

О ЗАТУХАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛОКАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ПОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИЕЙ

*П.Б. Каазик, Д.Н. Краснощечков,
В.М. Овчинников, О.А. Усольцева*

Свойства сейсмических волн, зондирующих внутреннее ядро, показывают, что оно является анизотропным: волны, распространяющиеся параллельно оси вращения Земли имеют более высокую скорость распространения и большее затухание, чем на трассах, параллельных экваториальной плоскости. В настоящей работе исследуется анизотропия в затухании сейсмических волн PKP_{DF} в диапазоне частот 0,2-1,2 Гц в локальной области внутреннего ядра под Юго-Восточной Азией на глубинах до 350 км от границы с внешним ядром для сейсмических лучей разной ориентации. На экваториальных трассах зависимость дифференциальных амплитуд PKP_{BC} и PKP_{DF} от частоты почти линейная, в то время как на полярных наблюдается нелинейная зависимость от частоты, что указывает на анизотропию поглощения и различную текстуру среды.

Введение

По современным представлениям внутреннее ядро Земли растет за счет затвердевания внешнего ядра. Рост внутреннего ядра приводит к различным видам развивающейся в нем конвекции [Lythgoe et al., 2015], с помощью которой пытаются объяснить особенности, наблюдаемые в сейсмических данных: анизотропию и разномасштабные неоднородности в скорости распространения сейсмических волн в верхней части внутреннего ядра. Сейсмические исследования указывают на различный масштаб существующих неоднородностей – от мелких 1–2 км [Vidale et al., 2000; Krasnoshchekov et al., 2005] и средних 250–500 км [Garcia & Souriau, 2000] до полусферных [Lythgoe et al., 2015]. В последние годы основные успехи были достигнуты в исследовании крупномасштабных неоднородностей. Была предложена трансляционная модель деформационных процессов внутреннего ядра, которая объясняет основные свойства крупномасштабных неоднородностей [Monnereau et al., 2010; Alboussiere et al., 2010]. Неоднородности меньшего масштаба изучены в меньшей степени. Однако их картирование представляет значительный интерес, так как они, по-видимому [Krasnoshchekov et al., 2005; Адушкин, Овчинников, 2004], отражают современную динамику внутреннего ядра. Картирование таких неоднород-

ностей может привести к более детальному пониманию динамических процессов и их вклада в формирование крупномасштабных неоднородностей.

В настоящей статье, являющейся продолжением работы [Овчинников и Каазик, 2013; Каазик и др. 2015], исследована зависимость дифференциальных амплитуд RKP_{BC} и RKP_{DF} от частоты в диапазоне 0,2–1,2 Гц. Полученные результаты зондирования небольшой области под Юго-восточной Азией указывают на почти линейную зависимость от частоты на экваториальных трассах, в то время как на полярных наблюдается нелинейная зависимость. На основании этих данных можно утверждать, что в рассматриваемой области внутреннего ядра имеет место как анизотропия скорости распространения продольных волн, так и анизотропия поглощения. Более того, нелинейный характер спектрального отношения амплитуд волн RKP_{DF} и RKP_{BC} на полярных трассах и линейный на экваториальных указывают на зависимость текстуры среды от направления.

Метод оценки добротности внутреннего ядра

Если сейсмическая волна с начальной амплитудой A_0 распространяется через среду с добротностью Q , то спектральная амплитуда $A(f)$ на станции наблюдения будет иметь вид:

$$A(f) = A_0 \exp(-\pi f t^*), \quad (1)$$

где $t^* = \int_S \frac{dt}{Q}$ описывает поглощение на всем пути S распространения волны во внутреннем ядре Земли.

Предполагая, что пути в мантии и внешнем ядре для волн RKP_{DF} и RKP_{BC} одинаковы, для отношения спектральных амплитуд можно записать

$$A_{DF}(f) / A_{BC}(f) = \exp(-\pi f t^*), \quad (2)$$

или

$$\ln(A_{DF}(f) / A_{BC}(f)) = -\pi f t^* \quad (3)$$

Если, как показывают многие исследования [Пасечник, 1971; Пузырёв, 1997], коэффициент поглощения является линейной функцией частоты, то Q не зависит от частоты и соотношение (3), в логарифмических координатах представляет собой прямую, наклон которой определяет t^* . Этот подход является традиционным для задачи определения Q [Bhattacharyya et al., 1983; Souriau&Romanowicz, 1997; Oreshin&Vinnik, 2004]. При таком подходе на результат оценки Q могут оказать влияние волны PKiKP [Kasama et al., 2008], а для мелкофокусных землетрясений мешающим фактором становится приповерхностное отражение pP.

