

УДК 550.34

АЗИМУТАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ В ЛИТОСФЕРЕ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

С. А. Болдырев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Аннотация. Предложена технология изучения двумерной анизотропии подкоровой литосферы. Использованы кинематические и динамические характеристики упругих волн от близких мелкофокусных землетрясений. Для Камчатского региона построены карты распределения скоростных и диссипативных характеристик среды, на которых преобладает линейная структура, ориентированная вдоль сейсмоактивной зоны и, соответственно, поперек основных сеймотектонических напряжений сжатия. Под Камчаткой и ее шельфом скорость упругих волн в целом ниже стандартных значений, а под континентальным склоном Камчатского желоба – выше, что подтверждает их разный генезис. Минимум скорости P- и S-волн приурочен к зоне современных вулканов. Выделена продольная периодическая структура литосферы с шагом 120–150км, которая совпадает с морфоструктурами ЮВ Камчатки. Анизотропия скорости достигает 12% (в среднем 5–6%), затухания – в 1.5–2 раза. «Быстрые скорости» и «максимальное» затухание совпадают с направлением сеймотектонических напряжений сжатия. Для литосферы сейсмофокальной зоны камчатских землетрясений чем выше скорость упругих волн, тем сильнее их затухание. С другой стороны, чем выше скорость и добротность, тем меньше выражены ее анизотропные свойства.

AZIMUTAL VARIATIONS OF SEISMIC ANISOTROPY IN KAMCHATKA LITHOSPHERE

S. A. Boldyrev

Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow

Abstract. The technology of study 2D anisotropic tomography within the subcrustal lithosphere is offered. We used kinematic and dynamic characteristics of elastic waves from local shallow earthquakes. For the Kamchatka region the maps of velocity and dissipative characteristics are constructed, on which the linear structure directed along the seismoactive zone and, accordingly, across basic seismotectonic compression of pressure prevails. Under Kamchatka and its shelf the velocity of elastic waves is in the whole below standard values, and under a continental slope of the Kamchatka trough - is higher, that confirms their different genesis. The minimum of velocity of P- and S-waves is dated for a zone of modern volcanoes. The longitudinal periodic structure of lithosphere with a step 120–150km is allocated which coincides with the morph structures of South-East Kamchatka. The velocity anisotropy amounts to 12 % (on the average 5–6 %), attenuation - in 1.5–2 times. The “fast velocity” and “maximal” attenuation coincide with the direction of compression. For lithosphere of the seismofocal zone of Kamchatka earthquakes the higher is velocity of elastic waves, the stronger is their attenuation. On the other hand, the higher is the speed and good quality, the less expressed its anisotropic properties are expressed.

Введение

В настоящее время по записям сейсмических волн от землетрясений построены многочисленные модели среды, основными характеристиками которой являются скалярные величины скорости и затухания упругих колебаний. Однако, во многих случаях анизотропное представление среды лучше удовлетворяет результатам наблюдений, чем изотропное, а оценки сейсмической анизотропии хорошо согласуются с макроструктурой среды, с современными и унаследованными системами напряжений, известными из геологической истории региона, из анализа механизма очагов местных землетрясений. Если карты средних значений скорости и затухания сейсмических колебаний позволяют по форме изолиний, градиенту их изменения судить о фазовом и минеральном составе верхов мантии, то схемы изменений параметров анизотропии, скорее всего, являются некоторой интегральной характеристикой, суммирующей результаты тектонических процессов, которые происходили в течение всей ее геологической истории. Предполагается, что зависимость скорости и затухания сейсмических волн от азимута трасс обусловлена преобладающим направлением слоистости или трещиноватости, формой и наклоном глубинных слоев и т.п., которые, в свою очередь, определяются современными или унаследованными деформациями.

Сейсмическая (азимутальная, двумерная) анизотропия – эффективная характеристика среды, отражающая горизонтальную компоненту зависимости скорости и затухания сейсмических волн от азимута трасс. При этом подразумевается, что в плоскости XY периодичность изменения свойств составляет 180° , то есть на встречных направлениях характеристики близки и существует положение, при котором различия свойств в двух ортогональных направлениях достигают максимальных значений. Для описания двумерной анизотропии вида

$$F = F_0 + \Delta F * \cos 2(Az - \Psi) \quad (1)$$

обычно используется среднее (изотропное) значение изучаемой характеристики – F_0 , его отличие от максимального уровня – $\Delta F = F_{\max} - F_0$, и Ψ – направление (азимут) трасс, на которых получены максимальные значения. При таком представлении «изотропное значение» скорости или затухания будет более объективным, чем среднее арифметическое значение совокупности измерений.

Крупномасштабные геофизические аномалии гравитационного, геотермического и электромагнитного полей, проявления сейсмичности и вулканизма в переходной зоне от океана к континенту активного типа свидетельствуют об интенсивных геодинамических процессах в подстилающих слоях мантии Земли. Землетрясения отражают взаимодействие этих процессов в сравнительно жесткой верхней оболочке Земли – литосфере, а сами процессы определяют современные и унаследованные тектонические деформации литосферы. Глобальные модели скоростных неоднородностей, включающих сейсмическую анизотропию, получены при томографическом изучении свойств мантии по материалам поверхностных и объемных волн. Наиболее эффективные результаты получены для Тихого океана, где показана зависимость величины анизотропии скорости поперечных волн от возраста литосферных плит, при чем направления «быстрых» скоростей и перемещения этих плит совпадают [10, 11, 17, 18]. К настоящему времени по записям поверхностных волн с длиной волны 200-1000 км, удается выделять неоднородности верхней мантии размером $2 \times 2^{\circ}$ [18]. По данным волн Релея и Лява верхи мантии ($h < 150$ км) окраинных морей, также как и срединно-океанических хребтов, характеризуются пониженными значениями скорости (до 5% и более), а под континентальными щитами и под древними океанскими плитами – примерно на такую же величину повышенными значениями, что объясняется термальным эффектом конвективных потоков в этих регионах, их направлением [12, 13]. Рассчитанные по

этим данным значения скоростей упругих волн для верхней части разреза ($H < 200$ км) в вертикальном направлении выше, чем в горизонтальном (радиальная анизотропия).

Другой масштабный уровень представляют региональные исследования скоростных неоднородностей по записям короткопериодных P_n - и S_n -волн. В районах с развитой сетью регистрирующих станций (Западная Европа, Северная Америка) использовались рассчитанные по паре станций значения кажущейся скорости для множества трасс, пересекающих изучаемую среду в разных направлениях [14]. Построенные карты отражают распределение скорости упругих волн, величины и направления сейсмической анизотропии в подкоровой литосфере. По материалам станций Италии, Франции и прилегающих стран показано [14, 15, 16], что ориентация анизотропии, региональные вариации скорости P_n -волн коррелируются с поверхностью тектоникой – в стабильных областях V_p достигает 8.2–8.4 км/с, а в зонах растяжения (типа Тирренского моря и Паннонской низменности) не превышают 7.9–8.0 км/с при аномально сильном затухании. Понижение скорости связываются с тепловыми аномалиями и вызванным ими процессом деламинации, а в орогенных областях также с композитным эффектом. В анизотропной модели направления «быстрых» (до 3%) скоростей ориентированы вдоль структур, контролируя активные процессы в мантии. Подобный подход, только в скалярном варианте, использован еще в начале 70-х годов для изучения скоростных неоднородностей под станциями Камчатки [6]. Такая технология корректна при условии, что мелкофокусные землетрясения в широком диапазоне эпицентральных расстояний представлены в первых вступлениях волнами типа P_n и S_n , то есть, когда скорость упругих волн скачкообразно возрастает на коромантийном разделе, а затем практически не меняется до глубины порядка 100 км. Подобный скоростной разрез получен по материалам местных землетрясений в области стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг [8]. Вариации скорости и затухания P_n - и S_n -волн отражают свойства подкоровой литосферы в интервале глубин 30–60 км, что позволило построить двумерное поле скорости P -волн под ЮВ Камчаткой [6], картировать распределение параметров сейсмической анизотропии сейсмоактивной зоны [1, 4]. Предлагаемая работа является продолжением и развитием этих исследований.

Методика расчетов и исходные данные

Основной целью исследований является оценка и анализ распределения параметров азимутальной анизотропии; выделение и геолого-сейсмологическая интерпретация локальных неоднородностей литосферы. В камчатском регионе [3, 10] мелкофокусные очаги (предположительно здесь преобладают события с глубиной $H = 30$ –50 км [2]) занимают площадь между берегом и осью глубоководного желоба. В этом участке литосферы шириной 200–250 км регистрируется до 70% местных землетрясений с $M > 3$. Для оценки свойств литосферы камчатского региона использованы данные региональной службы о мелкофокусной ($H < 60$ км) сейсмичности за 1983–1998 гг. Исходные сейсмологические материалы о почти 9500 событиях (координаты и время в очаге, энергетический класс K_s и K_p), включают также станционные данные (137000 записей) о времени прихода P - и S -волн, оценки интенсивности записи в значениях энергетического класса K_p и K_s , [9] и их производные – эпицентральное расстояние и азимут трассы на эпицентр, кинематические и энергетические отклонения (невязки) от стандартных или средних значений. Для удобства расчетов и интерпретации координаты очагов и станций преобразованы для прямоугольной системы координат, ось Y которой совпадает с направлением вулканической гряды (поворнута по часовой стрелке на 30° относительно меридиана), а величина X эквивалентна расстоянию (в километрах) от береговой линии ЮВ Камчатки или от внутренней границы СФЗ. На рис. 1 показано положение регистрирующих станций, использованных в расчетах и основные морфоструктуры района исследований – конфигурация оси глубоководных желобов, изобаты -3500 м, положение современных вулканов, а также карта изоглубин коромантийной границы [7].

Для анализа свойств литосферы переходной зоны использованы две технологии.

1. Литосфера сейсмофокальной зоны камчатских землетрясений.

