

УДК 550.837.2:550.34.113

МНОГОМЕРНЫЙ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ

© 2004 г. А. А. Любушин (мл.)¹, Г. Н. Копылова²

¹Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН, г. Москва

²Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 25.07.2002 г.

В статье представлены результаты совместного многомерного вейвлет-анализа трех временных рядов наблюдений за вариациями электротеллурических потенциалов на Камчатке, пункт наблюдений Верхняя Паратунка, за период 01.10.1996–23.06.2001. Целью анализа является выделение общего компонент анализируемых сигналов и сопоставление их с сейсмическим режимом и вариациями метеорологических параметров. Для анализа был использован метод робастных вейвлет-агрегированных сигналов, разработанный одним из авторов для задач мониторинга. Проведена оценка средней прогностической силы выделенных аномалий. Выделен эффект частотной миграции всплеска меры коллективности поведения анализируемых рядов в направлении от низких частот к высоким, имевший место в течение всего интервала наблюдений. Особенности подобного рода в поведении геофизических характеристик в последнее время все чаще рассматриваются как принципиально новый класс предвестников сильных землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о сеймотектонических (в более общем смысле геодинамических) процессах, происходящих в земной коре при подготовке землетрясений или вулканических извержений, дают основание полагать, что эти процессы могут быть прослежены на основе наблюдений естественного электромагнитного поля на поверхности Земли. В качестве физических оснований для электромагнитного мониторинга геодинамических процессов рассматриваются, во-первых, изменения электрических свойств геологической среды (ее удельного сопротивления, электропроводности и поляризуемости) под воздействием тектонических процессов и, во-вторых, механоэлектрические преобразования энергии тектонических процессов и появление связанных с ними электромагнитных полей [Электромагнитные..., 1982; Гохберг и др., 1988; Соболев, 1993; Светов и др., 1997].

В течение нескольких десятилетий в различных сейсмоактивных регионах, в т.ч. на Камчатке, проводится регистрация электротеллурического поля (ЭТП) с целью обнаружения предвестников землетрясений [Соболев, 1993; Мороз и др., 1995; Балеста и др., 1999; Uyeda, 1996]. Но, несмотря на многочисленные сообщения о регистрации разнообразных вариаций ЭТП в связи с землетрясениями, до настоящего времени не имеется ясных представлений о механизме образования таких сигналов. Это связано, в первую очередь, с трудностью интерпретации временных рядов ЭТП из-за разнообразного и комплексного влияния различных внешних и внутренних факто-

ров. В результате ионосферных, метеорологических, техногенных и др. воздействий перед любым землетрясением могут проявляться разнообразные вариации ЭТП, которые усложняют выделение сигналов, связанных с развитием современных геодинамических процессов и подготовкой сильных землетрясений.

Одним из возможных способов выделения аномалий в изменениях ЭТП, обусловленных сеймотектоническими процессами, может быть применение таких методов обработки данных наблюдений, которые позволяют диагностировать скрытые в уровне сильных помех "полезные" сигналы формализовано, основываясь на их общих статистических свойствах. Ниже для обработки данных используется робастный метод многомерного анализа вейвлет-коэффициентов разложений исходных временных рядов. Используемый алгоритм является некоторой разновидностью метода агрегированных сигналов [Любушин (мл.), 1998; 2000; 2001; 2002; Lyubushin (Jr.), 1999].

Агрегированный сигнал строится в два этапа. На первом этапе исходный многомерный ряд заменяется на многомерный же ряд т.н. канонических компонент, которые сохраняют общие сигналы и освобождены от локальных. На втором этапе общие сигналы дополнительно усиливаются путем построения одного скалярного ряда – их первой главной компоненты, который и назван агрегированным сигналом исходного многомерного временного ряда. Эти операции могут быть произведены либо в пространстве Фурье-коэффициентов, либо в пространстве вейвлет-коэффи-

циентов разложений исходных данных. Каждый этап агрегирования реализуется как последовательность проекций многомерных преобразований Фурье (или вейвлет-преобразований) на собственные вектора различных спектральных матриц (или ковариационных матриц). Подробно все этапы вычислительной технологии описаны в [Любушин (мл.), 1998; 2000; 2001; 2002; Lyubushin (Jr.), 1999]. Использование ортогональных вейвлетов [Daubechies, 1992; Mallat, 1998] позволяет анализировать сильно нестационарные и негауссовы временные ряды, анализ которых с помощью Фурье-методов хотя формально и возможен, но малоэффективен. В данной статье используется робастная модификация метода вейвлет-агрегированных сигналов [Любушин (мл.), 2002], обладающая устойчивостью по отношению к сильным выбросам в значениях вейвлет-коэффициентов. Наличие выбросов обусловлено способностью вейвлет-разложений аккумулировать максимум информации в относительно небольшом (в процентном отношении) числе коэффициентов.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Электротеллурические наблюдения с целью поиска предвестников землетрясений проводятся на Камчатке с 60-х годов. Характеристика метода наблюдений и основные результаты, полученные в 60-х - первой половине 90 гг., представлены в работах [Соболев, Морозов, 1974; Соболев, 1993; Мороз и др., 1995].

С 1996 года КОМСП ГС РАН проводит непрерывную регистрацию ЭТП на пункте Верхняя Паратунка (ВП) (рис. 1) с использованием геофизической радиотелеметрической системы [Мороз и др., 1995; Балеста и др., 1999]. Пункт ВП (координаты 52.83 град с.ш., 158.12 град в.д.) расположен в южной части долины р. Паратунки при впадении в нее р. Карымшины. В структурном отношении район наблюдений находится на пересечении Паратунского грабена субмеридионального простирания и Карымшинского грабена северо-восточного простирания. Заложение грабенов произошло в среднелейстоценовое время, когда на Камчатке началась последняя активизация орогенных неотектонических движений. Грабены образовались в результате компенсационного проседания блоков пород при быстром воздымании окружающих горных хребтов [Камчатка..., 1974]. В южной части Паратунского грабена орогенные процессы продолжают в настоящее время и проявляется в периодическом возникновении роев слабых тектонических землетрясений.

В районе распространены сверху вниз рыхлые отложения четвертичного возраста, нижнелейстоценовая толща туфогенных конгломератов и алевролитов, вулканогенно-осадочные породы палеоген-неогенового возраста. Геологическое строение

района осложнено внедрениями дацитовых интрузий и липаритовых экстрезий неогенового возраста. Район находится в пределах Карымшинского участка Паратунской гидротермальной системы [Манухин, Ворожейкина, 1986]. На расстоянии 30 км к юго-западу от пункта ВП расположен вулкан Горелый, в 45 км к югу – вулкан Мутновский. Оба вулкана относятся к действующим. Последние извержения вулкана Горелый происходили в 80-ых гг.: последнее извержение вулкана Мутновского – в 60-ых гг. [Действующие.... 1991]. Активность вулканов в период наблюдений проявлялась, главным образом, в фумарольной деятельности и в редких слабых вулканотектонических землетрясениях.

Пункт Верхняя Паратунка представляет систему из трех измерительных линий длиной 70–100 м, ориентированных в меридиональном (север–юг – линия 1), широтном (запад–восток – линия 3) и диагональном (юго-запад–северо-восток – линия 4) направлениях. В качестве заземления измерительных линий используются свинцовые электроды, помещенные в шурфы на глубину около 2 м. Частота регистрации разности теллурических потенциалов составляет 1 мин., точность – 0.5 мВ. Общая продолжительность наблюдений составляет 4 года 8 месяцев (с 01.10.1996 г. по 23.06.2001 г.).

В предыдущих работах, посвященных результатам электротеллурических наблюдений на Камчатке и в других регионах, отмечался широкий набор аномальных сигналов перед землетрясениями с амплитудами от первых мВ/100 м до десятков и сотен мВ/100 м. Их продолжительность составляли от минут до десятков суток. По форме выделялись плавные “бухтообразные” вариации и импульсные сигналы [Соболев, 1993; Мороз и др., 1995; Uyeda, 1996 и др.]. Вместе с тем, в [Копылова и др., 2001] отмечается, что, большая часть разнообразных вариаций ЭТП на Камчатке имеет, в основном, естественное и закономерное происхождение вследствие влияния внешних ионосферных источников и сезонных, преимущественно гидрологических и гидрометеорологических факторов. Низкочастотные вариации ЭТП включают годовые сезонные изменения с амплитудами до нескольких десятков – первых сотен мВ/100 м, а также изменения в форме несимметричных “бухт” с амплитудами от единиц до первых десятков мВ/100 м в результате выпадения осадков в летнее время и зимних оттепелей (их продолжительность от первых суток до десяти и более суток). Наиболее амплитудные изменения ЭТП происходят в апреле–июне во время таяния снега и в октябре–ноябре во время выпадения эффективных осенних осадков (см. рис. 2).

