Особенности откликов уровня воды при изменениях атмосферного давления и при косейсмической деформации

По результатам кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня воды и атмосферного давления, приведенного в работах [Копылова, Болдина, 2006; Копылова, 2006], показано наличие статически изолированного отклика уровня воды в скважине ЮЗ-5 на изменение напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород в диапазоне периодов от 6 ч до первых десятков суток.

Статически изолированный отклик уровня воды характеризуется упругой реакцией порового давления на деформацию водовмещающих пород, которая определяется упругими параметрами контролируемых водовмещающих пород и не искажается течением воды. Поэтому предполагалось, что скважина ЮЗ-5 будет работать как деформограф без существенных искажений в диапазоне периодов часы-первые десятки суток.

На больших периодах отклик уровня воды на изменение напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород может искажаться за счет процессов фильтрации и сезонного изменения гидростатического напора [Копылова, Бормотов, 2004; Копылова, 2006].

На меньших периодах отклик уровня воды на периодические изменения порового давления может ослабляться вследствие инерционности водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода» [Болдина, Копылова, 2006].

Примерное соответствие оценок косейсмической деформации по равномерным данным и по модели дислокационного источника показывает, во-первых, что амплитуды косейсмических скачков уровня воды адекватно отражают косейсмическую деформацию водовмещающих пород и, во-вторых, полученные по данным наблюдений величины амплитуд практически не искажаются вследствие инерционности водообмена. Это позволяет, в случае проявления косейсмических скачков, расширить диапазон проявления статически изолированного отклика уровня воды в скважине ЮЗ-5 в область малых периодов, составляющих минуты. При этом необходимо учитывать различие между механизмами воздействия переменной барометрической нагрузки и косейсмической деформации водовмещающих пород на изменения уровня воды.

При воздействии атмосферного давления происходят квазипериодическое изменение вертикальной нагрузки на контролируемые скважиной водовмещающие породы и соответствующие вариации порового давления. При этом с уменьшением периода амплитуды вариаций атмосферного давления и порового давления монотонно уменьшаются. На малых периодах, составляющих минуты-первые часы, отклик порового давления на атмосферную нагрузку является относительно слабым, также как и соответствующая реакция уровня воды в скважине вследствие ненулевой массы воды в стволе и подавления барометрического отклика инерционностью водообмена между стволом скважины и водовмещающими породами.

В скважине ЮЗ-5 максимальная и постоянная величина амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды наблюдается лишь на периодах ≥ 6 ч (рис. 2.3).

При образовании разрыва в очаге землетрясения перераспределение напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород происходит быстро и включает весь их объем. При этом изменение порового давления подземных вод (его уменьшение при расширении и рост при сжатии) мгновенно достигает максимального значения. В

таким случае реакция уровня воды на импульс порового давления практически не искажается инерционностью водообмена между скважиной и водовмещающими породами, т. к. в это время весь контролируемый скважиной объем взаимосвязанных водовмещающих пород «работает» на максимальную отдачу или поглощение воды. Для этого в скважине ЮЗ-5 имеются благоприятные условия – длинный (490 м) открытый ствол, связывающий скважину и водовмещающие породы, и большая поверхность связи ствола с водовмещающими породами (258.6 м^2).

2.1.2.5. Оценка предсейсмической деформации водовмещающих пород на примере Кроноцкого землетрясения 05.12.97 г., $M_w=7.8$

5 декабря 1997 г. у Тихоокеанского побережья Камчатки вблизи Кроноцкого полуострова произошло землетрясение с магнитудой $M_w = 7.8$ (рис. 2.7а). В течение двух суток до основного толчка вблизи его инструментального эпицентра развивался рой форшоков с величинами $K_S=9.0-12.8$.

КЗ сопровождалось многочисленными афтершоками, охватившими очаговую область размером 220×140 км. Инструментальный эпицентр КЗ располагался в северо-восточной части очаговой зоны на глубине 25-33 км. Тензор сейсмического момента КЗ имеет ориентацию, типичную для землетрясений зоны субдукции (табл. 2.5) [Левина и др., 2003].

Перед КЗ были зарегистрированы разнообразные предвестники, в т. ч. аномальные перемещения GPS-станций (рис. 2.7б) [Gordeev et al., 2001], изменения химического состава воды в двух глубоких самоизливающихся скважинах, стабилизации фазы приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума [Левина и др., 2003]. В пьезометрических скважинах ЮЗ-5 и Е-1, расположенных на расстояниях ≈ 320 км от инструментального эпицентра, были зарегистрированы бухтообразные понижения уровней воды продолжительностью около трех недель, синхронные с предсейсмическими перемещениями GPS-станций. В [Копылова, 2006] такие понижения уровня воды рассматриваются в качестве гидрогеодинамического предвестника КЗ (рис. 2.7б).

Примерно за 15-20 сут до КЗ регистрировались перемещения ближайших к очагу станций GPS с заметными амплитудами, синхронные с развитием гидрогеодинамического предвестника в изменениях

Таблица 2.5. Данные о Кротоцком землетрясении (КЗ), сдвиговом точечном источнике предсейсмических движений (ПКЗ) по [Gordeev *et al.*, 2001] и оценка объемной ко- и предсейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5

Землетрясение	Дата, гг/мм/дд / время в очаге, чч:мм	Координаты, град.		H , км	M_w	Сейсмический момент, M_0 , 10^{20} Н·м	Гипоцентральное расстояние, R , км	Параметры очага, градусы			Характеристика вариаций уровня воды	
		с. ш.	в. д.					азимут простирания плоскости разрыва	угол падения плоскости разрыва	направление подвижки	амплитуда скачка уровня воды, Δh , см	объемная деформация в районе скважины ЮЗ-5, D_1 , 10^{-9}
КЗ	971205/ 11:27	54.64	162.55	33	7.8	5.3	316	202	23	-74	-12.0	75±4
								39	68	-97		
ПКЗ	≈971120 по 971205	55.20	162.80	30	7.7	4.2	365	252	79	95	-11.0	68±4
								100	12	63		

уровня воды в двух скважинах (рис. 2.7б). В [Gordeev et al., 2001] выполнено моделирование статического перемещения GPS-станций от точечного сдвигового источника общего вида в упругом полупространстве и показано, что его моментная магнитуда составляла $M_w = 7.7$, а его нормализованный тензор близок к двойному диполю (табл. 2.5). Такие предсейсмические движения объясняются развитием «медленного землетрясения», расположенного в центре форшокового роя у северо-восточного края очага КЗ (рис. 2.7а). По результатам моделирования также сделан вывод о преимущественно упругом характере наблюдаемых движений без признаков дилатансионной составляющей.

Для скважины ЮЗ-5 применялась модель упругого отклика уровня воды на объемную деформацию водовмещающих пород в диапазоне периодов проявления статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода». Такая модель подтверждается результатами барометрического и приливного анализа вариаций уровня воды, согласованностью оценок косейсмической деформации по уровнемерным данным и по модели протяженного источника в однородном упругом полупространстве [Копылова, Стеблов и др., 2010], а также оценками величин упругих параметров водовмещающих пород. Поэтому понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 перед КЗ вполне могло соответствовать упругой реакции порового давления на предсейсмическую деформацию расширения водовмещающих пород.

По амплитуде понижения уровня воды и величине его приливной чувствительности A_v по (2.37) определена величина предсейсмической объемной деформации водовмещающих пород в районе скважины ЮЗ-5 $D_1 = (0.68 \pm 0.04) \cdot 10^{-7} \approx 0.7 \cdot 10^{-7}$. Точность величины D_1 определяется, в первую очередь, точностью величины приливной чувствительности уровня воды A_v , которая оценивалась по отношению к теоретической приливной деформации в районе скважины по модели приливного деформирования Земли CTED [Wenzel, 1994]. По экспериментальным данным известно, что в прибрежных районах различие между теоретическими и фактическими величинами приливной деформации может достигать первых десятков процентов вследствие влияния океанической нагрузки и локальных неоднородностей строения земной коры.

Для проверки полученной величины D_1 выполнен расчет объемной деформации $\Delta \varepsilon$ из (2.36) с использованием величин понижения уровня воды $\Delta h = -0.11$ м, G и B из табл. 2.2б и $\nu_u = 0.3$. В этом случае, величина объемной предсейсмической деформации на стадии подго-

товки КЗ составляет $\Delta\varepsilon = 0.6 \cdot 10^{-7}$. Близкие значения D_1 и $\Delta\varepsilon$ указывают на правильность оцененных упругих параметров водовмещающих пород и на внутреннюю согласованность используемой модели для скважины ЮЗ-5.

2.2. ЭФФЕКТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ ВОДЫ

Воздействие сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений может сопровождаться заметными вариациями уровня воды в скважинах [Каталог ..., 1983; *Cooper et al.*, 1965; *Копылова, Болдина*, 2005, 2006, 2007; *Копылова, Смолина*, 2008, 2008а, 2008б]. После Аляскинского землетрясения 28.03.1964 г., $M_w = 8.8$ колебания уровня воды в скважинах наблюдались на расстояниях до 11 тысяч километров от очага. Продолжительность вариаций уровня воды с амплитудами от первых сантиметров до 4.5 м составляла от часов до одних суток [Каталог ..., 1983; *Sterling, Smets*, 1971].

Интересным фактом является то, что в близко расположенных скважинах отклики уровня воды на прохождение сейсмических волн могут существенно различаться по амплитуде и характеру вариаций. Изучение таких вариаций уровня воды представляет интерес для геофизиков, сейсмологов и гидрогеологов, во-первых, с позиции использования скважин в качестве своеобразных приемников сейсмических сигналов, и, во-вторых, для оценки свойств водовмещающих пород, в первую очередь, их водопроницаемости.

2.2.1. Колебания уровня воды

Математическая модель формирования колебаний уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн рассмотрена в работе [*Cooper et al.*, 1965]. В ней показано, что вариации уровня воды в скважине при прохождении сейсмических волн обусловлены изменениями порового давления и вертикальными смещениями поверхности земли (рис. 2.12). В [*Cooper et al.*, 1965] также показано, что степень, с которой уровень воды в скважине реагирует на сотрясение, определяется не только характеристиками скважины и свойствами водовмещающих пород, но и зависит от вида и периода сейсмической волны.

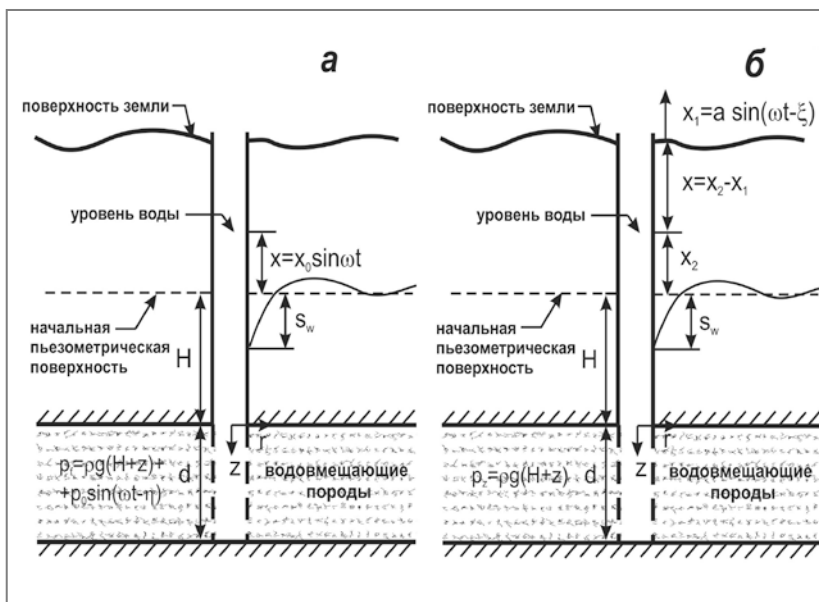


Рис. 2.12. Схемы формирования отклика уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в водовмещающих породах (а) и на вертикальные смещения системы «скважина – водовмещающая порода» (б) при прохождении сейсмических волн: H – высота водной колонны в обсаженном стволе скважины, d – мощность вскрытых водовмещающих пород (длина открытого интервала ствола скважины), z – глубина ниже обсадки скважины, r – горизонтальное расстояние от центра скважины, s_w – изменение напора в водовмещающих породах, x – изменение уровня воды при гармонических колебаниях с амплитудой x_0 , ω – угловая частота сейсмической волны, t – время; $p_f = \rho g(H+z) + p_0 \sin(\omega t - \eta) = p_z + p_0 \sin(\omega t - \eta)$ – выражение для вариаций порового давления при его гармонических изменениях с амплитудой p_0 , p_z – гидростатическая компонента порового давления, η – угол сдвига фазы между смещением в сейсмической волне и изменением порового давления; x_1 – гармонические перемещения поверхности земли с амплитудой a , x_2 – перемещения водной колонны при вертикальных смещениях поверхности земли, ξ – угол сдвига фазы между смещением в сейсмической волне и вертикальным перемещением поверхности земли [Cooper et al., 1965]

В случае Релеевских волн, когда их период равен *резонансной частоте* скважины ω_w , изменения уровня воды практически полностью определяются изменениями порового давления $p_0 = \rho g h_0$, где ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести, h_0 – амплитуда изменения напора, вызванная деформацией водовмещающих пород при прохождении сейсмических волн.

Резонансная частота ω_w зависит, в основном, от эффективной высоты столба воды в скважине $H_e = H + 3d/8$, где H – высота столба воды в обсаженном стволе скважины, d – высота столба воды в области вскрытых водовмещающих пород. Для скважины ЮЗ-5 $H = 310$ м, $d = 490$ м, а эффективная высота столба воды H_e составляет 494 м.

Резонансная частота скважины определяется как $\omega_w \approx (g/H_e)^{1/2}$. Отсюда можно оценить периоды сейсмических волн, которые могут вызывать резонансный эффект усиления гармонических вариаций порового давления в скважине при достаточно высоких водопроводящих свойствах пород: $\geq 2\pi/\omega_w$. В случае скважины ЮЗ-5 колебательный режим уровня воды, вызванный резонансным эффектом, может возникнуть при прохождении волн с периодом порядка 40 с.

Усиление вариаций уровня воды в скважине по отношению к изменению напора для резонансных частот выражается по [Cooper et al., 1965] как

$$A = x_0/h_0 = \left[\left(1 - \frac{\pi^2}{T\tau} K e i \alpha_w - \frac{4\pi^2 H_e}{\tau^2 g} \right)^2 + \left(\frac{\pi^2}{T\tau} K e r \alpha_w \right)^2 \right]^{-1/2}, \quad (2.42)$$

где x_0 – амплитуда изменения уровня воды, h_0 – амплитуда изменения напора, $a_w = r_w(\omega S/T)^{1/2}$ – безразмерная функция частоты, выраженная через параметры водовмещающих пород и геометрические размеры скважины: r_w – радиус скважины в области ее связи с водовмещающими породами, S – водоотдача или упругая емкость водовмещающих пород, $S = S_s m$, T – коэффициент водопроводимости, $K e r \alpha_w$, $K e i \alpha_w$ – действительная и мнимая части функции Кельвина нулевого порядка.