Для изучения скоростных и диссипативных свойств сейсмофокальной зоны (СФЗ) использовался градиент станционных невязок расчета очаговых параметров [1, 4]. Район исследования включает шельф и континентальный склон Камчатского желоба, а также западное завершение Алеутской островной дуги ($X=0-250$; $Y=0-800$). Известно, что изменения относительных параметров во многом свободны от систематических искажений, связанных с идеализированными представлениями среды, что позволяет с большей надежностью и детальностью изучать ее свойства или происходящие в ней процессы. В сейсмологии в качестве меры отклонения реальной среды от некоторого

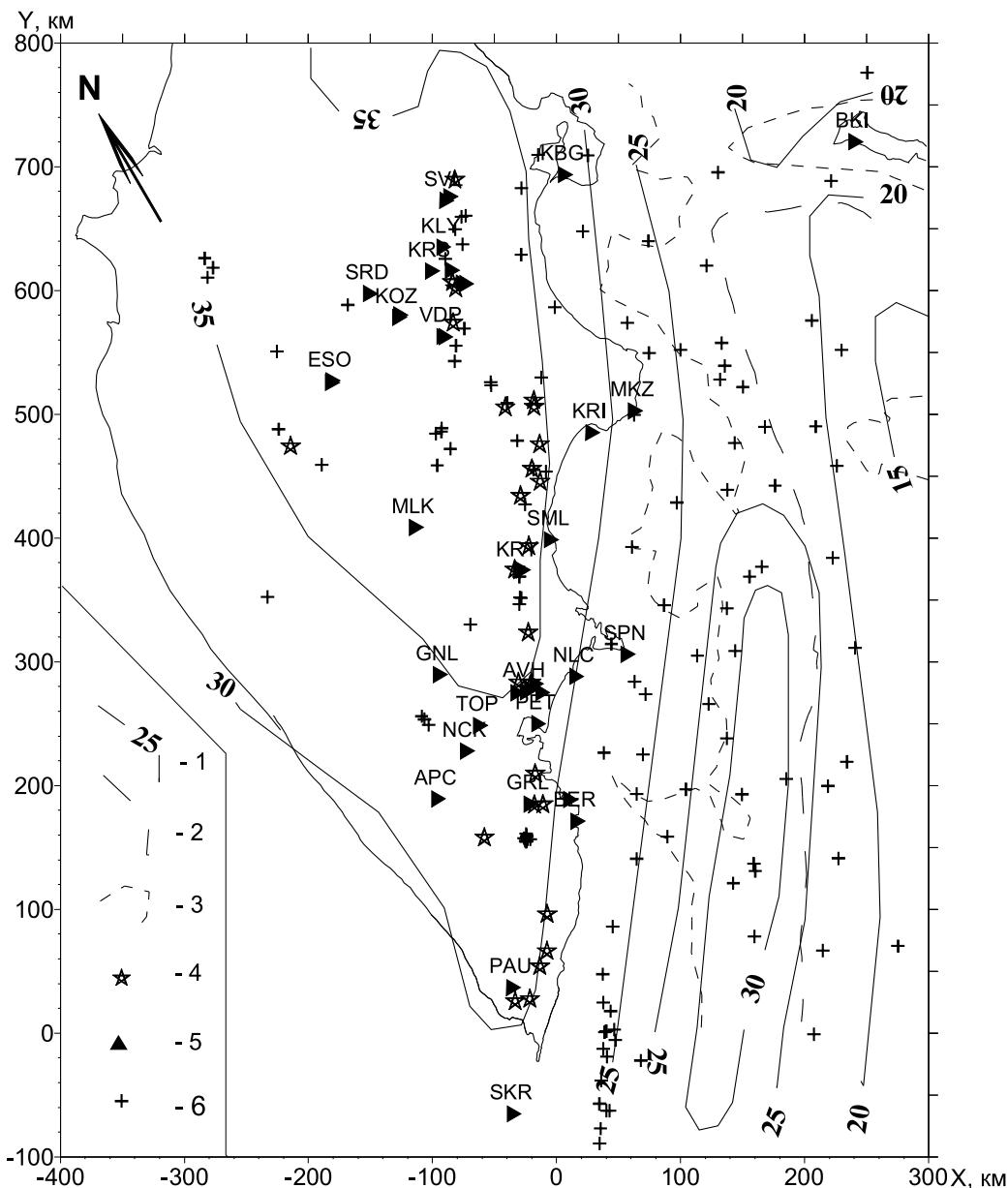


Рис. 1. Карта района исследований.

1-изоглубины коромантиной границы по [7]; 2-ось глубоководных желобов; 3-изобата – 3500м; 4- вулканы; 5-сейсмические станции; 6- эпицентры землетрясений, использованные в расчетах.

Fig. 1. A map of area of researches.

1-depth of Moho on [7]; 2-trench; 3-isobata-3500m; 4- volcanoes; 5-seismic stations; 6- epicenters of Earthquakes used in accounts.

одномерного приближения используются невязки - станционные отклонения времен пробега или интенсивности записи сейсмических волн от некоторых стандартных или осредненных значений: $\Delta T = T_H - T_C$; $\Delta K = K_H - K_C$. Здесь ΔT и ΔK соответственно кинематические и энергетические невязки между наблюденными значениями времени пробега (T_H) или энергетического класса (K_H) и теоретически рассчитанных для данной трассы «источник-станция» времени пробега (T_C), или среднего для совокупности из n станционных значений $K_C = \Sigma K_i / n$. Для мелкофокусных очагов градиент станционных невязок (или их поля) $d\Delta T/dR$ или $d\Delta K/dR$ (где dR - изменение эпицентрального расстояния) характеризует свойства литосферы (скорее всего, ее подкоровой части) на участке dR . При этом минимизируется влияние условий регистрации (станционные особенности) и свойства среды между исследуемой эпицентральной зоной и станцией. Трассы к регистрирующим станциям расходятся по разным направлениям, что позволяет по комплексу станционных данных оценить азимутальную зависимость изучаемых параметров на ограниченном участке эпицентральной зоны.

Градиент невязок времени пробега упругих волн до некоторой станции i позволяет оценить наблюданное значение скорости, используя различие ΔT для двух землетрясений, расположенных на расстоянии R' и R'' в одном азимуте на эту станцию.

$$\text{grad} \Delta T_i = (\Delta T' - \Delta T'') / (R' - R'') = [(T_H' - T_C') - (T_H'' - T_C'')] / (R' - R'') = [(T_H' - T_H'') - (T_C' - T_C'')] / dR$$

То есть градиент невязок равен разности обратных значений наблюданного $(T_H' - T_H'')/dR$ и стандартного $(T_C' - T_C'')/dR$ значений скорости. $\text{grad} \Delta T_i = (1/V_H - 1/V_C)$.

Основной целью исследований является оценка и анализ распределения параметров азимутальной эллиптической анизотропии

$$V_i(Az) = V_0 + \Delta V \cos 2(Az_i - \Psi) \quad (1a)$$

где V_i и Az_i соответственно рассчитанные значения скорости и азимут трассы для данной станции, а V_0 , ΔV и Ψ - искомые параметры: среднее «изотропное» значение скорости, ее максимальное приращение и азимут максимальных значений скорости (направление «быстрой» скорости) в данном фрагменте литосферы СФЗ.

Энергетические невязки имеют другой смысл. Значение энергетического класса K (энергия излучения P- или S-волн $E=10^K$ [Дж]) определяется, как среднее (K_C) совокупности станционных определений K_i по калибровочным кривым [9]. И отрицательный градиент соответствует повышенному (относительно стандартного значения) затуханию. По комплексу станционных данных для некоторой области подбирались параметры для азимутальной зависимости затухания, типа (1). Зависимость (1) предполагает, что значения параметра на встречных направлениях идентичны (периодичность изменения 180°).

В таблице 1 приведены станционные данные о использованных материалах – координаты и время их работы, диапазон эпицентральных расстояний и азимутов трасс, число событий, среднее значение кинематических невязок для мелкофокусных землетрясений с $K > 9$. Специфика исходных данных (взаимное расположение станций и источников, плотность очагов) во многом предопределила не только точность и устойчивость результатов, но и технологию обработки первичных материалов, которая состояла из следующих этапов.

1. С помощью пакета программ SURFER-7 получены грид-файлы с шагом 10 км для осредненного поля станционных невязок ΔT_p , ΔT_s , ΔK_p , ΔK_s , которые приписывались эпицентру. При осреднении исключались экстремальные значения станционных невязок (около 5%). Эпицентры распределены по площади неравномерно (см. рис. 1), что сказывается на дисперсии осредняемых параметров. Средневзвешенная дисперсия средних значений ΔT_p и ΔT_s в узлах сетки составляет $\approx 0.08c$, а для ΔK_p и ΔK_s 0.1K.

Таблица 1. Сведения о материалах, использованных при расчетах.