В изменениях ЭТП с периодами от минут до первых десятков часов проявляются, в основном, магнитотеллурические вариации. Среди них вы-

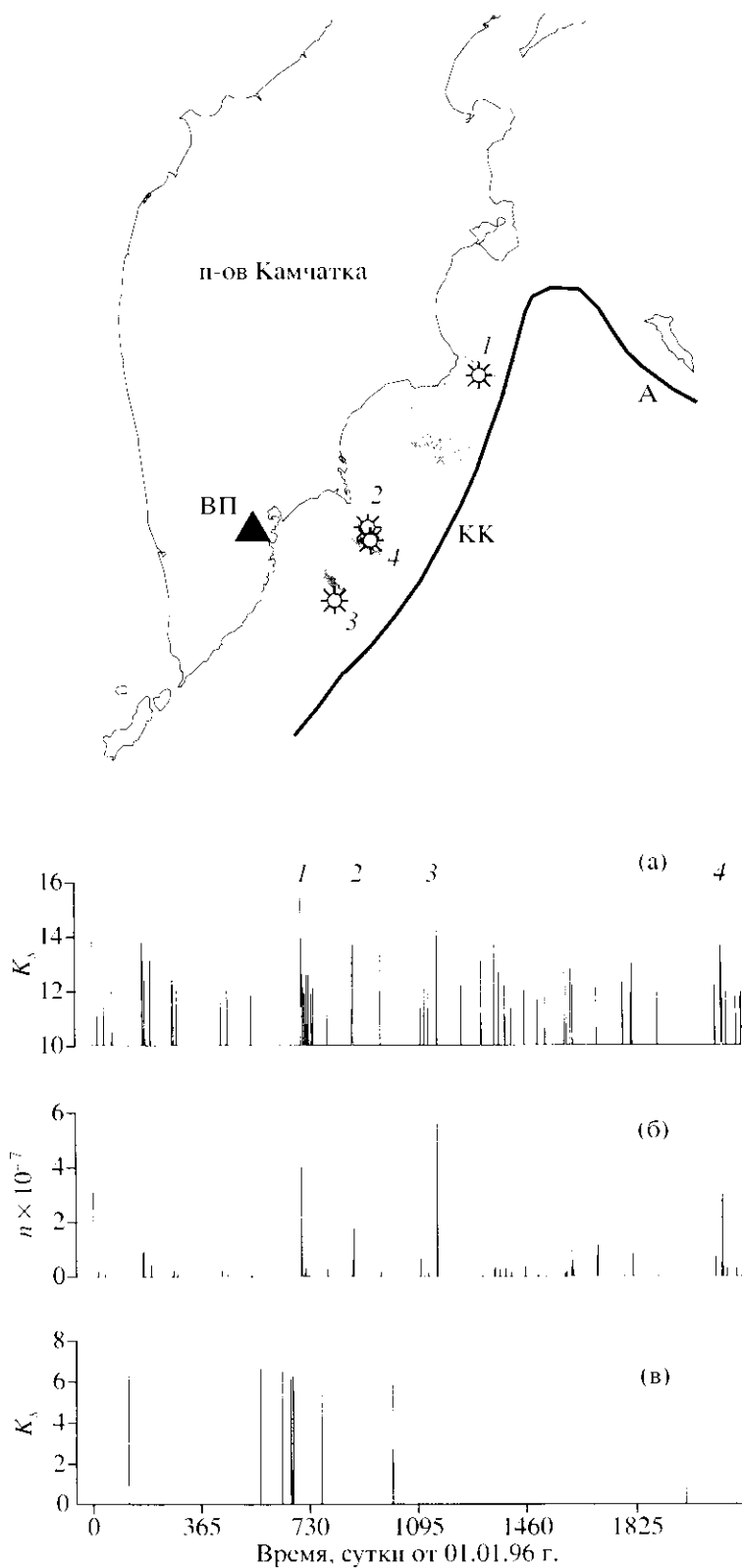


Рис. 1. Схема расположения пункта электротеллурических наблюдений Верхняя Паратунка (ВП), эпицентров сильных землетрясений и их афтершоков (1 – 5.12.1997 г., $M_s = 7.9$; 2 – 1.06.1998 г., $M_s = 6.3$; 3 – 8.03.1999 г., $M_s = 6.9$; 4 – 8.10.2002 г., $M_s = 6.6$); КК – Курило-Камчатский глубоководный желоб, А – Алеутский глубоководный желоб; (а) – землетрясения 1996–2001 гг., с $K_s \geq 12.0$, $H \leq 100$ км, $R \leq 360$ км от п. ВП; (б) – суммарная за сутки деформация в районе п. ВП по [Добровольский, 1991]; (в) – местные слабые землетрясения в районе п. ВП. Горизонтальная пунктирная линия – период электротеллурических наблюдений.

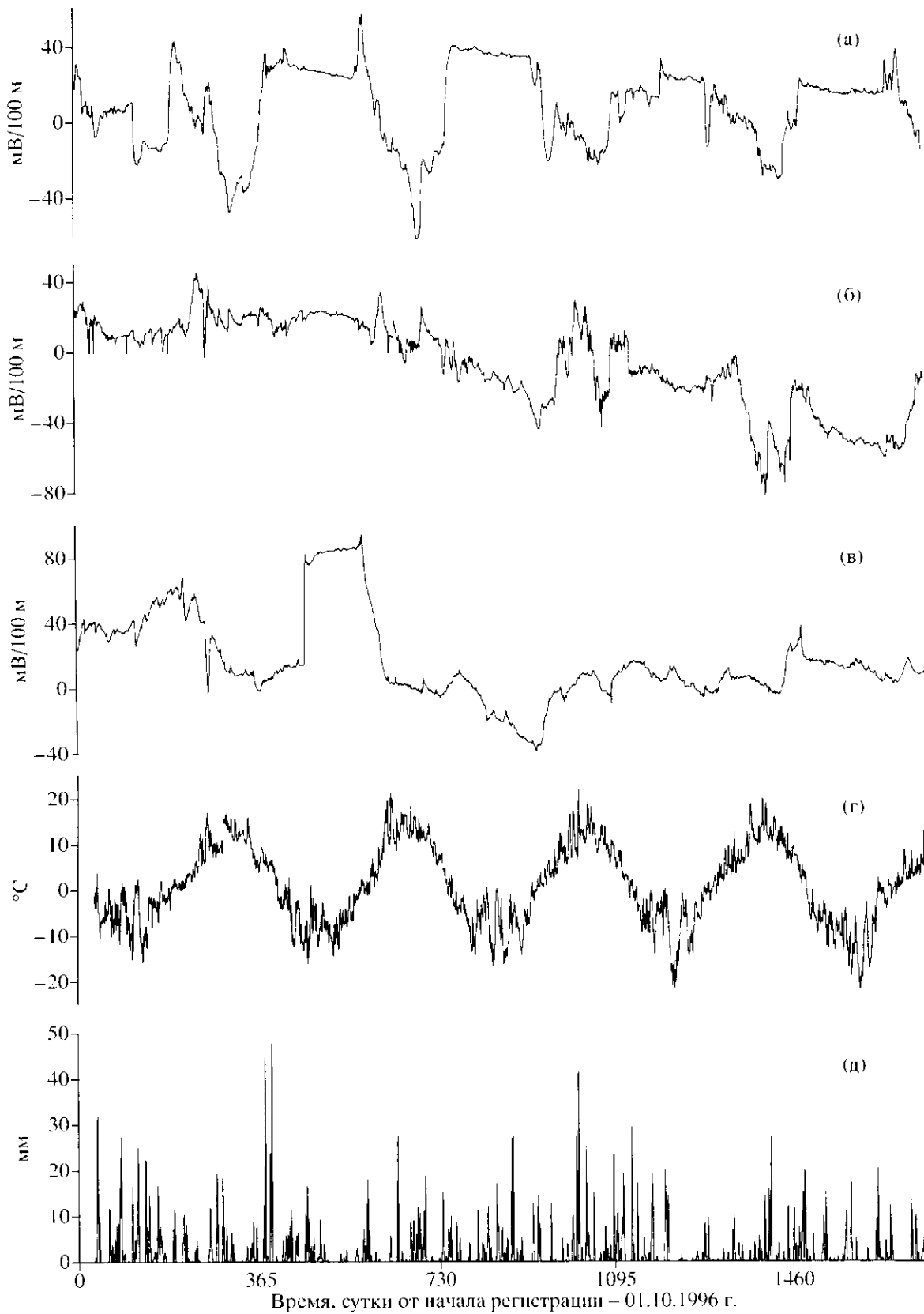


Рис. 2. Графики исходных данных после усреднения и прореживания в 24 раза (переход к однодневному интервалу дискретизации) в сопоставлении с гидрометеорологическими факторами: (а) – линия 1; (б) – линия 3; (в) – линия 4; (г) – среднесуточная температура воздуха; (д) – суточная сумма осадков.

