

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
Геологический факультет

ГАРМОНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ
(региональная общественная организация)

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
Секция петрографии

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ НАУЧНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ
И ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ЖУРНАЛ «ПРОСТРАНСТВО И ВРЕМЯ»

СИСТЕМА «ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ»

**XX лет Семинару
«Система “Планета Земля”»**

1994 – 2014

«Это — жизни промчавший миг —
Обезболенный срез бытия...»

А. И. Полетаев



URSS

МОСКВА

Редакционная коллегия:

Г. Г. Кочемасов, д-р геол.-минер. наук В. Л. Сывороткин,
канд. геол.-минер. наук А. Е. Фёдоров

Редактор-составитель: канд. геол.-минер. наук А. Е. Фёдоров

Система «Планета Земля»: XX лет Семинару «Система “Планета Земля”». — М.: ЛЕНАНД, 2014. — 608 с.

Настоящая монография посвящена дискуссионным вопросам естествознания, связанным с жизнью системы «Планета Земля». В частности — вопросам современной геологии, влиянию геотектоники и Космоса на атмосферу, физические и химические процессы. Рассматривается вопрос о связи русской и индийской архитектур, о противостоянии Славяно-арийской и Западноевропейской цивилизаций.

Монография адресована геологам, метеорологам, физикам, химикам, географам, экологам, биологам, историкам, этнографам, политологам, социологам, культурологам, а так же всем заинтересованным читателям.

Компьютерная верстка: А. Е. Фёдоров

Издание осуществлено с готового оригинал-макета.

Формат 60×90/16. Печ. л. 38. Зак. № ЗС-10.

Отпечатано в ООО «ЛЕНАНД».

117312, Москва, пр-т Шестидесятилетия Октября, 11А, стр. 11.

ISBN 978–5–9710–0929–0

© Коллектив авторов, 2014

15409 ID 181704



АКУСТИКА ЗЕМЛИ

д. ф.-м. н. Викулин Александр Васильевич, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,
vik@kscnet.ru

Кафедре акустики МГУ посвящается

Сейсмические волны – это упругие волны большой длины, или волны инфразвуковые, в этом смысле сейсмология представляет собой ту же акустику.

В.А. Красильников [61, с. 10]

Акустика Земли – это такой раздел науки, который всегда будет интересен: здесь и нелинейные колебания и полезные ископаемые и все остальное.

В.Е. Лямов (Лекции по физике твердого тела. Спецкурс студентам IV–V курса. 1969–1970 гг.)

Введение

Акустика, изучающая упругие колебания и волны и их взаимодействия с веществом, и сейсмология, изучающая землетрясения, сейсмические волны и строение Земли, с древнейших времен тесно связаны между собой и, как образно замечено немного по другому поводу Л.И. Мандельштамом [78, с. 14]: «они друг от друга получали пищу».

В 1960-х гг. много интересного из истории акустики, в том числе и о ее взаимосвязи с сейсмологией, можно было узнать из общения с профессорами С.Н. Ржевкиным, В.А. Красильниковым, Л.К. Зарембо, доцентами К.А. Велижаниной, В.С. Нестеровым, В.Е. Лямовым, О.Ю. Сердобольской, И.Ю. Солодовым, тогда аспирантом, Б.А. Коршаком, тогда студентом, и другими сотрудниками кафедры акустики физического факультета МГУ. Студентом 3 курса (1968 г.) помню заседание кафедры, посвященное 25-летию ее образования (1943 г.), на котором руководитель кафедры С.Н. Ржевкин подробно рассказал о развитии акустики в нашей стране и об этапах становления кафедры (см., например [55]). О развитии нелинейной акустики и том передовом положении в мире, на котором в то время находились ученые нашей страны и сотрудники кафедры, рассказал В.А. Красильников. Свое выступление В.А. Красильников в “пику” линейной акустике завершил словами: «Как приятно ехать в поезде

дальнего следования, сидеть в вагоне–ресторане, пить водку и думать о любимой женщине, которая осталась очень далеко». В середине 1960–гг. так видеть линейную акустику (“любимую” науку) и, как и Р.В. Хохлов, Ю.В. Гуляев, Л.К. Зарембо, В.Е. Лямов, О.В. Руденко и др. [29, 37, 46, 52, 74, 88, 105, 113, 136], волновые процессы, вообще! Видимо, В.А. Красильников уже тогда готовился к перенесению «центра тяжести» научных исследований кафедры в область нелинейной акустики, что и началось в 1975 г., когда В.А. Красильников возглавил кафедру [55], и вступило в завершающую стадию в 1987 г., когда кафедру возглавил О.В. Руденко [38, 102–105 и др.].

Считается, что исторически акустика послужила прототипом всех волновых наук [44, с. 13]. В таком случае можно сказать, что и сама акустика выросла из наблюдений за движениями поверхностей как водных водоемов, так и твердой земли. Медленно распространяющиеся колебания по твердой поверхности Земли с большим периодом, малыми длинами и с амплитудами до 2 м и более – видимые земляные волны, визуально наблюдались ранее [126, с. 73] и инструментально зарегистрированы [1, с. 494] в эпицентральных областях достаточно сильных землетрясений. Следует отметить, что такого же рода медленные изменения рельефа поверхности Земли наблюдались и без землетрясений. Например, инструментально зафиксированное “куполообразное вспучивание (Сан–Андреас, США), охватившее территорию с поперечником 20 км и высотой 0,5 м. Наделав много шума и не оправдав опасений сейсмологов, вспучивание “благополучно” исчезло” [9]. Или по свидетельству летописца, относимое к 1601 г., на Валдае “с того озера Бросна выходила из воды гора песчаная, а ото дна воды в вверх с сажень и стояла так двенадцать дней... И по двенадцать днях опустилась по прежнему ... и над него глубины стало семь сажен, как и прежде” [8, с. 325]. Медленные волнообразные движения испытали на себе в течение нескольких дней в июне 1839 г. жители села Федоровка Саратовской губернии: “Вся долина отторглась от подошвы, осела и двинулась к Волге...вся движущаяся масса стала волноваться, в одних местах поднялась, в других ниспровергать строения...образовались значительные выпуклости и углубления. Самая же поверхность представляла зыбкой плот. Заметное волнение и движение земли продолжалось трое суток. Повреждено 70 домов, некоторые разрушены вовсе” [8, с. 400–401]. Летом 2011 г. достаточно большой участок побережья Таманского п-ова протяженностью 435 м и шириной 50 м, вероятно, в течение месяца испытал поднятие с максимальной амплитудой до 3.4 м; при этом ни сейсмическая, ни вулканическая (грязевая) активность в районе поднятия не зафиксированы [94]. Таким образом, если акустику можно назвать механикой упругих волн [44, с. 12], то сейсмологию – механикой Земли.

Уже в IV в. до нашей эры китайскими физиками совместно с музыкантами были достаточно подробно исследованы законы гармонии и резонанса. Опыт, приобретенный при изучении акустических процессов, они распространяли на самые различные виды явлений. Мир представлялся им непрерывной средой, пронизанной звуковыми, световыми и другими взаимодействиями и резонанс рассматривался как основной принцип этого взаимодействия [41, с. 24–25, 27]. И, видимо, неслучайно, что именно китайским астрономом Чжан Хэном в 132 г. был изобретен первый в мире сейсмический прибор – сейсмоскоп, который реагировал на приход сейсмической волны, определяя направление на очаг происшедшего землетрясения. Заслуги в акустике и оптике наиболее яркого представителя древнегреческой натурфилософии Аристотеля считаются гораздо выше, чем в механике [99, с. 23].

К середине XVII в. А. Клеро создана теория фигуры Земли и трудами Х. Гюйгенса, П. Ферма и В. Снелля завершено создание геометрической оптики и акустики. В 1687 г. в восьмой главе второй книги своих “Начал” И. Ньютон излагает математические основы акустики и показывает, что скорость распространения волн зависит только от упругости и плотности. В 1798 г. Г. Кавендиш экспериментально определил величину гравитационной постоянной и установил значение средней плотности Земли (5.5 г/см^3), которое оказалось примерно в два раза выше плотности пород на поверхности планеты (2.8 г/см^3). Стало ясно, что плотность пород в центре Земли так же примерно в два раза должна превышать ее среднюю плотность, и наша планета имеет достаточно сложное строение. Таким образом, именно сейсмические волны, излучаемые землетрясениями и взрывами, являются одним из наиболее эффективных методов изучения строения Земли [36, с. 55–72], так как их затухание в недрах планеты по сравнению, скажем, с электромагнитными волнам ничтожно.

“Отцом акустики” некоторыми исследователями считается Е. Хладни (E.F.F. Chladni), который в своем главном труде “Акустика”, опубликованном в 1802 г., перешел “от струн ... на все возможные виды звучащих тел в одинаковой степени”, классифицировал колебания на продольные, поперечные и крутильные (у него не было предшественников в открытии продольных и крутильных колебаний), заложил основы экспериментальной акустики (именно ему принадлежат первые опыты по определению скорости распространения звука в газах) и, таким образом, акустика стала разделом физики [100, с. 31–32, 128–140]. И окончательно обоснование акустики как раздела физики было осуществлено работами братьев В. и Э. Вебер, которые впервые наблюдали интерференцию звука (1826), выдвинули идею записи звука (1830) и открыли упругое последствие (1835) [124, с. 58]. Созданное ими учение о волнах (1825) в реальной среде – газе, жидкости и твердом теле, “стало еще раз опорой для волновой теории света” [100, с. 172, 240–254]. Несколько позднее, в начале

1860-х гг., “акустические аналогии” послужили ориентиром при расшифровке оптических спектров химических соединений Солнца и человеческой речи и сделали их доступными для математической обработки [101, с. 329, 356–363]. Именно волновая акустика, не имевшая своей “невесомой материи” и эфира, позволила физике окончательно избавиться от представлений о “невесомых электрических, магнитных и световых жидкостях” и теплорода*) и уже в середине XIX в. благодаря работам Р. Майера (1840–1845), Дж. Джоуля (1843–1850) и Г. Гельмгольца (1847) прочно укрепиться на позициях закона сохранения энергии и работам С. Клаузиуса (1865) и Л. Больцмана (1866) – на позициях второго начала термодинамики [42, с. 77–86, 122–132; 101, с. 6–13; 118].

Бурное развитие и акустики и сейсмологии имело место в конце XIX – начале XX вв. Согласно обзорам [1, с. 186–187, 340–342, 538; 18, с. 43–51, 119–122, 135–137; 39, с. 30–34] в 1872 г. Рэлеем опубликована “Теория звука” и им же в 1878 г. для твердых тел доказана возможность существования поверхностных волн – волн Рэлея. Теорию собственных колебаний однородной упругой сферы в 1882 г. опубликовал Г. Лэмб; он же в 1904 г. дал точное решение общей задачи об излучении упругих волн произвольным источником в среде с одной границей.

Сейсмометр – прибор, осуществляющий запись колебаний поверхности Земли, соответствующий современному определению, появился предположительно в 1880 г. В 1889 г. была доказана принципиальная возможность регистрации сейсмических волн маятниковыми приборами. Пример записи землетрясения современной цифровой сейсмической станцией приведен на **рис. 1**.

Б.Б. Голицыным разработана теория сейсмометра и в 1902 г. им же предложен метод гальванометрической регистрации с электродинамическим преобразованием колебания маятника сейсмометра в электрический ток, определивший направление развития инструментальной сейсмологии в XX в. В результате этих работ на планете быстро увеличивается число сейсмических станций.

В 1907 г. Е. Вихерт создал теорию распространения сейсмических волн, а К. Цепритц произвел первые расчеты их скоростей внутри Земли с помощью годографов $T(\Delta)$ – зависимостей времен прихода сейсмических волн на станцию T как функций эпицентральных расстояний Δ (**рис. 2**). Эти данные позволили в 1909 г. сербскому сейсмологу А. Мохоровичичу открыть и обосновать новую фазу продольной волны, преломившейся на “резкой” границе, которую в честь исследователя назвали границей Мохо (M) – границей земной коры, залегающей на глубине 33 км. Выше этой

*) Действительно, “вопрос за волновую теорию или против нее, есть вопрос жизни для физики” [101, с. 194].

границы скорость продольных (P) сейсмических волн для разных регионов составляет $V_P = 6-7$ км/с, ниже – скачком увеличивается до $V_P = 8.1-8.2$ км/с, для поперечных (S) – около $V_S = 4$ и 4.7 км/с, соответственно.