№	C/ст	X, км	Y, км	h, км	Годы	R, км	Az?	N	ΔT _P	ΔT _S
1	APC	-97.9	190.8	0.01	90-97	120-680	45-175	2705	0.5	1
2	APH	-75.2	607.0	0.01	83-89	80-650	70-200	1973	0	0.3
3	AVH	-26.5	277.5	0.9	83-97	30-570	40-220	6450	0.5	0.8
4	BER	14.5	172.8	0.01	83-94	20-640	0-260	4405	-0.5	-0.8
5	BKI	238.4	721.7	0.01	83-97	10-750	0-360	6090	-0.1	-1.3
6	ES2	-183.4	527.2	0.5	93-96	200-620	70-190	770	0.4	0.2
7	ESO	-183.1	528.7	0.5	83-97	180-660	70-190	4870	-0.1	-0.3
8	GNL	-96.7	291.1	1.2	88-97	100-600	50-190	3890	0.4	0.8
9	GRL	-23.2	168.7	1.2	83-97	60-650	30-230	4570	0.4	0.4
10	KBG	4.6	695.2	0.03	83-97	10-700	0-360	3734	-0.2	0
11	KII	-29.7	375.6	0.01	83-86	60-480	40-200	2031	-0.1	-0.1
12	KLY	-93.7	636.6	0.1	83-97	90-700	60-200	4490	-0.2	0
13	KMN	-92.0	564.2	1.1	90-97	100-600	60-200	1875	0.4	0.4
14	KOZ	-129.2	579.8	0.01	83-94	130-620	65-200	1986	0.5	0.8
15	KPL	-88.2	677.5	1.7	88-93	90-740	80-200	740	0.3	0.5
16	KRI	26.3	486.8	0.05	83-97	10-500	5-230	7652	-0.5	-0.8
17	KRK	-33.8	276.5	1.05	83-88	40-580	40-220	645	0.5	0.8
18	KRS	-102.9	617.4	1.2	88-97	100-650	70-200	1666	-0.3	-0.4
19	KRY	-31.8	375.1	0.9	89-97	60-500	40-200	3121	0.1	0
20	KZL	-13.9	276.8	0.95	83-91	30-550	40-200	294	0.4	0.8
21	KZY	-128.4	581.9	0.45	85-97	130-640	70-200	1795	0.4	0.6
22	MKZ	60.75	504.4	0.52	97-97	10-650	20-220	70	-0.6	-0.7
23	MLK	-115.8	410.1	0.01	89-93	160-540	60-190	380	0.3	0.3
24	NCK	-74.5	229.4	0.01	94-95	110-640	45-185	261	-0.1	0
25	NLC	13.5	289.9	0.02	84-97	5-540	30-290	4150	-0.3	-0.1
26	PAU	-37.4	38.4	0.11	83-97	30-790	40-320	3718	0.1	0.2
27	PDK	-86.9	618.0	0.8	83-97	90-690	65-200	330	0.2	0.3
28	PET	-17.2	251.5	0.1	83-97	30-590	35-225	5725	-0.1	-0.3
29	RUS	8.5	190.2	0.08	87-97	35-635	30-210	3101	-0.5	-0.6
30	SDL	-18.9	283.8	1.2	93-97	55-560	35-200	936	-0.1	-0.2
31	SKR	-37.0	-63.6	0.01	83-97	100-900	15-110	2650	-0.5	-1.1
32	SMA	-22.8	279.5	1.2	95-97	80-560	40-200	185	0.4	0.1
33	SML	-7.0	400.3	0.03	86-91	40-460	25-220	819	0	0
34	SPN	54.9	307.6	0.2	83-97	0-510	0-360	7297	-0.8	-1.3
35	SRD	-152.7	599.0	0.8	92-97	150-650	80-200	694	0	0.3
36	SVL	-91.2	674.3	0.9	83.97	90-740	75-200	3241	0.1	0.2
37	TOP	-64.2	250.1	0.2	83-93	75-620	45-210	3495	0	0.3
38	VDP	-93.7	564.5	0.01	83-91	60-200	60-200	2665	0.5	1
39	ZLN	-78.2	607.5	1.1	89-97	80-670	60-200	2087	0.3	0.4

2. По картам станционных невязок для каждого узла сетки 10x10 км методом наименьших квадратов рассчитан их градиент в радиусе 10 км, который затем пересчитан в соответствующие значения скорости и затухания. В результате для каждой станции получены грид-файлы значений V_p , V_s , V_p/V_s , $d\Delta K_p/dR$ и $d\Delta K_s/dR$, характеризующие их изменения в эпицентralной зоне. Эти грид-файлы включали для каждого узла также средние значения азимута на регистрирующую станцию и эпицентralного расстояния до нее.

3. По совокупности станционных данных для каждого узла сетки оценивались среднее значение изучаемых величин и параметры их азимутальной зависимости типа (1). Эффективность такого представления оценивалась суммой квадратичных отклоне-

ний $\Sigma(\delta)^2$ наблюденных данных от осредняющей кривой типа (1). Точнее, по ее соотношению к сумме квадратов отклонений от среднеарифметических значений $\Sigma(\delta)_0^2 - (\beta = \Sigma(\delta)_0^2 / \Sigma(\delta)^2)$. Таким образом, фактор β отражает меру соответствия анизотропного представления среды экспериментальным данным, оценку роли сопутствующих факторов. В подавляющем числе случаев осреднение данных по (1), т.е. предположение их зависимости от азимута с периодом в 180° , значительно уменьшала разброс данных ($\beta=1.5-4$).

Предлагаемая технология позволяет оценить эффективное значение горизонтальной составляющей скорости и затухания упругих колебаний в литосфере СФЗ. При подборе параметров двумерной анизотропии по (1) предполагается, что вектор градиента совпадает с азимутом на станцию, то есть пренебрегается влиянием боковой рефракции. Предполагалось также, что систематические ошибки расчета очаговых параметров мало меняются в исследуемом пространстве (медленнее, чем изучаемые характеристики – скорость и затухание упругих волн, их анизотропия) и эти изменения на базе dR не превышают разброса данных, обусловленного случайной ошибкой. За счет этого аномальные зоны на результирующих схемах могут быть несколько смещены относительно истинного положения возмущающих факторов, а амплитуда и форма аномалий будут слажены осреднением. Угол обзора элементов СФЗ сетью регистрирующих станций редко превышает 200° , а вблизи желоба и на флангах (северном и южном) исследуемой зоны угол обзора еще более сужается. Случай с охватом менее 135° не рассматривались. В этом диапазоне дискретность точек на азимутальных графиках в среднем составляла $5-40^\circ$, а средневзвешенная погрешность $\Delta\Phi = \pm 10^\circ$.

Дисперсия средних значений станционных невязок и производных параметров, их согласованность на соседних участках поля во многом определяются статистической представительностью. Наиболее надежны оценки распределения невязок времен пробега Р-волн. Результирующее поле энергетических невязок, особенно малочисленных значений ΔK_p , имеет сложный мозаичный вид, что сказывалось на согласованности последующих оценок градиента. Погрешности многостадийного процесса расчета анизотропных параметров, их вариации по площади трудно оценить аналитически, тем более, что реальное направление сейсмического луча в условиях латеральных скоростных неоднородностей отличаются от азимута источник-станция. Показательно, что участки с наибольшим значениями Σd^2 группируются вблизи западной границы СФЗ ($X=0-30$), особенно на участках с высокой плотностью эпицентров в районе полуостровов ЮВ Камчатки. Для литосферы СФЗ (рис. 2) камчатских землетрясений объективность технологии в значительной степени подтверждается согласованностью результатов на соседних участках, их плавным изменением по площади, а средневзвешенная погрешность оценок параметров зависимости (1) для скорости составляет $\pm 7\%$.

2. Литосфера под региональными станциями Камчатки

При изучении скоростных и диссипативных характеристик литосферы в области регистрации использовались значения кажущихся скоростей и затухания, рассчитанные по треугольнику станций, что позволило по временам вступления упругих волн оценить как сами значения скорости V^* , так и направление фронта волны ϕ^* [4, 5].

$$V^* = \frac{(R_3 - R_1) \sin(Az_{13} - Az_{12})}{(T_3 - T_1) \sqrt{1 + x^2 \frac{(R_3 - R_1)^2}{(R_2 - R_1)^2} - 2x \frac{(R_3 - R_1) \cos(Az_{13} - Az_{12})}{(R_2 - R_1)}} \quad (2)$$

$$\operatorname{tg} \phi^* = \frac{x(R_3 - R_1) \cos Az_{13} - (R_2 - R_1) \cos Az_{12}}{(R_2 - R_1) \sin Az_{12} - x(R_3 - R_1) \sin Az_{13}} \quad (3)$$

где R_i и T_i – эпицентральное расстояние и время прихода волны до станции i ; Az_{ij} – азимут стороны треугольника станций; $x = (T_2 - T_1)/(T_3 - T_1)$.

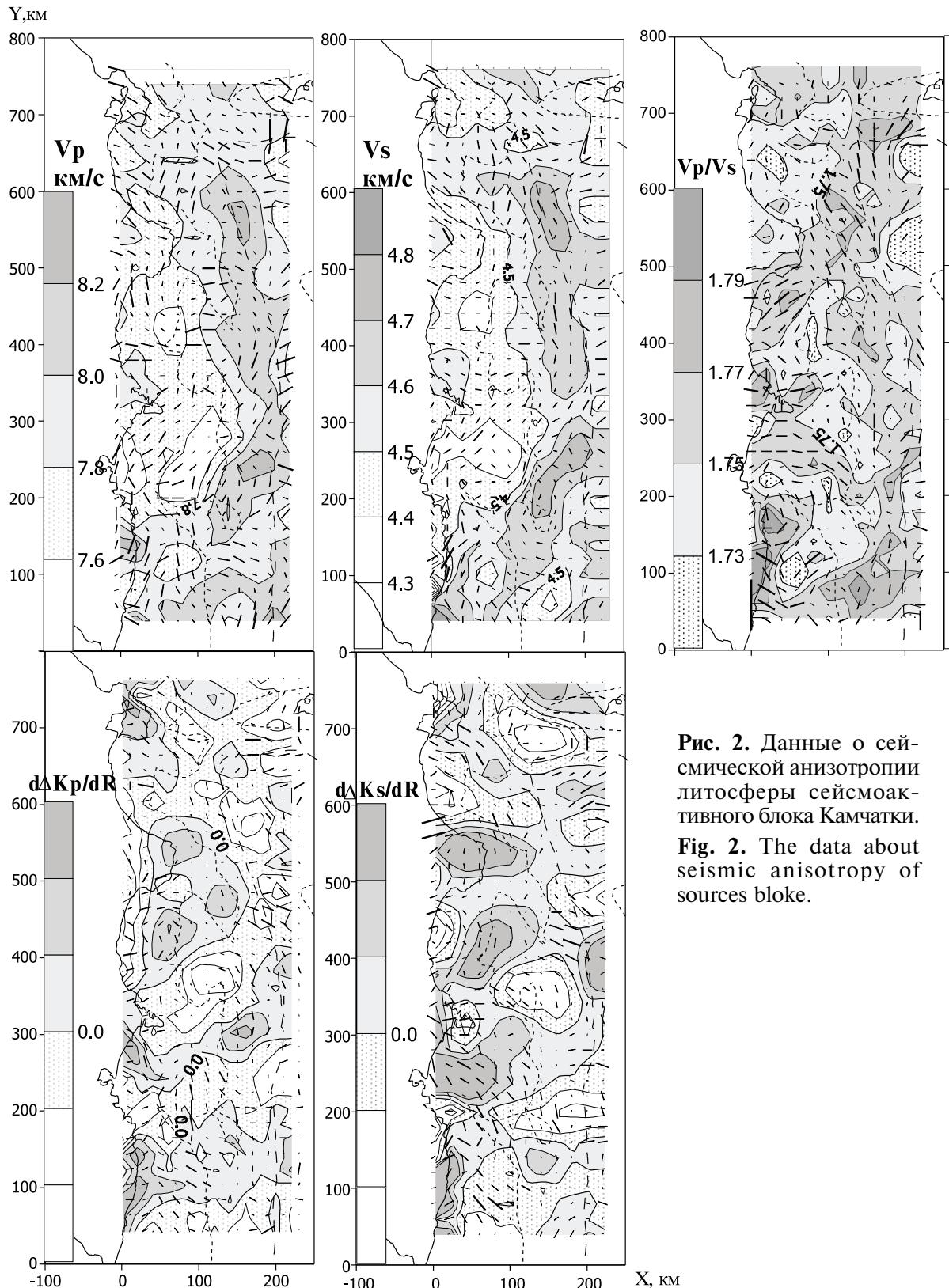


Рис. 2. Данные о сейсмической анизотропии литосферы сейсмоактивного блока Камчатки.