Основные данные о сильных землетрясениях 1996–2001 гг., произошедших в радиусе 360 км от п. Верхняя Паратунка ($H \leq 100$ км)

№ на рис. 1	Дата	Координаты		Глубина, км	M_s	$K_v^{\Phi 68}$	R^* , км	Балл MSK-64**	ϵ^{***} , ед. $\times 10^{-7}$
		град. с.ш.	град. в.д.						
1	01.01.1996	53.90	159.43	0	7.0	14.3	147	3–4	4.2
	21.06.1996	51.27	159.63	1	7.0	13.9	202	4–5	0.9
	05.12.1997	54.64	162.55	10	7.9	15.5	354	5	1.8
	28.05.1998	51.83	160.25	40	6.0	13.3	187	4	0.5
2	01.06.1998	52.81	160.37	31	6.3	13.8	151	4–5	1.8
3	08.03.1999	51.93	159.72	7	6.9	14.3	148	4–5	4.1
	03.06.2000	52.00	159.10	59	4.9	12.9	114	3–4	1.1
	27.08.2000	52.68	159.10	87	4.8	12.2	110	3–4	1.8
	20.12.2000	53.34	159.99	68	5.6	13.1	152	3–4	0.9
4	08.10.2001	52.65	160.42	28	6.6	13.9	156	4–5	2.0

Примечание: * – гипоцентральное расстояние землетрясений до п. ВП; ** – балл в районе г. Петропавловск-Камчатский; *** – расчетная величина деформации в районе п. ВП на стадии подготовки землетрясения [Добровольский, 1991].

деляются периодические вариации с характерными периодами 12 и 24 часа и аperiodические вариации во время геомагнитных возмущений. Амплитуды таких изменений ЭТП составляют единицы–десятки мВ/100 м.

На рис. 2 приводятся временные ряды регистрации разности теллурических потенциалов на измерительных линиях после усреднения и прореживания с целью перехода к интервалу дискретизации данных 1 сутки. Графики данных электротеллурических наблюдений показаны в сопоставлении с изменениями среднесуточной температуры воздуха и суммарными за сутки осадками по данным наблюдений на метеостанции Пионерская (Камчатское управление по гидрометеорологии и контролю окружающей среды), расположенной в 20 км от пункта ВП. Несогласованный характер вариаций теллурических потенциалов по направлениям отдельных линий указывает на сильную неоднородность электротеллурического поля в районе п. ВП, что согласуется с представлениями о мозаичном распространении “фоновых” вариаций ЭТП даже в пределах относительно небольших по площади участков [Дещеревский, Сидорин, 2000].

Выбор интервала дискретизации 1 сутки позволяет избавиться от присутствующего в данных сильного высокочастотного шума, обусловленного, в основном, внешними факторами. Кроме того, переход к однодневному шагу дискретизации позволяет более подробно изучить низкочастотную область спектра ЭТП, для которой предполагается линейная связь компонент поля, вызванных механоэлектрическими преобразованиями, с порождающими эти поля механическими деформациями [Светов и др., 1997]. Следует также подчеркнуть сильно негауссовый и нестационарный

характер исходных данных, что сразу же ставит под сомнение возможность их содержательного анализа с помощью Фурье-разложений. Именно для данных такого типа вейвлеты являются наиболее подходящим инструментом анализа.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Сейсмическая обстановка на Камчатке в 1996–2001 гг. определялась, в основном, возникновением сильных землетрясений с магнитудами от 6.3 до 7.9 (рис. 1, таблица). В 1996 году (до начала электротеллурических наблюдений) произошли два землетрясения с $M = 7.0$: 1.01.1996 г. и 21.06.1996 г. (рис. 1а).

Характеристика сильных землетрясений ($M \geq 6.0$), произошедших в период наблюдений. Землетрясение 5.12.1997 г., $M = 7.9$ (№ 1 в таблице и на рис. 1), произошло на расстоянии 350 км от пункта ВП и сопровождалось многочисленными афтершоками, которые заполнили обширную область размером 200×100 км в районе Камчатского и Кроноцкого заливов. Это землетрясение является сильнейшим на Камчатке с 1971 года. В декабре 1997 г. отмечался необычайный всплеск сейсмической активности, когда число землетрясений в сутки превышало среднестатистическое ежесуточное число землетрясений не менее чем на порядок, а сейсмическая энергия, выделявшаяся за этот месяц, превысила величину сейсмической энергии за предыдущие 11 месяцев на два порядка [Гусев и др., 1998]. По данным непрерывных GPS-наблюдений за полмесяца перед этим землетрясением на расстояниях до нескольких сотен километров возникли перемещения заметной амплитуды (деформационный предвестник), которые соответствовали “медленному землетрясе-

нию" типа двойного диполя с $M = 7.7$. Также были обнаружены четкие косейсмические скачки перемещений в момент землетрясения и интенсивные постсейсмические деформации продолжительностью не менее полмесяца. Полное перемещение в результате Кроноцкого землетрясения дало суммарный сейсмический момент, соответствующий $M_w = 8.0$ [Gordeev et al., 2001].

Перед этим землетрясением проявились слабые аномалии в изменениях ЭТП на п. ВП, которые были обнаружены в результате применения комплекса алгоритмов обработки многомерных рядов данных электротеллурических наблюдений. Выявленные статистические аномалии отражали увеличение уровня несинхронных шумовых компонентов в изменениях теллурических потенциалов на отдельных линиях [Копылова и др., 2001].

В 1998–2001 гг. в районе Авачинского залива на расстоянии 140–150 км от пункта ВП произошли три серии землетрясений с максимальными магнитудами 6.3–6.9: 27.05–01.06.1998 г., $M_{\max} = 6.3$ (№ 2); 08.03.1999 г., $M_{\max} = 6.9$ (№ 3); 08.10.2001 г., $M_{\max} = 6.6$ (№ 4). Все три землетрясения сопровождались многочисленными афтершоками.

На рис. 1б приводятся величины деформаций по [Добровольский, 1991] на стадиях подготовки землетрясений с энергетическими классами $K \geq 9.0$ и глубинами эпицентров $H \leq 100$ км в радиусе 360 км от пункта ВП. Этот график характеризует воздействие процессов подготовки отдельных землетрясений в районе пункта ВП. Расчетные величины деформаций на стадиях подготовки произошедших в период наблюдений четырех сильных землетрясений (№ 1–4 в табл.) примерно близки и составляют первые единицы $\times 10^{-7}$. Величины деформаций в районе пункта ВП для подавляющего большинства других землетрясений, произошедших за это время, на один–два и более порядков меньше. Исключение составляют землетрясения 3.06.2000 г., $M = 4.9$; 27.08.2000 г., $M = 4.8$ и 20.12.2000 г., $M = 5.6$, для которых деформации сопоставимы по величине с деформациями для землетрясений № 1–4 (таблица). Повышенные величины расчетных деформаций для этих землетрясений обусловлены их сравнительно небольшими гипоцентрными расстояниями до пункта ВП. Такой анализ относительного воздействия землетрясений в районе пункта ВП по величине их деформации позволяет полагать, что подготовка землетрясений, указанных в таблице, могла проявиться в изменениях электротеллурического поля более масштабно и ярко, по сравнению с процессами подготовки других более слабых сейсмических событий.