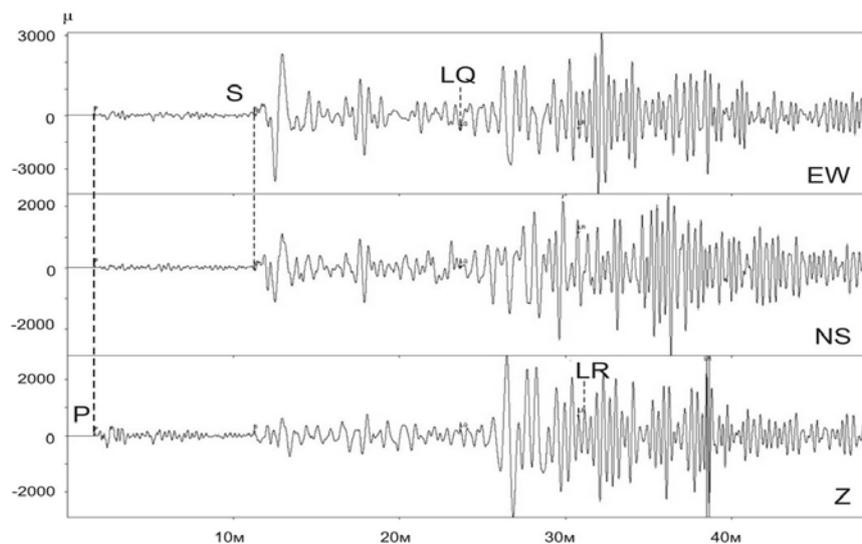


Рис. 1. Сейсмограмма землетрясения 28.03.2005 с неглубоко расположенным очагом вблизи Индонезии, зарегистрированного сейсмостанцией Петропавловск-Камчатский [18, с. 117]. Эпицентральное расстояние $\Delta = 78^\circ$. Станционные определения величины землетрясения магнитуды: $M_S = 8.7$, $M_{PV} = 8.1$, $M_R = 8.6$, $M_W = 8.6$, значения которых определялись по объемным поперечной S , продольной P и поверхностной Рэлея волнам и по сейсмическому моменту, соответственно (магнитуда $M \approx LgE$, где E – упругая энергия, уносимая из очага землетрясения сейсмическими волнами). Горизонтальная шкала времени в минутах; вертикальная шкала смещений в микронах (μ). Z , NS , EW – составляющие, ориентированные в вертикальном, Север-Юг и Восток-Запад направлениях. Обозначены вступления пришедших на станцию P и S волн и волн Лява (L_Q) и Рэлея (L_R). Полосой обозначена часть записи, по которой оператором определялось значение магнитуды M_R .

Наименьшие скорости сейсмических волн достигают в верхних горизонтах земной коры значений [123, с. 122]: $V_P = 0.3-3$ км/с, $V_S = 0.1-1$ км/с.

волн скачком уменьшаются: продольных от $V_P = 13\text{--}14$ км/с в мантии до $V_P = 8$ км/с в ядре, поперечных – от $V_S = 7$ км/с до нуля (**рис. 3**). Эти данные с очень большой вероятностью определили фазовое состояние вещества в верхних слоях ядра как жидкое.

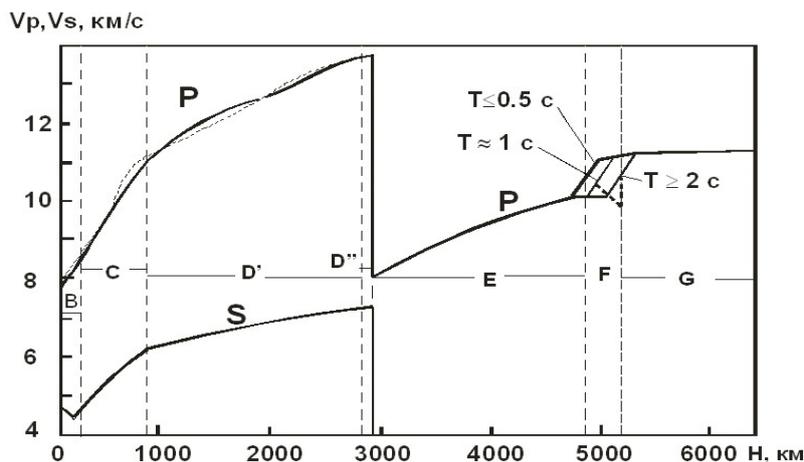


Рис. 3. Скоростное V_P, V_S строение Земли как функция ее глубины H . Слой А – земная кора, “толщиной” примерно 33 км, из-за масштаба не изображен. Все слои В, С, D’ и D’’ в совокупности составляют эффективно твердую мантию, Е – внешнее жидкое ядро, F – переходный слой и G – внутреннее твердое ядро. Т – значения периодов сейсмических колебаний, по которым определяется протяженность переходной зоны [18, с. 127].

Слой с пониженными значениями скоростей P-волн на глубине 100–200 км (**рис. 3**) – предполагаемый слой мантии – астеносфера, способный к вязкому или пластическому течению под действием относительно малых напряжений, его вязкость оценивается $10^{20}\text{--}10^{21}$ пз. Выше расположенный слой мантии – литосфера, имеет большую прочность и вязкость, равную $\sim 10^{24}$ пз, и переходит в астеносферу без определенной резкой границы. Вязкость нижней мантии оценивается $10^{23}\text{--}10^{24}$ пз [114, с. 82]. Приведенные данные показывают, что в верхнем 100 км слое литосферы значения скоростей продольных V_P и поперечных V_S сейсмических (s) волн V^s изменяются в пределах [115, 123]:

$$V_P = 3\text{--}8 \text{ км/с}, V_S = 1\text{--}5 \text{ км/с}, V^s = 1\text{--}8 \text{ км/с}. \quad (1)$$

И, в основном, завершила построение скоростной модели Земли (**рис. 3**) в 1936 г. И. Леман, которая показала существование на расстоянии 1200–1300 км от центра Земли в ядре внутренней границы. Имеющиеся данные позволили предположить, что внутреннее ядро является твердым. Скорость продольных волн V_P в переходной области протяженностью около 200 км изменяется от 10 км/с в жидкой части ядра до 11.5 км/с в его

твердой части, в пределах которой остается постоянной. Вязкость внешнего ядра по разным оценкам колеблется в больших пределах; в работе [114, с. 82] ее предлагается принять равной 10^{-1} – 10^{-2} пз; о вязкости внутреннего ядра ничего не известно.

Согласно обзора [20, с. 301–312] равновесной фигурой поверхности Земли со времен Ньютона считался эллипсоид вращения, сжатие $\varepsilon = (R_{\text{э}} - R_{\text{п}})/R_{\text{э}}$ которого вследствие вращения Земли определялось разностью экваториального $R_{\text{э}}$ и полярного $R_{\text{п}}$ радиусов. Впервые Якоби в 1834 г. было показано, что фигурой равновесия вращающейся жидкости может быть трехосный эллипсоид. В 1860 г. Риман нашел новые решения задачи Дирихле о равновесии вращающейся гравитирующей жидкости: двухпараметрические равновесные эллипсоиды, у которых вектор угловой скорости Ω и вектор вихря внутренних течений ζ совпадают с одной из главных осей симметрии фигуры (S -эллипсоиды Римана). Отношение $f = \zeta/\Omega$, как будет показано в 1960-х гг. Чандрасекхаром на примере звезд, является своеобразным условием «квантования» такого класса решений. В последние два десятилетия решения Римана начали использоваться и с целью изучения планет [58]. Но уже в конце XIX в. историками науки было отмечено, что результаты, полученные Якоби, Дирихле, Риманом и другими исследователями, «пролили совершенно новый свет на возможную фигуру Земли и небесных тел» [100, с. 235].

Современные значения экваториального и полярного радиусов (в км) и сжатия Земли (ε) составляют: $\varepsilon = (6378 - 6357)/6378 = 21/6378 \approx 1/300$. Проведенные в XX в., высокоточные гравиметрические измерения значений ускорения свободного падения в разных точках Земли показали, что фигурой, определяющей форму поверхности Земли, является геоид, представляющий собой эквипотенциальную поверхность гравитационного потенциала, близкую к среднему уровню моря [39, 116]. Отклонения геоида от эллипсоида вращения невелики и заключены в пределах: от +75 м – «возвышенность» в Юго-Западной части Тихого океана, до –90 м – «впадина» в Индийском океане между экватором и самым южным участком побережья Индии [18, с. 62]. Совокупность всех основных минимумов и максимумов геоида, связанных с особенностями распределения плотности вещества Земли вблизи ее поверхности, образуют планетарную структуру, названную В.А. Магницким [75, с. 215–221] «волны геоида».

Вывод В.А. Магницкого о волновой природе геоида позволяет предположить существование планетарного масштаба механизма, который «регулирует» плотность вещества Земли в верхнем (примерно 100 км) слое мантии за счет процессов сжатия–растяжения [18, с. 152] – механизма гравитационно–упругой природы [20, с. 384–394]. Решение такой задачи возможно в рамках концепции S -эллипсоидов Римана [20, с. 301–312] и,

очевидно, концепции акустических течений, разрабатываемой в классических работах [46, 105].

18.4.1906 г. произошло памятное для мировой сейсмологии землетрясение, разрушившее Сан-Франциско. Исследование последствий этого землетрясения (на поверхности Земли вскрылся разлом протяженностью 430 км, горизонтальные перемещения достигали 9 м, вертикальные нескольких метров) позволило американскому сейсмологу Ф. Рейду в 1910 г. предложить теорию, до настоящего времени являющуюся фундаментом всех основополагающих моделей процессов в очаге землетрясения. В ее основе, названной впоследствии теорией упругой отдачи, заложены следующие основные положения. Разрыв сплошности горных пород, вызывающий землетрясение, наступает в результате накопления деформаций выше некоего предела прочности, который может выдержать горная порода. Деформации возникают при перемещении блоков земной коры друг относительно друга. Сейсмические волны генерируются поверхностью образующегося при землетрясении разрыва и, тем самым, снимают накопленные в его очаге напряжения. Т.о., движения в момент землетрясения являются только результатом упругой отдачи – резкого смещения сторон разрыва в положение, в котором отсутствуют упругие напряжения [18, с. 80–81; 60; 79; 112, с. 10].

Возможно, что именно теория упругой отдачи Ф. Рейда, предполагающая концентрацию упругих напряжений в достаточно “тонком” объеме вещества, прилегающем к образующемуся при землетрясении разлому, послужила подсказкой А. Гриффитсу, который в 1920 г. опубликовал теорию равновесной трещины, являющуюся в физике твердого тела и материаловедении актуальной до настоящего времени.

В 1915 г. Б.Б. Голицыным и в 1923 г. Г. Джеффрисом создаются методы для определения энергии землетрясений по записям поверхностных и объемных сейсмических волн. И в 1935 г. Ч. Рихтером сформулированы основные принципы количественного определения величины землетрясения – его магнитуды M , значение которой определяется как логарифм отношения наибольшей амплитуды колебаний к периоду, нормированное на стандартное расстояние [14].

Следует отметить, что именно использование сейсмологией представлений акустики позволило достаточно быстро разработать фундамент модели скоростного строения Земли и физического состояния ее недр. И, как результат такого плодотворного союза акустики и сейсмологии, в физике твердого тела за продольными и поперечными упругими волнами закрепилось их “сейсмическое” название в виде P - и S -волн, по первым буквам слов *primary* и *secondary*, обозначающих на сейсмограммах, номера прихода этих волн из очагов регистрируемых землетрясений – первая и вторая (**рис. 1**).

В течение всего XX в. теоретической и практической основой сейсмологии являлась теория упругости. И это естественное наследие того “союза”, который, по сути, сложился между акустикой и сейсмологией в конце XIX – начале XX вв. [36, с. 8]. Именно с использованием представлений теории упругости (см., например, [69]) были построены все широко распространенные в настоящее время модели Земли [12, 39, 75, 116] и количественной сейсмологии [1, 60, 79, 112].

Для регистрации землетрясений до середины XX в. использовались короткопериодные сейсмографы, позволявшие уверенно регистрировать колебания с периодами 0.1–20 с при динамическом диапазоне до 60 дБ [36; 107]. В 1940–1950 гг. стало очевидным [1, с. 341–342, 353], что наблюдаемые сейсмические поверхностные волны имеют свойства, которые в значительной степени можно объяснить с привлечением теории поверхностных волн. Такая теория была разработана для пачки однородных плоских пластин, скрепленных по поверхностям раздела. Теория для такой среды активно развивалась, и, что особенно важно, для такой среды оказалось возможным вычислить дисперсию (затемненный сектор Surface Waves на **рис. 2**). Стало ясно, что необходимо конструировать такие сейсмометры, с помощью которых можно было бы регистрировать все более длинные периоды, поскольку только в этом случае наблюдаемому дисперсии поверхностных волн можно было бы использовать для изучения строения Земли в более глубоких областях мантии. И с помощью созданного Г. Беньоффом длиннопериодного сейсмометра на записях Камчатского землетрясения 4.11.1952 г. ($M = 9$, протяженность очага 600–700 км) продолжительностью несколько часов им же впервые было выделено колебание с периодом около одного часа, представляющее собой собственное колебание ${}_0S_2$ (основной сфероидальный (“футбольный” [116, с. 124–125]) тон) всей Земли, в целом.