Усиление колебаний уровня воды по отношению к вертикальному смещению поверхности земли A' выражается как

$$A' = x_0/a = \frac{4\pi^2 H_e}{\tau^2 g} A, \quad (2.43)$$

где a – амплитуда смещения поверхности земли.

2.2.1.1. Отклик уровня воды в скважине Ю3-5 на Суматра-Андаманское землетрясение 26.12.2004 г. $M_w = 9$

Землетрясение (табл. 1.2, рис. 1.7) было зарегистрировано на сейсмостанции Петропавловск (PET) (53.024° с. ш., 158.653° в. д.), расположенной на расстоянии около 20 км от скважины Ю3-5. Сейсмические волны регистрировались более 50 минут: с 01 часа 10 минут до примерно 02 часов. Амплитуда вертикального смещения достигала 2 см (рис. 2.13) [Копылова, Болдина, 2007].

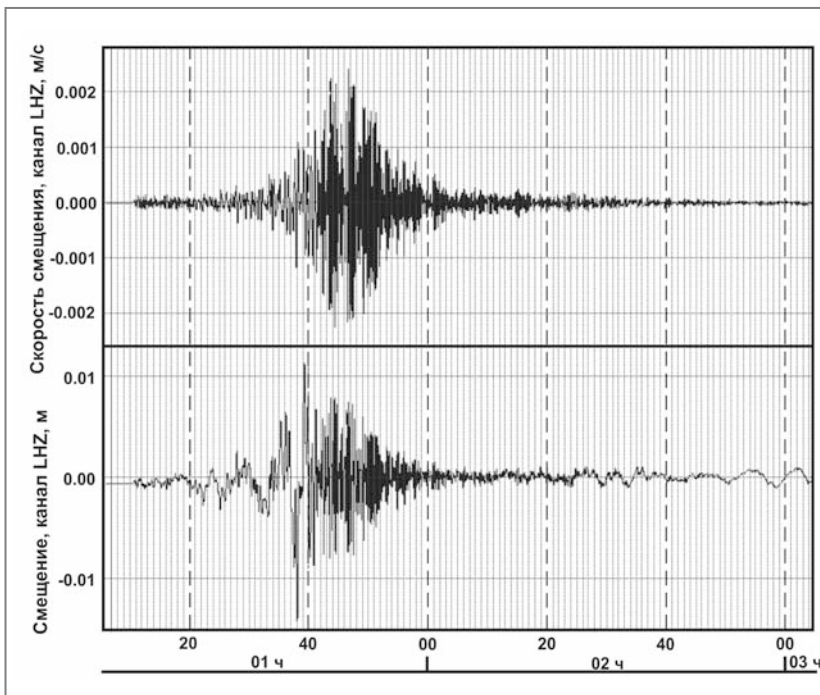


Рис. 2.13. Запись Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. на канале LHZ IRIS на сейсмостанции Петропавловск

В спектре мощности смещений по каналу LHZ выделяются два максимума на периодах 17-20 с и примерно 45 с (рис. 2.14а). Максимальная мощность смещений приходится на поверхностные волны с периодом около 45 с. На рис. 2.14б представлен динамический спектр мощности смещений по каналу LHZ, построенный в окне 10 мин с ша-

гом 2 мин. Длина записи составляет 365 минут и включает 5 минут до вступления Р-волн и 360 минут после вступления Р-волн.

В случае скважины ЮЗ-5 отношение A/A' на резонансной частоте $\tau = 44.6$ с практически равно единице ($A/A' \approx 1$). Если принять, что $A' = A \geq 2.5$, то можно по (2.42) оценить водопроницаемость водо вмещающих пород. Для этого рассчитывалась зависимость усиления вариаций уровня воды по отношению к изменению напора $A = x_0/h_0$, в зависимости от периода сейсмической волны τ (рис. 2.15). Принималось, что величина водопроницаемости T может изменяться в диапазоне четырех порядков, а величина водоотдачи S постоянна и составляет $20 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$.

Результаты моделирования показывают, что усиление вариаций уровня воды по отношению к изменению напора могло произойти при величине T/r_w^2 не менее 1 с^{-1} . Ранее, на основе анализа приливного и барометрического откликов уровня воды в скважине ЮЗ-5, было получено, что наиболее вероятные значения величины T/r_w^2 составляют не более $2.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ [Копылова, Болдина, 2007]. Оценка коэффициента водопроницаемости по данным от качки из скважины также дает сопоставимую величину $T/r_w^2 = 1 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$.

В качестве аналогии наблюдаемых вариаций уровня воды при прохождении сейсмических волн можно рассматривать затухающие колебания уровня воды, возникающие при мгновенном наливе (отборе) воды из скважины. Как правило, осцилляции уровня воды на начальных стадиях восстановления после экспресс-налива возникают в скважинах, вскрывающих высокопроводящие водо вмещающие породы. Такие осцилляции уровня воды также объясняются инерционным эффектом и емкостью скважины [Синдаловский, 2006; Van der Kamp, 1976].

Решение для таких изменений уровня воды в опытной скважине, выведенное из волнового уравнения для затухающих колебаний, имеет вид [Van der Kamp, 1976]:

$$h = h_0 \exp(-\omega_w \kappa t) \cos(\omega_w \sqrt{1 - \kappa^2} t), \quad (2.44)$$

$$\kappa = -\frac{r_c^2}{8T} \omega_w \ln\left(0.79 r_w^2 \frac{S}{T} \omega_w\right), \quad (2.45)$$

где h – изменения уровня воды, h_0 – начальное (мгновенное) изменение уровня воды, t – время. Сопоставление теоретических изменений уровня воды по (2.44), (2.45) с фактическим графиком временного прослеживания вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 дает возможность оценить величину водопроницаемости T при заданных величинах водоотдачи S (рис. 2.16).

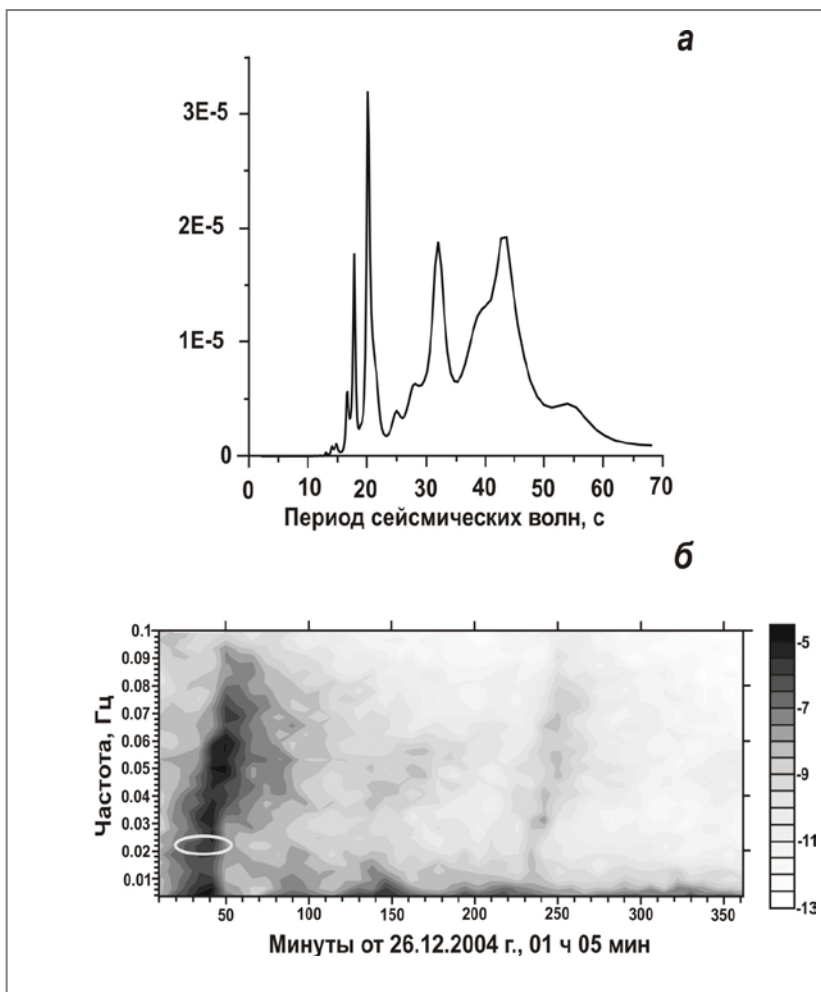


Рис. 2.14. Спектры мощности смещений по каналу LHZ во время Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г., сейсмостанция Петропавловск: *а* – спектр мощности по методу максимальной энтропии Бурга; *б* – динамический спектр, построенный в окне 10 минут с шагом 2 минуты. Эллипсом выделен частотный диапазон, соответствующий периодам поверхностных сейсмических волн 40-50 с

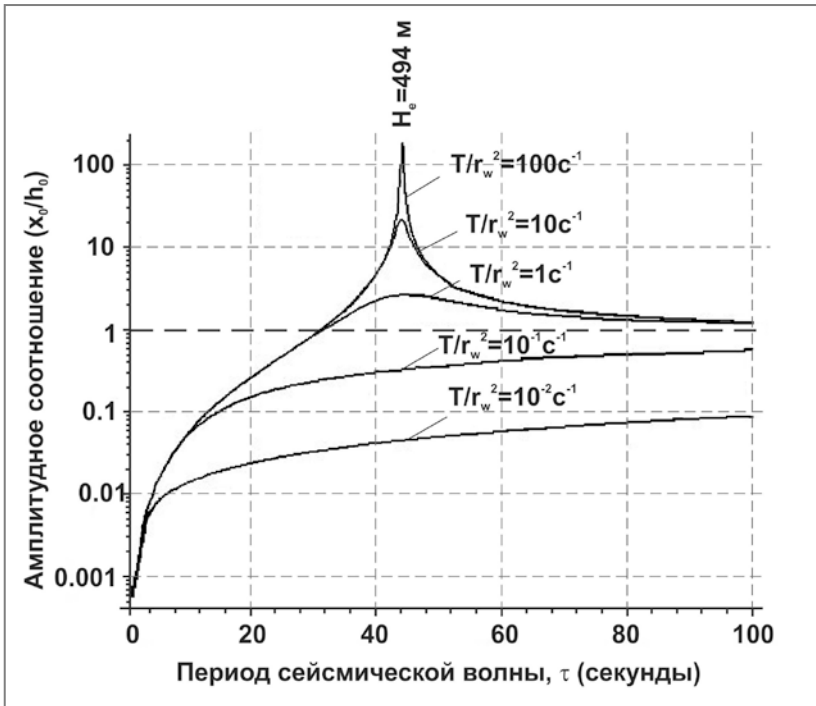


Рис. 2.15. Изменение амплитудного соотношения между вариациями уровня воды в скважине и изменением напора x_0/h_0 в зависимости от параметра системы «скважина – водовмещающая порода» T/r_w^2 и периода сейсмической волны τ

Оптимальное приближение фактических 10-минутных данных регистрации уровня воды во время Суматра-Андаманского землетрясения к модельным по характеру затухания амплитуды и по продолжительности колебаний уровня воды получено при величине начальной амплитуды $h_0 = 4.2$ см, водопродности $T = 5 \text{ м}^2/\text{с}$, водоотдаче $S = 21.4 \cdot 10^{-5}$. Отсюда следует, что колебательный режим уровня воды в скважине ЮЗ-5 при экспресс-наливке может возникнуть, если величина водопродности T/r_w^2 составляет не менее $7.1 \cdot 10^2 \text{ c}^{-1}$.

Следует отметить существенное различие между механизмами образования колебаний уровня воды при экспресс-опробовании скважин и при прохождении сейсмических волн. В первом случае возбуждение системы «скважина – водовмещающая порода» вызывается

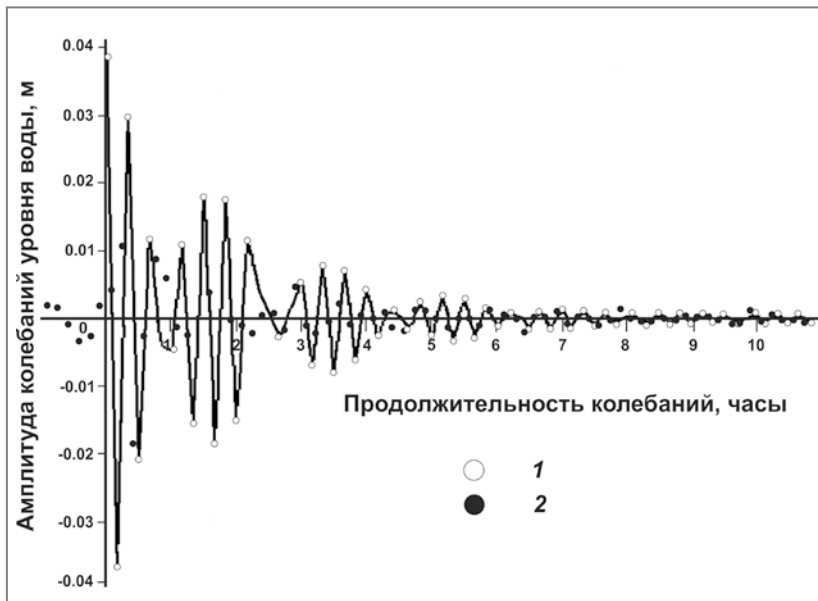


Рис. 2.16. Сопоставление 10-минутных вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 и теоретических вариаций уровня воды по (2.45), (2.46): 1 – теоретические значения уровня воды при величине начальной амплитуды $h_0 = 4.2$ см, водопроводимости $T = 5$ м²/с, водоотдаче $S = 21.4 \cdot 10^{-5}$; 2 – наблюдаемые значения уровня воды после компенсации баровариаций и высокочастотной фильтрации в часовом временном окне. Ноль временной шкалы соответствует вступлению сейсмических волн 01 ч 10 мин

поступлением в ствол скважины (или извлечением из нее) некоторого количества воды. При воздействии низкочастотных сейсмических волн колебательный режим уровня может вызываться усилением в скважине вариаций порового давления при деформации водовмещающих пород, а также в результате вертикального перемещения поверхности земли (рис. 2.12).

Следует отметить, что колебания уровня в скважине ЮЗ-5 возникают только при очень сильных и удаленных землетрясениях ($M_w = 8.3-9.3$, $R = 1670-8250$ км), которые генерируют поверхностные волны с периодами не менее десятков секунд и могут вызывать резонансный эффект усиления гармонических колебаний порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» (рис. 2.12а). Такие колебания уровня воды не регистрируются в скважине ЮЗ-5 в

случае возникновения местных землетрясений с величинами магнитуд от менее 5.0 до 7.8. Это объясняется весьма слабой генерацией длиннопериодных поверхностных волн в очагах местных землетрясений на гипоцентральных расстояниях не более первых сотен километров. К сожалению, регистрация один раз в 10 мин не позволяет точно оценить амплитуду и период колебаний уровня воды во время Суматра-Андаманского землетрясения и аналогичных сейсмических событий. Для этого необходима регистрация уровня воды с периодичностью не менее 1-10 с.