Слабая местная сейсмичность. Пункт ВП находится в районе современных тектонических движений, связанных с формированием Паратунского и Карымшинского грабенов. На расстоя-

нии в первые десятки километров от п. ВП расположены действующие вулканы Горелый и Мутновский. Показателем развития современных орогенных, вулкано-тектонических и, возможно, гидротермальных процессов в районе является слабая сейсмичность. В радиусе до 35 км от п. ВП в 1996–2001 гг. зарегистрировано 11 слабых землетрясений с энергетическим классом $K = 5.1$ –6.9 на глубинах 0–20 км (рис. 1в). Эти землетрясения происходили неравномерно во времени. Выделяется период повышенной активизации местной сейсмичности с июля 1997 г. по февраль 1998 г., когда произошли 8 из 11 землетрясений. Эпицентры всех землетрясений расположены в южной части Паратунского грабена на расстоянии 26–30 км к ЮЮЗ от п. ВП.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ

Алгоритм обработки данных. Пусть имеются q временных рядов $V^{(k)}(t)$, $t = 1, \dots, N$; $k = 1, \dots, q$; $q > 2$, представляющих собой синхронные записи вариаций ЭТП на отдельных измерительных линиях. Так как временные ряды регистрации ЭТП аккумулируют основную мощность своих вариаций в низких частотах (рис. 2), то осуществлялся переход к рядам в приращениях. Для полученных рядов в приращениях сохраним те же обозначения, что и для исходных рядов.

Далее, введем временное скользящее окно адаптации длиной r отсчетов и произведем операции нормировки временных рядов на однородный диапазон значений, что является необходимым элементом совместного анализа разномасштабных (и разнородных) временных рядов:

$$U^{(k)}(t) := V^{(k)}(t) / (V_{\max}^{(k)}(1, r) - V_{\min}^{(k)}(1, r)) \quad (1a)$$

для $1 \leq t \leq (r + 1)$

$$U^{(k)}(s + r) := V^{(k)}(s + r) / (V_{\max}^{(k)}(s, r) - V_{\min}^{(k)}(s, r)) \quad (1b)$$

для $s > 1$

$$V_{\min}^{(k)}(s, r) = \min_{s \leq t \leq s+r} V^{(k)}(t), \quad (1c)$$

$$V_{\max}^{(k)}(s, r) = \max_{s \leq t \leq s+r} V^{(k)}(t).$$

Операции (1) нормируют каждый временной ряд: в первом окне адаптации на единичный размах (формула (1a)), а в последующих окнах, сдвигаемых на один отсчет вправо, нормировка производится только для самого правого отсчета ($s + r$), не затрагивая результатов предыдущих нормировок (формула (1b)). Тем самым достигается адаптация к однородному масштабу вариаций исходных временных рядов в окне длиной r отсчетов только слева от текущей точки. Такая идеология левоориентированного окна адаптации будет соблюдаться и ниже, поскольку она нацелена именно на выделение предвестниковых эффектов, не-

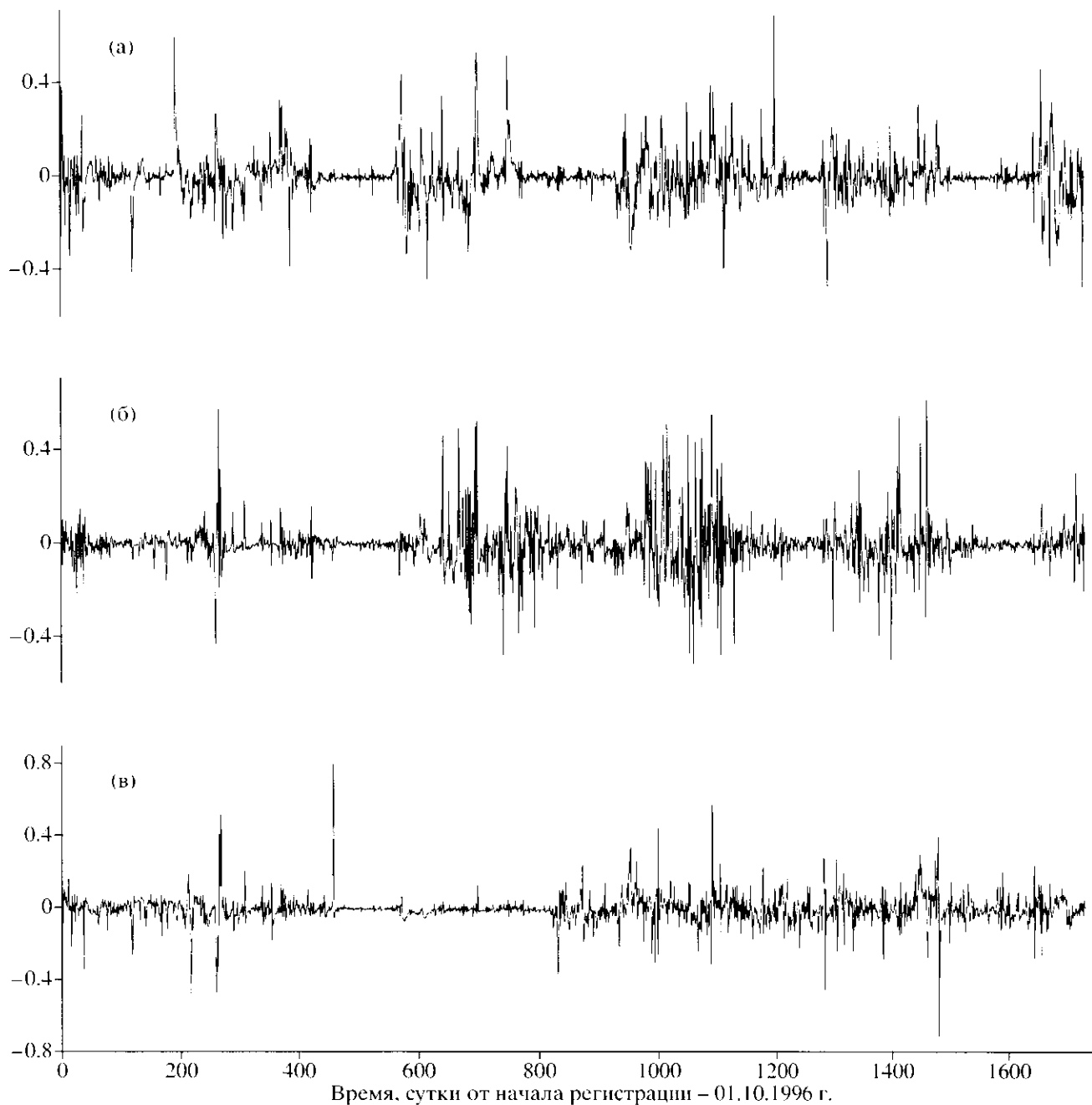


Рис. 3. Графики исходных данных после операции перехода к приращениям и левоориентированного масштабирования в скользящем временном окне длиной 365 отсчетов (суток): (а) – линия 1, (б) – линия 3, (в) – линия 4.

ключая влияние постсейсмических эффектов “на прошлое”.

В нашем случае мы использовали окно адаптации длиной 365 отсчетов, то есть 1 год, как наиболее естественное в области низких частот ЭТП. На рис. 3 представлены временные ряды разностей теллурических потенциалов на линиях 1 (а), 3 (б) и 4 (в) после применения к ним предварительных операций (1). В этих рядах, также как и во временных рядах исходных данных (рис. 2),

проявляется эффект сезонности в виде увеличения амплитуд вариаций в весенне-летне-осеннее время после устойчивого перехода среднесуточных температур в область положительных значений.