Анализ «дрейфа нулей» длиннопериодных сейсмометров, т.е. сравнительно медленных перемещений их маятников около положения равновесия, привело в начале 1970–х гг. к выявлению колебаний с периодами от нескольких часов до суток и больше. Такие колебания, как оказалось, имеют планетарный масштаб явления, взаимосвязаны с солнечной активностью, с колебаниями уровня мирового океана и с уровнем сейсмической активности планеты. Они получили название поплавокных, т.к. соответствуют перемещению (колебанию) Земли, как целой, на орбите в направлении оси ее вращения [72, с. 144–163].

Стало ясно, что возникла совершенно новая область сейсмологии, изучающая, с одной стороны, собственные, по сути, “акустические” колебания Земли, как единого тела, с другой – колебания Земли, как планеты, возникающие в системе космических тел солнечной системы вследствие их гравитационного взаимодействия между собой. Именно единая сейсмо (акусто) – гравитационная природа таких колебаний,

включая, по видимому, и волны геоида, и позволяет Землю, и как тело, и как планету, в принципе, использовать в качестве детектора при регистрации гравитационных волн [10; 128, с. 189–192].

Достижением научной мысли последних десятилетий в науках о Земле стало обоснование гипотезы блокового строения геологической [92] и геофизической [108, с. 332–334] сред – геосреды [82, с. 5–20] и ее дискретных свойств [87]. Само вещество Земли характеризуется сильно нелинейными свойствами, с коэффициентом нелинейности $k \approx 10^4$ [82], постоянно находится в напряженном состоянии [106], являясь, “как аккумулятор, энергонасыщенным” [93]. Применять методы классической теории упругости к такой среде следует крайне осторожно [93, 96]. По классификации в работе [38, с. 304] среды с такими свойствами следует относить к “наследственным средам”, которые не всегда поддаются аналитическому описанию. Как видим, методы, развиваемые в нелинейной акустике, не всегда могут оказаться эффективными при описании геосреды. Требуются новые подходы.

Сейсмология, акустика и материаловедение

В настоящее время сейсмологии в рамках акустики отведено явно “подчиненное” место, которое в эпоху еще линейной акустики было сформулировано В.А. Красильниковым [61, с. 10] и вынесено в эпиграф к статье (см. также [6, с. 253–254]). Не изменилось такое положение сейсмологии и с появлением мощных методов нелинейной [46, 105] и/или физической [62] акустики. И, несмотря на то, что “бурное развитие нелинейной акустики и оптики в 1970-х гг. практически не коснулось геофизики” [82, с. 5], тем не менее, такое “подчиненное” положение дел не соответствует истине, в основном, по следующим причинам.

Во-первых, зависимость сейсмологии от теории упругости можно полностью устранить либо в значительной мере ослабить [18, с. 115–118]. Действительно, весь накопленный мировой сетью станций за более чем столетний период инструментальных сейсмологических наблюдений экспериментальный (сейсмограммный) материал для всех эпицентральных расстояний ($0 < \Delta < 180^\circ$) устанавливает для значений скоростей прихода продольных (P), поперечных (S), Лява (L) и Рэлея (R) сейсмических волн следующее соотношение, иллюстрирующееся сейсмограммами на **рис.1**:

$$V_P > V_S > V_L > V_R \quad (2)$$

при соотношении между скоростями продольных V_P и поперечных V_S волн в пределах всей мантии удовлетворяющем условию [12, с. 163–165; 39, с. 73]:

$$V_P/V_S \approx 1.75 \text{ (1.6–1.9)}. \quad (3)$$

Равенство (3) отражает, по сути, достаточно “жесткую” взаимосвязь между годографами (**рис. 2**) и скоростным строением Земли (**рис. 3**). Эти данные являются “чисто” экспериментальными, они в совокупности определяют и физическое состояние вещества Земли, и ее строение. При этом выражения

(2) и (3) совпадают с соответствующими им соотношениями в теории упругости, что указывает на принципиальную возможность построения основ самой теории упругости в применении к задачам о Земле с использованием экспериментальных сейсмологических данных.

Следует отметить следующее. Свойству энергонасыщенности геосреды и, в частности, наличие в ней “скрытых” структурных напряжений в конце XIX – начале XX вв., в период становления сейсмологии, исследователями геологического профиля уделялось самое пристальное внимание. Общепринятым было представление, что именно структурные напряжения являются основной причиной землетрясений и различных динамических явлений в горных выработках, например, самопроизвольное разрушение горной породы после ее извлечения с глубины на поверхность Земли [7]. Однако в дальнейшем такие представления были вытеснены представлениями бурно развивающейся в то время еще линейной механикой сплошной среды [82, с. 53–54; 83]. Если бы этого не произошло и физики прислушались бы к доводам сейсмологов, то, возможно, механика сплошной среды развивалась бы по другому сценарию, учитывающему энергонасыщенность реальных сред и наличие в них структурных напряжений.

В настоящее время уже просто нельзя не учитывать наличие таких напряжений при проектировании современных конструкций [130], например, ядерного или космического назначения, и разработке новых биомедицинских технологий [56, 103]. Стало совершенно очевидным, что все “второстепенные” ограничения в теории упругости при определенных условиях могут играть роль “основных”. И, как правило, такие ограничения наиболее отчетливо проявляются при кручениях, изгибах и поворотах [6, с. 255–257]. Такие свойства геосреды, как энергонасыщенность, ее “способность концентрировать в себе упругую энергию в виде структурных напряжений” [93, 125] и сильная нелинейность [80, 82, 83] из гипотетической, хотя и вполне объяснимой, области [7, 92] в настоящее время могут считаться доказанными экспериментально [125].

Во-вторых, преувеличена и роль “очагового” сформулированного Ф. Рейдом в рамках теории упругости как единственно возможного направления развития сейсмологии, никак не (или очень слабо) связанного с местами расположения других очагов землетрясений [18, с. 118–119]. Это, в том числе, связано и с тем, что сейсмологи предали фундаментальный характер принципу Сен-Венана [98, с. 11], который является, по сути, локальным [109, с. 364–365], обусловленным действием молекулярных сил и в некоторых случаях облегчающим выполнение приближенных вычислений [2, с. 51–56]. Пример неприменимости принципа Сен-Венана при изгибных с кручением деформациях (с нулевым моментом) приведен в [6, с. 33]. Более того принцип Сен-Венана, как и вся

классическая теория упругости [69], был сформулирован для достаточно однородных и изначально ненапряженных сред, возможность его применения для неоднородных и нелинейных сред, к которым относится и геосреда, нельзя считать оправданным, по крайней мере, без дополнительных пояснений.

В-третьих, реидное движение геологической среды и ее свойство энергонасыщенности проявлялись во все геологические эпохи и имели планетарный масштаб. Так, вихревой формы геологические структуры с размерами до 1000 км и более в докембрии (более 600 млн. лет тому назад) формировались “в твердом состоянии на месте и за счет вещества верхней мантии” и “с самого начала формировались как дугообразные, а не механически изгибались из первоначально прямолинейных структур” [110, с. 73, 92]. “Имеются факты, показывающие, что фундамент платформ” и “нижние горизонты земной коры обладают значительной внутренней подвижностью. Горные породы обладают способностью к связанному течению при любой комбинации физических условий, возникающих в коре и мантии; этой способностью обладают условно жесткие в относительно холодном состоянии горные породы” [71, с. 7–8, 19, 229].

Приведенные геофизические и геологические данные показывают, что механика движения вещества Земли имеет не локальный, а планетарный масштаб. В тектоническое и сейсмическое движение вовлечено гигантское количество вещества всей земной коры, литосферы и верхней мантии. Результатом такого движения являются горные цепи, платформы и другие геологические структуры, совокупное распределение которых имеет вполне определенную симметрию: почти все континенты располагаются по углам тетраэдра и противоположны океанам, т.е. антиподальность континентов и океанов имеет фундаментальное значение [127, с. 12–16]. Для описания с такой “симметрией” движений, происходящих на поверхности планеты, имеющей шарообразную форму, явно недостаточно использование локальных “очаговых” моделей; необходимо построение нового класса моделей, в основу которых должны быть заложены представления о наиболее общих движениях всей Земли, в целом – ее вращении.

В-четвертых, в последние десятилетия получено много новых данных, которые не находят своего объяснения в сейсмологии, изначально, уже на стадии своего становления в начале XX в., ограниченной рамками классической теории упругости. В первую очередь к ним можно отнести закономерности пространственно-временного распределения очагов землетрясений вдоль сеймотектонических поясов планеты [28, 132]: скорости их миграции на много порядков по величине меньше скоростей упругих сейсмических волн и не находят своего объяснения как волновые геодинамические явления [13].

И в тоже время, сейсмология достигла вполне определенных успехов в решении проблем, связанных с вращательными движениями и нелинейными эффектами [18, 82]; в акустике теоретически [104] и экспериментально [89] для “обычных” твердых тел в лабораторных условиях показана возможность существования “медленных” мод со скоростями, существенно меньшими скорости звука.

В–пятых, в настоящее время нет никакой ясности в вопросе [22] о соотношении таких свойств геосреды, как сильная нелинейность [82, 83], энергонасыщенность [94], реидность [35, 71, 129] и возможность двигаться способом, создавая вихревые геологические структуры размером до 1000 км и более [17, 110]. Не вносят ясности в разрешение этого вопроса и последние данные, полученные в акустике [80, 89, 125]. В работе [59], в частности, отмечается, что медленная динамика в телах не может быть объяснена только упругими эффектами; она в значительной мере связана с наличием нестабильных состояний.

Как видим, современная сейсмология уже не вмещается в изначально установленные ей акустикой и теорией упругости рамки: в сейсмологии получены такие данные, которые не находят своего объяснения в акустике. Развиваемые сейсмические методы и подходы дают принципиально новые и теоретические и практические результаты [20, 83] и потому могут оказаться полезными, в том числе, и для решения некоторых задач, стоящих перед акустикой и материаловедением. Действительно, современная сейсмология (и геодинамика), по самой сути своей, отражает состояние блоковой энергонасыщенной геосреды космических и по времени и по размеру масштабов. Физическая же акустика к нелинейным эффектам пришла в результате длительной эволюции, как физических моделей, которые создавались на основе достаточно “простых” и малых по размеру (лабораторных) тел, так и математических методов описания таких моделей.

Применение разработанной для очагов землетрясений ($\sim 10^2$ км $\ll R_s$) модели Рейда к задачам глобальной тектоники, изучающей движения тектонических плит ($\sim 10^3 - 10^4$ км $\sim R_s$) и генерируемые ими волны деформации, «автоматически» включило в рассмотрение аспекты, связанные с кривизной поверхности Земли, изгибами и поворотами плит и блоков литосферы. Отсутствие моделей для описания поворотов структурных частей твердого тела в рамках теории упругости с симметричным тензором напряжений, привело к использованию “уже готовых” концепций “волна поворота” и “обобщенный континуум Коссера” к задачам как геодинамики [34], так и акустики [81]. При таком описании, действительно, оказывается возможным объяснить некоторые из свойств тектонических и деформационных волн и волн миграции землетрясений с использованием аппарата математической физики, разработанного для нелинейных сред [13]. “Вынужденно” вводимые при

этом моментные модули геосреды [85] являются, фактически, искусственными, поскольку их никак не удастся определить количественно. Физическая несостоятельность такого, по сути математического [81, 84], подхода была отмечена сто лет назад [122, с. 26], т.е. практически сразу после опубликования модели Коссера в 1909 г. [50]. Однако подчеркнем еще раз, отсутствие альтернативных Коссера и ей подобных моделей среды и новых подходов к решению задачи поворота структурных элементов сплошной среды в рамках теории с симметричным тензором напряжений до настоящего времени вынуждает исследователей двигаться в этом “тупиковом” с физической точки зрения направлении вот уже более ста лет.

При способе описания с применением модели Коссера, фактически, имеет место своеобразный “скачок” – теория тектонических деформационных волн в линейном приближении так никем и не строилась. Математическим обоснованием (скорее, “оправданием”) возможности такого подхода является то, что, как показано М.А. Гринфельдом [82, с. 20–34], законы, описывающие повороты, в линейном и нелинейном случаях совпадают. При этом по-видимому, неявно полагается, что в энергонасыщенной сильно нелинейной геосреде “обычные” сейсмические объемные волны V^s соответствуют линейному приближению, а тектонические волны – нелинейному. Тогда, если эти волновые явления одной сейсмо–тектонической природы, то между ними необходимо показать существование взаимосвязи путем соответствующего, как, например, в акустике [105], перехода от линейной теории к нелинейной. Если же эти волновые явления имеют разную природу, то что тогда является аналогом линейных тектонических волн? Во всяком случае, это далеко не очевидные вопросы и на них пока нет ответов. С точки зрения физической [62] и/или нелинейной [46, 105] и/или “структурной” [38] акустики необходимо четко определить для всех геодинамических (сейсмических, вулканических и тектонических) явлений соответствующие им типы нелинейностей и показать, как они соотносятся с энергонасыщенностью геосреды. Согласно [59, 80, 82, 83, 89, 125], ясность по этому вопросу в настоящее время отсутствует.