Сопоставление величин водопроницаемости, полученных по моделям [Cooper et al., 1965] и [Van der Kamp, 1976], с величинами водопроницаемости по данным откачки, показывает, что для объяснения колебательного режима уровня воды в скважине ЮЗ-5 необходимо привлечь гипотезу о значительном улучшении водопроницающих свойств водовмещающих пород. Сопоставление величин водопроницаемости, полученных по приливному и барометрическому откликам уровня воды и по данным откачки, с величиной водопроницаемости, оцененной по амплитуде изменения уровня воды при прохождении сейсмических волн от землетрясения 26.12.2004 г., показывает, что они значительно различаются. По модели [Cooper et al., 1965], описывающей колебательный режим уровня воды за счет усиления вариаций порового давления в стволе скважины при прохождении низкочастотных поверхностных волн, получена величина водопроницаемости примерно на два порядка больше ($T/r_w^2 \geq 1 \text{ с}^{-1}$).

Такое различие в величинах водопроницаемости при относительно медленных изменениях порового давления, вызванных приливными и барометрическими воздействиями, а также при откачке (часы-сутки); и при более быстрых вариациях порового давления при сейсмическом воздействии (секунды-десятки секунд) можно объяснить увеличением проницаемости и улучшением фильтрационных свойств водовмещающих пород при прохождении поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений.

На рисунке 2.17 представлены результаты физического моделирования влияния сейсмической вибрации на проницаемость водонасыщенных образцов базальтов, габбро и известняков [Шмонов и др., 2002]. В эксперименте регистрировалось обжимающее давление, моделирующее сейсмическую волну ($P_{ТВ}$); поровое давление в образце ($P_{ФЛ}$) и эффективное давление в скелете породы ($P_{ЭФФ}$). Частота осцилляций составляла 0.065 Гц, длительность воздействия – 0.25-22 ч. Было обнаружено, что при величине давления обжима ниже порового

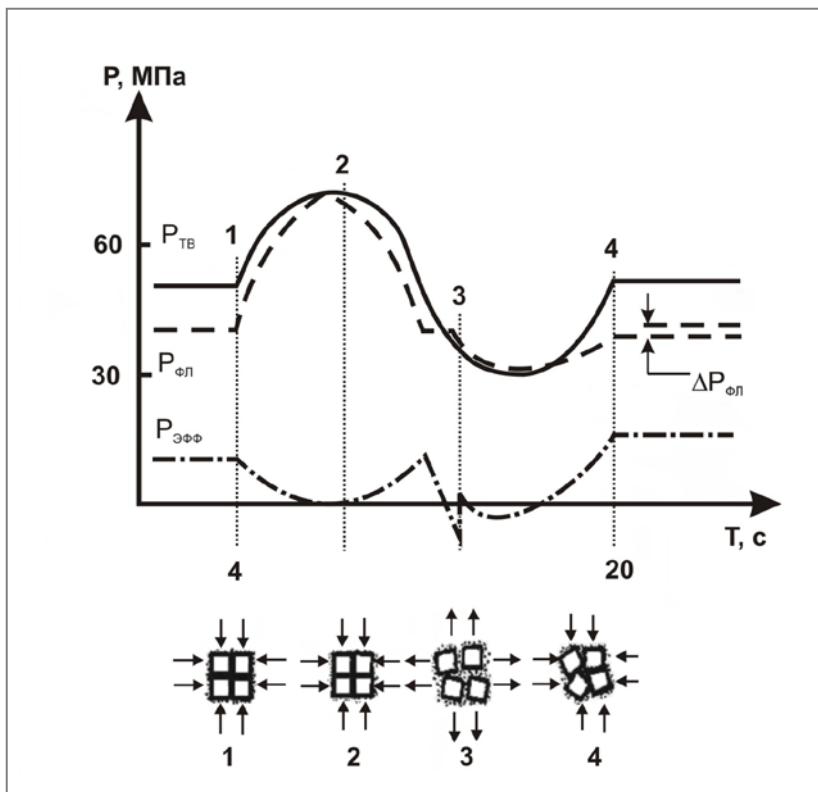


Рис. 2.17. Изменение обжимающего ($P_{ТВ}$), порового ($P_{ФЛ}$) и эффективного ($P_{ЭФФ}$) давлений при прохождении сейсмической волны через горную породу [Шмонов и др., 2002]: 1 – исходное состояние системы вода-порода; 2 – фаза повышения обжимающего и порового давлений и сжатия образца; 3 – фаза падения давления обжима, разрушение образца под действием порового давления; 4 – фаза сжатия, механическая дилатансия образца; $\Delta P_{ФЛ}$ – падение порового давления в результате нарушения структуры образца после сейсмической вибрации

давления $P_{ТВ} < P_{ФЛ}$ после сейсмического воздействия проницаемость образцов порода резко возрастала в 1.2-3.7 раза в результате нарушения их структуры. В фазе понижения давления обжима происходило запаздывание в падении порового давления $P_{ФЛ}$. Это вызывало резкий рост эффективного давления $P_{ЭФФ}$ в скелете породы с превышением его предела прочности (фаза 3 на рис. 2.17). В результате происходили

гидроразрывы и нарушение исходной структуры образцов. Этот механизм качественно объясняет увеличение проницаемости водовмещающих пород и, соответственно, временное увеличение водопродимости при прохождении сейсмических волн.

2.2.2. Постсейсмическое понижение уровня воды

Выражение для понижения напора h в однородных, изотропных и неограниченных водовмещающих породах во времени t , вызванного возмущением порового давления в источнике на расстоянии R , имеет вид уравнения математической теории диффузии [Карслоу, Егер, 1964; Crank, 1975] и может быть представлено в дифференциальном виде как

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c \frac{\partial^2 h}{\partial R^2},$$

где $c = k/S_s$ – пьезопроводность водовмещающих пород.

Одномерное решение уравнения математической теории диффузии для идеальной пьезометрической скважины, вскрывающей однородные, изотропные и неограниченные водовмещающие породы, можно применить для описания длительного понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения, аппроксимируя падение порового давления в водовмещающих породах точечным источником (рис. 2.18).

Для пьезометрической скважины, вскрывающей однородные, изотропные и неограниченные водовмещающие породы, пренебрегая трением и инерционностью столба воды в стволе скважины, это уравнение относительно изменения уровня воды в скважине x имеет вид:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = c \frac{\partial^2 x}{\partial R^2}. \quad (2.46)$$

Решение этого уравнения относительно R позволяет оценить радиус чувствительности скважины к источнику падения порового давления в водовмещающих породах при граничных условиях:

$$x = x_0 - \Delta h, R = 0, t > 0,$$

где x_0 – начальный уровень воды в скважине, $\Delta h = \Delta p / \rho g$ – изменение напора при изменении порового давления Δp , и начальных условиях

$$x = x_0, R > 0, t = 0$$

имеет вид

$$x = x_0 - \Delta h \cdot \operatorname{erfc}(R/\sqrt{4ct}) \quad (2.47)$$

где $\operatorname{erfc}(z) = 1 - \operatorname{erf}(z)$.

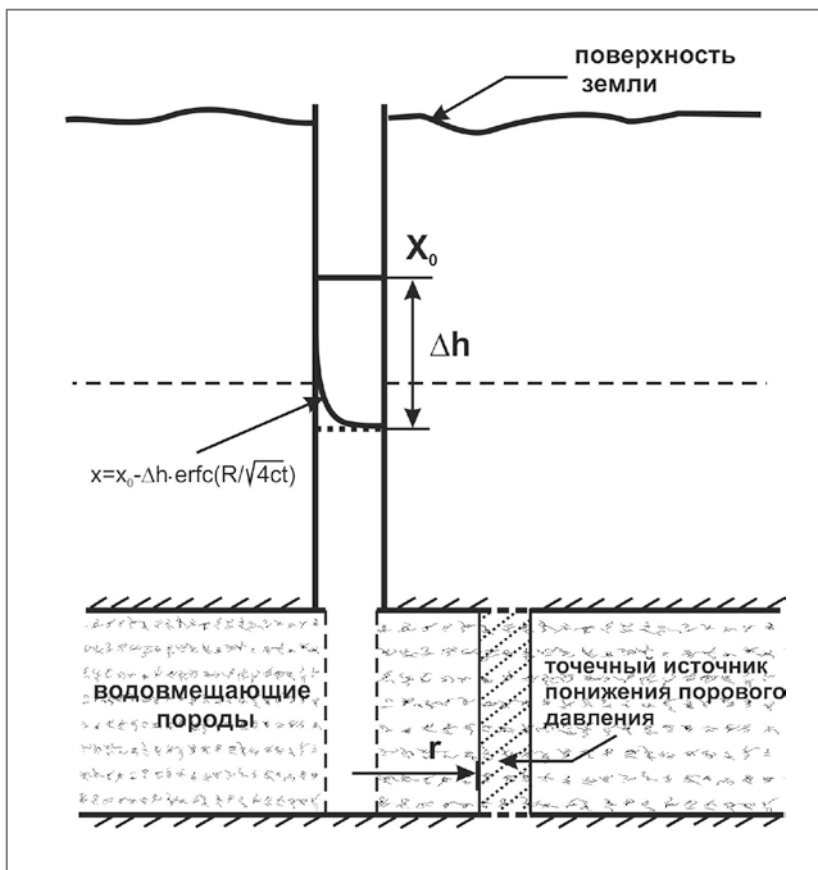


Рис. 2.18. Схема формирования постсейсмического понижения уровня воды в скважине, вскрывающей изолированные водовмещающие породы: x_0 – начальный уровень воды в скважине, $\Delta h = \Delta p / \rho g$ – изменение напора при изменении порового давления Δp , где Δp – амплитуда понижения порового давления; x – изменение уровня воды, R – радиус чувствительности скважины к источнику падения порового давления в водовмещающих породах

2.2.2.1. Понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения

Понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 в течение 3.5 мес. с амплитудой около одного метра после Кроноцкого землетрясения и его последующее двухлетнее восстановление (рис. 1.6) отражает процесс падения и восстановления порового давления в пласте водовмещающих пород. Наиболее вероятным процессом, вызвавшим длительное понижение уровня воды, является падение порового давления в окрестностях скважины вследствие локального улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях (рис. 2.18).

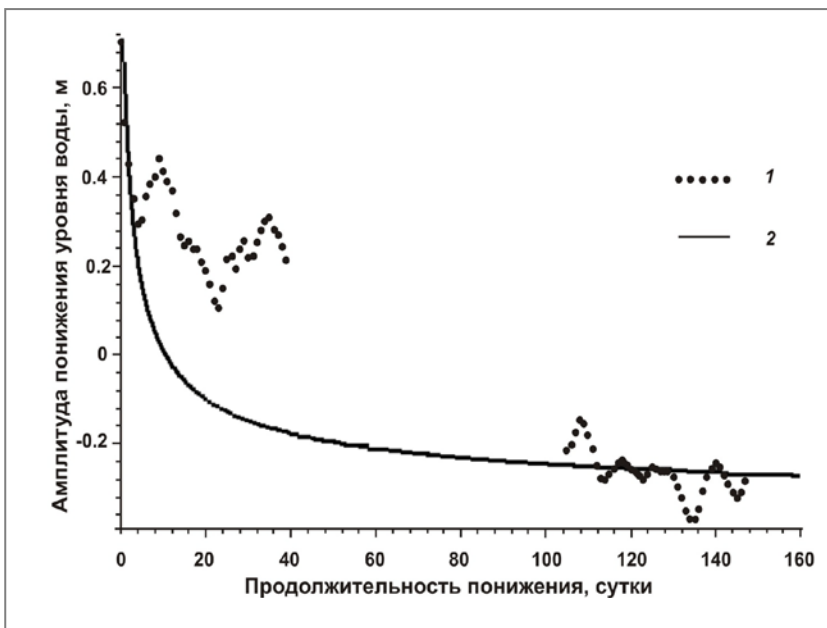


Рис. 2.19. Результаты моделирования понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.: 1 – экспериментальные данные по понижению уровня воды в скважине; 2 – теоретическое понижение уровня воды

Выражение (2.47) является решением дифференциального уравнения (2.46) для понижения уровня воды на расстоянии R от точечного источника падения порового давления и применялось для моделирова-

ния постсейсмического понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения. Результаты моделирования показывают, что удовлетворительное соответствие в понижении уровня, как в течение первых суток, так и в течение первых месяцев, с теоретической зависимостью могло произойти при величине пьезопроводности $c = 0.42 \text{ м}^2/\text{с}$ на расстоянии от источника падения порового давления $R = 450 \text{ м}$ (рис. 2.19) [Болдина, Копылова, 2008]. Отклонения фактического понижения уровня воды в течение первых десятков суток от расчетной зависимости, возможно, связано с наложением дополнительных факторов, связанных с влиянием вариаций порового давления в относительно удаленных от скважины зонах, т. е. с действием не одного, а нескольких источников разнонаправленного изменения порового давления.

Восстановление уровня воды в течение двух лет после достижения минимума (рис. 1.6) обусловлено релаксацией порового давления за счет высокой стабильности гидрогеодинамического режима напорных подземных вод на глубинах более 300 м. Такая стабильность обусловлена относительным постоянством гидрогеодинамических условий в областях питания и разгрузки подземных вод в меловых отложениях и их сезонными изменениями. Именно гидрогеодинамические условия в областях питания и разгрузки задают величину напора подземных вод в районе скважины. Поэтому двухлетнее повышение уровня воды может отражать процесс восстановления порового давления в пласте в соответствии со средней величиной напора [Копылова, 2006].

2.3.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНЕ Е-1 В СВЯЗИ С АКТИВИЗАЦИЕЙ ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ И СИЛЬНЫМИ ($M \geq 5$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

В разделе рассматриваются особенности гидрогеодинамического режима скважины Е-1 в 2005-2010 гг. в сопоставлении с развитием роя землетрясений в районе вулкана Корякский и его фумарольной активностью, а также с субдукционными тектоническими землетрясениями с $M_w \geq 5.0$. По амплитуде суммарного повышения уровня воды и с учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород оценена величина деформации объемного сжатия в районе скважины Е-1 в период, предшествующий и сопутствующий сейсмической и фумарольной активизации вулкана Корякский.

Рассматриваются возможные механизмы формирования источника деформации объемного сжатия в районе скважины [Копылова, Болдина, 2012, 2012а].

Используемые данные о сейсмической и фумарольной активности в районе вулкана Корякский получены лабораторией исследования сейсмической и вулканической активности КФ ФИЦ ЕГС РАН.

2.3.1. Особенности гидрогеодинамического режима скважины

Скважина Е-1 расположена на расстоянии 17 км от вершины вулкана Корякский и в 9 км от его подножья. Она вскрывает в диапазоне глубин 625-647 м слабообводненные туфы алнейской серии неогена (табл. 1.1, рис. 2.20). По данным экспресс-налива в скважину в 1991 г. оценена водопроницаемость водовмещающих пород $T = 0.005 \text{ м}^2/\text{сут}$.