Ортогональный кратно-разрешающий анализ сигнала $x(t)$ определяется формулой [Daubechies, 1992; Mallat, 1998]:

$$x(t) = \sum_{j=-\infty}^{+\infty} x^{(j)}(t),$$

$$x^{(\alpha)}(t) = \sum_{j=-\infty}^{+\infty} c^{(\alpha)}(\tau_j^{(\alpha)}) \Psi^{(\alpha)}(t - \tau_j^{(\alpha)}), \quad (2)$$

$$\tau_j^{(\alpha)} = j \cdot 2^\alpha$$

Здесь α является номером уровня детальности,

$$c^{(\alpha)}(\tau_j^{(\alpha)}) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \Psi^{(\alpha)}(t - \tau_j^{(\alpha)}) dt$$

– вейвлет-коэффициенты на α -ом уровне детальности, соответствующие моменту времени $\tau_j^{(\alpha)}$, $\Psi^{(\alpha)}(t)$ являются базисными функциями α -ого уровня, которые получаются путем растяжения и переноса основной вейвлет-функции $\Psi(t)$:

$$\Psi^{(\alpha)}(t) = (\sqrt{2})^{-\alpha} \Psi(2^{-\alpha} t), \quad (3)$$

$$\Psi^{(\alpha)}(t - \tau_j^{(\alpha)}) = (\sqrt{2})^{-\alpha} \Psi(2^{-\alpha} t - j).$$

Функция $\Psi(t)$ конструируется таким образом, чтобы она была финитной и имела единичную норму в $L_2(-\infty, +\infty)$. При этом бесконечное множество функций $\{\Psi^{(\alpha)}(t - \tau_j^{(\alpha)})\}$, сдвинутых в точки $\tau_j^{(\alpha)}$ и растянутых в 2^α раз копий основной функции, должно образовывать ортонормальный базис в $L_2(-\infty, +\infty)$. Например, если:

$$\Psi(t) = -1 \text{ для } t \in \left(0, \frac{1}{2}\right] \quad (4)$$

$$+1 \text{ для } t \in \left(\frac{1}{2}, 1\right] \text{ и ноль для прочих } t,$$

тогда формула (2) соответствует разложению сигнала $x(t)$ по вейвлетам Хаара. Наиболее популярным семейством ортогональных вейвлет-функций являются функции Добеши $\Psi(t) = D_{2p}(t)$ порядка $2p$, которые обладают следующими свойствами [Daubechies, 1988; 1992; Chui, 1992]:

$$D_{2p}(t) = 0 \text{ вне интервала } [-p + 1, p],$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} t^k D_{2p}(t) dt = 0 \text{ для } k = 0, 1, \dots, (p - 1) \quad (5)$$

Отметим, что вейвлет Хаара (4) является вейвлетом Добеши 2-го порядка ($p = 1$). Уровень детальности грубо можно ассоциировать с периодом характерных вариаций сигнала – в ортогональном вейвлет-анализе число таких периодов существенно меньше, чем в Фурье-анализе. Каждому уровню детальности можно сопоставить некоторую частотную полосу. Центральная частота этой полосы имеет период (измеряемый в единицах интервала дискретизации) равный 2^α , где $\alpha = 1, 2, \dots$ – номер уровня детальности. Таким обра-

зом, каждый вейвлет-коэффициент имеет два индекса: первый – это номер детальности α , а второй – временной индекс $\tau_j^{(\alpha)}$ средней точки интервала – носителя базисной функции $\Psi^{(\alpha)}(t)$.

Чем больше порядок вейвлет-функций, тем более гладкими они являются и, следовательно, для анализа более гладких функций они лучше всего подходят. Вейвлет Хаара нацелен на выделение резких ступенчатых компонент сигнала. Чем больше индекс α уровня детальности, тем более крупномасштабным (“низкочастотным”) вариациям сигнала $x(t)$ в окрестности точек $\tau_j^{(\alpha)}$ и на все более редкой сетке их значений, соответствуют значения коэффициентов $c^{(\alpha)}(\tau_j^{(\alpha)})$. Исходя из внешнего вида данных (рис. 3) и учитывая их подчеркнuto скачкообразный характер, мы сочли наиболее подходящим для их анализа вейвлеты Хаара (4).

В качестве примера на рис. 4а–4в изображены графики вейвлет-коэффициентов временных рядов ЭТП на первом и на четвертом уровнях детальности после предварительных преобразований (1). Следует отметить, что в изменениях вейвлет-коэффициентов на 4-ом и на 5-ом уровнях детальности (соответствующих примерно вариациям с периодом 16 и 32 суток) проявляются специфические особенности поведения сигналов, отличающиеся от поведения вейвлет-коэффициентов на 1–3 уровнях детальности (соответствуют примерно вариациям с периодами 2–8 суток). Изменения последних, в общих чертах, повторяют поведение исходных нормированных данных регистрации ЭТП (рис. 3) и определяются, в основном, сезонностью. Вариации потенциалов на измерительных линиях с периодами более 8 суток, по-видимому, отражают изменения ЭТП, не связанные с сезонными эффектами.

В процессе обработки вейвлет-коэффициентам исходных временных рядов (после операций нормировки (1)) сопоставляются так называемые канонические вейвлет-коэффициенты, получающиеся в результате анализа ковариационных матриц вейвлет-коэффициентов на каждом уровне детальности методом канонических корреляций. Канонические вейвлет-коэффициенты данного ряда k вычисляются как линейные комбинации вейвлет-коэффициентов всех прочих временных рядов, причем параметры этих линейных комбинаций определяются из условия максимума значения модуля коэффициента корреляции $v_k(\tau, \alpha)$ между вейвлет-коэффициентами рассматриваемого ряда k и линейной комбинацией вейвлет-коэффициентов всех прочих рядов. Эта величина зависит от индекса уровня детальности α и от параметра τ скользящего временного окна. Поскольку для ковариационных матриц берутся их выборочные оценки, то вводится параметр алгоритма L_{\min} – по-

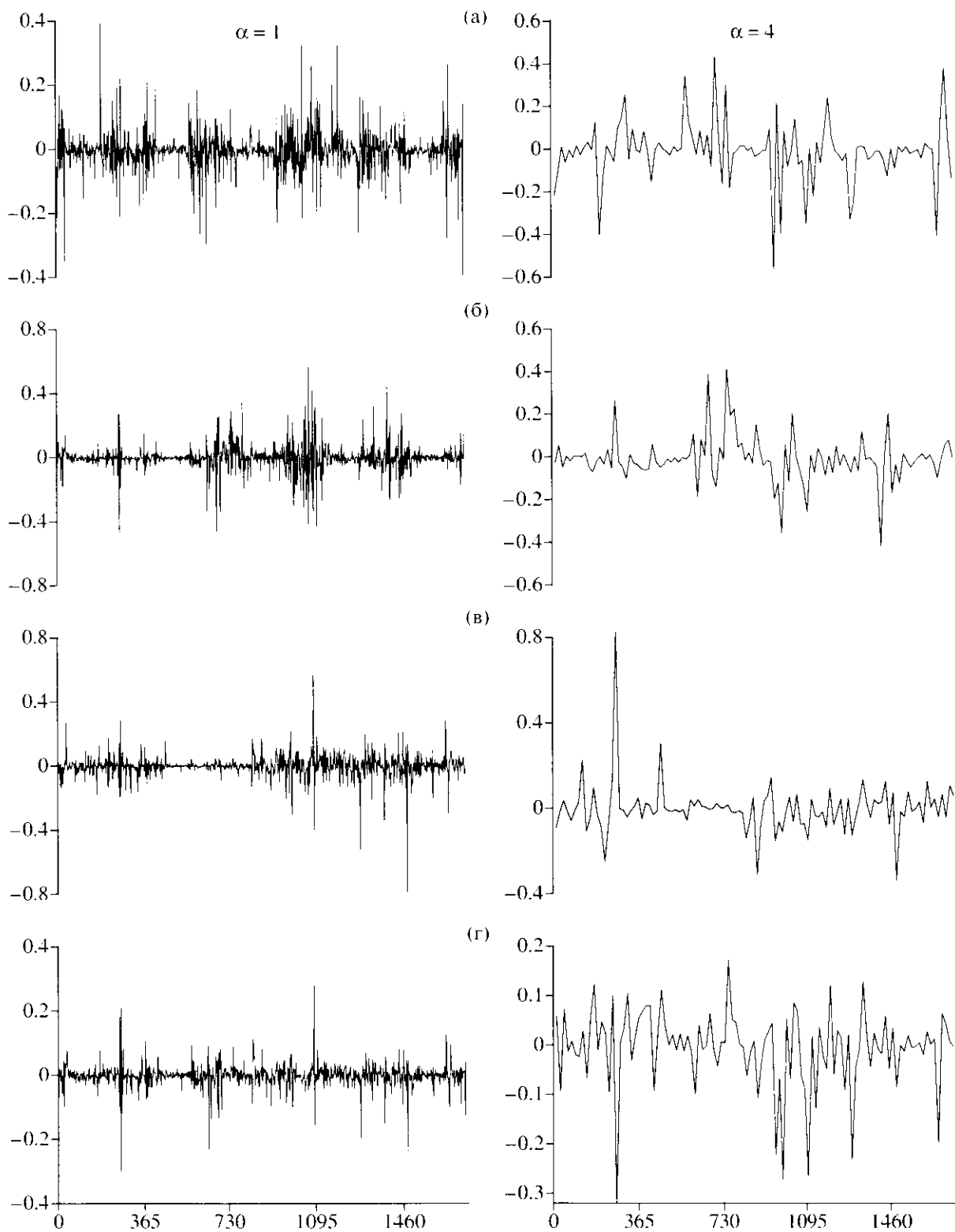


Рис. 4. Вейвлет-коэффициенты на 1-ом (слева) и на 4-ом (справа) уровнях детальности α для исходных данных после операции перехода к приращениям и масштабирования: (а) – линия 1; (б) – линия 3; (в) – линия 4; (г) – результат робастной агрегации сигналов на отдельных линиях. Используются вейвлеты Хаара, длина окна 365 отсчетов (суток), $L_{\min} = 10$. По горизонтальной оси показано время в сутках от начала регистрации – 01.10.1996 г.