Fig. 2. The data about seismic anisotropy of sources bloke.

Для каждого источника i , записанного тремя станциями, по (2) и (3) рассчитывались значения скорости P- и S- волн (модуль и направление). В дальнейшем анализе использовались не сами направления ϕ^* , а их отличие $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$ от “истинного” азимута на эпицентр (Az_0), отражающее влияние горизонтальных изменений скорости на траекторию луча. Аномалии затухания рассчитываются по градиенту приращения

станционных оценок энергии источника (dK/dR). По совокупности расчетов от множества источников оценивается азимутальная зависимость скорости и затухания типа (1), параметры которой приписываются центру треугольника станций. Расчетные формулы (2) и (3) применимы для плоского фронта волны, то есть при одинаковом азимуте прихода исследуемых колебаний на всех трех станциях, что справедливо, если размеры треугольника станций во много раз меньше эпицентрального расстояния. Предполагается также прямолинейность гидографа исследуемых волн в пределах треугольника. Предлагаемая технология, в целом, мало зависит от точности параметров очага, но чувствительна к условиям регистрации – различие в альтитуде станций, мощности коры и скоростного разреза под ними могут исказить результат за счет систематического отклонения времен пробега от некоторых средних условий. Кроме того, при сопоставлении материалов от источников, расположенных на разном удалении (R) от зонда, результаты могут быть искажены за счет вертикального градиента. Все эти факторы требуют дополнительных исследований, загружают результаты, осложняют их интерпретацию.

Скорость упругих волн от местных мелкофокусных источников, рассчитанная по (2) и (3), отражает свойства подкоровой мантии, ее участка, смещенного от проекции зонда на величину примерно равную мощности коры (30 км). И хотя данные множества трасс, подходящих к зонду с разных сторон, приписывались центру треугольника. Результаты расчетов отражают и осредняют свойства обширного участка (порядка 150x130 км), тем не менее, о существенной анизотропии данных свидетельствует величина параметра $\beta = \Sigma(\delta)^2 / \Sigma(\delta^2)$, которая практически повсеместно была не менее 1.5 (1.5-6). Тем самым подтверждалась корректность использования формул (2) и (3) в тех случаях, когда направление на эпицентр на трех станциях отличаются на 10-13°.

Для изучения двумерной анизотропии скорости упругих волн под юго-восточной Камчаткой использованы материалы Камчатской опытно-методической сейсмологической партии за 1983-1997 гг., из которых выбраны данные о 430 сравнительно сильных ($K_s > 10$; $m_b > 4$) мелкофокусных землетрясений. Их очаги в основном расположены под акваторией Тихого океана, но частично и в сейсмоактивных структурах на территории Камчатки (на рис. 1 показаны крестами). В работе использованы абсолютные времена регистрации P - и S - волн, а также значения эпицентрального расстояния R_i и направления трасс на эпицентр Az_i , полученные при расчете координат источника. В 1983-1997 гг. на Камчатке вели регистрацию почти 40 региональных станций (табл. 1), при чем одновременно работало до 35 станций, неравномерно распределенных по территории.

Параметры анизотропии рассчитаны для 314 зондов-треугольников, составленных из разных комбинаций станций. Оптимальные размеры сторон треугольника составляли 80-120 км, однако, на краях полигона ($X > -10$ и $X < -100$), а также участках с редкими станциями ($Y < 150$; $400 < Y < 500$), база расчетов увеличивалась до 150-200 км. Параметры азимутальной зависимости скоростных и угловых характеристик фронта P - и S - волн подбирались для треугольников, имеющих данные не менее чем от 15 источников. По этой причине число оценок для S - волн примерно на треть ниже, чем по P - волнам, а от оценок анизотропии затухания пришлось отказаться полностью. Анализировались также оценки соотношения скоростей упругих волн V_p/V_s отдельных источников, их азимутальная зависимость для разных треугольников. Результаты расчетов относились к центру треугольников, по совокупности которых строились карты распределения изучаемых параметров, а их плотность и согласованность определяет надежность построений. На картах рис. 3 изолиниями показано изменение уровня кривых (F_0), а векторами – направление (Ψ^0), в котором получены самые «быстрые» значения скорости и максимальные положительные значения $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$. По соотношению размеров векторов можно судить об изменении величины анизотропии (ΔF) изучаемых параметров. Положение этих векторов на карте соответствует центрам треугольников. При построении карт использованы данные множества треугольников, за счет чего дополнительно осредняются характеристики

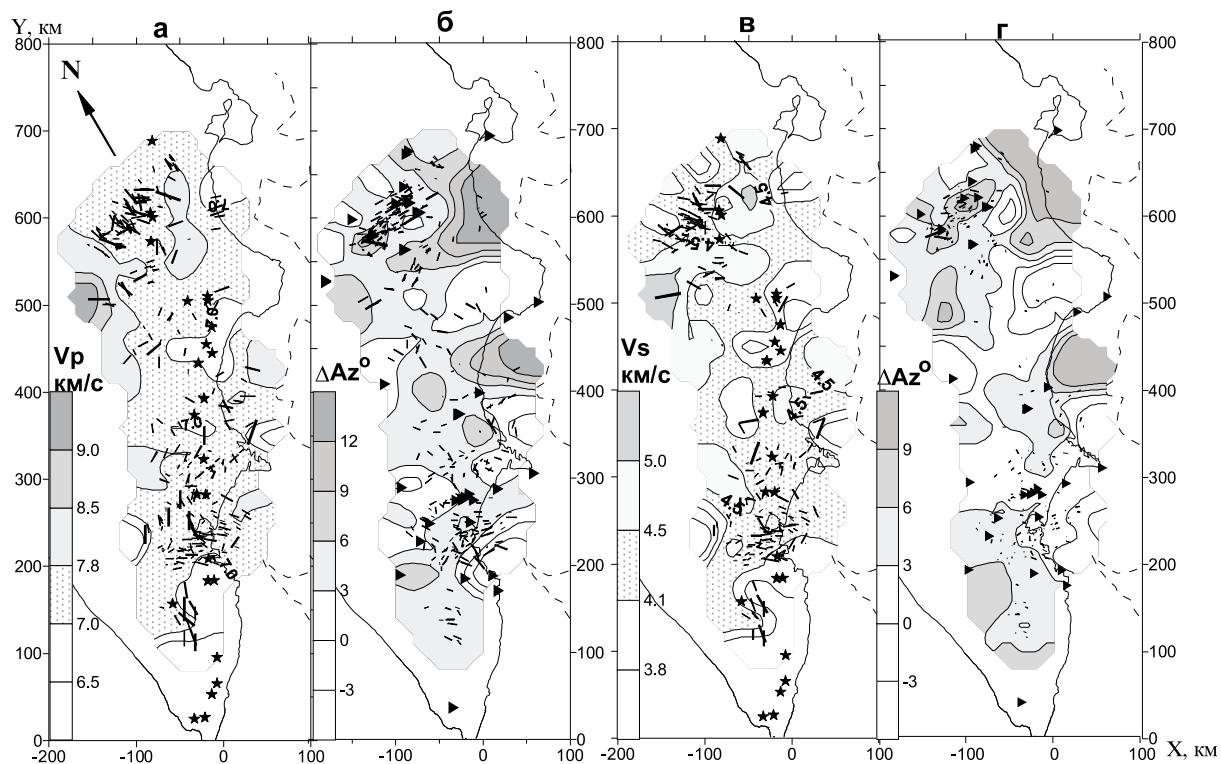


Рис. 3. Значения скорости Р-волн (а) и S-волн (в). Отклонения (в градусах) азимута подхода сейсмического луча от направления на эпицентр $Az=(-Az_0)$ по данным Р-волн (б) и S-волн (г). Направление максимальных значений показано черточками, величина которых пропорциональна отклонению от среднего.

Fig. 3. Velocity of P-waves (a) and S-waves (в). Deviations (in degrees) $Az=(-Az_0)$ on the data of P-waves (б) and S-waves (г). The direction of the maximal values is shown by traits, size which is proportional to a deviation from average.

перекрывающихся площадок. В результате конечные вариации параметров на обобщающих картах не должны превышать реальные изменения свойств подкоровой литосферы, а размеры аномальных зон (детальность карт) должны быть не меньше средней аппертуры зондов (100км). Разброс данных, обусловленный точностью снятия времен прихода упругих волн, и погрешность их аппроксимации зависимостью типа (1) примерно одинаковы и в среднем составляют около 5%, что позволяет объективно выделять аномалии скорости и амплитуду анизотропии, превышающие 0.4км/с.

Основные результаты и выводы

Записи упругих волн от мелкофокусных камчатских землетрясений свидетельствуют о зависимости скорости и затухания сейсмических колебаний от азимута трасс. Специфичная форма азимутальной зависимости экспериментальных данных, значимые различия результатов на двух ортогональных направлениях, сохраняющиеся при изменении эпицентрического расстояния, подтверждает существование сейсмической анизотропии литосферы под шельфом, континентальным склоном желоба и непосредственно под ЮВ Камчаткой. Под сейсмической анизотропией в данной работе подразумевается, что в плоскости XY периодичность изменений скорости и затухания сейсмических колебаний составляет 180° . Для этой составляющей путем минимизации среднеквадратичной погрешности подбирались параметры аналитической зависимости (1). Идентичность параметров анизотропии (уровня кривых, направления и величины анизотропии) для близкорасположенных участков СФЗ (рис. 2) и треугольников разных станций (рис. 3) также может свидетельствовать об объективности полученных оценок.