По данным опробования интервала 625-647 м в процессе бурения скважины в 1984 г. химический состав подземной воды – хлоридно-карбонатный натриево-кальциевый и соответствовал формуле $M_{2.5} (\text{CO}_3^{2-} 78 \text{ Cl} 22) / (\text{Ca}^{2+} 56 \text{ Na}^+ 40)$, где M – минерализация воды в г/л; концентрации анионов и катионов представлены в %-эквивалентах. Водородный показатель $\text{pH} = 12.4$. Химический анализ выполнен в Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

По результатам анализа водных проб, отобранных в 1998-2011 гг. в верхней части водной колонны в стволе скважины, химический состав воды – карбонатно-гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и соответствовал формуле: $M_{1.0-1.5} [\text{Cl} 65-40 (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) 45-33 \text{ SO}_4^{2-} 6-1] / (\text{Na}^+ 91-78 \text{ Ca}^{2+} 11-1 \text{ K} 7-8)$, $\text{pH} = 11.5-12.1$. Химические анализы воды выполнены в лаборатории гидросейсмологии КФ ФИЦ ЕГС РАН.

В области распространения туфов алнейской серии на глубинах 570-1060 м химический состав растворенного в воде газа определялся в процессе бурения в интервале 910-920 м: $\text{N}_2 - 60 \text{ об. } \%$, $\text{CH}_4 - 29 \text{ об. } \%$, $\text{O}_2 - 10 \text{ об. } \%$, $\text{Ar} - 0.6 \text{ об. } \%$, $\text{CO}_2 - 0.3 \text{ об. } \%$, $\text{H}_2 - 0.2 \text{ об. } \%$, тяжелые углеводороды (от C_2H_4 до C_6H_{14}) – 0.02 об. %, $\text{He} - 0.006 \text{ об. } \%$ (данные Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН). Для полученного состава газа характерны избыточные концентрации метана и других углеводородных газов, по сравнению с растворенным в воде газом, находящемся в равновесии с атмосферным воздухом. Это свидетельствует о том, что в

районе скважины Е-1 в аллейских вулканитах происходит генерация или транспортировка газа углеводородно-азотного состава.

В работе [Лоздеев, 2003] с использованием данных по газовому составу глубоких скважин, в т. ч. скважин Е-1 и ГК-1П, станция Пиначево (рис. 2.21) показано, что в недрах Авачинской вулканотектонической депрессии концентрируются углеводородсодержащие газы от раннемелового до плейстоценового возраста в пределах одних площадей и скважин. Это свидетельствует о достаточной закрытости локальных гидрогеологических структур в недрах Авачинской депрессии и возможности вертикальной миграции газа.

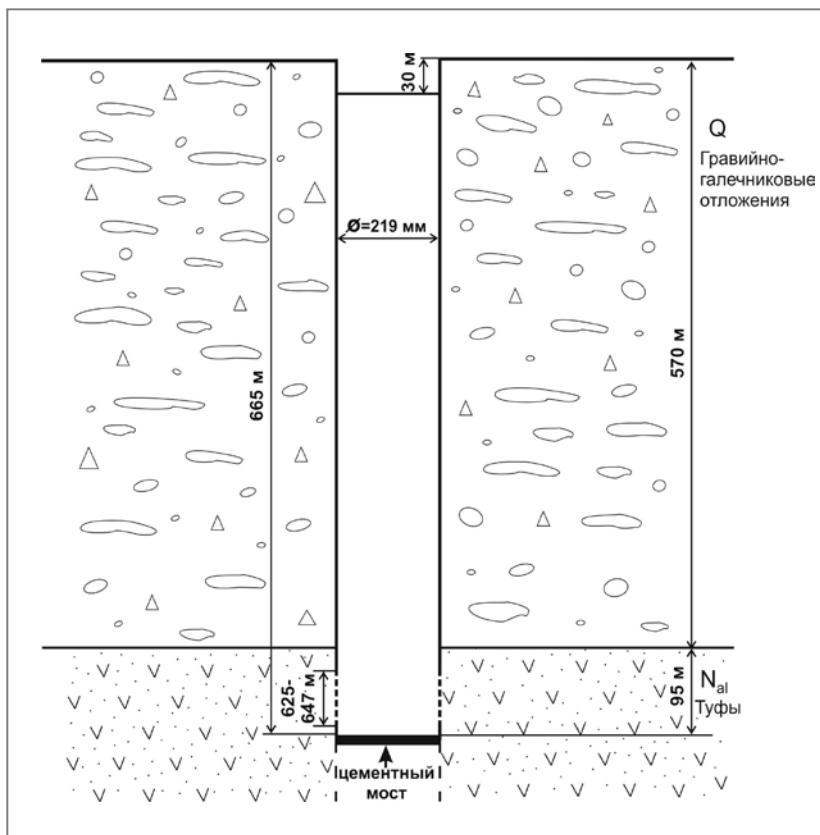


Рис. 2.20. Строение скважины Е-1 и геологический разрез

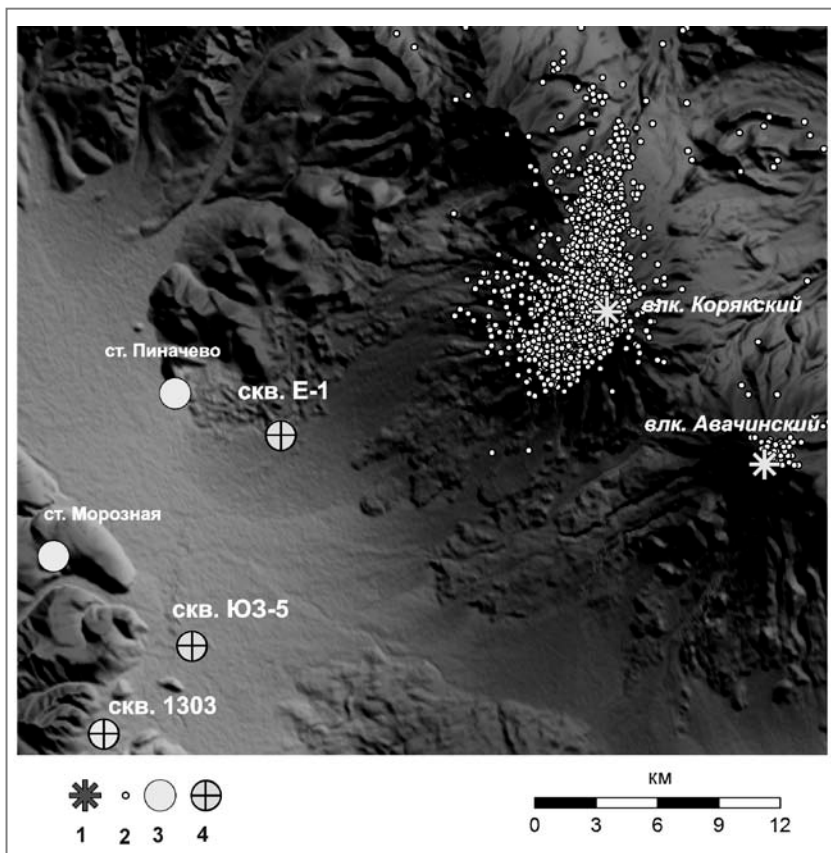


Рис. 2.21. Карта района Авачинской вулканотектонической депрессии и ее обрамления. 1 – действующие вулканы; 2 – эпицентры роя землетрясений в районе вулкана Коряжский 2008 – 2010 гг., $K_S = 3.1-8.3$; 3 – пункты наблюдений за химическим составом подземных вод; 4 – наблюдательные пьезометрические скважины

Характерной особенностью естественного гидродинамического режима скважины являются плавные повышения и понижения уровня воды продолжительность 3-6 лет с амплитудами от первых десятков см до 1.5 м и со средними скоростями менее 0.1 см/сут (рис. 1.10). На фоне таких трендов проявляются слабые барометрические вариации уровня и гидрогеосейсмические вариации, связанные с сильными тектоническими землетрясениями.

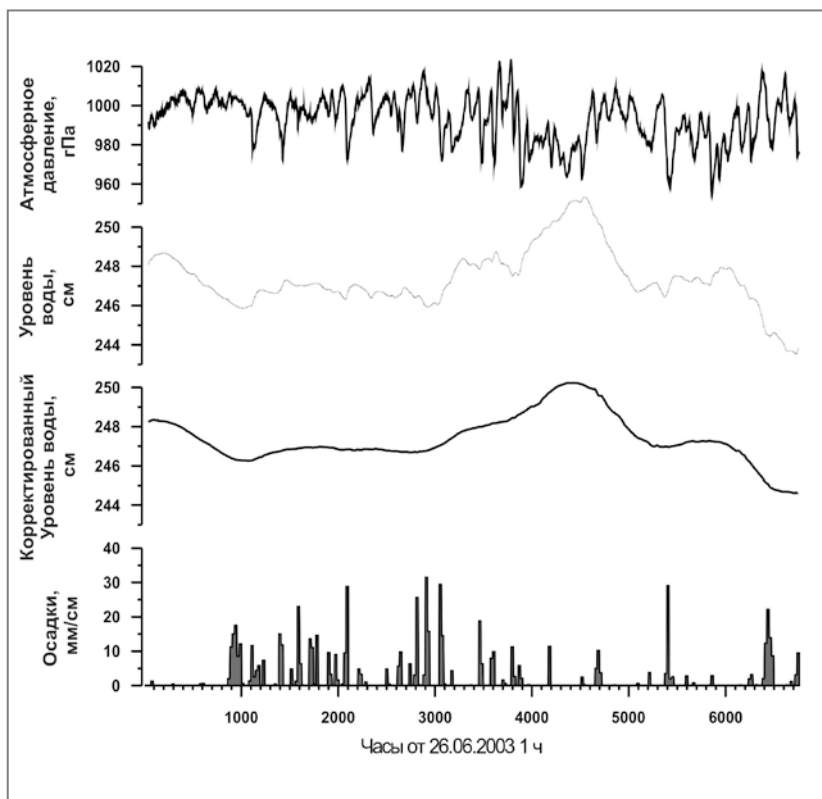


Рис. 2.22. Среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды, скважина Е-1, 26.06.2003 – 01.04.2004 гг., в сопоставлении с суточными осадками. Представлены также изменения уровня воды с компенсированными баровариациями

В изменениях уровня воды в скважине Е-1, в отличие от других наблюдательных скважин (рис. 2.22), не проявляются приливные вариации, а также годовые сезонные вариации. Такие особенности гидродинамического режима связаны с тем, что скважина контролирует подземные воды гидродинамической зоны затрудненного водообмена, а также с тем, что в составе подземной воды в водовмещающих породах и в стволе скважины содержится газ метаново-азотного состава. На это указывают результаты химического анализа растворенного газа, отобранного в интервале 910-920 м (см. выше), и наличие газовых пу-

зырьков, скапливающихся на стенках бутылок с водными пробами из ствола скважины Е-1. При отборе водных проб из скважин, вскрывающих подземные воды с наличием растворенного газа, находящегося в равновесии с атмосферным воздухом, газовые пузырьки на стенках бутылок не образуются.

Присутствие газа в подземной воде в аллейских вулканитах и в водной колонне в стволе скважины Е-1 приводит к повышению сжимаемости флюидной фазы в трещинно-поровом пространстве водовмещающих пород, превышающей величину сжимаемости обычной пресной воды. Повышенная сжимаемость подземной воды может быть одной из наиболее важных причин отсутствия приливных вариаций и ослабления барометрического отклика в изменениях уровня воды в скважине Е-1 [Копылова, 2009].

По результатам барометрического анализа среднечасовых вариаций уровня воды и атмосферного давления величина барометрической эффективности вариаций уровня воды в скважине Е-1 в диапазоне суточных периодов весьма мала ($E_b = -0.01$ см/гПа) и достигает величины $E_b = -0.1$ см/гПа на периодах десятки-сотни суток (рис. 2.23) [Копылова, 2009]. Для сравнения, величины барометрической эффективности вариаций уровня в скважинах Ю3-5 и 1303 составляют -0.40 и -0.43 см/гПа на периодах от первых часов до десятков-сотен суток. Существенным отличием этих скважин от скважины Е-1 является то, что они расположены в пределах положительных гидрогеологических структур, контролируют подземные воды в зоне активного водообмена и во вскрытых ими водовмещающих породах отсутствуют признаки газогенерации.

2.3.2. Оценка объемной деформации водовмещающих пород

Для оценки величины объемного сжатия водовмещающих пород в районе скважины Е-1 при развитии восходящего тренда уровня 2006-2009 гг. (рис. 1.10) использовалась формула связи между изменением порового давления Δp и объемной деформации $\Delta \epsilon$ для статически изолированных условий (2.36) [Roeloffs, 1988]. Такая связь определяется упругими параметрами водовмещающих пород: коэффициентом Пуассона для условий отсутствия оттока воды (недренированные условия) ν_v , модулем сдвига G и коэффициентом Скемптона B , показывающим долю суммарного напряжения в скелете водовмещающей породы, передающуюся на поровый флюид: $B = -3p/\sigma$, где p – давление порового флюида, σ – суммарное напряжение в скелете породы.

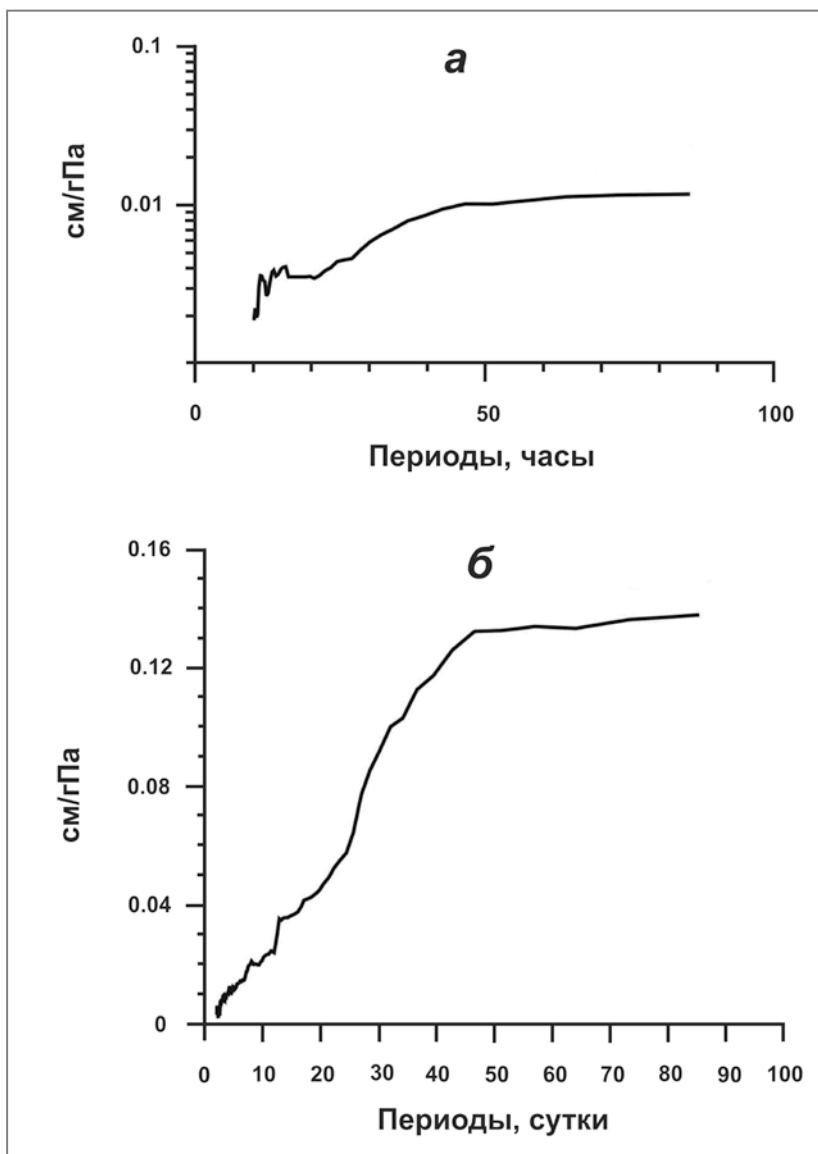


Рис. 2.23. Амплитудные передаточные функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважине Е-1: *а* – в диапазоне часовых вариаций; *б* – в диапазоне суточных вариаций

Амплитуда повышения уровня воды в скважине Е-1 с мая 2006 по декабрь 2009 гг. составила $\Delta h = 122$ см (рис. 1.10). Полагая, что амплитуда повышения уровня Δh полностью определяется приращением порового давления, можно записать:

$$\Delta \varepsilon = -(\rho g \Delta h) / (2/3 GB [(1 + \nu_u) / (1 - 2 \nu_u)]), \quad (2.48)$$

где ρ – плотность воды, g - ускорение свободного падения. Величина ν_u принималась равной 0.3, что является традиционным допущением для водоносных горизонтов в верхней части земной коры.