рог представительности. Параметр L_{\min} определяет минимально допустимое количество вейвлет-коэффициентов, используемое для выборочной оценки ковариационной матрицы на рассматриваемом уровне детальности внутри скользящего временного окна адаптации заданной длины. В результате совместный анализ временных рядов можно осуществлять лишь для некоторого числа первых уровней детальности, общее число которых зависит от длины временного окна и значения порога представительности. Мы использовали значение $L_{\min} = 10$. Такое значение L_{\min} при длине окна адаптации $r = 365$ позволяет анализировать первые 5 уровней детальности, примерно соответствующих вариациям ЭТП с периодами 2–32 суток.

В данной работе мы использовали в качестве меры коллективности вариаций исходных сигналов ЭТП на отдельных линиях величину $\kappa(\tau, \alpha)$ – произведение модулей всех покомпонентных канонических корреляций $v_k(\tau, \alpha)$. Величина $\kappa(\tau, \alpha)$ оценивается внутри скользящего окна адаптации длиной r отсчетов и имеет τ в качестве номера отсчета правого конца окна. Эта величина может принимать значения от нуля до единицы. При этом, чем ближе ее значение к единице, тем более коллективными являются вариации исходных данных внутри временного окна длиной r отсчетов, расположенного слева от точки τ .

Кроме того, для каждого уровня детальности α в скользящем временном окне вычислялась первая главная компонента канонических вейвлет-коэффициентов всех анализируемых временных рядов – так называемые агрегированные вейвлет-коэффициенты. Обратное вейвлет-преобразование агрегированных вейвлет-коэффициентов дает собственно агрегированный сигнал (АС). Графики агрегированного сигнала и агрегированных вейвлет-коэффициентов на каждом уровне детальности также могут служить индикаторами всплесков коллективности вариаций исходных рядов на разных временных масштабах. На рис. 4г представлены графики агрегирован-

ных вейвлет-коэффициентов на 1-ом и 4-ом уровнях детальности для анализируемых трех временных рядов.

Следует отметить, что все операции, качественно описанные выше, были реализованы в робастном варианте. Подробности вычислительной технологии могут быть найдены в статье [Любушин (мл.), 2002].

На рис. 5 изображены графики, отражающие результат процедуры агрегации исходных данных регистрации ЭТП на трех линиях пункта ВП при использовании вейвлетов Хаара и значениях $r = 365$, $L_{\min} = 10$. Последовательно сверху вниз представлены графики собственно агрегированного сигнала и графики мер коллективности вариаций $\kappa(\tau, \alpha)$ для $\alpha = 1, \dots, 5$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ

На рис. 5 обращают на себя внимание два эффекта в изменении агрегированного сигнала и $\kappa(\tau, \alpha)$, как меры коллективности поведения ЭТП на различных уровнях детальности. Первый эффект проявляется в наличии нескольких слабых выраженных интервалов повышенных значений вейвлетной меры когерентности (рис. 5а), указывающих на увеличение коллективных вариаций ЭТП, заданных вейвлетом Хаара (4). Вторым эффектом выражается в асинхронных всплесках увеличения меры коллективности поведения ЭТП $\kappa(\tau, \alpha)$ для различных α с тенденцией их миграции с более низкочастотных периодов к более высокочастотным (рис. 5б–5е).

Изменение АС в связи с сейсмичностью. На рис. 5а выделяются восемь интервалов проявления повышенных значений АС с амплитудами $\geq |0.4|$. Эти интервалы (показаны цифрами со скобкой) сопоставлены с моментами возникновения сильных землетрясений, активизацией местной сейсмичности и гидрометеорологическими условиями:

1) Июнь–июль 1997 г.,	$\Delta T \approx 2$ мес.	Активизация местной сейсмичности
2) Август–сентябрь 1998 г.,	$\Delta T \approx 3$ мес.	Осадки
3) Февраль 1999 г.,	$\Delta T \approx 1$ мес.	Землетрясение 8.03.1999 г. (3)
4) Май–июнь 1999 г.,	$\Delta T \approx 1$ мес.	Таяние снега
5) Сентябрь – н. октября 1999 г.,	$\Delta T \approx 1.5$ мес.	Осадки
6) Май 2000 г.,	$\Delta T \approx 1$ мес.	Таяние снега
7) Сентябрь 2000 г.,	$\Delta T \approx 1$ мес.	?
8) Апрель 2000 г.,	$\Delta T \approx 1$ мес.	Таяние снега

Проведенный анализ показывает, что увеличение коллективности вариаций на интервале 3) в феврале 1999 г. могло быть вызвано подготовкой

сильного землетрясения 8.03.1999 г. (№ 3). Для этого землетрясения получена максимальная величина расчетной деформации в районе п. ВП на

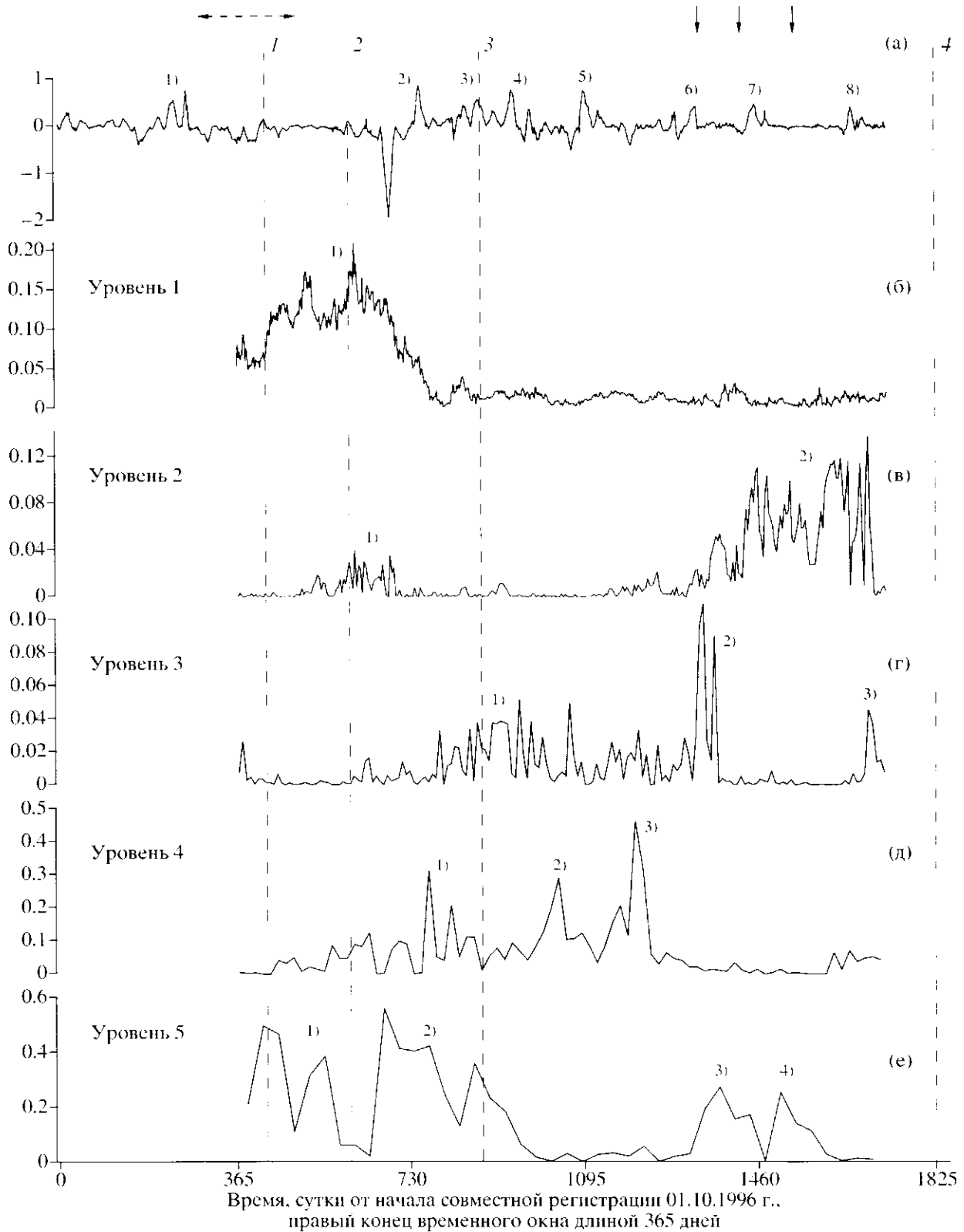


Рис. 5. Робастный вейвлет-агрегированный сигнал – AC (а) и эволюция произведения робастных оценок покомпонентных канонических корреляций $k(t, \alpha)$ на различных уровнях детальности (б)–(е). Вертикальные пунктирные линии – сильные землетрясения (номера соответствуют номерам на рис. 1 и в таблице). Вертикальными стрелками показаны землетрясения 2000 года (таблица). Горизонтальная пунктирная линия – период активизации местной сейсмичности. Цифрами со скобкой обозначены интервалы проявления повышенных значений AC и $k(t, \alpha)$ – пояснения см. в тексте.