Другой подход состоит в использовании поправок. Так, если известна модель Земли с заданным распределением механических параметров, то можно определить поправки к модельным Q с использованием экспериментальных данных:

$$t^* = -\frac{1}{\pi f} \ln \left(\frac{A_{DF}^{meas}}{A_{DF}^{ref}} \right),$$

где A_{DF}^{meas} – измеренная амплитуда RKP_{DF} .

Здесь основная сложность состоит в построении спектральной функции источника для расчета модельной амплитуды A_{DF}^{meas} , в частности, крутизны спада спектра с частотой и согласовании данных, полученных по наблюдениям сейсмических источников, относящихся к различным энергетическим классам. Поэтому в данной статье использован первый подход.

Сейсмические данные и измерения

В работе проанализированы цифровые записи широкополосных каналов мировой сети наблюдений, зарегистрировавшей события в районе Окландских о-вов и Фиджи. Параметры очагов землетрясений по бюллетеню ISC, сейсмограммы которых использованы для расчета спектральных отношений, приведены в табл. 1. На рис. 1 приведена карта взаимного расположения эпицентров и станций регистрации, а также проекции трасс распространения во внутреннем ядре. Как видно, область под Юго-восточной Азией зондируется лучами РКР_{DF} как в квазиэкваториальной, так и в полярной плоскостях.

Таблица 1

Основные параметры землетрясений

Дата	Время в очаге, чч:мм:сс	Широта, градусы	Долгота, градусы	Глубина, км	m_b
19.08.2002	11:01:02.33	-21,7	-179,464	587,7	6,9
04.10.2002	19:05:49.94	-29,9802	-178,9677	628,4	6
10.12.2002	04:27:54.79	-24,20	-178,4125	555,1	5,5
19.05.2003	10:43:21.34	-18,1179	-178,6388	548,3	5,7
30.09.2007	09:47:53.41	-49,17	164,4230	18	6,4
20.12.2007	07:55:19.97	-38,95	178,0120	42,2	6,2
12.04.2008	00:30:12.47	-55,59	158,5422	10	6,5
05.08.2009	08:31:41.94	-45,52	178,0120	14,3	5,5

Отношение спектральных амплитуд было определено во временной области путем фильтрации исходных широкополосных сейсмограмм гребенкой полосовых октавных фильтров Баттерворта с крутизной спада вне полосы пропускания $n = 3$. Гребёнка из 7 фильтров и пример импульсных характеристик для трёх диапазонов с центральными частотами 0,2, 0,4 и 0,8 Гц приведены на рис. 2.

Выбранные параметры фильтров обеспечивают компромисс между шириной основного лепестка и амплитудой боковых лепестков импульсной характеристики, что минимизирует взаимное влияние сейсмических фаз РКР_{DF} и РКР_{BC} при фильтрации широкополосных сейсмограмм. Например, ширина основного лепестка низкочастотного фильтра в диапазоне 0,2–0,4 Гц составляет 2 с, а отношение амплитуд основного максимума к амплитуде боковых лепестков около 0,2. В рассматриваемом диапазоне расстояний дифференциальное время δt (рис. 3) составляет 4–9 с.