В условиях отсутствия оттока воды (недренированные условия) расчет упругих параметров G и B может проводиться по формулам теории пороупругости с использованием величин приливной чувствительности уровня воды по отношению к площадной деформации A_S и объемной деформации A_V (табл. 2.6), полученным по результатам приливного анализа часовых вариаций уровня воды. Соответствующие выражения приводятся в [Копылова, Болдина, 2006; Igarashi, Wakita, 1991; Roeloffs, 1998; Rojstaczer, Agnew, 1989; Van der Kamp, Gale, 1983].

В изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1303 (рис. 2.22, табл. 1.1), вскрывающих водовмещающие породы с пресными подземными водами без признаков газогенерации, приливные и барометрические вариации проявляются достаточно отчетливо.

Для всех трех скважин оценены величины E_b , A_S , A_V и величины упругих параметров и пористости водовмещающих пород для статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода» (табл. 2.6).

При расчете величины коэффициента Скемптона B , входящего в выражение (2.48), используются величины сжимаемостей скелета породы β , твердой фазы скелета β_u и флюида β_f . Ниже приводятся формулы для определения коэффициента Скемптона:

$$B = (\rho g A_S \beta) / [1 + \rho g A_S (\beta - \beta_u)], \quad (2.49)$$

$$B = (\beta - \beta_u) / [(\beta - \beta_u) + \phi (\beta_f + \beta_u)], \quad (2.50)$$

$$B = \rho g \beta_u A_V, \quad (2.51)$$

где ϕ – пористость, ν - коэффициент Пуассона для условий оттока воды (дренированные условия, $\nu = 0.25$), $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10}$ Па⁻¹ (кварц) [Roeloffs, 1988].

Формула (2.49) приводится по [Igarashi, Wakita, 1991], (2.50, 2.51) – по [Rojstaczer, Agnew, 1989]. В случае скважины Е-1 в (2.49)-(2.51) входят неизвестные величины параметров A_S , A_V , β и ϕ . Как отмечалось выше, уровень воды в скважине Е-1 не реагирует на земные приливы. Поэтому деформометрическая чувствительность уровня,

Таблица 2.6. Величины упругих параметров водовмещающих пород, вскрытых наблюдательными скважинами

Скважина	Барометрическая эффективность E_b , см/гПа	Приливная чувствительность $A_s/A_{1/2}$, м/10 ⁻⁷	Дренажная сжимаемость скелета β , Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G , Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Пористость ϕ	Упругая водоотдача S
Е-1	0.01/0.1 ¹	0.010/0.015	7.59	0.79	0.044±0.17	0.01-0.06	5.8·10 ⁻⁵
1303	0.43	0.143/0.215	7.37	0.81	0.64	0.06	19.6·10 ⁻⁵
ЮЗ-5	0.40	0.107/0.161	12.5	1.34	0.67	0.11	16.9·10 ⁻⁵

Примечание: ¹ – первое число – оценка барометрической эффективности для суточного диапазона периодов, второе число – для диапазона периодов десятки – сотни суток [Копылова, 2009]

необходимая для определения упругих параметров водовмещающих пород, оценивалась не по приливной чувствительности уровня, как в случае скважин ЮЗ-5 и 1303, а по данным о проявлении гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M_W = 7.8$ (КЗ) в изменениях уровня в скважинах Е-1 и ЮЗ-5.

Перед КЗ наблюдалось бухтообразное понижение уровней воды в обеих скважинах продолжительностью около трех недель, синхронное с предсейсмическими перемещениями GPS-станций Камчатской сети (рис. 1.3) [Копылова, 2006]. Амплитуды понижения уровней воды Δh в скважине Е-1 и ЮЗ-5 составили -1 см и -11 см соответственно. В [Копылова, 2006] полагалось, что такие понижения уровней были вызваны квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород при развитии преимущественно асейсмических движений, предшествующих КЗ. Кроме этого, принималось, что величины предсейсмической деформации расширения были примерно одинаковыми в районах обеих скважин, расположенных на расстоянии 11 км (рис. 2.21).

Приблизительная величина деформометрической чувствительности уровня в скважине Е-1 получена из уравнения $\Delta h^{ЮЗ-5}/A_V^{ЮЗ-5} = \Delta h^{Е1}/A_V^{Е1}$, где $A_V^{ЮЗ-5} = 0.161 \text{ м}/10^{-7}$, и составила $A_V^{Е1} = 0.015 \text{ м}/10^{-7}$. При величине коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$ величина $A_S^{Е1}$ составляет $0.010 \text{ м}/10^{-7}$.

Величины упругой водоотдачи водовмещающих пород S и сжимаемости флюида β_f оценивались по результатам моделирования восстановления уровня воды в скважине Е-1 после спуска датчика акустической эмиссии в ее ствол 11 марта 2009 г. (см. резкое повышение уровня на рис. 1.10а). Спуск датчика сопровождался повышением уровня на 13 см с последующей его стабилизацией в течение 40-45 сут.

Данные 10-ти минутных замеров во время стабилизации уровня воды сравнивались с эталонными кривыми понижения уровня при заданных величинах водопроницаемости T и упругой водоотдачи S (рис. 2.24), полученными из решения уравнения нестационарной фильтрации для совершенной скважины по степени и характеру вскрытия напорного однородного, изотропного и неограниченного по протяженности водоносного пласта [Синдаловский, 2006].

По результатам моделирования наиболее приемлемой величиной сжимаемости подземной воды при водопроницаемости $T = 0.004 \text{ м}^2/\text{сут}$ и упругой водоотдаче $S = 5.8 \cdot 10^{-5}$ (рис. 2.24) является $\beta_f = 4.4 \cdot 10^{-9} \text{ Па}^{-1}$. Такая величина β_f на порядок больше, чем сжимаемость обычной воды, и указывает на небольшое содержание свободного газа в порово-трещинном пространстве водовмещающей породы.

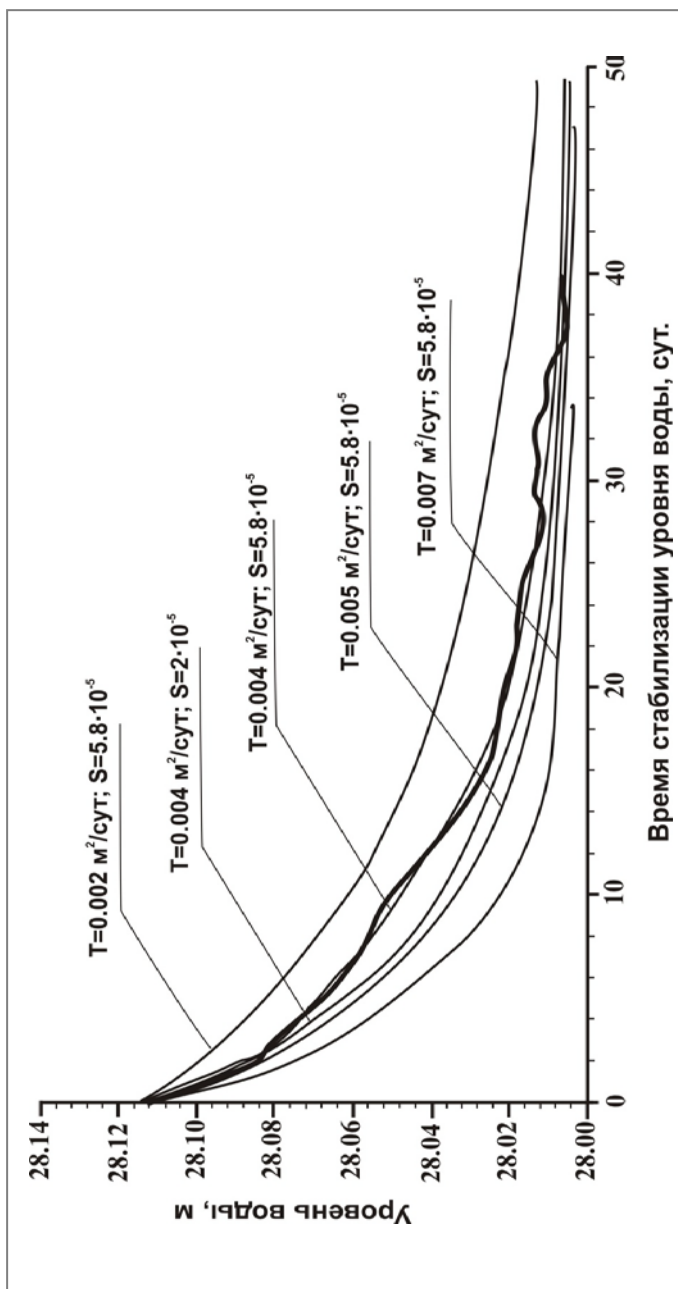


Рис. 2.24.

Стабилизация уровня воды в скважине Е-1 после спуска датчика акустической эмиссии в ее ствол: жирной линией показано изменение уровня воды по данным 10-минутных измерений, тонкими линиями показаны расчетные понижения уровня воды при различных величинах водопроницаемости T и упругой емкости S довмещающих пород

Величина сжимаемости скелета породы β (табл. 2.6) получена из формулы $S = d[\rho g(\beta + \phi\beta)]$, где d – мощность вскрытых скважиной водовмещающих пород, равная 22 м. Величина сжимаемости скелета породы $\beta = 7.37 \cdot 10^{-11} \text{ Па}^{-1}$, полученная для скважины 1303 (табл. 2.6), использовалась в качестве начального приближения при оценке величины упругой водоотдачи пород, вскрытых скважине Е-1. Величина пористости ϕ принималась равной не более 0.06 также по аналогии с величиной пористости туфогенно-осадочных неогеновых отложений, вскрытых скважиной 1303 в диапазоне глубин 517-717 м (средняя глубина 617 м).

Следует отметить, что величина водопроводимости $T = 0.004 \text{ м}^2/\text{сут}$ хорошо согласуется с полученной ранее, в 1991 г., величиной водопроводимости по результатам обработки восстановления уровня воды после экспресс-налива.

С использованием (2.49) величина $B = 0.07$; по (2.50) $B = 0.17$; по (2.51) $B = 0.044$. Таким образом, по (2.49)–(2.51) получена оценка величины B в диапазоне значений 0.04–0.17, в среднем, 0.09.

Модуль сдвига G в (2.48) определялся по формуле $G = 3/2[(1-2\nu)/\beta(1+\nu)]$ [Van der Kamp, Gale, 1983].

С использованием (2.48) и оцененных упругих параметров водовмещающих пород (табл. 2.6) приблизительная величина деформации объемного сжатия в течение времени аномального повышения уровня воды в 2006–2009 гг. составила в районе скважины Е-1 $\Delta\varepsilon = -(4.1 \cdot 10^{-6} - 1.5 \cdot 10^{-5})$.

2.3.2.1. Источник деформации сжатия водовмещающих пород

Вулкан Корякский (координаты вершины 53.32° с. ш., 158.72° в. д., высота 3456 м) является одним из двух действующих вулканов Авачинско-Корякской группы, расположенной в пределах Авачинской вулканотектонической депрессии (рис. 2.21). В 2008–2009 гг. вулкан Корякский проявлял повышенную активность в виде усиления сейсмичности и фумарольной парагазовой деятельности [Гордеев и др., 2009; Селиверстов, 2009; Сеньюков, Нуждина, 2010].

На рис. 2.21 показаны эпицентры землетрясений с $K_S=3.1-8.3$, произошедшие в марте 2008 – декабре 2009 гг. и зарегистрированные сейсмическими станциями КФ ФИЦ ЕГС РАН. Гипоцентры землетрясений располагались в диапазоне глубин от 20 км до поверхности земли, в т. ч. в постройке вулкана [Сеньюков, Нуждина, 2010]. Большая их часть была сосредоточена на глубинах 5–9 км и концентрировалась в пределах субмеридиональной зоны длиной 11 км и шириной 4–5 км.

Максимумы сейсмической активности наблюдались в марте и октябре 2008 г. и в апреле и августе 2009 г. В эти месяцы происходило 600-1000 событий с $K_S = 3.1-8.3$ при средних месячных суммах таких землетрясений от 0 до 130 шт. Выделившаяся сейсмическая энергия землетрясений в пределах субмеридиональной зоны (рис. 2.21) за период с марта 2008 по декабрь 2009 гг. составляла $5.4 \cdot 10^8$ Дж.

Повышенная фумарольная активность вулкана Корякский по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН наблюдалась в течение времени с ноября 2008 г. по август 2009 г. и периодически сопровождалась мощными парогазовыми шлейфами (рис. 2.25 а-в). В отдельные дни в парогазовых выбросах и шлейфах присутствовал резургентный пепел. По данным тепловизионных наблюдений [Гордеев, Дрознин, 2010; Дрознин, Дубровская, 2010] в течение 250 сут (с конца декабря 2008 по конец августа 2009 гг.) максимальная температура парогазовых выбросов составляла 430°C , средний расход перегретого пара – 35 кг/с. За время извержения масса поступившего на поверхность водяного пара составила 10^6 т, суммарная энергия парогазовой разгрузки – $3 \cdot 10^9$ Дж.

Повышение уровня воды в скважине Е-1 и развитие сейсмичности в районе вулкана Корякский рассматриваются нами как явления, имеющие парагенетическую связь. В [Селиверстов, 2009; Сеньюков, Нуждина, 2010] показано, что рой землетрясений начался в марте 2008 г. в северном секторе субмеридиональной зоны (рис. 2.21).