стадии его подготовки (рис. 1б, таблица). Увеличение амплитуды АС в июне–июле 1997 г. (интервал 1)) предшествовало активизации местной сейсмичности и могло быть вызвано увеличением коллективности вариаций ЭТП вследствие тектонических и сопряженных флюидодинамических процессов в южной части Паратунского грабена. Интервалы 2), 4)–6) и 8) приходится либо на периоды весеннего таяния снега, либо на периоды выпадения обильных эффективных осадков. Таким образом, лишь в 1/8 (0.125) случаев проявления повышенных значений амплитуды АС может предполагаться связь такого сигнала увеличения коллективности в поведении ЭТП с подготовкой сильного землетрясения.

Общая продолжительность проявления повышенных величин амплитуды АС составляет около 12.5 мес., т.е. 22% от всего времени наблюдений, равного 56 мес. Если учесть, что из трех наиболее сильных землетрясений, произошедших за время электротеллурических наблюдений, лишь перед одним землетрясением наблюдалась ано-

малия АС, то оценка вероятности успешного прогноза составляет $1/3 = 0.33$. Отсюда эффективность прогнозирования сильных землетрясений на основе такого признака, как повышение амплитуды АС, равна $0.33/0.22 = 1.5$ при вероятности связи “предвестника” – аномалии АС и сильных землетрясений 0.125 [Гусев, 1974]. Этот результат показывает весьма слабую статистическую связь низкочастотных аномалий увеличения амплитуды АС и сильных землетрясений, а также указывает на сложность и многофакторность формирования коллективных вариаций ЭТП в районе п. ВП. При этом вклад процессов подготовки сильных землетрясений в повышение общей коллективности вариаций ЭТП находится далеко не на первом месте.

Структура и миграция изменений меры коллективности вариаций ЭТП. Рассмотрим временные интервалы и периодичность проявления повышенных величин $k(\tau, \alpha)$ на различных уровнях α (рис. 5б–5е):

α	Время проявления	Продолжительность	Землетрясения
Уровень 1	1) октябрь 1997 г.–сентябрь 1998 г.	$\Delta T_2 = 12$ мес.	№ 1 и 2
Уровень 2	1) март–август 1998 г.	$\Delta T_2 = 6$ мес.	№ 2
	2) июль 2000 г.–май 2001 г.	$\Delta T_2 = 9$ мес.	2 з-ния 2000 г.
Уровень 3	1) декабрь 1998 г.–февраль 2000 г.	$\Delta T_2 = 14$ мес.	№ 3
	2) май–июнь 2000 г.	$\Delta T_1 = 2$ мес.	1 з-ние 2000 г.
	3) май 2001 г.	$\Delta T_1 = 1$ мес.	
Уровень 4	1) ноябрь 1998 г.–февраль 1999 г.	$\Delta T_2 = 4$ мес.	№ 3
	2) июль–август 1999 г.	$\Delta T_1 = 2$ мес.	
	3) декабрь 1999 г.–февраль 2000 г.	$\Delta T_1 = 3$ мес.	
Уровень 5	1) ноябрь 1997 г.–апрель 1998 г.	$\Delta T_2 = 5$ мес.	№ 1 и 2
	2) июль 1998 г.–март 1999 г.	$\Delta T_2 = 9$ мес.	№ 3
	3) июнь–июль 2000 г.	$\Delta T_1 = 2$ мес.	2 з-ния 2000 г.
	4) ноябрь 2000 г.	$\Delta T_1 = 1$ мес.	1 з-ние 2000 г.

Продолжительности ΔT интервалов повышенных величин $k(\tau, \alpha)$ изменяются от 1 до 14 месяцев и разделяются на две группы. К первой группе относятся интервалы ΔT_1 длиной 1–3 месяца (6 интервалов), ко второй группе относятся интервалы с $\Delta T_2 = 4–14$ месяцев (7 интервалов). Большая часть интервалов 1-ой группы (5 из 6) приходится на весенне-летние месяцы – май–июнь, либо на ноябрь. Их появление может быть обусловлено сезонными факторами изменения ЭТП за счет повышения обводненности среды и активизации электрокинетических, ионно-диффузионных и др. процессов, в основном, в зоне аэрации района наблюдений. Вместе с тем, некоторые из этих интервалов (например, 2) – уровень 3; 3) и 4) – уровень 5)) предшествовали землетрясениям 2000 г. (таблица), для

которых отмечаются повышенные величины расчетных деформаций в районе п. ВП.

Проявление повышенных величин $k(\tau, \alpha)$ на интервалах второй группы (ΔT_2) не связано с сезонностью или с гидрометеорологическими факторами. Для них характерна определенная приуроченность к периодам усиления сейсмической активности и к моментам возникновения сильных землетрясений. Интервалы повышенных значений $k(\tau, \alpha)$, предшествующие или включающие сильные землетрясения, обозначены на рис. 5б–5е жирными цифрами. Шесть интервалов второй группы из семи либо предшествуют сильным землетрясениям, либо их включают. Это может указывать на то, что увеличение коллективных вариаций ЭТП на различных уровнях детальности может

отражать как процессы подготовки сильных землетрясений, так и их постсейсмические эффекты.

В изменениях $k(t, \alpha)$ (рис. 5б–5е обращает внимание последовательный переход всплесков меры коллективности с низкочастотных уровней детальности на все более и более высокочастотные. Отметим, что в литературе по исследованию критических явлений такая закономерность (рост частоты коллективных вариаций) известна давно и уже использовалась для анализа как геофизических, так и финансовых данных [Johansen et al., 1996; Sornette et al., 1996], правда, вне рамок многомерного анализа данных.

Особенно ярко эпизод такой миграции (I) проявляется на уровнях детальности 5–2, если за ее начало принять совместное проявление интервалов 1) и 2) на уровне 5. Этот всплеск сменяется на уровне 4 совместным проявлением интервалов повышенных величин $k(1) - 3)$. Затем на уровне 3 возникают интервалы 1) и 2), которые сменяются длительным интервалом 2) на уровне 2. Длительность таких проявлений миграции в виде продолжительных повышений величин $k(t, \alpha)$ на отдельных уровнях составляет порядка одного–двух лет. Отчетливый максимум $k(t, 1)$ на интервале 1) в конце 1997–1998 гг. может быть проявлением предыдущего цикла миграции или может быть не связан с таким процессом, если проявления миграции ограничены в области относительно малых периодов вариаций ЭТП.

Менее выраженный цикл миграции (II) меры коллективности $k(t, \alpha)$ наблюдается на уровнях 5–3, начиная с интервалов 3) и 4) на уровне 5.

Наиболее выраженный цикл миграции (I) мог быть связан с возникновением сильнейшего Кроноцкого землетрясения и вызванными им геодинамическими процессами в зоне сочленения Тихоокеанской и Охотоморской плит. На региональную масштабность проявления таких процессов указывают, например, изменения скоростей перемещения камчатских GPS станций до и после Кроноцкого землетрясения [Gordeev et al., 2001]. Менее выраженный цикл миграции (II) предшествовал сильному землетрясению 8.10.2001 г., произошедшему после 2.5 летнего относительного затишья, и может быть связан с процессами его подготовки.