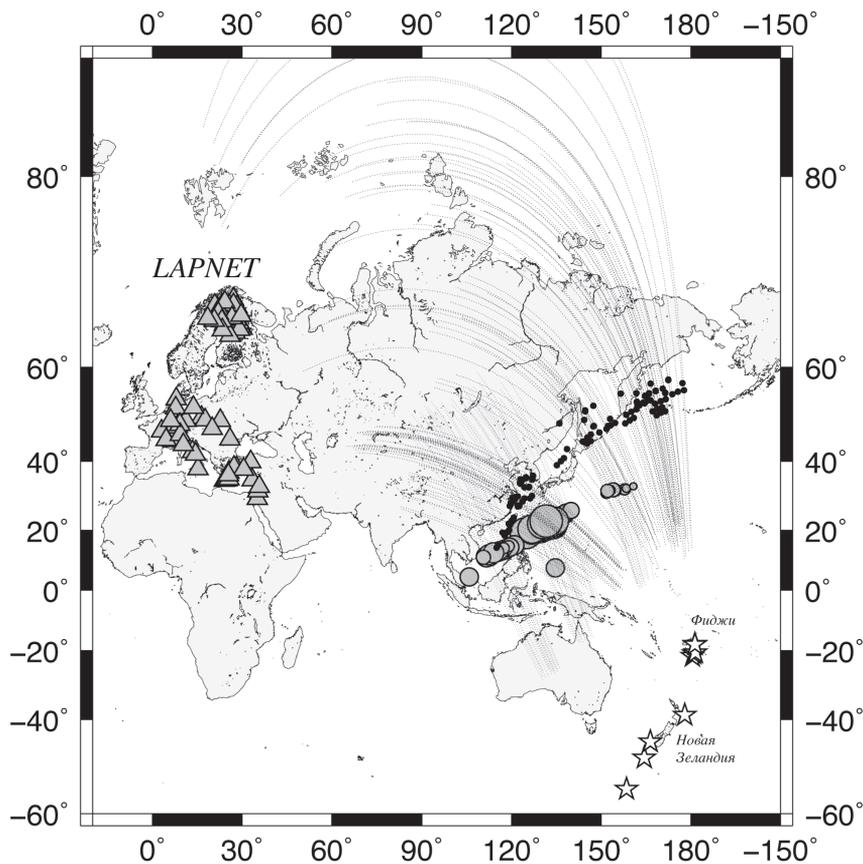


Рис. 1. Расположение сейсмических станций (серые треугольники) и сейсмических источников (звездочки).

Кружки: черные – координаты точек максимального погружения сейсмического луча во внутреннее ядро на экваториальных трассах; серые – на полярных трассах. Линии на рисунке – проекции пути сейсмической волны во внутреннем ядре на поверхность Земли

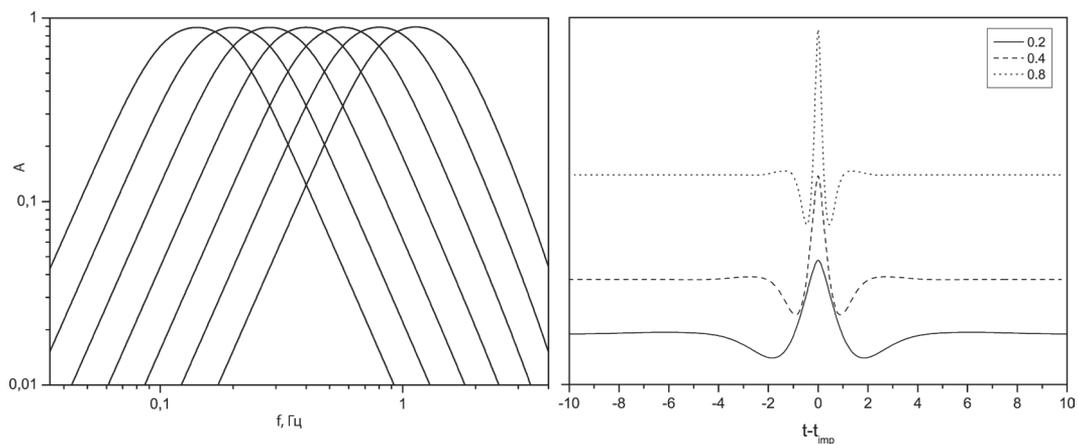


Рис. 2. Гребёнка октавных фильтров (слева) и примеры откликов (справа)