После относительного затишья в апреле-июне 2008 г. эпицентры сместились в ее юго-западный сектор, включающий постройку вулкана. В период активной фазы фумарольной деятельности с конца декабря 2008 до августа 2009 гг. (рис. 2.25 а-в) землетрясения происходили в пределах всей субмеридиональной зоны, в т. ч. в постройке вулкана. Землетрясение с максимальной величиной $K_S = 8.3$ произошло 30 апреля 2009 г. на глубине 5 км.

Суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся в течение роя землетрясений с марта 2008 по декабрь 2009 гг., составила $5.4 \cdot 10^8$ Дж, что соответствует величине энергетического класса $K_S = 8.7$ и величине магнитуды около 4. Если бы вся сейсмическая энергия выделилась одновременно, то размеры области «условного очага» такого землетрясения по [Ризниченко, 1976] составляют: длина – 2 км, ширина – 1 км, площадь – 2 км^2 .

Такие размеры «очага» на порядок меньше реальной области сейсмической активизации в районе вулкана Корякский (примерно 40 км^2). Это показывает, что субмеридиональная зона концентрации

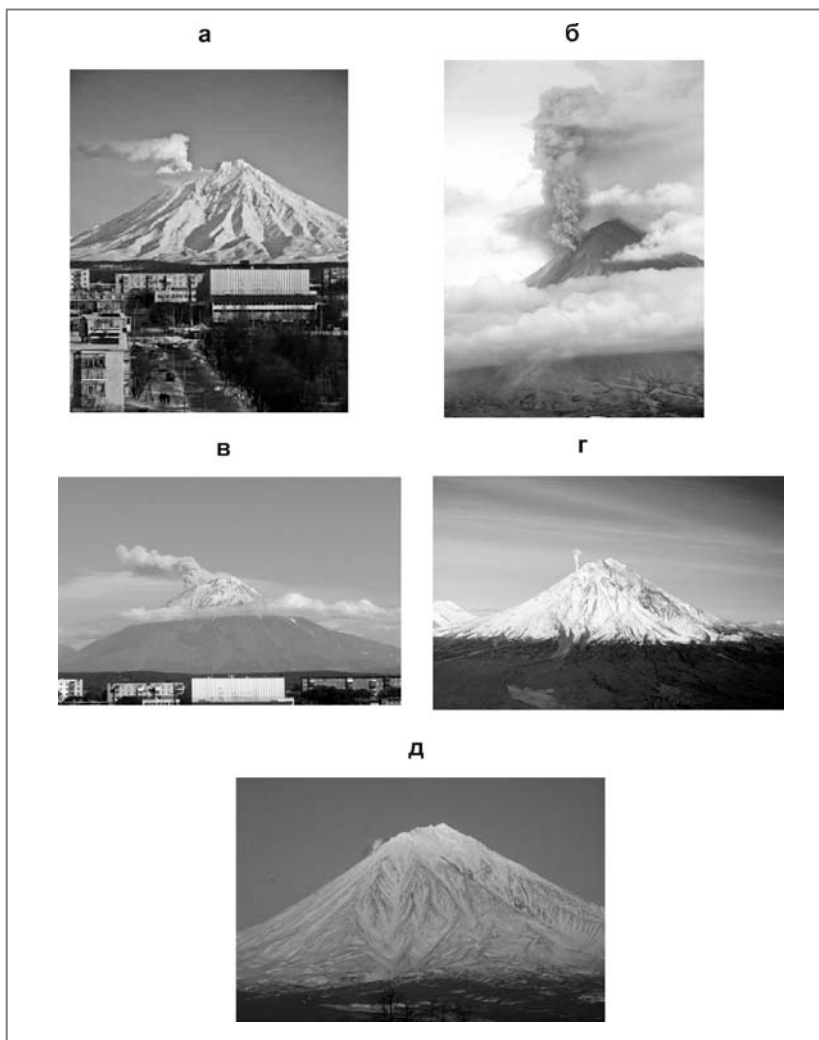


Рис. 2.25. Изменение парагазовой активности вулкана Корякский в 2009-2011 гг.: а – 10 января 2009 г., интенсивная парагазовая деятельность, фото Д.В. Мельникова; б – 9 апреля 2009 г., интенсивная парагазовая деятельность с присутствием пепла, фото С.В. Ушакова; в – 27 августа 2009 г., интенсивная парагазовая деятельность с присутствием пепла, фото О.А. Гириной; г – 19.10.2009 г., парагазовая деятельность, фото С.В. Ушакова; д – 30.01.2011 г., спокойное состояние, фото А.А. Нуждаева.

эпицентров землетрясений (рис. 2.21) оконтуривает на поверхности активизированную область развития современных тектонических движений в верхних горизонтах коры Авачинской вулканотектонической депрессии, включающую постройку вулкана Корякский.

Относительно причин фумарольной активизации вулкана Корякский имеются две гипотезы. Первая гипотеза объясняет наблюдаемые сейсмические и вулканические явления внедрением магматического вещества в предполагаемый парогазовый коллектор под вулканом [Гордеев и др., 2009]. При этом полагалось, что область сейсмической активизации соответствует расположению коллектора. Если принять эту гипотезу, то источником деформации сжатия в районе скважины является рост флюидного давления в коллекторе и его упругая передача в район скважины. Минимальную величину энергии этого процесса можно оценить по парогазовой разгрузке ($3 \cdot 10^9$ Дж по [Дрознин, Дубровская, 2010]).

В [Гордеев, Дрознин, 2010] приводится сопоставление предполагаемого объема магматического вещества ($1.2 \cdot 10^7$ м³), обеспечивающего тепловую разгрузку вулкана за время извержения, и объема среды, в котором проходили землетрясения ($4.5 \cdot 10^9$ м³). Эти объемы различаются на два порядка. Из такого сопоставления авторы [Гордеев, Дрознин, 2010] приходят к выводу о том, что внедрение магматического вещества не позволяет объяснить развитие роя землетрясений.

Вторая гипотеза связывает возникновение роя землетрясений в районе вулкана Корякский с геодинамической обстановкой формирования раздвиговой зоны субмеридионального простирания [Селиверстов, 2009]. Деструктивные процессы раздвигания в пределах этой зоны на некотором этапе затронули магмоподводящие пути под вулканом и сопровождалась усилением фумарольной деятельности. В этом случае, главной причиной повышения уровня воды являются тектонические процессы раздвигания, которые сопровождалась сжатием водовмещающих пород в районе скважины.

Мы отдаем предпочтение второй гипотезе, т. е. источником деформации были тектонические напряжения растяжения в пределах субмеридиональной зоны, которые развивались как до, так и во время сейсмической активизации в районе вулкана и усиления его фумарольной деятельности. Выделившаяся сейсмическая энергия в пределах субмеридиональной зоны ($0.5 \cdot 10^9$ Дж) примерно сопоставима с энергией парогазовой разгрузки ($3 \cdot 10^9$ Дж). Полагая, что выделившаяся сейсмическая энергия составляет не более первых процентов от общей энергии тектонических движений, становится очевидным, что именно такие движения являются главным источником деформации

сжатия водовмещающих пород в районе скважины Е-1. Аналогичный вывод о преимущественной связи сейсмичности в пределах субмеридиональной зоны с тектоническими процессами также приводится в [Гордеев, Дроздин, 2010; Селиверстов, 2009; Сенюков, Нуждина, 2010].

2.3.3. Особенности проявления гидрогеодинамического предвестника в период вулканической активизации

На рис. 2.26 представлен график суточной скорости изменения уровня в скважине Е-1 в сопоставлении с развитием сейсмичности в районе вулкана Корякский и сильными тектоническими землетрясениями (табл. 2.7) за период с мая 2005 по декабрь 2010 гг.

По техническим причинам график суточных скоростей изменения уровня состоит из четырех фрагментов, для каждого из которых можно было корректно выполнить компенсацию барометрических вариаций в изменениях уровня воды. Пунктирной линией на рис. 2.26а показано значение скорости, равное 0 см/сут. Соответственно, величины скорости, расположенные выше пунктирной линии, показывают повышение уровня, ниже линии – понижение уровня.

Устойчивое повышение уровня началось с 20 мая 2006 г. Эту дату можно рассматривать как начало эффективного проявления источника деформации объемного сжатия в районе скважины. Максимальные скорости повышения уровня (до 0.15-0.20 см/сут) наблюдались в течение июня-декабря 2007 г. и предшествовали началу роя землетрясений в марте 2008 г. (см. рис. 2.26б).

В течение сейсмической активизации и извержения вулкана Корякский скорости повышения уровня были меньше (0.05-0.12 см/сут) и менялись незначительно. В табл. 2.7 представлены все землетрясения с $M_w \geq 5.0$, произошедшие с мая 2005 по декабрь 2010 гг. на расстоянии до 350 км от скважины. Землетрясения, интервал времени между которыми составлял менее одного месяца, объединялись в одно сейсмическое событие. При сравнении вариаций скорости изменения уровня с моментами сейсмических событий (табл. 2.7) гидрогеодинамический предвестник проявлялся перед землетрясениями с $M_w = 5.0-6.5$ в 2005-2006 и в первой половине 2007 гг. Со второй половины 2007 г. и в течение последующих 2.5 лет гидрогеодинамический предвестник перед такими событиями не проявлялся. Это указывает на снижение

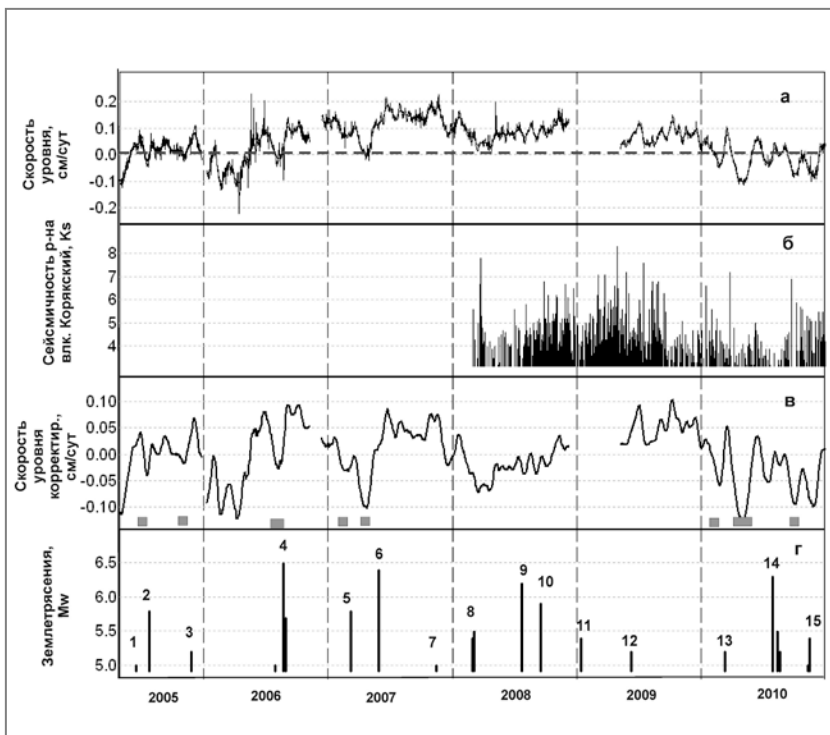


Рис. 2.26. Вариации уровня воды скважине Е-1 в 2005-2010 гг. в сопоставлении с развитием сейсмичности в районе вулкана Корякский и сильными землетрясениями: а – суточная скорость изменения уровня воды с компенсированными баровариациями (жирной линией показано осреднение среднесуточных данных в окне 15 сут); б – землетрясения в районе вулкана Корякский с $K_S \geq 4.0$; в – среднесуточная скорость изменения уровня воды, скорректированная за счет средней скорости тренда в течение соответствующего фрагмента (серыми горизонтальными линиями обозначены времена проявления гидрогеодинамического предвестника); г – землетрясения с $M_w \geq 5.0$ на расстоянии $R \leq 350$ км от скважины: цифрами обозначенным номера сейсмических событий в соответствии с табл. 2.7.

Таблица 2.7. Землетрясения с $M_w \geq 5.0$ на расстоянии $R \leq 350$ км от скважины Е-1, май 2005-2010 гг.

Номер сейсмического события*	Дата землетрясения, дд.мм.гг	Магнитуда, M_w	Энергетический класс, K_s	Расстояние до скважины, R , км	Наличие предвестника в изменениях уровня воды
1	08.06.05	5.0	12.6	329	-
2	26.07.05	5.8	13.3	131	+
3	26.11.05	5.2	12.7	125	+
4	31.07.06	5.0	12.9	219	+
	24.08.06	6.5	14.3	276	
	01.09.06	5.7	12.9	110	
5	10.03.07	5.8	14.3	326	+
6	30.05.07	6.4	13.6	204	+
7	17.11.07	5.0	12.8	110	-
8	01.03.08	5.4	12.9	134	-
	06.03.08	5.5	13.1	270	
9	24.07.08	6.2	14.0	276	-
10	18.09.08	5.9	12.7	167	-
11	14.01.09	5.4	12.5	147	н.д.
12	11.06.09	5.2	12.5	134	н.д.
13	13.03.10	5.2	12.1	139	+
14	30.07.10	6.3	14.1	152	+
	30.07.10	5.4	12.6	153	
	15.08.10	5.5	12.9	145	
	21.08.10	5.2	12.6	296	
15	12.11.10	5.0	12.4	259	+
	16.11.10	5.4	13.3	185	

Примечание: * – В сейсмические события объединены землетрясения, происходящие последовательно на интервале времени до одного месяца; – – предвестник в изменениях уровня воды не выявлен; + – предвестник в изменениях уровня воды выявлен; н.д. – данные по изменениям уровня воды отсутствуют по техническим причинам.

чувствительности скважины к процессам подготовки сильных тектонических землетрясений во время действия источника деформации объемного сжатия.

С января 2010 г. наблюдалось закономерное уменьшение суточной скорости повышения уровня воды. В феврале 2010 г. длительное повышение уровня воды сменилось на его понижение. Это указывало на окончание действия источника объемного сжатия в районе скважины, которое сопровождалось стабилизацией гидродинамического режима. В 2010 г. гидрогеодинамический предвестник был зафиксирован перед всеми тремя сейсмическими событиями (13-15 в табл. 2.7, рис. 2.26в).

2.3.4. Оценка предсейсмической деформации водовмещающих пород на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения

Примерно за три недели до КЗ во время развития предсейсмических движений в изменениях уровней воды в двух скважинах, удаленных на 320 км от эпицентра, зарегистрированы бухтообразные понижения (рис. 1.3, 2.7б), выделенные в гидрогеодинамический предвестник этого события [Копылова, 2006]. В работе [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2012] такие вариации уровня воды объясняются квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород вследствие развития предсейсмических движений в области очага.

Таким образом, синхронное проявление предсейсмических перемещений станций GPS Камчатской сети и гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровней воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 (рис. 1.3, 2.7б) может рассматриваться в качестве показателя связи этих явлений (см. раздел 2.1.2.5).