Выявленные особенности структур вариаций АС и $k(t, \alpha)$ (как меры коллективности вариаций ЭТП во временной и частотной областях), отражают, по-видимому, эволюцию некоторого процесса, обеспечивающего временную изменчивость чувствительности ЭТП к сеймотектоническим процессам. Таким процессом в районе п. ВП, скорее всего, выступает развитие гидрогеологической структуры и гидротермальной системы Паратунского и Карымшинского грабенных под влиянием комплекса тектонических, вулканических и экзогенных факторов, вызывающих деформи-

рование геологической среды района наблюдений. Упругое и неупругое деформирование разномаштабных гидрогеологических структур вызывает вариации флюидодинамического режима, активизацию гидрогеодинамических и газо-гидрогеохимических процессов, приводящих к общим изменениям в физико-химической обстановке в районе п. ВП. Развитие сравнительно медленных сеймотектонических и вулканотектонических процессов, сопровождающихся деформированием флюидонасыщенной, гетерогенной и полифазной среды, может сопровождаться механоэлектрическими преобразованиями при ведущей роли электрокинетических и ионно-диффузионных процессов [Электромагнитные..., 1982; Светов и др., 1997].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ярко выраженным амплитудным сигналом в исходных временных рядах ЭТП является сезонность, которая проявляется в низкочастотных изменениях среднесуточных значений разностей теллурических потенциалов на отдельных линиях (рис. 2) и в увеличении дисперсии нормированных временных рядов в весенне-летне-осеннее время (рис. 3). Эффекты сезонности особенно ярко проявляются на линиях 1 и 3, в меньшей степени на линии 4. Это, скорее всего, связано с локальными особенностями строения среды в районах измерительных линий, которые, в свою очередь, влияют на локальные особенности динамики обводнения пород зоны аэрации и определяют мозаичную структуру фоновых вариаций ЭТП. В поведении вейвлет-коэффициентов и временных рядов их агрегации (рис. 4) сезонные эффекты выражаются значительно слабее, либо практически не проявляются на высших уровнях детальности. Это указывает на то, что алгоритм робастного вейвлет-агрегирования многомерных рядов электротеллурических наблюдений позволяет ослабить проявление наиболее "мощной" низкочастотной помехи и выделить специфические сигналы увеличения коллективных вариаций ЭТП на различных уровнях детальности, заданные вейвлетом Хаара.

В изменениях временных рядов регистрации ЭТП выделяются на различных уровнях детальности несинхронные периоды увеличения параметра $k(t, \alpha)$, которые, по-видимому, отражают вклад различных объемов среды и, возможно, различных механоэлектрических процессов в обеспечение синхронного (коллективного) поведения ЭТП по направлениям измерительных линий. Последовательный переход всплесков меры коллективности с низкочастотных уровней детальности на все более и более высокочастотные уровни позволяет предполагать определенную роль в такой миграции диссипативного энергетического процесса, развивающегося пространственно от более крупных масштабов к более мел-

ким. В качестве начальной точки для возникновения такого энергетического импульса могло послужить Кроноцкое землетрясение 5.12.1997 г. и связанные с ним масштабные геодинамические и сейсмические процессы на границе Тихоокеанской и Охотоморской плит. Эти процессы могли найти своеобразное отражение в изменениях электротеллурического поля в районе современного вулканизма и гидротермальной активности в форме миграции периодов повышенной синхронизации ЭТП с низкочастотных уровней на более высокочастотные.

Определенное совпадение по времени периодов увеличения коллективности низкочастотных вариаций ЭТП с возникновением сильных и средних землетрясений указывает на связь сейсмотектонического процесса и электротеллурического поля на Камчатке. Вместе с тем, вопрос о конкретном механизме и устойчивости связи выявленных особенностей изменения ЭТП с отдельными землетрясениями и, в частности с процессами подготовки сильных землетрясений, не прояснен окончательно, например, до степени создания прогностического алгоритма. Это связано, в первую очередь, с невозможностью предложить в настоящее время критерий (или критерии), который позволял бы разделять в ЭТП сигналы подготовки сильных землетрясений и сигналы от проявлений других геодинамических факторов, в частности, сигналы локальных тектонических, вулканотектонических и других процессов, сопровождающихся деформированием горных пород. По-видимому, поиск таких критериев будет иметь определенную трудность, связанную с тем, что основу большинства низкочастотных "полезных" сигналов в ЭТП составляют, вероятнее всего, изменения флюидодинамического режима, которые, независимо от природы возникновения деформаций, могут проявляться примерно однотипно в соответствии с геолого-гидрогеологическими условиями района наблюдений.

Определенная перспектива использования данных электротеллурических наблюдений для прогноза землетрясений просматривается при их комплексировании с другими видами наблюдений, в частности, с деформометрическими, гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими. Такой комплекс достаточно детальных, непрерывных и продолжительных наблюдений, возможно, позволит более определенно судить о природе и источниках аномальных сигналов в электротеллурическом поле.

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.

Голдберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. М.: Наука. 1988. С. 173.
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.

Действующие вулканы Камчатки. Т. 2 М.: Наука. 1991. 415 с.

Дециревский А.В., Сидорин А.Я. Сезонные вариации электротеллурического поля в центральной части Гармского полигона // Физика Земли. 2000. № 1. С. 87-97.

Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 188 с.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1974. 439 с.

Копылова Г.Н., Любушин (мл.) А.А., Таранова Л.Н. Применение многомерного статистического анализа для обработки данных электротеллурических наблюдений на Камчатке. Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений / Под ред. Ф.Г. Корчагина. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 2001. С. 225-245.

Любушин (мл.) А.А. Агрегированный сигнал систем низкочастотного геофизического мониторинга // Физика Земли. 1998. № 3. С. 69-74.

Любушин (мл.) А.А. Вейвлет-агрегированный сигнал и синхронные всплески в задачах геофизического мониторинга и прогноза землетрясений // Физика Земли. 2000. № 3. С. 20-30.

Любушин (мл.) А.А. Многомерный вейвлет-анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 2001. № 6. С. 41-51.

Любушин (мл.) А.А. Робастный вейвлет-агрегированный сигнал // Физика Земли. 2002. № 9.

Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Под ред. Сугрובה В.М. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 143-178.

Мороз Ю.Ф., Бахтияров В.Ф., Воронаев В.Ф., Гаврилов В.А., Левин В.Е., Попруженко С.В. О мониторинге электротеллурического поля для прогноза сильных землетрясений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 139-149.

Светов Б.С., Каринский С.Д., Кукса С.Д., Одищов В.И. Магнитотеллурический мониторинг геодинамических процессов // Физика Земли. 1997. № 5. С. 36-46.

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

Соболев Г.А., Морозов В.Н. Поиск предвестников землетрясений в электротеллурическом поле // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 14-151.

Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука. 1982. 88 с.

Daubechies I. Ten Lectures on Wavelets, No. 61 in CBMS-NSF Series in Applied Mathematics. 1992. SIAM, Philadelphia (Русский перевод: Добени И. Десять лекций по

вейвлетам. Ижевск: НИЦ "Регулярная и хаотическая динамика", 2001. 464 с.).

Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E., Bakhtiarov V.F., Pavlov V.M., Chebrov V.N., Kasahara M. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data // *Geophys. J. Int.* 2001. 147 (1). P. 189–198.

Johansen A., Sornette D., Wakita H., Tsunogai U., Newman W.J., Saleur H. Discrete scaling in earthquake precursor phenomena: evidence in the Kobe earthquake, Japan // *Journ. Phys. I. France.* 1996. № 6. P. 1391–1402.

Lyubushin A.A. (Jr.). Wavelet-Aggregated Signal in Earthquake Prediction // *Earthquake Research in China (English Edition).* 1999. V. 13. № 1. P. 33–43.

Mallat S. A wavelet tour of signal processing. Academic Press. San Diego, London, Boston, N.Y., Sydney, Tokyo, Toronto, 1998. 577 p.

Sornette D., Johansen A., Bouchaud J.-Ph. Stock market crashes, precursors and replicas, *Journ. Phys. I. France.* 1996. V. 6. P. 167–175.

Uyeda S. Introduction to the VAN-method of earthquake prediction. A critical review of VAN. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. 1996. P. 1–26.

Сдано в набор 24.10.2003 г.

Подписано к печати 25.12.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 3.1 тыс.

Уч.-изд. л. 11.1

Бум. л. 6.0

Тираж 250 экз.

Зак. 8035

Свидетельство о регистрации № 0110188 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук, Президиум РАН,
Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6