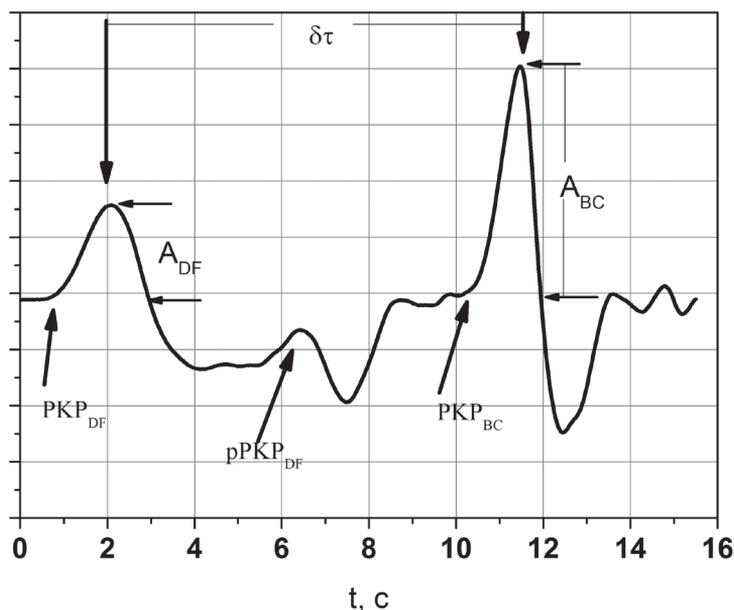


Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы землетрясения с основными параметрами волн

Отобранные для анализа землетрясения были разбиты на две группы. В одной угол между осью вращения Земли с направлением сейсмического луча в точке максимального погружения во внутреннее ядро находится в интервале $55\text{--}65^\circ$ (экваториальные данные). В другой группе $26\text{--}30^\circ$ (полярные данные). Полученные спектральные отношения для двух станций на эпицентральных расстояниях $147,4^\circ$ (ANTO) и $150,5^\circ$ (GFRO) показаны на рис. 4. Они хорошо описываются линейными функциями частоты с коэффициентом корреляции больше 0,96, то есть добротность Q не зависит от частоты. Результаты оценки добротности для первой группы землетрясений приведены в табл. 2 и показаны на рис. 5. Данные на рис. 5 имеют достаточно большой разброс, но, тем не менее, в среднем указывают на возрастание Q с увеличением эпицентрального расстояния от 200 до 400. Полученное по 41 измерениям (табл. 2) значение Q хорошо согласуется с результатами других исследований: на глобальном масштабе оценки этой величины составляют от 100 до 600 [Doornbos, 1974], а для восточной полусферы внутреннего ядра – 335 ± 50 на частоте 1 Гц в [Millet et al., 2013] и от 300 до 400 в работе [Kasama et al., 2008]. Заметное увеличение Q на расстояниях больше 153° , как показывают выполненные нами методом DSM [Kawai et al., 2006] расчеты теоретических сейсмограмм¹, связаны с дифракцией волн PKP_{BC} на границе внутреннего ядра, начало которой лучше согласуется со стандартной моделью IASP91, чем с PREM или ak135.

Вторую группу данных представляют сейсмограммы от землетрясений вблизи Новой Зеландии, которые были зарегистрированы временными и стационарными сейсмическими станциями в Фенноскандии. Эти трассы зондируют регион внутреннего ядра Земли в квазиполярной плоскости (рис. 1). Спектральные отноше-

¹ Расчеты выполнены с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ им. М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