В [Копылова, 2009] показано, что оценка деформометрических свойств отдельных скважин может проводиться по результатам анализа барометрического и приливного отклика уровня воды. Также показано, что скважины ЮЗ-5 и Е-1 существенно отличаются по деформометрическим свойствам. При этом в скважине ЮЗ-5 преобладает упругий механизм чувствительности уровня к изменениям сейсмотектонической деформации в диапазоне периодов от минут до первых десятков суток. Для скважины Е-1 предполагается повышенная чувствительность уровня к увеличению емкости водовмещающих пород на стадиях подготовки землетрясений. При этом отсутствие чувствительности уровня по упругому механизму при приливных и косейсмических деформациях водовмещающих пород объясняется повышенной

сжимаемостью порового флюида, в котором присутствует свободный газ.

С использованием формулы (2.48) и оцененных по методике, представленной в разделе 2.3.2, параметров водовмещающих пород (табл. 2.6) получен диапазон величин деформометрической чувствительности уровня воды в скважине Е-1 $A_v = 0.007-0.030 \text{ см}/10^{-9}$, в среднем, $0.016 \text{ см}/10^{-9}$.

Полученный диапазон величин предсейсмической деформации объемного расширения в районе скважины Е-1 на стадии подготовки КЗ составляет: $\Delta\varepsilon = (0.33-1.3) \cdot 10^{-7}$. Величина $\Delta\varepsilon_{\text{ср}} = 0.8 \cdot 10^{-7}$ хорошо согласуется по порядку величин с оценкой для района скважины ЮЗ-5 (скважины расположены на расстоянии 11 км друг от друга). Вместе с тем, эта величина имеет приблизительный, оценочный характер, т. к. при ее получении закладывался ряд правдоподобных предположений, в частности, о величине пористости водовмещающих пород, сжимаемостей скелета и твердой фазы скелета, величинах коэффициента Пуассона. Использование моделирования отклика уровня на его искусственное возмущение – спуск датчика акустической эмиссии в ствол скважины, позволило получить приблизительную оценку величины сжимаемости подземной воды β_f . Представленные методические приемы демонстрируют возможность получения оценок предсейсмической деформации не только по данным наблюдений на скважине Е-1, но и на других подобных скважинах, контролирующими газосодержащие водовмещающие породы, и в изменениях уровня которых не проявляются приливные вариации.

2.4. | Выводы к главе 2

С использованием теоретических моделей поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при различных видах сейсмического воздействия и математического моделирования зарегистрированных в скважине ЮЗ-5 четырех типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды рассмотрены гидрогеодинамические процессы их формирования.

Показано, что модель статически изолированного отклика уровня воды на квазиупругое изменение напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород может применяться для описания косейсмических скачков и предсейсмических вариаций уровня воды на стадии подготовки сильного землетрясения при развитии асейсмических движений в области будущего очага.

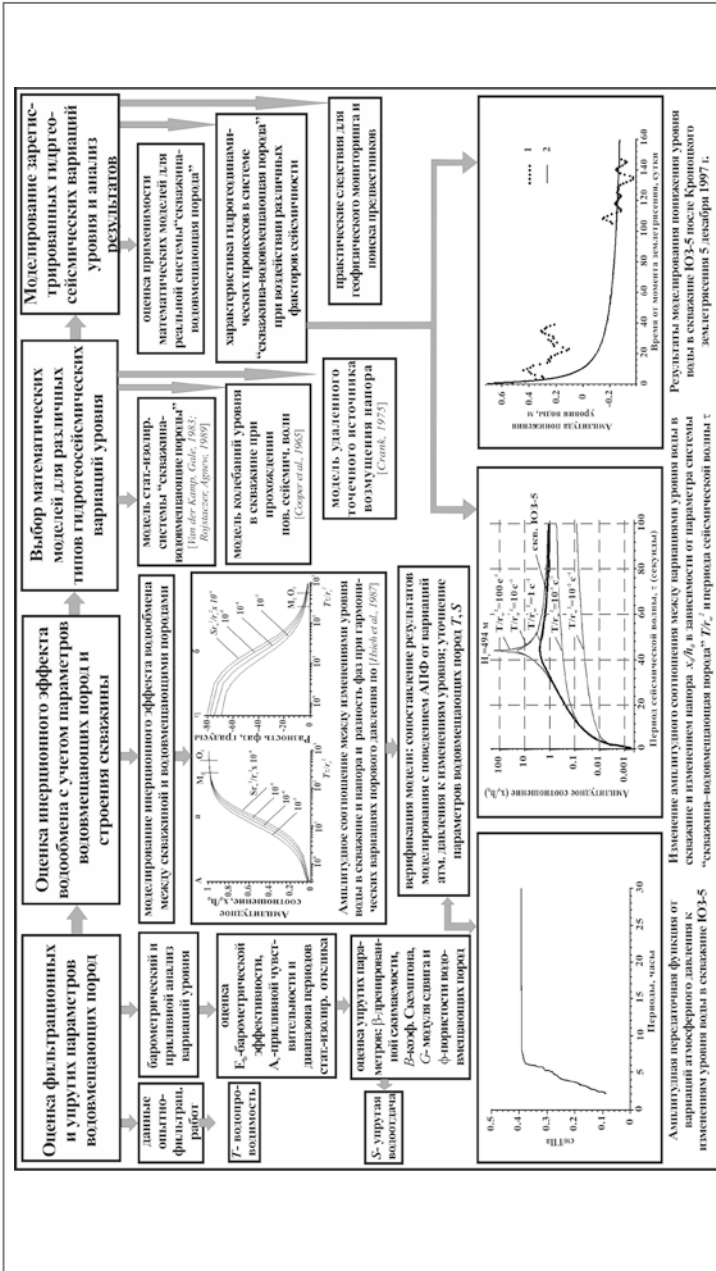


Рис. 2.27. Схема построения феноменологических моделей гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии факторов сейсмичности (на примере скважины ЮЗ-5)

Для описания колебательного режима уровня воды в скважине при прохождении поверхностных сейсмических волн может привлекаться модель [Cooper et al., 1965]. Дополнительными условиями для этого является вскрытие скважиной напорных пресных подземных вод со средними водопроводящими свойствами и отсутствием газогенерации в контролируемой водоносной системе. При этом связь скважины с водовмещающими породами должна обеспечиваться через длинную (сотни метров) не обсаженную часть ствола.

Модель точечного удаленного источника падения напора в водоносном пласте может применяться для описания длительного постсейсмического понижения уровня воды после сильного землетрясения, сопровождающегося интенсивным высокочастотным излучением сейсмических волн и ощутимыми сотрясениями.

На примере скважины ЮЗ-5, в которой зарегистрированы различные типы гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, показана принципиальная возможность построения их феноменологических моделей применительно к реальной скважине (рис. 2.27). Для построения таких моделей необходимо оценивать упругие и фильтрационные свойства водовмещающих пород, параметры инерционности водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода», оценивать наличие и параметры статически изолированного отклика уровня воды на изменения напряженно-деформированного состояния пород при барометрических, приливных и сейсмотектонических воздействиях.

Многолетний мониторинг вариаций уровня воды показал уникальную чувствительность гидродинамического режима скважины Е-1 по отношению к процессам подготовки землетрясений, возникающих в результате подвига Тихоокеанской океанической плиты под Охотоморскую плиту континентального типа, и к тектоническим процессам в недрах Авачинской вулканотектонической депрессии, сопровождающихся активизацией коровой сейсмичности и вулканической деятельности. На примере этой скважины показано, что, по крайней мере, два вида современных геодинамических процессов: 1 – подготовка и реализация сильных тектонических землетрясений и 2 – локальные движения в пределах континентальной коры, сопровождающиеся сейсмической и вулканической активизацией, могут «накладываться» друг на друга и вызывать перекрывающие друг друга отклики в изменениях уровня воды.

На примере скважины Е-1 впервые продемонстрирована возможность оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным равномерных наблюдений в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные материалы многолетних (1997-2010 гг.) равномерных наблюдений в скважинах Камчатки с использованием автоматизированных средств синхронной регистрации уровня воды и атмосферного давления с периодичностью 5-10 минут убедительно показывают, что используемые технологии сбора и обработки данных представляют достаточно надежный способ диагностики различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды – гидрогеодинамических предвестников, косейсмических скачков и постсейсмических изменений.

С использованием полученных данных впервые дано систематическое описание гидрогеосейсмических вариаций в изменениях уровня воды, проявляющихся в связи с сильными местными и удаленными сильнейшими ($M_w \geq 7.6$) землетрясениями. В зависимости от соотношения величин магнитуды и гипоцентрального расстояния землетрясений гидрогеосейсмические вариации в изменениях уровня могут состоять из пред-, ко- и постсейсмических частей, каждая из которых определяется различными факторами сейсмического воздействия.

На примере скважин Камчатки апробирована методика обработки и интерпретации многолетних данных равномерных наблюдений, направленная на выделение гидрогеосейсмических вариаций уровня воды и разработку их моделей, описывающих гидрогеодинамические процессы их формирования при различных факторах сейсмического воздействия.

К таким факторам относятся:

- образование разрывов в очагах землетрясений и перераспределения статического напряженного состояния водовмещающих пород;
- динамическая деформация водовмещающих пород, изменения порового давления подземных вод и сотрясения ствола скважины при прохождении сейсмических волн;

– развитие квазиупругой деформации водовмещающих пород и их дилатансии с увеличением объема трещинно-порового пространства на стадиях подготовки сильных землетрясений.

Воздействие факторов сейсмичности на режим наблюдательных скважин имеет индивидуальные особенности в зависимости от параметров землетрясений, локальных гидрогеологических условий и строения скважин, определяющих характерные закономерности проявления гидрогеосейсмических вариаций в изменениях уровня воды. Предсейсмические гидрогеосейсмические вариации (гидрогеологические предвестники) проявляются в основном в связи с наиболее сильными сейсмическими событиями с величинами отношения $M_w/1gR \geq 3.1$ ($M_w = 6.6-7.8$, $R = 90-320$ км).

На примере скважины ЮЗ-5 дано описание гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии всех трех указанных выше факторов сейсмичности. При этом учитывались оцененные упругие и фильтрационные параметры водовмещающих пород, геометрические размеры скважины; выполнялось математическое моделирование инерционного эффекта водообмена и различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды на основе современных теоретических моделей гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающая порода».

Показано, что косейсмические скачки уровня воды при местных сильных землетрясениях и гидрогеодинамический предвестник перед Кроноцким землетрясением (в форме понижения уровня воды в течение трех недель) представляют квазиупругий статически изолированный отклик порового давления на косейсмическую и предсейсмическую деформацию водовмещающих пород в диапазоне периодов от первых минут до первых десятков суток. Такой отклик уровня воды управляется, в основном, упругими параметрами водовмещающих пород. Процессы течения воды в таких случаях не имеют существенного значения и ими можно пренебречь в диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика уровня воды, который определяется экспериментально по результатам барометрического и приливного анализа вариаций уровня воды и моделирования инерционного эффекта водообмена между скважиной и водовмещающими породами.

Вместе с тем, процессы течения воды и гидродинамического взаимодействия между подземными водами и стволом скважины имеют существенное значение при формировании разнообразных типов постсейсмических вариаций уровня, вызванных прохождением сейсмических волн. Особенности вариаций уровня воды в таких случаях определяются строением скважины, водопроводящими свойствами

водовмещающих пород, составом порового флюида, а также амплитудно-частотным составом максимальных фаз движений грунта.

По данным о косейсмических скачках уровня воды в скважине ЮЗ-5 и величине объемной приливной чувствительности уровня выполнены количественные оценки объемной косейсмической деформации при шести местных землетрясениях. Хорошее соответствие величин и знака косейсмической деформации в районе скважины по данным уровневых наблюдений с результатами расчетов по модели дислокационного источника в однородном упругом полупространстве показывает, что по уровневым данным возможна точечная оценка объемной косейсмической деформации водовмещающих пород.

В зоне 5-6 балльных сотрясений от Кроноцкого землетрясения, $M_w = 7.8$, $R = 310$ км последовательно проявлялись гидрогеодинамической предвестник, косейсмический скачок порового давления и длительное постсейсмическое понижение уровня воды.

По данным наблюдений в шести скважинах Камчатки рассмотрены основные закономерности проявления гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в связи с сильнейшими ($M_w = 7.6-9.0$, $R = 750-8800$ км) землетрясениями. Прохождение поверхностных сейсмических волн от удаленных сильнейших землетрясений может сопровождаться положительными и отрицательными остаточными смещениями уровня воды или его колебаниями с остаточным смещением или без него. Особенности вариаций уровня воды в конкретной скважине определяются ее строением (техническим способом обеспечения связи скважины с водовмещающими породами, длиной фильтра, эффективной высотой водной колонны), гидрогеологическими условиями (водопроницаемостью водовмещающих пород, наличием газовой фазы в составе порово-трещинного флюида), магнитудой и удаленностью землетрясения, а также амплитудно-частотным составом максимальных фаз движений грунта.

На примере скважины Е-1 показано, что отсутствие приливных вариаций уровня не является показателем низкой информативности скважины. Примечательными особенностями скважины Е-1, по сравнению с другими наблюдательными скважинами в районе Авачинской вулcano-тектонической депрессии (рис. 2.21), являются застойные условия водообмена в контролируемой толще водовмещающих пород и очень малая их водопроницаемость, а также повышенная сжимаемость подземной воды из-за присутствия газа в ее составе и низкая величина коэффициента Скемптона ($B = 0.04-0.17$).

Обнаружено, что скважина Е-1, обладающая низкими деформометрическими свойствами и в которой отсутствуют приливные вариации

ции уровня, является информативным объектом для поиска гидрогеодинамических предвестников сильных камчатских землетрясений. По данным многолетних наблюдений оценена сейсмопрогностическая информативность гидрогеодинамического предвестника, проявляющегося в увеличении скорости понижения уровня воды перед землетрясениями с $M_w \geq 5$ и с $M_w \geq 6.6$ на расстояниях до 350 км. Эффективность предвестника по [Гусев, 1974] составляет $I = 1.8-3.2$ при вероятности его связи с землетрясениями $p = 0.70-0.86$. Полученные оценки показывают, что этот предвестник может использоваться в комплексе с другими сейсмопрогностическими данными для среднесрочного прогноза времени сильных камчатских землетрясений. На основе этого предвестника с 2002 г. осуществляется оценка опасности возникновения сильных землетрясений на Камчатке с выдачей регулярных сообщений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС).

С 20 мая 2006 по декабрь 2009 гг. в скважине Е-1 происходило постепенное повышение уровня воды вследствие развития деформации объемного сжатия водовмещающих пород и роста порового давления, предшествовавших и сопутствовавших сейсмической и фумарольной активизации вулкана Корякский. В качестве наиболее вероятного источника деформации сжатия водовмещающих пород рассматриваются тектонические напряжения, связанные с формированием субмеридиональной раздвиговой зоны в земной коре в районе вулкана Корякский в соответствии с [Селиверстов, 2009]. Рост тектонических напряжений с марта 2008 г. сопровождался активизацией сейсмичности в пределах протяженной субмеридиональной зоны (рис. 2.21) и фреатическим извержением (рис. 2.25 а-в). Альтернативный механизм формирования источника объемного сжатия за счет роста флюидного давления в предполагаемом парогазовом коллекторе под вулканом Корякский представляется менее вероятным.