В материаловедении имеет место примерно такая же ситуация. Альтернативные подходы и методы для описания связанных с поворотами мезоструктур свойств среды, которые априори полагаются нелинейными, отсутствуют. Поэтому используют континуум Коссера и близкие ему среды Леру, Миндлина, Эрингена и их модификации [49, с. 9–32]. Логика такого, по сути, “вынужденного” подхода, на наш взгляд, заключается в следующем. Реальные твердые тела состоят из большого количества дефектов и мезоструктур [90], которые при деформировании тела, как целые, поворачиваются на большие углы, что убедительно доказано экспериментально [31]. Элементарным же актом пластической

деформации оказывается не сдвиг, а трансляционно-ротационные вихри, которые по своим масштабам являются микро-, мезо- и макровихрями [90]. И, таким образом, представляется естественным среды называть гранулированными (мезоструктурными) и считать их по своим свойствам близкими земным породам [51]. Как результат – тензор напряжений в таких средах становится несимметричным, что явно противоречит основным положениям и классической теории упругости [69, с.13–18] и физики вообще [70]. В материаловедении от объяснения такого противоречия, по сути, устранились, полагая, что в мезомеханике задача ротационных движений (волн) в рамках теории упругости не может ставиться, в принципе, необходимо переходить к моделям пластических сред [76, 91].

В нелинейной акустике вопрос о симметричности–несимметричности тензора напряжений в средах, содержащих способные поворачиваться структуры, не обсуждается; вслед за [69] полагается, что тензор напряжений является симметричным (см., например, [38, 46, 62, 102, 105]). Во всяком случае, если и обсуждается [81, 96], то математическая, а не физическая сторона проблемы.

Как видим, проблема “структурной нелинейности” [38; 55, с. 98–103] реальных твердых тел в нелинейной акустике и материаловедении и геосреды в сейсмологии (наука о Земле), по сути, упирается в отсутствие физически обоснованных способов описания поворотных (вращательных) движений элементов среды в рамках теории с симметричным тензором напряжений. Решение этой проблемы видится в следующем.

Одна из основных гипотез классической механики сплошных сред, в которой среда полагается однородной – принцип напряжений Коши – предполагает эквивалентность действия всех внутренних сил, приложенных к элементарной *площадке*, действию их равнодействующей, приложенной к ее центру (см., например [49, с. 3; 81; 85]). При переходе к континууму Коссера и ему подобным средам, в которых элементарным объемом является твердая недеформируемая гранула, дефект или мезоструктура (в сейсмологии и геодинамике – блок и/или плита), естественно изменить и геометрию элементарной площадки, под которой разумно полагать *поверхность* элементарного недеформируемого объема. Тогда моментные напряжения, соответствующие собственному моменту (в смысле [109, с. 146–148]) такого объема, приложенного к его центру, при надлежащем выборе модели среды могут быть симметричными – во всяком случае возражения общезначимого плана отсутствуют [109, с. 504–530].

“Элементарные” объемы геосреды – блоки и микроплиты – имеют достаточно большие размеры – до 100 км и более, при значительных величинах угловой вокруг своей оси скорости вращения Земли и ее радиусе. Поэтому ротационные эффекты, связанные с движениями

элементарных геоблоков, по своей величине на много порядков должны превосходить такие же эффекты от “обычных” (лабораторных) твердых тел. Роль геофизических явлений при проверке величины ротационного эффекта в геосреде представляется исключительно важной.

Специфика наук о Земле

Наша планета Земля представляет собой систему, сложность устройства которой может определяться по-разному. Действительно. С одной стороны – со стороны протекающих в ее пределах процессов, описываемых “быстрыми” сейсмическими (акустическими) и “медленными” тектоническими деформационными волнами и волнами миграции очагов землетрясений, решение проблемы геодинамических движений может рассматриваться как аналитическое. Такая возможность убедительно демонстрируется монографией [38], в которой проблема геодинамических движений в нелинейных средах является вполне решаемой с любым приближением в рамках волновой структурной задачи. С другой стороны – со стороны геологической и геофизической подготовки геодинамических волновых движений, их прогноза и возможных социальных последствий, вторая половина XX века вынуждает вырабатывать специфические решения, основанные на парадоксальных выводах нелинейной теории [4, с. 100–101], подвела черту в истории аналитического мира и на смену аналитике пришла модель [119].

Другими словами, при описании геодинамических движений физическая интуиция “толкает” исследователей на поиск достаточно простых моделей в рамках известных и уже достаточно полно и детально математически и физически разработанных подходов. Геологическая же продолжительность (миллиарды лет) и масштабность процесса и большое разнообразие форм его проявления (нет одинаковых между собой землетрясений, извержений вулканов и других природных явлений и катастроф) “вынуждает” исследователей подходить к решению проблемы метафизически – согласно М. Борну: “пытаться постичь мир как целое с помощью мысли” [32, с. 10].

В настоящей работе используются оба подхода: для реальной геосреды – блоковой, вращающейся среды, проводится построение ротационной модели, в рамках которой дается механическое (в смысле [44, с. 12]) объяснение некоторым свойствам, как самой геосреды, так и протекающих в ее пределах геофизических процессов.

Ротационная модель литосферы

Блоковое строение геосреды [92; 108, с. 332–334] позволяет к оценке ее движений на вращающейся планете подойти с достаточно общих позиций.

Литосфера, находится в постоянном движении; слагающие ее блоки, как целые, перемещаются вдоль поверхности Земли, величина таких

“трансляционных” перемещений тектонических плит по данным GPS наблюдений составляет 1–10 см/год. Пусть блок из положения \mathbf{M}_1 через некоторое время перемещается в положение \mathbf{M}_2 (рис. 4, а). Покажем, что такие трансляционно-ротационные движения блоков, по сути, и определяют основные свойства блоковой (вращающейся!) литосферы [26, 134].

Угловая скорость Ω , с которой вращается в каждый данный момент времени жестко связанная с телом (в нашем случае – с Землей) система координат, совершенно не зависит от этой системы, все такие системы вращаются в заданный момент времени вокруг параллельных друг другу осей с одинаковой по абсолютной величине скоростью Ω [68, с. 125]. Поэтому каждый блок (и/или плита) литосферы независимо от его (ее) размера характеризуется одинаковым по своей природе моментом импульса \mathbf{M} , направленным параллельно оси вращения тела (Земли): $\mathbf{M} = t \cdot \Omega$ [68, с. 145]. Здесь t – момент инерции блока (плиты), величина которого при его (ее) перемещении и, как следствие возможной деформации, вообще говоря, может изменяться. Движение литосферы приводит к изменению направления момента импульса $\mathbf{M}_1 \rightarrow \mathbf{M}_2$, поскольку этот блок должен вращаться вместе с Землей с угловой скоростью Ω . Но это невозможно, момент должен сохраняться, что приводит к появлению момента силы \mathbf{K} , прикладываемому к блоку со стороны *окружающей* его среды – литосферы (рис. 4, б).

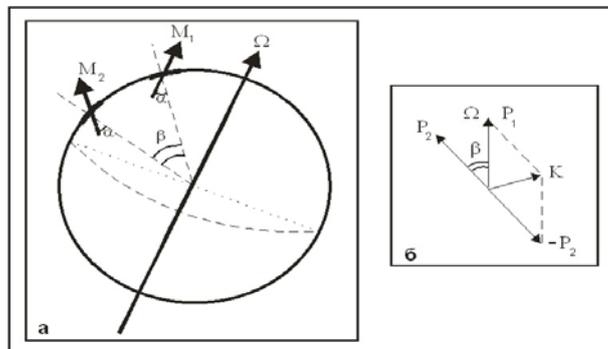


Рис. 4. Движение блока литосферы из положения с моментом импульса \mathbf{M}_1 в положение \mathbf{M}_2 (поворот блока на угол β) (а) сопровождается “генерацией” в литосфере прикладываемыми к блоку со стороны окружающей его среды напряжениями с моментом силы \mathbf{K} (б), пояснения в тексте.

Для определения величины и направления момента силы \mathbf{K} применим следующий мысленный эксперимент. Сначала в положении \mathbf{M}_2 останавливаем блок (который считаем однородным недеформируемым

объемом шаровой формы), прикладывая к нему упругие напряжения с моментом силы $-\mathbf{P}_2$, затем раскручиваем его до начального состояния в положении \mathbf{M}_1 , прикладывая к нему упругие напряжения с моментом силы \mathbf{P}_1 . Полагая, что в каждом случае преобразование кинетической энергии вращения блока в упругие напряжения и наоборот происходит без потери энергии: $|\mathbf{P}_1| = |\mathbf{P}_2| = P$, для величины момента силы \mathbf{K} получаем:

$$|K| = 2P \sin \beta / 2. \quad (4)$$

Важно: упругие напряжения с моментом силы \mathbf{K} прикладываются к блоку со стороны *окружающей* его среды (литосферы).

Таким образом, приходим к модели, в которой описание движения блока во вращающейся Ω среде механически эквивалентно в не вращающейся системе координат движению блока под действием *собственного момента импульса* \mathbf{M} (поворачиванию блока на угол β), который в окружающем блок пространстве создает упругое поле с моментом силы (4). Генерируемое при таком ротационном движении блока поле упругих напряжений является следствием закона сохранения момента количества движения [134].

Как видим, Природа сама предлагает для модели жестких блоков в качестве “элементарной площадки осреднения Коши” [49, с. 3; 80] принять поверхность недеформируемого блока.

“Внутренний” [93, 125] (или “собственный” [109, с. 146–148]) момент \mathbf{M} , по сути – спин, обладает специфическим для физической геодинамики свойством – его никаким образом нельзя “отнять” у литосферы за счет пластической деформации блока. Поэтому ротационные напряжения с моментом силы (4), или “собственным потенциалом” [92, 125], в результате трансляционного движения блока (вследствие увеличения угла поворота блока β) будут в литосфере накапливаться, что очевидным образом и объясняет такое свойство геосреды, как ее энергонасыщенность [93].

Ротационные напряжения и их корпускулярно–волновые свойства

Будем полагать, что в окружающем поворачивающийся под действием собственного момента импульса блок литосферы создаются упругие напряжения с моментом силы (4). Для определения величины упругих напряжений σ , их энергии W и момента силы (сейсмического момента) K , создаваемых поворачивающимся под действием собственного момента \mathbf{K} блока шаровой формы R_0 , в безграничном твердом теле $r \geq R_0$ поставлена и аналитически решена задача [24, 25], которая включает уравнение упругого равновесия:

$$\text{grad div } U - \text{arotrot } U = 0$$

с нулевыми смещениями на бесконечности:

$$|U(r)| \rightarrow 0 \text{ при } r = (x_1^2 + x_2^2 + x_3^2)^{1/2} \rightarrow \infty,$$

с действующей на блок объемом V силой, равной нулю

$$F_i = \int \sigma_{ij} dS_j = 0,$$

и с моментом, не зависящим от размера блока V :

$$K_i = \int x_k e_{ikl} \sigma_{lj} dS_j \neq f(R_0).$$

Здесь $a = (1 - 2\nu)/2(1 - \nu)$ ν - коэффициент Пуассона, R_0 - радиус области V , e_{ikl} - индекс Леви-Чивита.

Получены аналитические решения задачи в сферической системе координат (r, θ, φ) с началом $r = 0$ в центре блока и с плоскостью $\theta = 0$, ортогональной \mathbf{K} , в области $r \geq R_0$ для момента силы K :

$$K = -8\pi^{3/2} \Omega R_0^4 \sqrt{\frac{\rho G}{5}} \sin \beta / 2, \quad (5)$$

знак минус обозначает, что момент действует со стороны тела (литосферы) на блок (очаг землетрясения), **рис. 4 б**, для энергии W :

$$W = \frac{16}{15} \pi \rho \Omega^2 R_0^5 \sin^2 \beta / 2, \quad (6)$$

и для напряжений σ :

$$\sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi r} = 4\Omega R_0^4 r^{-3} \sqrt{\frac{\rho G}{5\pi}} \sin \theta \sin \beta / 2, \quad (7)$$

Остальные компоненты напряжений равны нулю. Здесь $\rho \approx 3 \text{ г/см}^3$ и $G \approx 10^{12} \text{ дин/см}^2$ - плотность и модуль сдвига геосреды [115], $\Omega = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$ - угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси. Прямой подстановкой полученных решений (5) - (7) в исходные уравнения можно убедиться, что они являются точными.