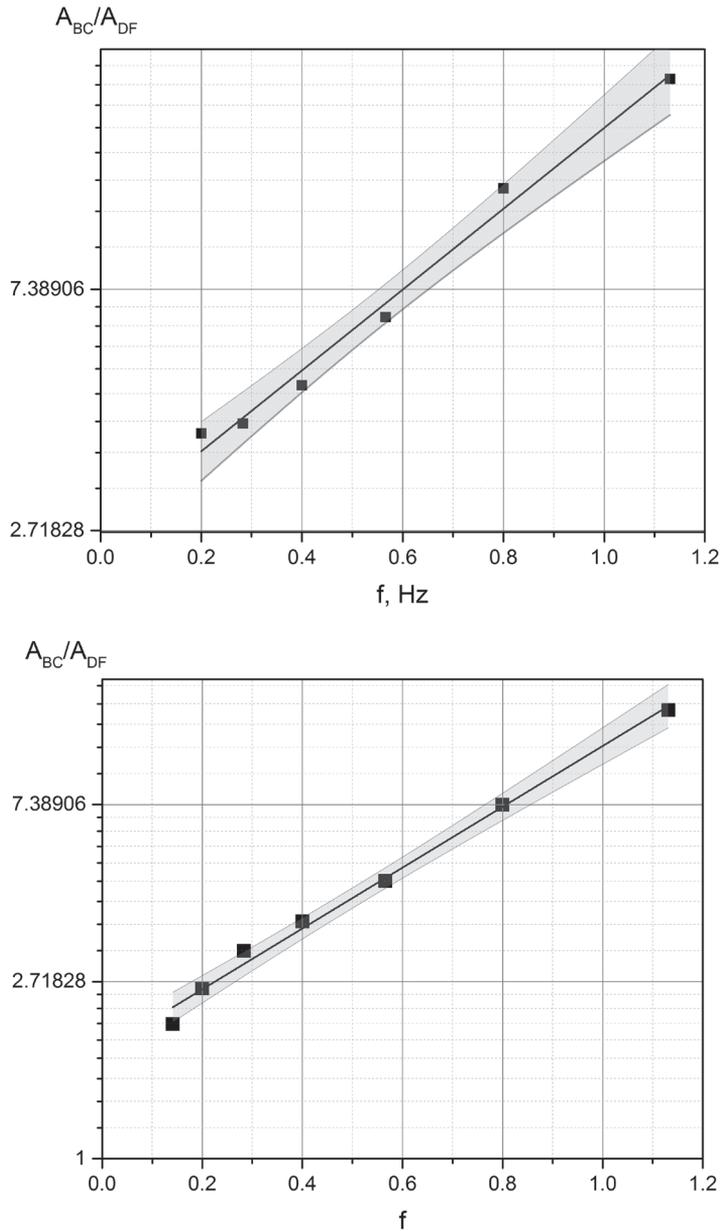


Рис. 4. Примеры зависимости отношения амплитуд от частоты на станциях ANTO и GRFO

ния для трех станций на расстоянии около 151 и $153,3^\circ$ показаны на рис. 6. На них отчетливо видна нелинейная зависимость $\ln(A_{BC}(f)/A_{DF}(f))$ от частоты. Полученное по измерениям на 28 станциях значение Q для частоты 1 Гц составляет 53 ± 18 , что невелико по сравнению с другими оценками. Это может быть связано с недостаточно высокой точностью оценки Q ограниченной тем, что в соотношении (3) не были учтены некоторые другие факторы.

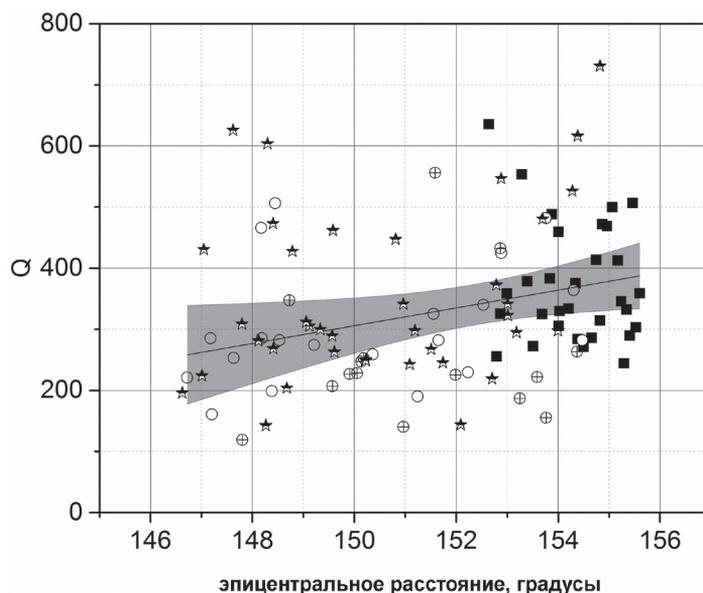


Рис. 5. Зависимость добротности Q от эпицентрального расстояния

Таблица 2

Результаты определения коэффициента наклона k и добротности Q

Дата	Код станции	k	Q	$\Delta, ^\circ$	$h, \text{км}$
19.08.2002	BFO	2.04	218.8888	152.7041	297.842
19.08.2002	ISP	0.85	461.7025	149.5832	222.577
19.08.2002	PSZ	1.356	289.1685	149.5654	222.15
19.08.2002	RUE	0.568	625.5945	147.6216	177.977
19.08.2002	WLF	1.756	245.1877	151.7404	274.17
19.08.2002	DPC	0.879	427.4407	148.788	201.068
19.08.2002	GRC	0.77	616.103	154.3821	343.286
19.08.2002	CSS	0.78	473.109	148.4063	193.281
19.08.2002	ECH	1.4	322.6346	153.0146	305.838
19.08.2002	GRFO	0.927	447.2574	150.8123	251.819
04.10.2002	RUE	0.805	430.5149	147.0469	168.587
04.10.2002	CSS	1.38	268.3148	148.412	194.719
04.10.2002	WLF	1.733	242.6285	151.0888	259.907
04.10.2002	KWP	1.733	195.8271	146.6275	161.124
04.10.2002	DPC	2.58	142.5208	148.2649	191.768
04.10.2002	IBBN	0.61	603.7569	148.2986	192.44
04.10.2002	GRFO	1.62	250.229	150.2274	239.395