Для структурного анализа сейсмических неоднородностей литосферы СФЗ использованы схемы распределения коэффициентов зависимости $F_i = F_0 + \Delta F \cos 2(Az_i - \Psi)$, построенных по сетке 10x10 км. На рис. 2 и 3 приведены карты изучаемых характеристик среды, где на фоне распределения средних «изотропных» значений F_0 черточками показано направление «быстрой» скорости и «максимальной» добротности литосферы Ψ . И чем длиннее черточка, тем сильнее выражена эллиптическая анизотропия $\Delta F = F_{\max} - F_0$. Утолщенная изолиния соответствует стандартным значениям скорости или затухания. Напомним, что «изотропные» значения параметра F_0 не всегда соответствуют средне-арифметическому из станционных значений $F_{cp} = \sum F_i / n$ и их различия порой достигают 0.2 км/с и 0.001 ΔK /км.

На графиках, характеризующих изменение скорости в обоих частях изучаемой зоны, преобладает линейная структура распределения «изотропных» значений скорости. Максимальные значения, на 5–8% превышающие стандартные, получены под континентальным склоном (рис. 2). Ближе к берегу скорость в литосфере СФЗ уменьшается и на фоне этой продольной структуры скоростных неоднородностей просматривается периодическая система локальных аномалий, совпадающая с чередованием заливов и полуостровов. Под шельфом направления «быстрых» скоростей образуют концентрические совокупности вокруг низкоскоростных ядер в центре заливов. Эти направления совпадают с конфигурацией изолиний скорости, при чем длина вектора (величина анизотропии) возрастает по мере удаления от центра ячейки. «Быстрые» скорости под континентальным склоном ($X=120-180$) почти повсеместно ориентированы поперек морфоструктур, а величина анизотропии ($\leq 0.3-0.4$ км/с) мало меняется вдоль СФЗ.

По станционным значениям скорости упругих волн в каждом узле регулярной сетки оценивалось их соотношение, для которых затем подбирались параметры анизотропии. «Изотропные» значения V_p/V_s на изучаемой площади (рис. 2) меняются от 1.608 до 1.895, а средний уровень $V_p/V_s = 1.739 (\pm 0.001)$ несколько выше принятого в региональном гидографе (1.73). Средняя величина анизотропии составляет 0.015 (0–0.040). Аномалии V_p/V_s на рис. 2, в отличие от распределения изотропных значений скорости P_n и S_n -волн, имеют изометричную форму. В полосе $40 < X < 120$ значения V_p/V_s ниже, чем под континентальным склоном, где направление повышенных значений V_p/V_s , как правило, ориентировано вдоль структур. По-видимому, величину V_p/V_s определяют изменения скорости P -волн, диапазон изменения которых шире, чем поперечных волн. В целом, в прибрежной полосе повторяется и характерная структура, выделенная по анизотропии скоростей, — направление повышенных значений V_p/V_s совпадает с конфигурацией изолиний скорости, окружая ядра низких значений в центре заливов. Эти аномалии в прибрежной зоне разделены участками повышенных значений.

Диссипативные свойства литосферы СФЗ оценивались по градиенту станционных невязок энергетической классификации. Положительные значения градиента соответствуют среде, где добротность выше стандартных значений, отрицательные — ниже. Из-за разной представительности исходных данных схема $d\Delta K_p/dR$ или Q_p на рис. 2e, менее надежна и устойчива, чем аналогичная карта для поперечных волн $d\Delta K_s/dR$ или Q_s . Основные закономерности изменения $d\Delta K/dR$ от азимута в переделах элементарной ячейки реализуются на фоне большого разброса, поэтому пришлось ограничиться анализом градиента невязок $d\Delta K/dR$ -го, среднего «изотропного» значения, азимута максимальных значений и полукаличественной низотропии градиента. Обе схемы на рис. 2 в целом подобны и отражают мозаичный характер изменения свойств литосферы. Можно видеть, что участки пониженной добротности в основном приурочены к континентальному склону, а в прибрежной зоне добротность выше стандартных значений. Структуру распределения диссипативных параметров подобно распределению V_p/V_s определяют поперечные полосы пониженных значений, которые тяготеют к мысам Восточной Камчатки. Среднее «изотропное» значение приращений Q_p и Q_s на изучаемой территории близко к нулю, что может свидетельствовать о

хорошем соответствии стандартной модели [9] для литосферы СФЗ. Различие градиента dK/dR по двум взаимно перпендикулярным направлениям в отдельных точках достигает 0.003, при средневзвешенном значении 0.0015, что примерно соответствует 50% наклона калибровочных кривых среднее значение которых в интервале $R=50-500$ км оставляет $dK/dR = 0.0028$. Направление и величина анизотропии Q_p и Q_s меняется по площади весьма хаотично и не обнаружено однозначной связи между уровнем «изотропного» значения добротности, с величиной и направлением анизотропии.

В мозаичном распределении свойств подкоровой литосферы на рис. 2 трудно выделить определяющий фактор его изменения. Проведен анализ корреляции плотности очагов 1973-1998гг с $K>9$ и $H<70$ км (N), «изотропных» значений изучаемых параметров (F_0) и величины их анизотропии (ΔF), рассчитанные по всей совокупности элементарных участков СФЗ камчатских землетрясений ($X=0-220$; $Y=100-740$). Наиболее связаны между собой значения скорости V_p и V_s (0.58) или затухания Q_p и Q_s (0.42) упругих волн. Более высокий уровень корреляции V_p/V_s с V_p (0.38) и анизотропии этих параметров (0.25), чем с V_s (соответственно 0.01 и 0.17) свидетельствует, что вариации V_p/V_s определяются условиями прохождения P-волн. Существует прямая зависимость между величинами анизотропии скорости ΔV_p и ΔV_s (0.35), а также затухания ΔQ_p и ΔQ_s (0.17). В целом для изучаемого региона характерна обратная корреляция скорости и добротности при положительной связи коэффициентов анизотропии скорости и затухания. Обратной корреляцией связаны также «изотропные» значения скорости и затухания с величиной их анизотропии (F_0 и ΔF), то есть чем выше скорость и добротность среди тем меньше выражена ее азимутальная анизотропия. Уровень сейсмической активности (плотность очагов N) имеет обратную корреляцию со скоростью и прямую с добротностью. При чем эта связь более существенна для параметров, рассчитанных по записям поперечных волн. Характер корреляции сохраняется, а ее уровень несколько возрастает, если изучаемый регион разделить на «низкоскоростной» ($X<100$) и «высокоскоростной» ($X>100$) блоки.

На рис. 3 приведены результаты расчетов сейсмической анизотропии под камчатской сетью станций. В целом, карты «изотропных» значений скорости P- и S-волн подобны – их изолинии, как и в [6], вытянуты вдоль Камчатки, отражая полосовой характер изменения свойств подкоровой литосферы. Минимальные значения скорости ($V_p<7$ км/с; $V_s<4$ км/с) отмечены в зоне современных вулканов ($50<X<0$), повышенные значения скорости P- и S-волн получены для района Срединного хребта ($70<X<-100$) и прибрежных участков ($X>0$) полуострова. Поперечная зональность выражена, главным образом, в прибрежной зоне – в центральных частях заливов скорости повышенны, а вблизи полуостровов – понижены. На гистограммах распределения азимутов «быстрых» скоростей (Ψ^0) выделяются два преобладающих направления – вдоль структур ($Az=30^\circ$) и поперек их ($Az=120^\circ$). Поперечные направления характерны для заливов Восточной Камчатки, и их проекций в глубине полуострова – долины реки Авача ($Y=200-270$) и Ключевской группы станций ($Y=570-650$). Переход от одного направления к другому может быть очень резким, как в субширотной полосе, ограничивающей аномальную долину реки Авача с севера ($Y=250$ на 3). Величина анизотропии скорости упругих волн, $\Delta V/V_0$ достигает 10-12%, но такие участки, как правило, расположены по периферии изучаемой площади, где данные редки и не очень надежны. Сильная анизотропия скорости упругих волн (до 7%) в основном характерна для низкоскоростных участков, в частности, в неовулканической зоне ($-10<X<-50$). Минимальные значения анизотропии (0-4%) приурочены к Восточному хребту ($-60<X<-100$). В целом для изучаемой площади соотношение скоростей упругих волн (рис. 3) несколько выше средних значений ($V_p/V_s>1.74$), и хотя изменения параметра не выходят за пределы разброса исходных данных. Показательно, что минимальные значения ($V_p/V_s<1.70$) приурочены к зоне современных вулканов с низкими значениями скорости упругих волн. По-видимому, уровень V_p/V_s определяют изменения V_p , относительные вариации которых (уровень анизотропии и региональные изме-

нения) выше, чем аналогичных характеристик скорости S- волн. Однако следует иметь ввиду, что детальность и надежность оценок скорости S- волн по (1-3) хуже, чем P- волн.

Различие $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$ между азимутом, рассчитанном по (3), и направлением на эпицентр, зависимость этого параметра от азимута сейсмических трасс $\Delta Az(\phi^*)$, по-видимому, обусловлены боковой рефракцией на горизонтальных неоднородностях скорости, включающих и ее анизотропию. В этом случае величина ΔAz зависит не только от величины скачка, но и от угла подхода фронта волны к границам аномальной зоны. И чем контрастнее эти неоднородности, тем больше разность $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$. Для большинства зондов зависимость $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$ от направления сейсмического фронта имеет периодичность близкую к 180° , и потому также описывалась зависимостью тип (1), для которой путем минимизации среднеквадратических отклонений подбирались параметры ΔAz_0 , $\Delta Az_{0\psi}$ и Ψ . Отклонения ΔAz достигают максимальных положительных значений на трассах от источников, расположенных севернее зонда, что характерно для среды, в которой скорость вблизи источника выше, чем в зоне регистрации. Для большинства зондов графики $\Delta Az(\phi^*)$ сдвинуты по фазе относительно $V(\phi^*)$ примерно на одинаковую величину $\Psi_v - \Psi_{Az} = 60^\circ$, что также можно связать с вышеупомянутыми распределением скорости в регионе. На рис. 3 изолиниями показано изменение ΔAz_0 для фронта P- и S- волн. В районе исследований преобладают положительные значения ΔAz_0 (в среднем $\Delta Az_0 = 3^\circ$), то есть расчетный азимут луча упругих колебаний несколько больше направления на эпицентр. Этого нельзя объяснить систематической ошибкой расчета эпицентров (при $R=250$ км угол $\Delta Az_0 = 3^\circ$ дает смещение примерно 15 км на юг, постоянное для всей прибрежной зоны). Скорее, постоянная составляющая $\Delta Az_0 \neq 0$ обусловлена наличием блоков литосферы с разным направлением «быстрой скорости».