Для больших землетрясений с магнитудами $M \approx 8$ (7.5-8.5), для которых характерны очаги с «радиусами» $R_0 \approx 100 \text{ км}$, теоретические величины $K \approx 10^{27} \text{ дин}\cdot\text{см}$ и $\sigma \approx 10^2\text{-}10^3 \text{ бар}$, полученные на основании модельных соотношений (5) и (7), по порядку величины совпадают с такими же экспериментально определенными значениями сейсмического момента и сброшенных в очаге напряжений [54, с. 242-243]. Величины углов поворота блока - очага землетрясения при этом должны составлять $\beta_0 = 10^{-4}\text{-}10^{-2} \text{ рад} \approx 10^{-3} \text{ рад}$, что при повторяемости таких землетрясений в одном месте один раз в 100-1000 лет соответствует угловой скорости поворота блока (очага землетрясения) $10^{-7}\text{-}10^{-4} \text{ рад/год}$. Диапазон угловых скоростей поворота блоков, определенный в рамках ротационной модели, «пересекается» с диапазоном скоростей поворота блоков земной коры, определенным на основании инструментальных геодезических GPS измерений [64]. Приведенные данные могут рассматриваться как подтверждение основного допущения ротационной блоковой модели, а именно: поворот блока - очага землетрясения на стадии его подготовки.

В модели двух блоков R_{01} и R_{02} , расположенных на расстоянии l друг от друга (рис. 5), оказалось возможным аналитически рассчитать энергию их взаимодействия W_{int} [25]. Для этого в выражении энергии, создаваемой двумя блоками $(W = G \int (a_1 + a_2)^2 dV = G \int a_1^2 dV + G \int a_2^2 dV + 2G \int a_1 a_2 dV = W_1 + W_2 + W_{int})$, где $a_{1,2}$ – тензоры упругой деформации, создаваемые каждым из двух поворачивающихся блоков в отдельности), рассчитывалось третье слагаемое, равное удвоенному произведению первого и второго инвариантов тензора упругой энергии. В результате для энергии взаимодействия получено выражение:

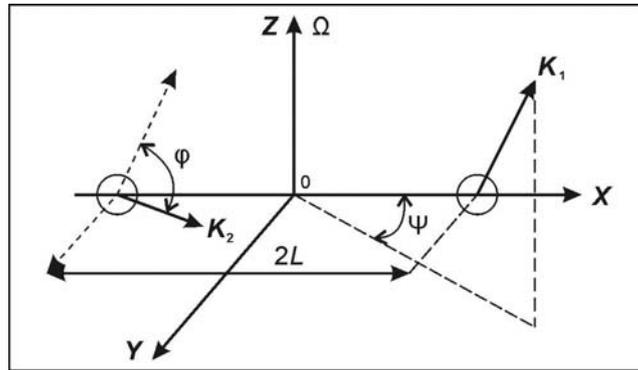


Рис. 5. Взаимная ориентация моментов сил K_1 и K_2 в модели двух блоков в прямоугольной системе координат XYZ: ось Z параллельна оси вращения Земли Ω и направлена от ее Южного полюса к Северному; Ω – угловая скорость вращения Земли; ϕ и ψ – углы, определяющие соответственно направления K_1 и K_2 ; $2L$ – расстояние между центрами тяжести блоков.

$$W_{int} = \frac{3}{2} \pi \rho \Omega^2 R_{01}^4 R_{02}^4 l^{-3} \cos \phi, \quad (8)$$

где ϕ – угол между моментами блоков. Каждый блок за счет этой энергии стремится повернуть другой блок. Момент силы упругого поля, обусловленного взаимодействием блоков, определяется дифференцированием (8) по углу ϕ :

$$K_{int} = -\frac{3}{2} \pi \rho \Omega^2 R_{01}^4 R_{02}^4 l^{-3} \sin \phi. \quad (9)$$

Момент силы (9) приложен со стороны упругого поля к поверхности каждого из блоков и направлен таким образом, чтобы уменьшить величину

энергии их взаимодействия. Этот момент для обоих блоков имеет одно и то же абсолютное значение, но для разных блоков он имеет противоположные направления.

Для равновеликих блоков $R_{01} = R_{02}$ отношение момента взаимодействия (9) к собственному моменту (5) определится из соотношения:

$$\frac{K_{int}}{K} = \frac{3}{16\sqrt{5\pi}} \frac{\Omega R_0}{l} \frac{\sin \phi}{\sin \beta/2},$$

из которого видно, что моментное взаимодействие становится тем более существенными, чем больше скорость $V_R = \Omega R_0$, то есть чем с большей скоростью Ω вращается тело, и чем больше размер блока R_0 , $V_S = (G/\rho)^{1/2}$ – скорость поперечных сейсмических волн. Максимальное ($\sin \phi = 1$) “моментное” расстояние $l = l_{0K}$, на котором момент упругого поля K_{int} (9) будет по порядку величины равным ($\chi = 1$) собственному моменту блока K (5), при принятых выше параметрах модели будет порядка:

$$l_{0K} = \sqrt[3]{\frac{3}{8\sqrt{5\pi}} \beta_0^{-1/3} \left(\frac{\Omega R_0}{V_S}\right)^{1/3}} R_0 \approx R_0. \quad (10)$$

Таким образом, “предельное” моментное взаимодействие между блоками распространяется на небольшие расстояния, не превышающие размеров блока, и, как и силы молекулярного взаимодействия между частицами среды в классической теории упругости, по сути, является *близкодействующим*.

Аналогичным образом, рассчитывая отношение энергии взаимодействия (8) к собственной энергии (6), для расстояния $l = l_{0W}$, характеризующего “предельное” энергетическое взаимодействие, получаем выражение:

$$l_{0W} = \sqrt[3]{6} R_0 \beta_0^{-2/3} \approx 10^2 R_0, \quad (11)$$

из которого следует, что ротационное упругое поле, ответственное за “энергетическое” взаимодействие, распространяется на большие расстояния, на два порядка по величине превышающее размеры блоков и является, таким образом, *дальнодействующим*.

Как видим, геосреда – *блоковая вращающаяся* среда, в рамках ротационной модели характеризуется близкодействующим и дальнодействующим типами взаимодействия блоков между собой. Во-первых, близкодействием – путем обмена моментами K_{int} (9) рядом расположенных блоков, а не за счет, как в моментной теории упругости, трения вдоль их границ, которое, в рамках ротационной модели, препятствует взаимодействию блоков. Примеры такого взаимодействия в сейсмологии известны. К ним, в первую очередь, относятся сильнейшие землетрясения–дуплеты (и мультиплеты) с близкорасположенными субочагами и очаговой областью общей протяженностью до 1000 км и

более, результатом которых, кроме сильнейших сотрясений на обширных участках поверхности Земли, *всегда* является возбуждение достаточно интенсивных собственных колебаний планеты, продолжающихся в течение продолжительного времени. После Чилийского 1960 г. и Аляскинского 1964 г. землетрясений с магнитудами $M > 9$ и общими протяженностями очагов 2000 (возможно, 3000) и 800 км, соответственно, вызванные ими собственные колебания Земли продолжались более одного месяца. Во-вторых, дальнодействием – путем обмена энергиями W_{int} (8) между блоками на больших, много больше размера блока, расстояниях. Примеры такого взаимодействия в сейсмологии тоже широко известны – это миграция очагов землетрясений вдоль сейсмических поясов на многие десятки тысяч километров [28, 30, 131, 132, 135], удаленные на большое (много больше размеров очага) расстояние от очага землетрясения его форшоки (предшествующие толчки) и афтершоки (последующие толчки) [97] и пары землетрясений [20, с. 119–123].

Как видим, в рамках ротационной модели землетрясение связано не только (не столько) с процессом “локального” накопления напряжений в области его очага, но и (сколько) с “глобальным” процессом перераспределения напряжений в масштабе всей Земли, в целом: в пределах сейсмического пояса и всех поясов, в совокупности.

Близкодействие и дальнодействие в физике часто связывается с корпускулярным (через границы частиц) и волновым (через среду, в которой частицы находятся) взаимодействиями. В рамках блоковой концепции геосреды слагающие ее блоки могут рассматриваться как «элементарные» частицы. Поэтому геодинамика взаимодействия блоков в ротационной модели, по физической сути, может рассматриваться как отражение общего физического принципа – корпускулярно–волнового дуализма, согласно которому в движении геофизических блоков, тектонических плит и геологических структур проявляются как корпускулярные, так и волновые черты [26].

К близкому, по сути, выводу, применимому и к энергонасыщенной блоковой геосреде, пришли авторы [111]: в нелинейных с периодической структурой средах переход от волнового описания к описанию на языке частиц (блоков) обеспечивается их интенсивным энергообменом.

Покажем, как такие взаимодействия блоков между собой согласуются в рамках ротационной модели.

Новый тип возмущений в блоковых вращающихся средах – ротационные волны

Для блока, генерирующего упругое поле с моментом силы (5) и взаимодействующего со всеми упругими полями, генерируемыми другими равновеликими блоками цепочки (совокупностью очагов землетрясений в пределах всего сейсмического пояса общей протяженностью многие

десятки тысяч километров), получен закон движения в виде синус–Гордона (СГ) уравнения [15, 24]. При этом сейсмический пояс планеты моделировался одномерной цепочкой взаимодействующих между собой блоков земной коры – очагов землетрясений. Каждый блок характеризовался моментом инерции I и объемом $V = 4/3\pi R_0^3$. Тогда уравнение движения блока можно записать в виде:

$$I \frac{\partial^2 \beta}{\partial t^2} = K_1 + K_2, \quad (12)$$

где K_1 – момент силы, соответствующий полю упругих напряжений, создаваемых отдельно взятым блоком в соответствии с (5), K_2 – момент силы, отвечающий за взаимодействие блока с остальными блоками цепочки. Из самых общих соображений полагалось, что K_2 пропорционален как упругой энергии, накопленной в результате движения рассматриваемого блока $V \partial^2 \beta / \partial z^2$, так и упругой энергии, соответствующей всем остальным блокам цепочки. В результате уравнение движения блока в безразмерном виде приобретает вид:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta, \quad (13)$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 z$ и $\eta = v_0 k_0 t$ – безразмерные координаты, z – расстояние вдоль цепочки блоков, t – время. Принимая длину волны близкой размеру блока $\lambda \approx R_0$, волновое число $k_0 = 2\pi/R_0$, для характерной скорости процесса v_0 получаем:

$$v_0 = \sqrt{\frac{15}{8\pi^2 \sqrt{5\pi}} \Omega R_0 \sqrt{G/\rho}} \approx \sqrt{\frac{\sqrt{15}}{8\pi^2}} V_R V_S. \quad (14)$$

Вид закона, как и предполагалось, был предопределен выражением для момента силы упругого поля в виде (5). СГ уравнение, правая часть которого, $\sin \theta$, содержит функцию угла поворота блока β , является, как сказано выше, следствием закона сохранения момента импульса. Это принципиальный момент, который позволяет в ротационной задаче о цепочке взаимосвязанных между собой блоков не прибегать к их взаимодействию между собой за счет трения по их границам, как это предполагается в моментной теории упругости (см., например, [34, 85]). И, как следствие, такой подход при условии, что решения (5) и (6) ротационной задачи о поле напряжений вокруг поворачивающегося под действием собственного момента блока получены в рамках классической теории упругости [69] с *симметричным тензором напряжений* (7), дает возможность физически прозрачно проинтерпретировать характерную скорость геофизического процесса, описываемого уравнением СГ.

Из (14) видно, что при фиксированных физических параметрах (G , ρ , R_0) скорость v_0 зависит *только* от угловой скорости Ω , т.е. причиной

возникновения данного типа деформации на самом деле является именно *вращение Земли* [23]. Отсюда и название модели, данное ей авторами – ротационная [24, 25]. При принятых выше параметрах земной коры значение характерной скорости в соответствии с (14) составляет $v_0 = 10\text{--}10^2$ м/с.

Анализируя в большей степени соответствующий реальному сейсмическому процессу случай цепочки с неоднородными вращениями блоков, характеризующимися отклонениями моментов сил от равновесных положений μ , с учетом сил трения α вдоль их границ. Здесь, опять, трение рассматривается не как механизм взаимодействия блоков между собой в результате их «зацепления» друг за друга, как в моментной теории упругости, а как диссипативный фактор, который в результате действия сил трения между блоками препятствует их ротационному взаимодействию. В результате закон движения блока в цепочке был получен в виде модифицированного уравнения СГ [23]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (15)$$

которое решалось численно методом возмущений МакЛафлина–Скотта. Здесь $\delta(\xi)$ – функция Дирака. Начальные условия соответствовали средней скорости деформирования в сейсмоактивных областях. При модельных расчетах величины коэффициентов трения α и неоднородности μ соответствовали реальным разломам. Анализ показал, что для режима замедленного сейсмического процесса, при котором взаимодействие блоков (очагов землетрясений) между собой осуществляется, в основном, за счет медленных движений – крипа, асимптотическое значение скорости передачи ротационных деформаций составляет $c_0 \approx 1\text{--}10$ см/с [23].