Дата	Код станции	k	Q	$\Delta, ^\circ$	$h, \text{км}$
04.10.2002	MLR	1.3	280.9326	148.1223	188.936
04.10.2002	ANTO	1.545	223.9358	147.013	167.974
04.10.2002	GRA1	1.63	248.6802	150.2262	239.365
04.10.2002	KRIS	0.9	526.2503	154.2786	341.957
04.10.2002	BFO	3.04	143.8746	152.0883	284.123
04.10.2002	STU	1.6	267.2887	151.5092	270.032
04.10.2002	APEZ	0.66	730.813	154.8202	357.171
04.10.2002	PSZ	1.26	305.3643	149.1193	212.805
04.10.2002	GRC	0.966	480.4308	153.696	325.908
22.10.2002	PSZ	1.222	311.8846	149.0576	208.185
22.10.2002	IBBN	0.2	1810.604	148.0627	185.459
22.10.2002	GRC	0.44	1040.281	153.4143	315.501
22.10.2002	CSS	1.83	203.7549	148.6766	197.73
10.12.2002	EIL	1.156	308.6664	147.7961	179.593
10.12.2002	IBBN	1.41	297.6918	151.19	258.893
10.12.2002	GRFO	0.82	546.5544	152.8834	300.35
19.05.2003	BNI	0.22	2031.168	152.7793	298.335
19.05.2003	ECH	1.49	262.957	149.6093	221.757
19.05.2003	BFO	1.29	299.6458	149.3348	215.065
19.05.2003	TUE	1.22	341.1649	150.9629	254.027
19.05.2003	SSB	1.2	372.4989	152.788	298.551
19.05.2003	IDI	1.32	341.3928	153.0113	304.14
19.05.2003	APEZ	1.54	294.5765	153.1826	308.965
19.05.2003	СИ	1.57	297.6171	153.998	331.167

В предыдущем исследовании [Каазик и др., 2015] было установлено, что невязки дифференциальных времен пробега волн RKP_{DF} и RKP_{BC} для волн, распространяющихся через зондируемую область внутреннего ядра в полярных и экваториальных плоскостях, также имеют аномально большие значения. На рис. 7 приведено пространственное распределение дифференциальных времён пробега из цитируемой работы. Как видно, область аномально больших невязок и аномально большого затухания сейсмических волн имеет вытянутую форму, напоминая плюм.

Обсуждение результатов

В среде с анизотропией скорости уменьшение амплитуды волны может быть связано с дисперсией скорости волн [Souriau&Romanowicz, 1997]. Однако полученное