Наиболее контрастные изменения скорости и параметра ΔAz_0 получены вблизи границы между сейсмогенерирующим и слабосейсмичным блоками ($X=0$). Периодичность этих изменений вдоль основных структур составляет 150-200 км (рис. 3). В районе заливов и на их траверсах получены повышенные значения, а вблизи мысов — пониженные и даже отрицательные (в районе мыса Поворотный, $Y=200$). В высокоскоростных аномалиях под заливами «быстрые» скорости направлены поперек структур, а $\Delta Az_0 > 10^\circ$, при чем постоянная составляющая зависимости (3) для $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$ достигает наибольших значений. Скоростные параметры среды (модуль и направление) под мысами Восточной Камчатки близки к подобным оценкам для основной площади Камчатки, с неовулканической грядой. Здесь скорость упругих волн ниже стандартных значений, ориентация ее анизотропии направлена вдоль структур, а отклонения $\Delta Az = (\phi^* - Az_0)$ близки к нулю. В линейной системе аномалий скорости (рис. 3) выделяется район долины реки Авача, для литосферы которого получены значения скорости близкие к аналогичным оценкам для заливов.

При описании анизотропной среды приходится оперировать тремя параметрами, за счет чего теряется единственность решения, трудно выделить роль каждого факторов, тем более, когда азимутальное окружение неполно. Периодичность изменения скорости $V(Az)$ в 180° на рис. 3, нельзя объяснить региональными изменениями мощности коры, или спецификой скоростного разреза под отдельными станциями. Скорее всего, анизотропия скорости обусловлена линейной структурой верхов мантии, в которой выделяется полоса низких значений под вулканической грядой, а также с латеральными изменениями градиента скорости, поскольку «быстрые» скорости на основной части исследуемой площади получены на трассах вдоль основных морфоструктур региона и совпадающих с ними изолиний скорости.

Детальность карт рис. 2 и 3 превосходит точность расчетов и осреднения. В тоже время отдельные участки с контрастным изменением вектора «быстрой» скорости свидетельствуют о существовании блоков подкоровой литосферы, свойства которых значимо разнятся. На схемах рис. 4 приведены обобщенные данные о вариациях ско-

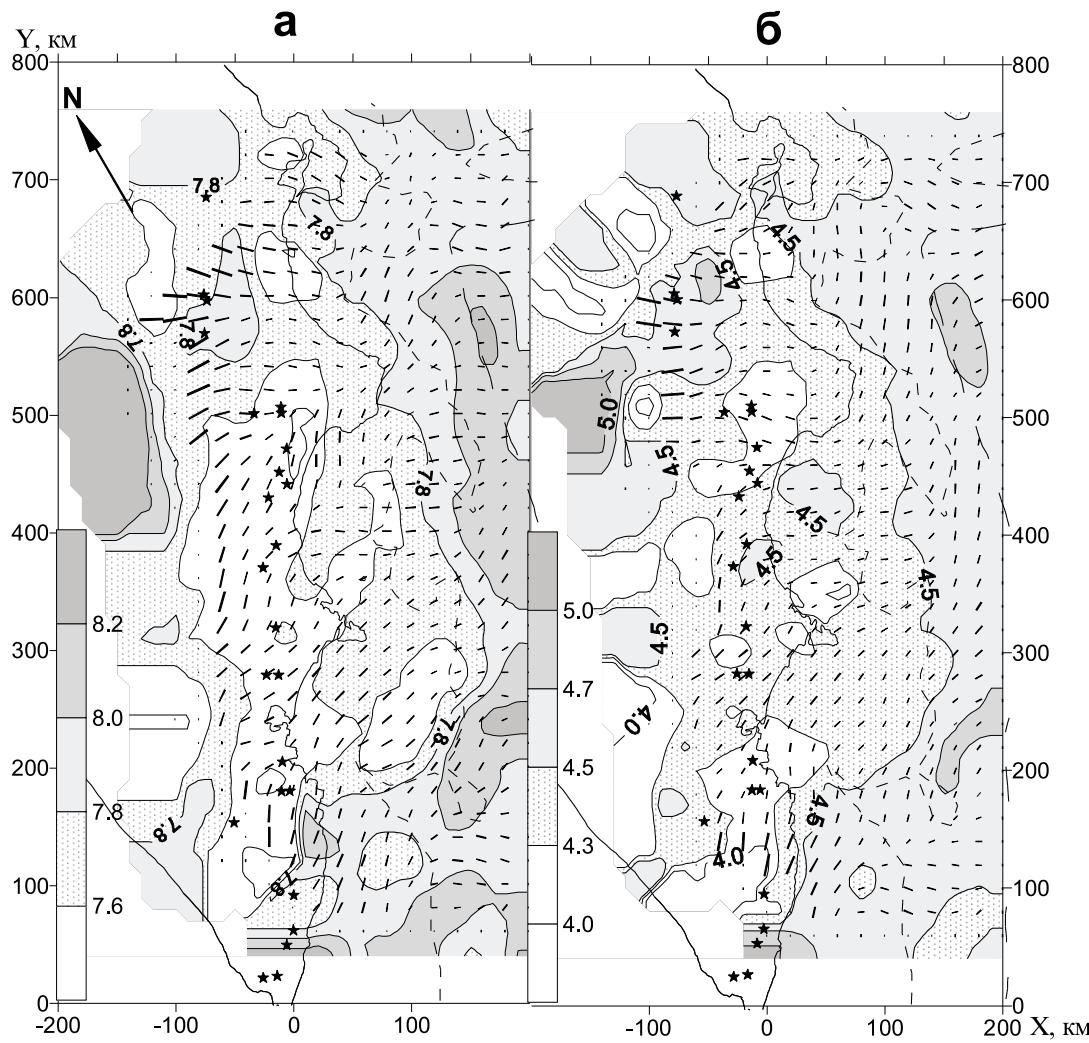


Рис. 4. Обобщенная схема распределения скорости продольных (а) и поперечных (б) волн в литосфере Камчатского региона.

Fig. 4. The generalized maps of P-velocity (a) and S-velocity (б) in the Kamchatka lithosphere.

ростных характеристик подкоровой литосферы в камчатской зоне перехода «океан-континент», на которой сведены генерализованные результаты расчета сейсмической анизотропии обоими методами. Представлены результаты осреднения грид-файлов для сетки с шагом 20 км, выделяющие аномалии размером более 60 км. Осреднение и интерполяция векторов «быстрой» скорости проведены путем декомпозицией векторов на орты, по которым после осреднения восстанавливалось среднее значение вектора. На рис. 4 сохраняется линейная структура распределения «изотропных» значений скорости V_0 , которые возрастают в сторону океана, а минимум приурочен к зоне современных вулканов. Под Камчаткой и ее шельфом скорость упругих волн ниже стандартных значений (на рис. 4 выделены утолщенными изолиниями), а под континентальным склоном выше. То есть, чем выше уровень твердой поверхности, тем ниже скорость упругих волн в верхах мантии. Эта корреляция скорости упругих волн в океанской литосфере и рельефа твердой поверхности, характерная для Мирового океана в целом, наблюдается и на региональном уровне - в переходной зоне эта закономерность начинается с неовулканической зоны, поскольку под Восточным хребтом Камчатки ($X < -100$) получены повышенные значения скорости. На фоне этой продольной структуры скоростных неоднородностей просматривается периодичная система локальных аномалий, совпадающая с чередованием заливов и полуостровов, то есть морфоструктурами восточного побережья.

Таким образом, интенсивность изменения свойств литосферы переходной зоны океан-континент в Камчатском секторе Тихоокеанского подвижного пояса определяется удалением от береговой черты Камчатки и направлением морфоструктур дна. На рис. 5 показано изменение средних «изотропных» значений скорости и добротности среды поперек структур (вдоль оси X) через центр Кроноцкого залива ($Y=400$ - 450). Этот участок исследования представляется наиболее типичным и здесь наиболее надежные данные. Дисперсия средних значений не превышает $0.1\text{км}/\text{с}$ и $0.0005\text{К}/\text{км}$. Выбранная полоса включает склон Срединного хребта ($X < -120$), рифтогенную долину р. Камчатки ($-120 < X < -90$); полосу современных вулканов ($-50 < X < -10$); шельф ($30 < X < 100$) и континентальный склон желоба $100 < X < 200$). Штриховой линией показано изменение средних значений анизотропии скорости упругих волн ΔV_p и ΔV_s . На фоне большого сглаживания и осреднения данных можно отметить следующие особенности:

1. Совпадение графиков изменения «изотропных» значений скорости P_n - и S_n -волн: под континентальным склоном ($X=170$) их значения относительно стандартных значений [8] возрастают до $+3.5\%$, а под шельфом - ниже (до -0.5% при $X=80$). Минимальные значения скорости получены в неовулканической зоне (-5% при $X=-50$). Далее вглубь полуострова скорости близки к стандартным значениям. Диапазон относительных изменений скорости P -волн несколько выше, чем S -волн. Степень анизотропии литосферы СФЗ ($X>0$) примерно одинакова и составляет 1.5% ; вблизи береговой линии ($X=0$) достигает максимума 5 - 6% и западнее вулканического пояса уменьшается до 2 - 3% .

2. Графики изменения добротности литосферы по P - и S -волнам также совпадают по форме, при чем под шельфом затухание ниже, чем под континентальным склоном, а вариации затухания поперечных волн интенсивнее.