Таким образом, можно принять, что характерная скорость $\{v_0, c_0\}$ передачи ротационных деформаций солитонного типа (напряжений с моментом силы) в рамках блоковой модели нелинейной геосреды может быть записана в виде [26]:

$$c_0 \approx \gamma \sqrt{V_R V_S}, \quad c_0 \approx 1\text{--}10 \text{ см/с}, \quad (16)$$

где $\gamma = k^{-1} \approx 10^{-4}$ – нелинейный параметр, характеризующий реальную (разновеликую и неравномерно вследствие трения вращающуюся) цепочку блоков (т.е. совокупность очагов землетрясений, заполняющих собой сейсмический пояс); $k \approx 10^4(10^3\text{--}10^5)$ – коэффициент нелинейности геосреды, равный отношению модулей упругости третьего порядка к модулям упругости второго порядка (линейным модулям упругости) [82, с. 5–20]. Такие высокие значения, в соответствии с [38; 55, с. 96–106], соответствуют структурной нелинейности среды.

СГ уравнение имеет много решений. Моделируя движения в длинных молекулярных цепях, А.С. Давыдов [40] показал, что волновые движения в таких цепях описываются двумя типами возбуждений: солитонами и

экситонами – решениями (1) и (2) на **рис. 6** соответственно. Характерными для таких решений являются «предельные» скорости, соответствующие максимальным энергиям возбуждения E_{max} : V_{01} и V_{02} .

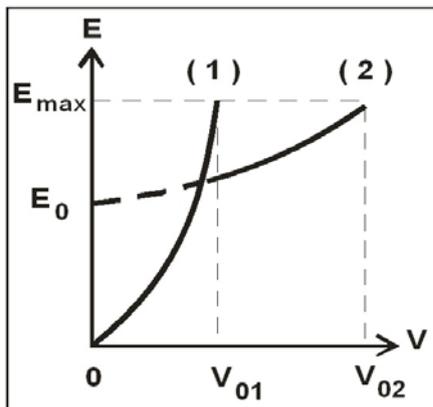


Рис. 6. Волновые решения $E(V)$ СГ уравнения [40]: (1) – солитоны, (2) – экситоны. V_{01} и V_{02} – характерные скорости процесса, соответствующие “предельным” энергиям $E = E_{max}$ солитонному ($0 \leq E \leq E_{max}$; $0 \leq V \leq V_{01}$) и экситонному ($0 \leq E_0 \leq E \leq E_{max}$; $V_{01} \leq V \leq V_{02}$) решениям соответственно. E_{max} – максимальное значение энергии, соответствующее наибольшим значениям магнитуд землетрясений; E_0 – значение энергии, соответствующее коллективному возбуждению всей совокупности молекул в цепочке (очагов землетрясений в сейсмическом поясе в геосреде), как целой, остающейся неподвижной, со скоростью $V = 0$; “нулевая” частота такого колебания сейсмического полюса определяет нутацию полюса планеты – колебание Чандлера [27, 133].

Все опубликованные (несколько десятков значений, библиографию см. в [13, 15, 18, 20]) и полученные авторами скорости миграции очагов тихоокеанских землетрясений с глубинами гипоцентров менее 100 км представлены на **рис. 7** [18, с. 296; 19]. По данным, представленным на **рис. 7**, глобальная, вдоль всего сейсмического пояса (I), и локальная, в пределах индивидуальных очагов сильных землетрясений (II), миграционные зависимости $M_{1,2}(LgV_{1,2})$, предельные значения скоростей $V_{1,2,max}$ и соответствующие им наибольшие магнитуды $M_{1,2,max}$ составляют:

$$M_1 \approx 2LgV_1, V_{1,max} \approx 1-10 \text{ см/с}, M_{1,max} = 8.5 - 9; \quad (17)$$

$$M_2 \approx LgV_2, V_{2,max} \approx 4 \text{ км/с}, M_{2,max} = 8.3. \quad (18)$$

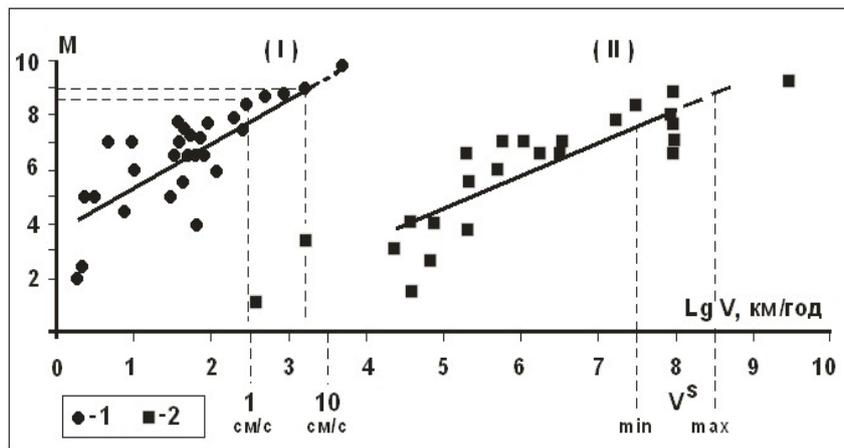


Рис. 7. Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений с глубинами гипоцентров менее 100 км как функции их магнитуды M [18, с. 296; 19]. (I), (II) – зависимости $M(LgV)$, определяющие глобальную миграцию очагов землетрясений вдоль окраины Тихого океана и локальную миграцию форшоков и афтершоков в очагах индивидуальных землетрясений, соответственно. $V_{min,max}^s$ – наименьшее и наибольшее значения скоростей объемных сейсмических волн в пределах литосферы в соответствии с (1). Магнитуда $M = 9$ (8.5–9.5) соответствует наибольшему значению сейсмической энергии E_{max} (рис. 6), выделяющейся при землетрясениях. Таким же предельным значениям магнитуд (энергий) соответствуют и наибольшие значения солитонных $V_{1,max} = V_{01} = c_0 = 1–10$ см/с и экситонных $V_{2,max} = V_{02} = V^s = 1–8$ км/с скоростей (рис. 6).

Сравнение данных, представленных на рис. 6 и 7, на котором магнитуда землетрясения M и сбрасываемая упругая энергия E связаны соотношением $M \approx LgE$ [Дж], показывает следующее. Теоретические модельные для молекулярных цепей (рис. 6) и экспериментальные миграционные для цепочек очагов землетрясений (рис. 7) зависимости качественно совпадают между собой. Это позволяет экспериментальные миграционные зависимости (17) и (18) интерпретировать как солитонное и экситонное решения СГ уравнения, имеющие характерные предельные скорости $V_{01} = V_{1,max}$ и $V_{02} = V_{2,max}$. При этом предельная скорость солитонного (1) на рис. 6 решения $V_{01} = 1–10$ см/с равна характерной скорости c_0 (16) в рамках ротационной блоковой модели геосреды, что позволяет последнюю интерпретировать как предельную скорость солитонного решения СГ уравнения V_{01} .

Таким образом, математическая близость решений волновых уравнений для цепочек, составленных из блоков (I и II, **рис. 7**, соотношения (17) и (18)) и молекул (1 и 2, **рис. 6**), которые являются одномерными и длинными, позволили допустить, что и взаимодействие их элементарных составляющих имеют одинаковую физику [26, 134].

Известно, что солитонные решения СГ уравнения имеют ряд важных свойств, соответствующих свойствам реальных элементарных частиц [33], в то время как экситоны являются такими возмущениями, которые в линейном приближении вырождаются в обычные волны [27], в нашем случае – в поперечные V_S и продольные V_P сейсмические (s) волны V^s . Поэтому выявленные в рамках ротационной модели солитонное V_I (17) и экситонное V_2 (18) решения с характерными предельными скоростями:

$$V_{1,\max} \approx V_{01} \approx c_0, \quad V_{2,\max} \approx V_{02} = V^s, \quad (19)$$

по сути, являются новым типом упругих волн в твердых телах – ротационными волнами [16, 19], которые во вращающихся средах (геосреде) отвечают за корпускулярно–волновые взаимодействия блоков между собой.

Вывод о существовании “нового типа уединенных волн”, “скорость которых ограничена некоторыми предельными значениями”, сформулирован для нелокально упругих твердых тел [89]. Существование “медленной” моды, “скорость распространения которой гораздо меньше скорости звука в жидкости, материале твердых гранул и в газе”, теоретически и экспериментально обоснован в [104]. “Медленная динамика” и ее влияние на “упругие свойства материалов” установлены в [59].

Как видим, следствия концепции блоковой энергонасыщенной геосреды о существовании нового типа ротационных волн, вполне согласуются с акустическими исследованиями твердых тел.

Обращает на себя внимание перекрытие значений скоростей сейсмических волн V^s (1) и волн миграции землетрясений V_I (18), распространяющихся в литосфере, что позволяет предположить принадлежность таких волновых возмущений к одному классу явлений.

Рейдные (сверхтекучие) свойства геосреды

Имеется много свидетельств движения земной поверхности в направлении от очагов землетрясений в виде “горбов Земли” или “видимых земляных волн” [1, 17, 53, 71, 126]. Анализ такого рода вариаций показал [9, 66], что их “разнознаковость при наблюдаемой быстротечности, свидетельствует о процессе в жидкой фазе”.

Все геофизические и геологические данные о таких “медленных” движениях геосреды с характерными длительностями $10\text{--}10^{13}$ с (10^{13} с ≈ 1 млн. лет), рассматриваемые в совокупности, и позволили геологам в 1930–х гг. ввести в рассмотрение рейдные [35, с. 181; 129] или сверхпластичные

деформации Земли “как течение материала в твердом состоянии” [71]. Покажем, что такое состояние геосреды является прямым следствием ее ротационного движения.

Согласно обзору развития представлений о реологических свойствах вещества Земли [18, с. 243–264], температура Дебая θ_d для геосреды может быть записана в виде [43, с. 199]:

$$\theta_d \approx 10^{-3} \bar{V}(H) \sqrt[3]{\rho(H)} .$$

Здесь \bar{V} – средняя скорость возбуждений в геосреде, измеряемая в [см/с], ρ – плотность среды, измеряемая в [г/см³], H – глубина. При средней скорости, определяемой продольной и поперечной сейсмическими скоростями, для литосферы и верхней мантии изменяющимися в соответствии с соотношением (1) в пределах 1–10 км/с, температура Дебая достаточно высока; для глубины $H = 100$ км она составляет $\theta_d \approx 660^0 \text{ К} \approx 1000^0 \text{ С}$ и хорошо соответствует широко распространенной модели физики Земли [43, с. 199–207].

Ситуация кардинальным образом меняется при переходе к ротационной моде c_0 (16), определяемой коллективным движением совокупности геофизических блоков, тектонических плит и геологических структур. Характерное для такой моды предельное значение c_0 , как видно из (16), на пять порядков по величине меньше поперечной и продольной сейсмических скоростей и температура Дебая для нее составляет ничтожно малую величину:

$$\theta_d \approx 0.01^0 \text{ К},$$

которая и определяет возможность движения геосреды без трения – ее реидные свойства [26; 35, с. 181; 129], и/или сверхпластичное течение в твердом состоянии [71]. Эффект исчезновения трения был обнаружен между взаимодействующими блоками из геоматериалов при лабораторном моделировании волн маятникового типа [86, с. 128–139]. Физическими аналогами геодинамического реидного течения являются акустические течения [46, 62, 105] и сверхтекучесть [20]. Такие медленные волны инструментально зарегистрированы в шахтах [86, с. 83–127; 121].

Температура Дебая пропорциональна максимально возможному кванту энергии (максимальной частоте колебаний), способному возбудить колебания всей решетки [45, с. 62] или всех в совокупности мезообъемов твердого тела. В нашем случае: наибольшей частоте колебаний слагающих геосреду геофизических блоков, тектонических плит и других геологических структур Земли. Для сейсмического процесса Земли такой частотой, как показано в работах [27, 133], является величина, обратная периоду нутации полюса Земли – периоду Чандлера, с которым колеблются все слагающие сейсмический пояс блоки, в совокупности. Именно колебание всего пояса, как целого, и определяется энергией «нулевых» колебаний E_0 (рис. 6).