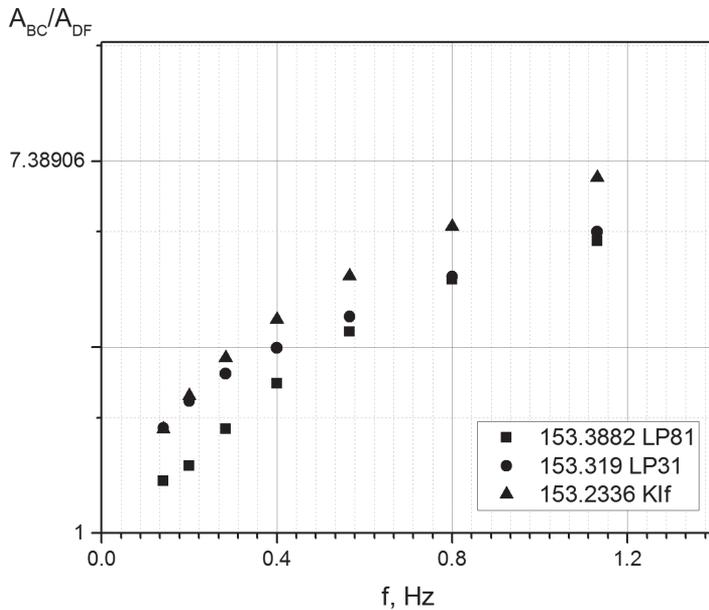
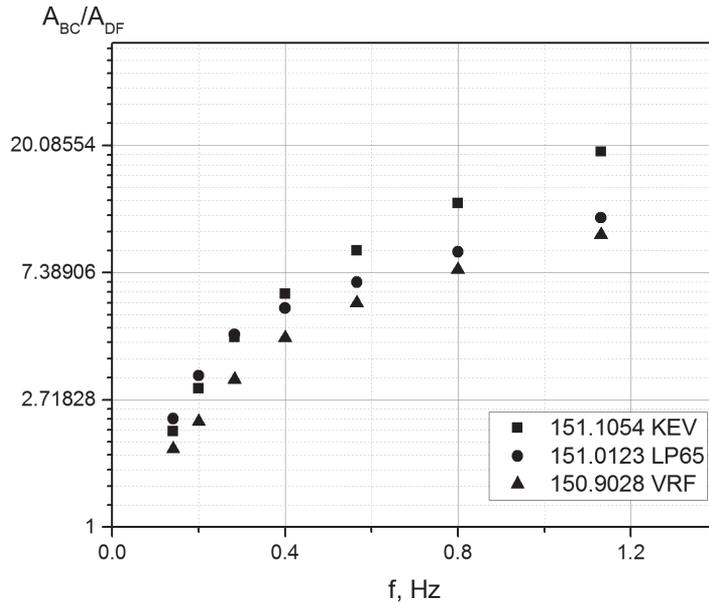


Рис. 6. Спектральные отношения амплитуд на полярных трассах для нескольких скандинавских станций на эпицентральных расстояниях около 151 и 153°

очень низкое значение добротности требует большей, чем наблюдаемая 2,5%, анизотропии скорости.

Во внутреннем ядре присутствуют неоднородности, рассеяние волн на которых будет приводить к уменьшению амплитуды волны. Наибольшее поглощение имеет место, когда размеры неоднородностей сопоставимы с длиной волны [Cormier&Li,

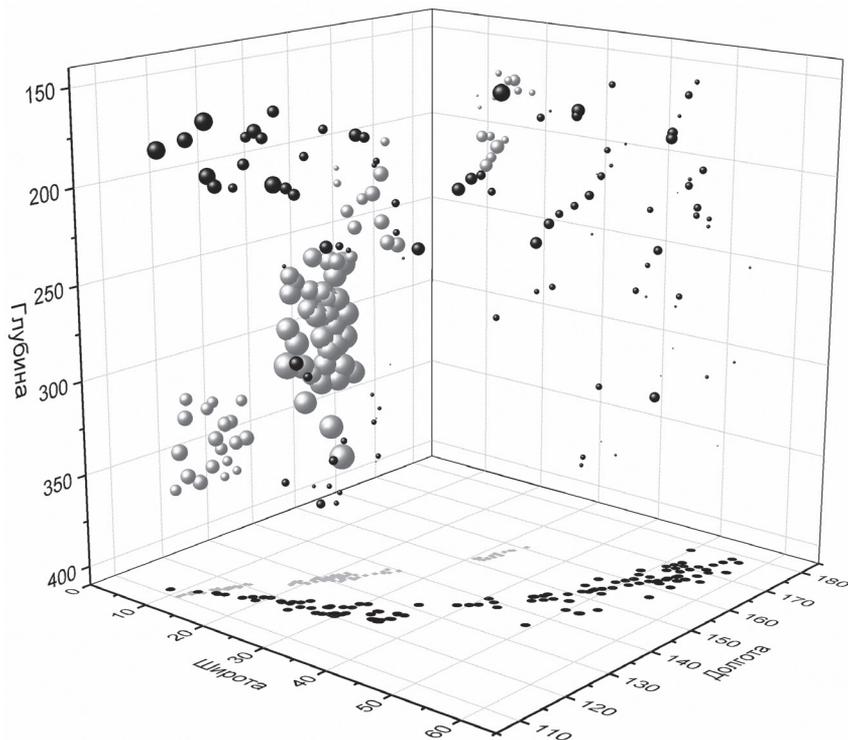


Рис. 7. Пространственное представление аномальной области, в которой наблюдаются аномалии скорости и поглощения (из работы [Каазик и др. 2015])

2002; Li&Cormier, 2002; Calvet et al., 2008] и при $Q \sim 50$ размер неоднородности должен быть более 10 км [Calvet et al., 2008].