Для более определенных выводов о природе источника деформации было бы полезно рассмотреть механизмы очагов землетрясений в районе вулкана Корякский, а также выполнить комплексное моделирование развития тектономагматического процесса с учетом данных уровневых наблюдений, схематизации гидрогеодинамических условий в недрах Авачинской вулканотектонической депрессии, динамики развития сейсмичности, тепловой и массовой разгрузки за счет фумарольной деятельности.

Детальное изучение скорости восходящего тренда в изменениях уровня воды в скважине Е-1 показало, что фаза максимального роста давления подземных вод наблюдалась с июня по декабрь 2007 г. и

предшествовала началу роя землетрясений в пределах субмеридиональной зоны. Во время роя землетрясений и вулканического извержения рост флюидного давления продолжался с меньшей скоростью. В январе 2010 г. рост давления прекратился. Это указывает на прекращение или значительное ослабление тектономагматических процессов в верхних горизонтах коры Авачинской вулканотектонической депрессии (район вулкана Корякский).

Вследствие действия источника объемного сжатия водовмещающих пород и роста давления подземных вод наблюдалось понижение чувствительности гидродинамического режима скважины Е-1 к процессам подготовки тектонических землетрясений в пределах прилегающего фрагмента Камчатской сейсмофокальной зоны с середины 2007 по 2009 гг., т. е. в течение 2.5 лет.

По амплитуде повышения уровня воды в скважине Е-1 с 20 мая 2006 по декабрь 2009 гг. рост давления подземных вод составил $\Delta p = 12.2$ кПа или 0.12 бар. С учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород диапазон величин деформации объемного сжатия в районе скважины составляет $\Delta \varepsilon = -(4.1 \cdot 10^{-6} - 1.5 \cdot 10^{-5})$. Приведенные величины $\Delta \varepsilon$ имеют оценочный характер, т. к. при их получении использовались ряд гипотетических предположений, в частности, о примерном равенстве величин объемной деформации в районах скважин ЮЗ-5 и Е-1 на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения, о примерном соответствии величин пористости ϕ и сжимаемости скелета водовмещающей породы β в скважинах 1303 и Е-1 и другие. На примере скважины Е-1 впервые продемонстрирована возможность оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным равномерных наблюдений в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды.

Дальнейшее исследование гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах предполагает совершенствование системы наблюдений для обеспечения достоверной информации по амплитудно-частотному составу колебаний, развитию косейсмических скачков и возможных краткосрочных предвестников землетрясений в изменениях уровня воды. Для этого необходимо проводить регистрацию уровня воды и атмосферного давления не реже одного измерения в секунду или чаще. Альтернативным способом регистрации высокочастотных вариаций уровня воды является ждущий режим, когда учащенные измерения осуществляются только при колебаниях уровня воды с амплитудой выше заданной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балеста С.Т., Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Кузьмин Ю.Д. Комплексные геофизические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 90-100.

Барабанов В.Л. Реакция системы скважина – водоносный горизонт на возмущения пластового давления // Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 31-49.

Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Калачев А.А., Савин И.В. Частотная характеристика системы скважина – водоносный горизонт по данным наблюдений за уровнем подземных вод // Физика Земли. 1988. № 3. С. 41–50.

Барсуков В.Л., Серебренников В.С., Варшал Г.М., Гаранин А.В. Геохимические методы прогноза землетрясений // Геохимия. 1979. № 3. С. 323-338.

Болдина С. В., Копылова Г.Н. Оценка инерционного эффекта водообмена между скважиной и резервуаром подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 112-119.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Гидрогеодинамические процессы в системе скважина-резервуар при сейсмических воздействиях (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) / Геофизика XXI столетия: 2007 год. Сб. тр. Девятых гефиз. чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Изд-во ГЕРС», 2008. С. 23-35.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Механизмы отклика уровня воды в скважинах на сейсмические воздействия // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Тр. региональной научно-техн. конф. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008а. С. 50-54.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Оценка косейсмической деформации при Кроноцком землетрясении 5.12.1997 г., $M_w=7.8$ по данным уровневых наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008б. № 2. Вып. 12. С. 95-102.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Модель гидрогеодинамических процессов в системе «пьезометрическая скважина – напорный резервуар пресных подземных вод» при сейсмических воздействиях // Подземные воды Востока России. Матер. Всерос. совещания по подземным водам Востока России (XIX Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). Тюмень: Тюменский дом печати, 2009. С. 425–429.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Моделирование гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Второй региональной научно-технич. конф. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 166-170.

Вакита Х. Вариации уровня и химического состава грунтовых вод // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Наука, 1984. С. 175-224.

Вартамян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 310-314.

Войтов Г.И., Осика Д.Г., Гречухина Г.Г., Плотников И.А. О некоторых геолого-геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 3. С. 576-579.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.

Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 5-14.

Гордеев Е.И., Дрознин В.А., Дубровская И.К. и др. Корякский вулкан – современное состояние и активизация 2008-2009 гг. // Матер. IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 588-590.

Гордеев Е.И., Дрознин В.А. Температура взрывного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 349-351.

Гриц Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Некоторые результаты наблюдений за режимом подземных вод на Камчатке в связи с поиском предвестников сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 62-71.

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109-119.

Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55-63.

Дроздин В.А., Дубровская И.К. Тепловизионные исследования вулканов Камчатки в 2008-2009 гг. // Труды Второй региональной научно-технич. конф. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 38-42.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М: Наука, 1964. 487 с.

Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 1983. 157 с.

Киссин И.Г. Гидрогеологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. № 8. С. 58-69.

Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М.: Недра, 1973. 152 с.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С.39-52.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважинах под влиянием землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. Вып. 5. С. 113-126.

Копылова Г.Н. Гидрогеодинамический мониторинг сейсмотектонических процессов / Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, В.А. Санькова. Вып. 3: Матер. Всеросс. совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005а. С. 194-197.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52-64.

Копылова Г.Н. О связи режима подземных вод с сейсмичностью и деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений // Разведка и охрана недр. 2008. № 7. С. 37-45.

Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Тр. региональной научно-техн. конф. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008а. С. 24-28

Копылова Г.Н. Оценка информативности уровнемерных наблюдений в скважинах для поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений (на примере Камчатки) // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 56-68.

Копылова Г.Н. Оценка деформометрических свойств системы «скважина-резервуар подземных вод» по данным уровнемерных наблюдений // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятое научн. чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009а. С. 252-256.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод (по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 52-64.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Гидрогеодинамические эффекты землетрясений в системе скважина-резервуар (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) // Геофизический мониторинг Камчатки. Матер. научно-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: Оттиск, 2006а. С. 122-130.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, на Суматра-Андаманское землетрясение 26 декабря 2004 г., $M=9$ // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 39-48.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w=7.8$ // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Докл. научн. симпоз.. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 249-252.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. Уровнемерные наблюдения в скважинах при проведении мониторинга деформационных процессов в сейсмоактивных регионах // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Матер. Пятой Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010а. С. 102-106.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. И сильными ($M \geq 5$) землетрясениями. // Вулканология и сейсмология, 2012. № 5. С. 41-54.

Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w=7.8$ // Тихоокеанская геология, 2012 а. № 5. С.104-114.

Копылова Г.Н., Бормотов В.А. Эффекты сейсмичности в изменениях уровней воды глубоких скважин сейсмоактивных районов Дальнего Востока: методика диагностики и результаты // Закономерности строения и эволюции геосфер: Матер. VI междунар. междисциплин. научн. симпоз. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 134-149.

Копылова Г.Н., Иванов В.Ю., Касимова В.А. Разработка элементов информационной системы комплексных геофизических наблюдений на территории Камчатки // Российский журнал наук о Земле. Т. 11. RE2002, doi:10.2205/2009ES000329,2009

Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М. Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 75-83.

Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А. Информационная система «Полигон»: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Матер. междунар. геофиз. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 393-399.

Копылова Г.Н., Любушин А.А., Малугин В.А., Смирнов А.А., Таранова Л.Н. Гидродинамические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 69-79.

Копылова Г.Н., Любушин А.А., Смирнов А.А., Таранова Л.Н. Изменения уровня воды в скважинах Елизовская-1 и ЮЗ-5, вызванные землетрясением 5 декабря 1997 г. с $M=7.7$ // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 148-157.

Копылова Г.Н., Пинегина Т.К., Смолина Н.Н. Сейсмогидрогеологические эффекты сильнейших землетрясений (на примере Камчатского региона) // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Матер. Всеросс. совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 166-172.

Копылова Г.Н., Сизова Е.Г. Тренды и сезонные вариации уровня воды в скважинах (в аспекте поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Второй региональной научно-технич. конф. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 206-210.

Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки в связи сильнейшими ($M \geq 7.6$) землетрясениями // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Тр. региональной научно-техн. конф. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 175-179.

Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Вариации уровня воды в скважинах Камчатки в период Олюторского землетрясения 20 апреля 2006 г., $M=7.6$ / Геофизика XXI столетия: 2007 год. Сб. тр. Девярых гефиз. чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Изд-во ГЕРС», 2008а. С. 89-99.

Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Состояние и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмичности Камчатки // Сейсмичность Северной Евразии. Матер. Междунар. конф. Обнинск: ГС РАН, 2008б. С. 108-112.

Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Изменения уровня воды в скважинах Камчатки в период Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., $M_w=7.6$ // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 36-49.

Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным равномерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51-61.

Левина В.И., Гусев А.А., Павлов В.М. и др. Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года с $M_w=7.8$, $I_0=8$ (Камчатка) // Землетрясения в Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: ГС РАН, 2003. С. 251-271.

Любушин А.А. Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 1993. № 3. С. 103-108.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968, 482 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. 241 с.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 259-265.

Поздеев А.И. Угледородная газогенерация Авачинской депрессии Камчатки, ее перспективы и связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 44-54.

Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.

Селиверстов Н.И. Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 7-9.

Сенюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмичность вулкана Корякский в 1966-2009 гг. // Труды Второй региональной научно-технич. конф. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 91-95.

Синдаловский Л.Н. Справочник аналитических решений для интерпретации опытно-фильтрационных опробований. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 769 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. М: МГУ, 1995. 368 с.

Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М: МГУ, 1973. 327 с.

Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М.: МГУ. 1979. 368 с.

Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Влияние сейсмической вибрации на проницаемость пород в связи с проблемой захоронения радиоактивных отходов / Флюидная проницаемость пород земной коры. М.: Научный мир, 2002. С. 155-161.

Юшко В.А. Использование широкополосных записей сильнейших ($M \geq 7.6$) землетрясений при интерпретации данных уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Матер. Третьей Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 222-226.

Юшко В.А. Особенности вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, при прохождении сейсмических волн от сильнейших ($M \geq 7.6$) удаленных землетрясений // Матер. VI региональной молодежной научн. конф. «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В.Беринга, 2008а. С. 112-119.

Biot M.A. General theory of three-dimensional consolidation // J. Appl. Phys. 1941. V. 12. P. 155-164.

Biot M.A. Mechanics of deformation and acoustic propagation // J. Appl. Phys. 1962. V. 33. № 4. P. 1482-1498.

Biot M.A., Willis D.G. The elastic coefficients of the theory of consolidation // J. Appl. Mech. 1957. V. 24. P. 594-601.

Bredehoeft J.D. Response of well-aquifer systems to earth-tides // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 3075-3087.

Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E. et al. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data // Geophys. J. Int. 2001. V. 147. P. 189-198.

Crank J. The Mathematics of Diffusion. Oxford Sci., Oxford, U.K., 1975. 421 p.

Hsieh P., Bredehoeft J., Farr J. Determination of aquifer transmissivity from earth-tide analysis // Water Resour. Res. 1987. V. 23. P. 1824-1832.

Igarashi G., Wakita H. Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № B3. P. 4269-4278.

Jacob C. E. The flow of water in an elastic artesian aquifer // Eos Trans. AGU. 1940. V. 21. P. 574-586.

Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S. et al. The response of well-aquifer system to seismic waves // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 3915-3926.

King C.-Y., Azuma S., Igarashi G. et al. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B6. P. 13073-13082.

King C.-Y., Azuma S., Ohno M. et al. In search of earthquake precursors in water-level data of 16 closely clustered wells at Tono, Japan // Geophys. J. Int. 2000. V. 143. P. 469-477.

Kumpel H.-J. Poroelasticity: parameters reviewed // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. P. 783-799.

Nur A., Byerlee J.D. An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 6414-6419.

Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. of Seism. Soc. Amer.* 1985. V. 75. P. 1135-1154.

Quilty E.G., Roeloffs E.A. Removal of barometric pressure response from water level data // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. №. B6. P. 10209-10218.

Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress-diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1976. V. 14. P. 227-241.

Roeloffs E.A. Poroelastic methods in the study of earthquake-related hydrologic phenomena // *Advances in Geophysics.* Academic, San Diego, Calif., 1996. P. 135-195.

Roeloffs E.A. Hydrologic precursors to earthquakes: A review // *Pure Appl. Geophys.* 1988. V. 126. P. 177-209.

Roeloffs E.A. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 869-889.

Roeloffs E.A., Burford S.S., Riley F.S., Records A.W. Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. №. B9. P. 12387-12402.

Rojstaczer S. Determination of fluid flows properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. // *Water Resour. Res.* 1988. V. 24. P. 1927-1938.

Rojstaczer S. Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: sensitivity and noise level // *J. Geophys. Res.* 1988a. V. 93. P. 13619-13634.

Rojstaczer S., Agnew D.S. The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 12403-12411.

Skempton A.W. The pore-pressure coefficients A and B // *Geotechnique.* 1954. V. 4. P. 143-147.

Sterling A., Smets E. Study of earth tides, earthquakes and terrestrial spectroscopy by analysis of the level fluctuations in Borehole at Haibaart (Belgium) // *Geophys. Journal Royal Astronom. Soc.* 1971. V. 23. №. 2. P. 225-242.

Van der Kamp G., Gale L.E. Theory of Earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains // *Water Resour. Res.* 1983. V.19. P. 538-54.

Wakita H. Precursory changes in groundwater prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake / *Earthquake Prediction – An International Review, Maurice Ewing Series. № 4.* Washington. Amer. Geophys. Union. 1981. P. 527-532.

Wakita H. Water level as possible indicators of tectonic strain // *Science.* 1975. №. 189. P. 553-555.

Wenzel H.G. Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // *BIM.* 1994. № 118. P. 8719-8721.

Научное издание

*Галина Николаевна Копылова
Светлана Васильевна Болдина*

**ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ
УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ КАМЧАТКИ**

Монография

Подписано в печать 29.10.2019 г. Формат 60 x 90 16. Бумага офсетная. Гарнитура
Minion Pro. печать цифровая. Усл.печ.л. 9,13
Заказ № КП00-005543
Тираж 300 экз.

Отпечатано в ООО «Камчатпресс»
683017, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Кроноцкая, 12а