3. Для литосферы СФЗ соотношение скоростей упругих волн V_p/V_s в среднем на 1 - 1.5% выше, чем в стандартном годографе. Локальный минимум при $X=100$ разделяет блоки с разными значениями скорости и затухания. В среднем под Камчаткой $V_p/V_s=1.745$.

4. Для литосферы СФЗ ($X>0$) характерна отрицательная корреляция средних значений скорости и добротности. Дефициту скорости под шельфом соответствует низкое затухание, а под континентальным склоном ($X=150$ - 200) в высокоскоростной литосфере добротность ниже значений, заложенных в энергетических номограммах. На границе блоков ($X=100$), примерно соответствующей изобате -3500м , происходит смена качества среды.

5. Более широкий диапазон изменения скорости P -волн и затухания S -волн возможно обусловлен большей статистической представительностью исходных данных (невязок) и, соответственно, большей детальностью.

Для сравнения на рис. 5 приведена сейсмотектоническая схема из [3], где на фоне распределения плотности очагов землетрясений с $K>9$, показаны нодальные плоскости СМТ-очагов сильнейших землетрясений. Поскольку наиболее вероятная из них должна совпадать с простиранием области повышенной плотности очагов, то в восточной зоне ($X>120$) напряжения будут реализовываться в виде надвига по плоскости, погружающейся в сторону океана, а во внутренней – по плоскости, совпадающей с наклоном СФЗ. Иначе говоря, под континентальным склоном желоба сейсмичность обусловлена надвигом восточного блока литосферы (что и подтверждается механизмом очагов цунамигенных землетрясений), а под шельфом – надвигом континентального блока. Результатирующее погружение центрального блока находит определенное отражение в конфигурации коромантийного раздела [7], где на фоне подъема границы M (рис. 1) от «континентальных» значений ($H=30$ - 35км) под Камчаткой до $H=10\text{км}$ под Северо-Западной котловиной Тихого океана выделяется участок ее локального погружения ($X=100$ - 150), который расположен между двумя плоскостями сейсмической активизации. Область стыка континентального и океанского блоков приурочена к зоне перехода от шельфа к континентальному склону ($X=100$, примерно по изобате –

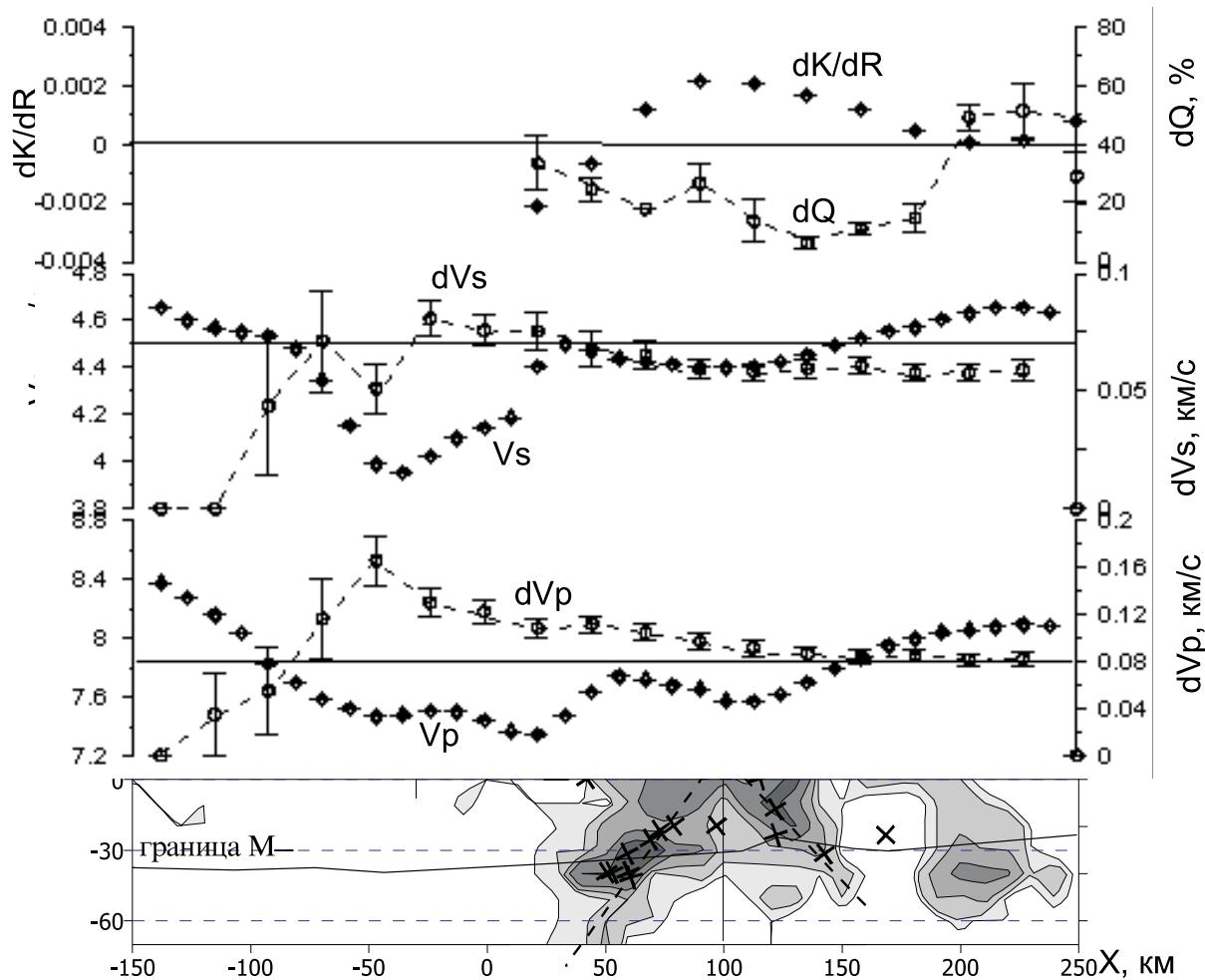


Рис. 5. Изменение свойств литосферы Камчатского региона поперек структур через центр Кроноцкого Залива ($Y=400$ - 450). Внизу сеймотектоническая схема из [3].

Fig. 5. Variation of lithosphere properties region across structures through the centre Kronotsky bay ($Y=400$ - 450). Below seismotectonic scheme from [3].

3500 м). Возможно, именно различным генезисом этих блоков литосферы определяется разные значения скорости и затухания упругих волн и их высокий градиент на границе раздела.

При описании анизотропной среды приходится оперировать тремя неизвестными параметрами, за счет чего теряется единственность решения, трудно выделить роль каждого факторов, тем более, когда азимутальное окружение неполно. Периодичность изменения скорости $V(Az)$ в 180° , нельзя объяснить региональными изменениями мощности коры, или спецификой скоростного разреза под отдельными станциями. Скорее всего, анизотропия скорости обусловлена линейной структурой верхов мантии, в которой выделяется полоса низких значений под вулканической грядой, а также с латеральными изменениями градиента скорости, поскольку «быстрые» скорости на основной части исследуемой площади получены на трассах вдоль основных морфоструктур региона и совпадающих с ними изолиний скорости. Предложенная технология оценки скоростных и диссипативных неоднородностей литосферы свидетельствует, что реальная среда, отраженная в сейсмическом поле Камчатского региона, явно обладает анизотропными свойствами, которые, по-видимому, являются собой интегральный эффект свойств среды и условий наблюдений. Существование сейсмической анизотропии в предложенном масштабе исследований подтверждается также и отклонением расчетных значений азимута подхода сейсмического фронта к зонду от направления на эпицентр, азимутальной зависимостью величины этого отклонения, посто-

янством фазового сдвига в 60^0 графиков $V(\phi^*)$ и $\Delta Az(\phi^*)$. Сама полосчатость распределения скоростных характеристик подкоровой литосферы на рис. 2-4, по-видимому, во многом определяет зависимость условий прохождения упругих колебаний от азимута трассы. Предложенная в настоящей работе технология уточняет карту кажущихся скоростей [6] хотя бы тем, что при расчете средних значений (V_0) ослабляется влияние разной плотности данных на отдельных направлениях. Если карты средних значений скорости позволяют по форме изолиний, градиенту изменения скоростных характеристик судить о фазовом и минеральном составе верхов мантии под Камчаткой, то схемы изменений параметров анизотропии, скорее всего, являются некоторой интегральной характеристикой, суммирующей результаты тектонических процессов, происходящих в течение всей ее геологической истории. В целом изолинии скорости, согласуются с направлением морфоструктур региона и ортогональны генеральным направлением сейсмотектонических напряжений. На этом фоне выделяются области заливов, а также район Авачинской бухты и долины р.Авача, имеющие определенную общность свойств. Эти депрессивные относительно соседних участков морфоструктуры характеризуются повышенными значениями скорости в мантии, а на их границах происходит резкое изменение направления анизотропии.

Расчеты и построение карт распределения скоростных характеристик в подлитосферной мантии проведены по материалам наблюдений Камчатской региональной сети станций. При обработке материалов использованы программы, созданные Г.В. Чернышевой и М.С. Соловьевой.

Приложение

Периодичность изменения скорости $V(Az)$ в 180^0 часто реализуется на фоне периодичности в 360^0 , что обусловлено различием условий регистрации под станциями зонда. За счет разной мощности коры или спецификой скоростного разреза возникает станционная составляющая времени пробега. За счет условий наблюдений разность времен пробега Р- волн между станциями Петропавловск (PET) и Авача (AVH) зависит от направления фронта и отличается на встречных направлениях почти на 0.8 с, за счет чего на полярных диаграммах азимутальная зависимость скорости для зонда с участием этих станций имеет асимметричную форму. Исправляя времена регистрации на эту составляющую, можно исключить периодичность 360^0 . Частично величину этой составляющей можно оценить, как статистическое значение невязок времен пробега ΔT_p , ΔT_s от множества мелкофокусных землетрясений (табл. 1). Определяющим их величину являются, видимо, условия регистрации. На фоне большого разброса просматриваются эмпирические зависимости станционных поправок [с] от альтитуды станции h [км] и расстояния X [км] до береговой черты, отражающего изменение глубины границы M .

$$\Delta T_p = -0.16 - 0.005X = -0.1 + 0.3h \text{ и } \Delta T_s = -0.3 - 0.009X = -0.07 + 0.3h.$$

То есть, на расстоянии 100 км станционные поправки могут отличаться на 0.5 с (для Р- волн) и 0.9 с (для S- волн). В табл. 1 станции авачинской группы имеют примерно одинаковые положительные значения поправок, а их разница для Р- волн на станциях PET (-0.2 с) и AVH (+0.4) эквивалентна 0.6 с, или примерно соответствуют различию, выявленному по разности времен пробега на встречных направлениях. То есть станционные невязки (табл. 1), в какой-то степени, соответствуют станционным поправкам, отражающих условия наблюдений. Показательно, что соотношение коэффициентов корреляции невязок $\Delta T_s / \Delta T_p = 1.8$, т.е. близко к среднему значению V_p / V_s в коре. Анализа азимутальной зависимости скорости упругих волн по треугольнику станций может выделить станции с аномальными условиями, оценить их временную поправку для расчета очаговых параметров.