В дополнение обсудим на качественном уровне возможность реализации в этой области некоторых сценариев, рассмотренных в [Lithgoe et al., 2015], а именно плюмовый режим деформаций. Это означает, что выделенная нами аномальная область должна иметь более высокую температуру, чем окружающая ее среда. Однако [Pozzo, 2012] нашел, что железо во внутреннем ядре имеет высокую теплопроводность и потому вряд ли можно ожидать больших вариаций температуры за счет тепловой конвекции и, следовательно, этот вариант вряд ли реализуем. Более того, возможно, наиболее обсуждаемая в настоящее время трансляционная модель деформаций, одним из условий в которой является наличие длительно существующего градиента температуры в направлении с запада на восток, также нереализуема.

Литература

Адушкин В.В., Овчинников В.М О мозаичности отражающих свойств поверхности твердого ядра Земли // ДАН, 2004, т. 397, № 6, с. 815–817.

Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин В.В. Практика суперкомпьютера «Ломоносов»

// Открытые системы. – Москва: Издательский дом «Открытые системы», N 7, 2012. С. 36–39.

Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н., Овчинников В.М. Анизотропный блок во внутреннем ядре под Юго-Восточной Азией // ДАН, Т. 465, № 1, 2015 (принято в печать).

Овчинников В.М., Каазик П.Б. Вариации дифференциальных времен пробега волн РКР в восточной части земного ядра // Динамические процессы в геосферах: сборник научных трудов ИДГ РАН. Вып. 4. М.: ГЕОС. 2013. С. 52–60.

Пасечник И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. 1971, М.: Наука, 192 с.

Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. 1997. Новосибирск. Из-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 300 с.

Alboussiere T., Deguen R., Melzani M. Melting induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation // Nature, v. 466, pp. 744–747, 2010.

Bhattacharyya J., Shearer P.M., Masters G. Inner core attenuation from short-period РКР(BC) versus РКР(DF) waveforms // Geophysical Journal International, v. 114, pp. 1–11, 1993.

Calvet M., Margerin L. Constraints on grain size and stable iron phases in the uppermost inner core from multiple scattering modeling of seismic velocity and attenuation. Earth Planet // Sci. Lett. V. 267, pp. 200–212, 2008.

Cormier, V.F., Li, X. Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core 2. A scattering and fabric interpretation // J. Geophys. Res (Solid Earth), 107 (B12), 2362, 2002.

Doornbos, D.J. The anelasticity of the inner core // Geophys. J. Int, v. 38, pp. 397–415, 1974.

Garcia, R., Souriau, A. Inner core anisotropy and heterogeneity level // Geophys. Res. Lett. V. 27, pp. 3121–3124, 2000.

Kasama T., Kawakatsu H., Takeuchi N. Depth-dependent attenuation structure of the inner core inferred from short-period Hi-net data // Phys. Earth Plan. Int. V. 167, p. 155–160, 2008.

Kawai K., Takeuchi N., Geller J. Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media // Geophys. J. Int, v. 164, p.411–424, 2006.

Krasoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M. Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core // Nature. V. 435, p. 483–487, 2005.

Li, X., Cormier, V.F. Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core, 1. A viscoelastic interpretation // J. Geophys. Res. (Solid Earth) 107, 2361, 2002.

Lythgoe K., Rudge J., Neufeld J., Deuss A. The feasibility of thermal and compositional convection in Earth's inner core // Geophys. J. Int., v. 201, p. 764–782, 2015.

Miller S., F. Niu, E. Vanacore Aspherical structural heterogeneity within the uppermost inner core insights into the hemispherical boundaries and core formation // Phys. Earth Plan. Int., v. 223. P. 8–20, 2013

Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L., Souriau, A. Lopsided growth of Earth's inner core // Science 328, 1014–1017, 2010.

Oreshin, S., Vinnik, L. Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // Geophys. Res. Lett. 31, L02613, 2004.

Pozzo M., Davis C., Gubbins D., Alfe D. Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // Nature. V. 485, p. 355–358, 2012.

Souriau, A., Romanowicz, B. Anisotropy in the inner core: relation between P-velocity and attenuation // Phys. Earth Planet. Inter. 101, 33–47, 1997.

Vidale, J.E., Dodge, D.A., Earle, P.S. Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // Nature. 405, 445–448, 2000.