О регистрации гравитационных волн

Минимизируя гравитационную энергию Земли, можно определить величину ее “поверхностного натяжения” [65, с. 101], являющегося, по сути, балансом между силой притяжения (гравитацией) и геодинамическим полем, определяющим для вещества поверхности геоида структуру, которая *по сути своей* должна быть планетарной — *дальнодействующей*. Гравитация в таком балансе может быть представлена волнами геоида [75, с. 215–221]. Дальнодействующим же геодинамическим полем, которое “управляет” движением блоковой вращающейся среды, как показано нами выше, является ротационное упругое поле. Поверхностное натяжение геоида достигает большой величины 10^{19} эрг/см² [65, с. 101], значительно превышающее коэффициенты поверхностного натяжения «лабораторных» жидкостей и твердых тел, значения которых лежат в пределах $1-10^4$ эрг/см². Такие данные могут указывать на существование “очень сильной” взаимосвязи между гравитацией (волнами геоида, имеющими моментную природу [18, с. 160–161]) и геодинамическими ротационными движениями [21].

Дуализм и связанный с ним принцип неопределенности определяют геодинамический процесс как планетарный, тем самым, являющийся отражением, в том числе, и гравитационного взаимодействия Земли с другими телами Солнечной системы (и Матагалактики). Такое “единство” геодинамического и гравитационного процессов [120] позволяет на новом качественном уровне рассмотреть задачу регистрации гравитационных волн, в основе которой заложена идея о взаимодействии блоков земной коры с гравитационными волнами [10, 11].

Эффективное сечение детектора, регистрирующего гравитационную волну, имеет следующий вид [128, с. 191–192]: $\sigma \approx \pi r^2$, где πr^2 – квадрупольный момент антенны. Эффективное сечение достигает максимума, когда расстояние между двумя массами r приближается к акустической длине волны. Под акустическими волнами здесь, очевидно, понимаются упругие волны, в случае Земли – продольная и/или поперечная сейсмические волны. Чувствительности такого метода при регистрации коротких гравитационных волн при их взаимодействии с блоками земной коры и/или Землей, в целом, оказывается недостаточной. По оценкам, проведенным в работах [10, 11], для уверенной регистрации гравитационных волн таким методом чувствительность антенны необходимо повысить, как минимум, на один – два порядка по величине.

Положение может коренным образом измениться при использовании в качестве “рабочего инструмента” вместо сейсмических волн V^s (1) ротационных геодинамических возмущений c_0 (16). Использование при регистрации гравитационных волн ротационных геодинамических возмущений при прочих равных условиях в результате большой

эффективной массы дальнедействующим способом взаимодействующих между собой блоков геосреды может привести к значительному повышению чувствительности антенны и, следовательно, сделает задачу регистрации гравитационных волн методом [10] вполне решаемой. Видимо, именно по этой причине авторы работы [63] полагают, что им впервые удалось с помощью вариометра Этвеша в полевых условиях зарегистрировать гравитационные волны, источником которых являются очаги землетрясений или в рамках ротационной модели – движущиеся блоки литосферы. Принципиальная возможность влияния сверхдлинных гравитационных волн космического происхождения на геодинамические процессы показана в монографии [120], в которой описан и положительный опыт краткосрочного прогнозирования сильных удаленных землетрясений на основании длиннопериодных гравитационных предвестников.

Обсуждение результатов

В работе проведен исторический обзор взаимосвязанного развития истоков акустики и сейсмологии, которые в течение многих веков обогащали друг друга новыми идеями и представлениями – “питали друг друга” [78, с. 14]. Бурное развитие акустики в начале XX в. привело к ее “отрыву” и сейсмология как наука стала развиваться опираясь, в основном, на методы механики сплошной среды. В настоящее время сейсмология уже “выросла” из акустических рамок и развиваемые в геодинамике методы и подходы могут оказаться полезными и при решении задач, стоящих перед акустикой и материаловедением.

Об образовании разломов. Предложена ротационная модель блоковой вращающейся среды – геосреды, в рамках которой обоснована новая концепция упругих напряжений с моментом силы. Взаимодействие блоков между собой в такой среде осуществляется посредством нового типа волн – ротационных волн, являющихся для блоковых вращающихся сред такими же характерными, как продольные и поперечные волны для “обычного” твердого тела. Взаимодействие проявляется в виде близкодействия (обмена моментами) и дальнедействия (обмена энергиями), что является отражением общего физического принципа – корпускулярно–волнового дуализма [26].

В рамках ротационной модели дается физическое объяснение реидным свойствам геосреды – ее способности двигаться не только сдвиговым (скачком, с образованием разрыва), но и объемным (течь, такие движения геофизики еще называют крипом) вдоль границ раздела способом [20, с. 384–394; 26]. Физическим аналогом такого геодинамического реидного течения, является, по сути, сверхтекучесть и планетарные геодинамические движения, таким образом, находят свое физическое объяснение. Действительно, в соответствии с [67] “в опытах с

протеканием по капилляру обнаруживается наличие сверхтекучей части жидкости, в опытах же с вращением диска в гелии II обнаруживается нормальная часть”. Другими словами, медленные реидные геодинамические движения, осуществляемые вдоль границ геофизических блоков и тектонических плит (вдоль “капилляров” [67]), – реализуются солитонными [40] движениями: решение 1, **рис. 6** и/или решение I, **рис. 7**, с характерной скоростью $c_0 = 1-10$ см/с (16); при медленных движениях (поворотах) в результате волнового дальнегодействующего взаимодействия между собой блоков геосреды (11) происходит перераспределение напряжений внутри Земли без образования свободных поверхностей (сдвигов). Быстрые же геофизические движения реализуются экситонами [40] с характерными скоростями $V^s = 1-8$ км/с (1): решение 2, **рис. 6** и/или решение II, **рис. 7**. При таких движениях в результате моментного взаимодействия блоков между собой (10), прямо пропорционального угловой скорости вращения Земли (“диска” [67]), в течение короткого интервала времени реализуется выполнение “жестких” условий (2) и (3), что приводит к образованию вдоль границ блоков свободных поверхностей разрыва, с которых упругая энергия снимается сейсмическими (“нормальными” [67]) волнами – землетрясениями.

Таким образом, в рамках ротационной концепции блоковой геосреды землетрясение (во всяком случае, достаточно сильное с магнитудой $M \geq 7,5$ и сбрасываемой в очаге упругой энергией $E \geq 10^{14}$ Дж) происходит не в соответствии с теорией Рейда [112, с. 19] в результате создания локальных напряжений в очаге и преодоления предела прочности горных пород. Такое землетрясение есть результат дальнегодействующего взаимодействия в течение сейсмического цикла продолжительностью порядка 200 лет [20] между собой всех блоков и плит планеты и создания в очаге будущего землетрясения и прилегающих к нему блоков условий для возможности их близкодействующего взаимодействия, которое и сопровождается образованием свободной поверхности разрыва и излучения сейсмических волн.

В такой постановке *прогноз землетрясения* есть задача определения таких условий, при которых близкодействующее моментное взаимодействие вполне определенного блока (очага будущего землетрясения), – *место*, в определенное *время* будет сопровождаться образованием поверхности (совокупности поверхностей) разрыва сплошности геосреды с определенной интенсивностью – *магнитудой*.

Возможность интерпретации реидного дальнегодействующего движения в рамках физических представлений о сверхтекучести позволяет предположить, что регистрация гравитационных волн без учета ротационных особенностей геодинамических движений блоков и плит Земли, являющихся, с одной стороны, по сути – их детекторами [10, 11], с

другой – взаимодействующими между собой объемами (10) и (11), по-видимому, невозможна.

О дисперсии, нелинейности и энергонасыщенности геосреды. Появление в правых частях уравнений (12), (13) и (15) членов, содержащих $\sin\theta$, может рассматриваться не как следствия нелинейности и геосреды и протекающих в ней процессов. Нелинейный вид этих уравнений движения является следствием вращения геосреды и связан с множителем $\sin\beta/2$, определяемым, согласно (4), величину упругих напряжений, которые движущимися блоками “закачиваются” в геосреду и в силу закона сохранения момента накапливаются в ней, определяя, тем самым, ее свойство энергонасыщенности. Поэтому ротационные волны могут рассматриваться как линейные волновые движения геосреды – вращающейся блоковой *энергонасыщенной* среды.

Амплитуды сейсмических возмущений изменяются в больших пределах: от “визуально” наблюдаемых вблизи очагов сильных землетрясений (земляных волн с амплитудами до 2 м [53, 126]) до незначительных, измеряемых только высокочувствительными приборами вдали от очагов слабых землетрясений с амплитудами до десятых долей микрона и меньше, т.е. в пределах 6–7 порядков и более. Среда, в которой распространяются сейсмические волны такого амплитудного диапазона, имеет достаточно сложное слоистое строение (**рис. 3**) и считается сильно нелинейной [83] и энергонасыщенной [93]. Само существование в такой среде географов, с достаточно высокой точностью определяющих времена прихода первых вступлений *всех* объемных сейсмических волновых возмущений в пределах *всего* их амплитудного диапазона и *всего* диапазона эпицентральных расстояний ($0 < \Delta < 180^\circ$) определяет вещество Земли – геосреду, как такую среду, в которой отсутствует дисперсия первых вступлений объемных сейсмических волн.

На эту проблему впервые обратил внимание Б.Б. Голицын еще в 1910 г. [36, с. 58], отсутствие дисперсии объемных сейсмических волн было подтверждено данными инструментальных сейсмических наблюдений на конец 1950 – начало 1960 гг. [57, с. 408]. В последние десятилетия мировая сеть сейсмических станций оснастилась высокоточными цифровыми сейсмографами с динамическим диапазоном до 130 дБ и полосой пропускания до 0–300 с, что позволило построить скоростные модели Земли, в рамках которых отклонения скоростей прихода объемных сейсмических волн составляют не более 5% [3]. И даже первая продольная волна *P*, возбужденная мощными взрывами обладает “слишком” высокой стабильностью формы в широком диапазоне магнитуды взрыва – дисперсия скоростей практически не заметна, несмотря на осязательное поглощение и большие дистанции распространения [82, с. 6]. Все эти данные на современном экспериментальном уровне характеризуют

геосреду как такую среду, в которой отсутствует дисперсия первых вступлений объемных сейсмических волн.

Отсутствие дисперсии позволяет принять, что природа объемных сейсмических волн не зависит от их амплитуды: и волны очень малой, предельно измеряемой ($\approx 10^{-6}$ см) амплитуды, и волны максимальных, на 6–7 порядков и более по величине больших амплитуд, следует считать одинаково нелинейными. Сформулированный вывод подтверждается инструментальными наблюдениями за сейсмическими волнами, которые даже при деформациях $\sim 10^{-10}$ (на уровне шумовых помех) обладают нелинейными свойствами [82, с. 10]. Нелинейный характер ротационных волн или, в свете выше сказанного – энергонасыщенность геосреды, отражается сомножителем γ в соотношении (16).

Таким образом, полученные в работе данные приводят к парадоксальному, на первый взгляд, выводу, согласно которому всю совокупность объемных сейсмических и ротационных волн можно рассматривать и как линейные и как нелинейные (синус–Гордона уравнений (13) и (15)) волновые решения задачи о движении геосреды. Разрешение парадокса, по-видимому, может быть объяснено не нелинейными свойствами геосреды, а ее энергонасыщенным состоянием, величина которого определяется ее угловой скоростью вращения. В соответствии с [117, с. 287]: “Относительности вращения не существует. Вращающаяся система – не инерциальная система, и законы физики в ней другие”. В этой связи представляется, что реализацию такого, по сути, *геодинамического* механизма в “не инерциальной системе”, по-видимому, трудно будет объяснить без учета гравитации и связанными с ней волнами геоида [20, 75] – и далекодействующими (планетарными), и долгоживущими.

Сформулированный нами “парадоксальный” вывод о существовании “линейных” и “нелинейных” волновых решениях удивительным образом тесно переплетается с результатами работы [77], в которой исследовались дисперсионные решения линейного волнового уравнения для безграничных сред, не обладающих поглощением и дисперсией. Автором [77] отмечен “факт практически единого метода решения линейных и нелинейных уравнений” и “вытекающая аналогия между дисперсионными решениями линейного уравнения и решениями “соответствующего” нелинейного уравнения”.