Список литературы

1. Болдырев С.А. Горизонтальные неоднородности и сейсмическая анизотропия верхней мантии у юго-восточного побережья Камчатки // Исследования по физике землетрясений. М. Наука, 1976. С. 201-216.
2. Болдырев С.А. О верхней границе распределения очагов в сейсмофокальной зоне курило-камчатских землетрясений // Физика Земли, 1981. № 4. С. 25-32.
3. Болдырев С.А. Отражение структуры и свойств литосферы в сейсмическом поле Камчатского региона // Физика Земли 2002, № 6. С. 5-28.
4. Болдырев С.А. Сейсмическая анизотропия литосферы активных окраин океана // Очерки геофизических исследований, ОИФЗ РАН, 2003. с. 149-156.
5. Саваренский Е.Ф., Яворский И.Р., Дашков Г.Г., Ковригина В.И., Шаторная Н.В. Определение азимута на эпицентр по данным трех близких станций // Физика Земли, 1969. № 4. С. 106-111.
6. Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, Наука, 1974. С. 188-199.
7. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. (Отв. Ред. Е.И.Гальперин) М. Наук. 1964. 308с.
8. Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961-1962 гг // Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1964. № 9. С. 1360-1375.
9. Федотов С.А. Об энергетической классификации курило-камчатских землетрясений и проблеме магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
10. Федотов С.А., Шумилина Л.С., Чернышова Г.В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований // Вулканол. и сейсмол., 1987. № 6. С. 29-60.
11. Boschi L., Dziewonski A.M. Whole Earth tomography from delay times of P, PcP, and PKP phases: lateral heterogeneities in the outer core or radial anisotropy in the mantle? // J. Geophys. Res., 2000, V. 105, No. B 11 , P.13675-13696.
12. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Seismic tomography of Earth's interior // Amer. Sci. B, N12, P.483-494.
13. Ekstrom G., Dziewonski A.M. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle // Nature, 1998, V.394, P.168-172.
14. Hearn T.M., Anisotropy in the western United States // J. Geophys. Res. 1996, V. 101, B 4, P.8403-8414.
15. Hearn T.M Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath Europe // J. Geophys. Res., 1999, V. 104, B 7, P. 15123-15139.
16. Judenherc S., Granet M., Boumbar N. Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times // J. Geophys. Res., 1999, V.104, No.B6, PP.13201-132.
17. Mele G., Rovelli A., Seber D., Hearn T., Barazangi M. Compressional velocity structure and anisotropy in the uppermost mantle Italy and surrounding region // J. Geophys. Res. 1999, V.103, B6, P.12524-12543.
18. Montanger J.-P., Tanimoto T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies // J. Geophys. Res. 1991, V.96, P.20337-20351.
19. Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // J. Geophys. Res., 2002, V.107, No.B12 , P.4(1-13).
20. Romanowicz B. A global tomography model of shear attenuation in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1995, V.100, B10, 12375-12394.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в сборнике статьи отражают основные направления деятельности КОМСП ГС РАН:

- сейсмический и геофизический мониторинг Камчатки и Командорских островов
- дистанционный мониторинг активных вулканов;
- процессы в очагах сильных землетрясений;
- предвестники землетрясений;
- оценки сейсмической и вулканической опасности;
- инженерная сейсмология;
- строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода континент-океан;
- современные геодинамические процессы;
- методы и средства сбора и обработки сейсмологических и геофизических данных.

Сборник содержит четыре раздела: сейсмологические и геофизические наблюдения на Камчатке; предвестники и процессы подготовки сильных землетрясений; сейсмичность вулканов и оценка вулканической активности; методические аспекты сейсмологических и геофизических исследований.

В первом разделе дано описание сейсмологических и геофизических сетей наблюдений. Приведены сведения об этапах развития сейсмологических наблюдений на Камчатке, описание сетей сейсмических станций и системы сбора и обработки данных по состоянию на 2004 год.

Показаны основные проблемы, имеющиеся в наблюдательных сетях, и перспективы их решения.

Впервые дан обзор тектонической сейсмичности суши Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений. На основе критической компиляции данных из разных источников по состоянию на 2003 г. представлена карта-схема очаговых зон сильнейших землетрясений тихоокеанской фокальной зоны у берегов Камчатки за 1899-2000 гг. Дан обзор работ по инженерной сейсмологии региона Камчатки более чем за 40 лет, сформулированы ближайшие нерешенные задачи инженерной сейсмологии на Камчатке.

Приведены описания сети пунктов регистрации высокочастотных сейсмических шумов (ВСШ), электротеллурических потенциалов, гидрохимических и GPS наблюдений. Приводится характеристика наблюдательной гидрогеологической сети и основные результаты гидрохимических исследований с 1977 г по настоящее время. Дано описание системы геодезического мониторинга современных движений земной коры на Камчатке и основных результатов ее работы.

Второй раздел посвящен исследованиям предвестников и процессов подготовки сильных землетрясений. Даётся долгосрочный сейсмический прогноз для сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги на последующие пять лет, 2004 – 2008 гг. Приведены сведения о деятельности Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений (КамО ФЦПЗ) в течение шести лет. Данна информация о видах наблюдений, на основании которых формируются прогнозы сильных землетрясений. Рассмотрены прогнозы и предвестники камчатских землетрясений с $M \geq 6.0$ в 1998-2004 гг. Рассматриваются результаты применения методов средне- и краткосрочного прогноза сильных землетрясений и извержений вулканов по кинематическим параметрам слабых землетрясений. Исследованы аномальные сейсмические области, предваряющие сильные землетрясения Камчатки по методике расчета прогностического параметра RTL. Установлено существование статистически значимой связи между характеристиками сейсмического режима и изменениями гидрохимических параметров воды скважины ГК-1. Рассматриваются аномалии в геофизических полях при подготовке сильных землетрясений.

В третьем разделе описывается созданная в КОМСП ГС РАН система мониторинга активности действующих вулканов. Рассмотрены методические вопросы сейсмологических, видео и спутниковых наблюдений за состоянием действующих вулканов. Приведены

результаты работы системы по оперативной оценке вулканической активности на примерах извержений вулканов Безымянnyй и Шивелуч.

В четвертом разделе рассмотрены методические вопросы сейсмологических наблюдений на Камчатке. На основе анализа записей сильных движений впервые представлено систематическое описание спектральных особенностей разрушительных колебаний грунта при землетрясениях Камчатки. Рассмотрен опыт реализации методик поиска сейсмического затишья и форшоковой активизации, базирующихся на исследованиях вариаций сейсмичности. Приведены результаты исследований, проведенных с помощью методов и подходов сейсмоэмиссионной томографии в районе извержения вулкана Толбачик 1975-1976 гг. и на гидротермальных системах. Приведены результаты расчета скоростных моделей Карымского вулканического центра на Камчатке с целью выявления особенностей динамики скоростных полей в пространстве и времени в период развития вулканического и сейсмического процессов. Рассмотрены методика расчета статических смещений от силы в упругом изотропном слоистом полупространстве, возможность оценки пористости и упругих параметров резервуаров подземных вод по данным уровнемерных наблюдений в скважинах. Предложена технология изучения двумерной анизотропии скоростных и диссипативных характеристик литосферы.

Все работы, опубликованные в настоящем сборнике, основываются на данных наблюдений полученных в КОМСП ГС РАН. Большая часть работ выполнена сотрудниками КОМСП. Сборник посвящен 25-ти летнему юбилею КОМСП и характеризует уровень работ, проводимых в КОМСП по развитию сейсмологических и геофизических наблюдений, по внедрению новых видов наблюдений, по исследованиям предвестников сильных землетрясений, по разработке методического и программного обеспечения сейсмологических исследований, по оценке сейсмической и вулканической опасности.

Камчатская ОМСП была создана в 1979 г. Основные направления деятельности КОМСП при создании состояли в проведении сейсмологических наблюдений разномасштабными сетями сейсмических станций и в исследованиях сейсмичности территории Камчатки и Командорских островов. За 25 лет в направлениях деятельности КОМСП, в ее структуре, в численном и квалификационном составе произошли значительные изменения. В 80-х гг. прошлого столетия из Института вулканологии ДВО РАН в КОМСП были переданы гидрохимические и геодезические (нивелирные) наблюдения, а в 90-х гг. из Камчатского центра мониторинга сейсмической и вулканической активности в КОМСП были переданы и получили дальнейшее развитие наблюдения за электротеллурическими потенциалами и уровнем воды в скважинах. Несмотря на трудности с финансовым обеспечением научных исследований в 90-х гг. прошлого столетия, КОМСП не только сохранила, но развивала свои наблюдательные сети. В 90-х гг. прошлого и начале 21-го века были созданы система мониторинга за деформациями земной коры с помощью GPS наблюдений, система оперативного контроля и оценки сейсмической и вулканической опасности. Численный состав КОМСП вырос от момента создания более чем в 3 раза, около 55% сотрудников КОМСП с высшим специальным образованием.

Работы, опубликованные в настоящем сборнике, показывают современный уровень наблюдательных сейсмологических и геофизических сетей КОМСП, характеризуют уровень научных исследований в КОМСП, характеризуют сейсмологическую изученность территории Камчатки и Командорских островов.

В. Н. Чебров
кандидат технических наук
Директор КОМСП