Обобщенная задача Лэмба. Такое линейно–нелинейное свойство объемных сейсмических волн V^* (1), (19) и волн миграции очагов землетрясений V_1 (17) и V_2 (18) и/или энергонасыщенно-нелинейное состояние геосреды позволяет задачу об источнике волновых возмущений в геосреде ставить как единую задачу (обобщенную задачу Лэмба) для всех возмущений геодинамической природы [18; 20, с. 384–394; 132]). Решением такой задачи должно быть, в том числе, и объяснение

взаимосвязи (предельного перехода) $V_2 \rightarrow V^\infty$ (19). При этом стандартный прием, обычно применяемый в акустике и теории твердого тела и позволяющий при увеличении амплитуды волны методом последовательных приближений переходить от линейной теории к нелинейной [46, 105], в сейсмологии (и науках о Земле), по-видимому, не имеет смысла. Для исследования геодинамического процесса – процесса излучения и распространения сейсмических (+ тектонических + миграции землетрясений и извержений вулканов + др.) волн, их взаимодействия между собой и с веществом Земли (геосредой) – требуется искать новые подходы, в которых геосреда является не “пассивным поглотителем” [73] сейсмической (+ вулканической + тектонической + др.) энергии, а “активным участником” [82, 83] самого процесса.

Обобщенная задача Лэмба – аналог упругой задачи Лэмба для Земли как не блокового тела, не связанного с другими космическими телами, должна рассматривать Землю как блоковую энергонасыщенную (нелинейную) среду (геосреду [82, 92, 108]) в ее гравитационном взаимодействии с другими космическими телами. По-видимому, впервые постановка такой сейсмо-гравитационной задачи обсуждалась в работе [20, с. 384–394], в которой, фактически, обозначены и возможные основные методы ее решения, включающие теорию гравитационного потенциала и фигур равновесия (см., например [58]) в совокупности с методами нелинейной (физической) акустики [62, 105]. При этом, прежде чем ставить и решать такую задачу необходимо четко разграничить такие свойства геосреды, как энергонасыщенность и нелинейность [22].

Материаловедение. Согласно [49, 50] теория Коссера и других сред с микроструктурой по своим гипотезам занимают промежуточное положение между классической теорией упругости и физикой твердого тела. Материальная точка в среде с микроструктурой имеет некую степень сложности. Это позволяет описывать и структуру материала, что недоступно для теории упругости, и волны деформации, что недоступно для материаловедения. По этой причине считается, что “материаловедение и теория упругости открыты критике обеих сторон” [49, с. 272]. В нашей работе показано, что в рамках ротационной модели геосреды с симметричным тензором напряжений оказывается возможным описывать и структуру Земли (**рис. 3**) и волновые упругие поля. Как видим, симметричность тензора напряжений в ротационной модели геосреды (7) снимает (взаимно нейтрализует) “критику обеих сторон” [49] и позволяет разработанную автором с коллегами ротационную модель [15, 16, 18–20, 23–27, 133, 134] считать физической альтернативой математической, по сути [84, 85], модели Коссера. Более того, экспериментальные и теоретические исследования последних лет убедительно продемонстрировали и возможность описания макроструктуры тел в рамках волновых представлений локализованных нелинейных волн

деформации [5, 95] со скоростями близкими скоростям медленных тектонических волн и волн миграции очагов землетрясений [47, 48].

Корпускулярно–волновой дуализм характеризует ротационное упругое поле как планетарное по масштабу самосогласованное поле. Именно в рамках ротационных представлений оказывается возможным объяснить и локальные (образования разрывов, землетрясения) и глобальные (“удаленные” предвестники землетрясений, генерация собственных колебаний Земли) взаимодействия блоков и плит между собой. Такие и локальные и планетарные свойства ротационного упругого поля соответствуют основному положению теории колебаний и волн, сформулированному Л.И. Мандельштамом в первом же предложении аннотации его самой первой лекции: “Для теории колебаний характерно рассмотрение процесса в целом” [82, с. 11].

Именно “рассмотрение процесса в целом” и объединяет затронутые в работе “сейсмические” проблемы с полученными в последние годы “акустическими” [56, 59, 77, 80, 81, 111], “акусто–сейсмическими” [104] и “сейсмо–акустическими” [125] результатами, что позволяет надеяться на возрождение режима исследования сейсмических и акустических проблем в рамках единого, по сути, “процесса в целом”. В качестве *experimentum sticis** могло бы выступить решение проблемы [22] о соотношении таких свойств геосреды как “энергонасыщенность” и “нелинейность”, являющихся, по сути, “чистыми” геологическим и акустическим, соответственно, понятиями.

* эксперимент креста, решающий эксперимент (*лат.*).

Литература. 1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В двух томах. М. Мир, 1983. 880 с. 2. Амензаде Ю.А. Теория упругости. М.: Высшая школа, 1976. 272 с. 3. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25. 4. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с. 5. Баранникова С.А., Надежкин М.В., Зеув Л.Б., Жигалкин В.М. О неоднородности деформации при сжатии сильвинита // Письма в ЖТФ. 2010. Т. 36. № 11. С. 38–45. 6. Безухов Н.И. Теория упругости и пластичности. М.: Госуд. изд-во техн.–теор. лит.–ры, 1953. 420 с. 7. Богданович К.И. Землетрясения в Мессине и Сан Франциско. СПб, 1909. 165 с. 8. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988, с. 526. 9. Бороздич Э.В. Короткоживущие подкорковые локальные возмущения (КПЛВ). Их природа и проявления // Исследования в России. 2008. <http://zhurnal.apl.relarn.ru/articles/2008/049.pdf>. 10. Брагинский В.Б., Гусев А.В., Митрофанов В.П., Руденко В.Н., Якимов В.Н. О поисках низкочастотных всплесков гравитационного излучения // Успехи физических наук. 1985. Т. 147. С. 422–424. 11. Брагинский В.Б., Митрофанов В.П., Якимов В.Н. О методах поиска низкочастотных гравитационных волн. Препринт физического ф-та МГУ. № 1.

1985. 4 с. **12. Буллен К.Е.** Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 444 с. **13. Быков В.Г.** Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1179–1190. **14. Ванек Й., Кондорская Н.В., Христосков Л.** Магнитуда землетрясений в сейсмологической практике. Волны РV и РVs. София: Изд-во Болгарской Академии наук, 1980. 264 с. **15. Викулин А.В.** Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск–Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с. www.kscnet.ru. **16. Викулин А.В.** Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559–570. **17. Викулин А.В.** Мир вихревых движений. Петропавловск–Камчатский: КГПУ, 2008. 230 с. www.kscnet.ru. **18. Викулин А.В.** Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск–Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с. www.kscnet.ru. **19. Викулин А.В.** Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 119–141. **20. Викулин А.В.** Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: избранные труды. Петропавловск–Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с. www.kscnet.ru. **21. Викулин А.В.** Геодинамика и гравитация (космические факторы) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов Третьей тектонофизической конференции 8-12 октября 2012. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 57-61. **22. Викулин А.В.** Нелинейность–фрактальность или реидность–энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Наймарка “Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости” // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Выпуск № 21. С. 163–168. www.kscnet.ru. **23. Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н.** Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5. № 1. С. 31–39. **24. Викулин А.В., Иванчин А.Г.** Модель сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 1997. Т. 2. № 2. С. 20–25. **25. Викулин А.В., Иванчин А.Г.** Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 94–102. **26. Викулин А.В., Иванчин А.Г.** О современной концепции блочно–иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико–технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С.67–84. **27. Викулин А.В., Кролевец А.Н.** Чандлеровское колебание полюса и сеймотектонический процесс // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 6. С. 996–1009. **28. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., и др.** Информационно–вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3. С. 34–54. **29. Викторов И.А.** Звуковые поверхностные волны в твердых телах. М.: Наука, 1981. 288 с. **30. Вилькович Е.В., Шнирман М.Г.** Волны миграции эпицентров (примеры и модели) // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 27–37 (Вычислительная сейсмология. Вып. 14). **31. Владимиров В.И., Романов А.Е.** Дисклинации в кристаллах. Л.: Наука, 1986. 224 с. **32. Владимиров Ю.С.** Метафизика. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2009. 568 с. **33. Гапонов–Грехов А.В., Рабинович М.И.** Л.И.

Мандельштам и современная теория нелинейных колебаний и волн // Успехи физических наук. 1979. Т. 128. Вып. 4. С. 579–624. **34. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.** Механика Коссера для наук о Земле // Вычислительная механика сплошной среды. 2009. Т. 2. № 4. С. 44–66. **35. Геологический словарь** в 2-х т. Т. 1. М.: Недра, 1978. 487 с. **36. Голицын Б.Б.** Избранные труды. Т. II. Сейсмология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 491 с. **37. Гуляев Ю.В., Пустовойт В.И.** Усиление поверхностных волн в полупроводниках // ЖЭТФ. 1964. Т. 47. № 6. С. 2251–2253. **38. Гурбатов С.Н., Руденко О.В., Саичев А.И.** Волны и структуры в нелинейных средах без дисперсии. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008. 496 с. **39. Гутенберг Б.** Физика земных недр. М.: Изд-во Иностранной лит-ры, 1963. 264 с. **40. Давыдов А.С.** Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах // Успехи физических наук. 1982. Т. 138. Вып. 4. С. 603–643. **41. Дорфман Я.Г.** Всемирная история физики. С древнейших времен до конца XVIII века. М.: КомКнига, 2007. 352 с. **42. Дорфман Я.Г.** Всемирная история физики. С начала XIX в. до середины XX в. М.: Издательство ЛКИ, 2007. 320 с. **43. Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с. **44. Исакович М.А.** Общая акустика. М.: Наука, 1973. 496 с. **45. Займан Дж.** Принципы твердого тела. М.: Мир, 1974. 472 с. **46. Зарембо Л.К., Красильников В.А.** Введение в нелинейную акустику. М.: Наука, 1966. 520 с. **47. Зуев Л.Б., Баранников С.А., Жигалкин В.М.** Автоволновая модель пластичности твердых тел и медленные движения в горных породах // Тектонофизика и актуальные вопросы в науках о Земле. Материалы докладов Третьей тектонофизической конференции. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 221–226. **48. Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А.** Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 327 с. **49. Ерофеев В.И.** Волновые процессы в твердых телах с микроструктурой. М.: Изд-во МГУ, 1999. 328 с. **50. Ерофеев В.И.** Братья Коссера и механика обобщенных континуумов // Вычислительная механика сплошных сред. 2009. Т. 2. № 4. С. 5–10. **51. Есипов И.Б., Рыбак С.А., Серебряный А.Н.** Нелинейная акустическая диагностика земных пород и океана // Успехи физических наук. 2006. Т. 176. № 1. С. 97–102. **52. Каринский С.С.** Устройства обработки сигналов на ультразвуковых поверхностных волнах. М.: Советское радио, 1975. 176 с. **53. Каррыев Б.С.** Вот произошло землетрясение. — SIBIS. 2009. <http://www.publication.ru>. **54. Касахара К.** Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с. **55. Кафедре** акустики физического факультета 60 лет / Ред. В.А. Гордиенко. М.: Изд-во физического факультета МГУ, 2003. 132 с. **56. Клочков Б.Н.** Волновые процессы на клеточном уровне // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 2. С. 259–271. **57. Комментарии** // Б.Б. Голицын. Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 465–488. **58. Кондратьев Б.П.** Теория потенциала и фигуры равновесия. М. – Ижевск: Ин-т компьютерных исследований, 2003. 624 с. **59. Коробов А.И., Одина Н.И., Мехедов Д.М.** Влияние медленной динамики на упругие свойства материалов с остаточными и сдвиговыми деформациями // Акустический журнал. 2013. Т. 59. № 4. С. 438–444. **60. Костров Б.В.** Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с. **61. Красильников В.А.** Звуковые волны в воздухе, воде и твердых телах. М.: Государственное изд-во технико-теоретической лит-ры, 1954.

440 с. **62. Красильников В.А., Крылов В.В.** Введение в физическую акустику. М.: Наука, 1984. 400 с. **63. Крылов С.М., Соболев Г.А.** О вихревых гравитационных полях естественного и искусственного происхождения и их волновых свойствах // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 78–92. **64. Кузиков С.И., Мухаметдиев Ш.А.** Структура поля современных скоростей коры в районе Центрально–Азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51. **65. Кузнецов В.В.** Введение в физику горячей Земли. Петропавловск–Камчатский: КамГУ, 2008. 367 с. **66. Кузнецов В.В.** Ударно–волновая модель землетрясения. I. Сильные движения землетрясения как выход ударной волны на поверхность // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 6. С. 87–96. **67. Ландау Л.Д.** Теория сверхтекучего гелия II // Л.Д. Ландау. Собрание трудов. М.: Наука, 1969. С. 352–385. **68. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Механика. М.: Наука, 1973. 208 с. **69. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Теория упругости. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 264 с. **70. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Теория поля. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 536 с. **71. Леонов М.Г.** Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с. **72. Линьков Е.М.** Сейсмические явления. Л.: Изд–во Ленингр. университета, 1987. 248 с. **73. Лобковский Л.И.** Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с. **74. Лямов В.Е.** Поляризационные эффекты и анизотропия взаимодействия акустических волн в кристаллах. М.: МГУ, 1983. 224 с. **75. Магницкий В.А.** Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 390 с. **76. Макаров П.В.** Самоорганизованная критичность деформационных процессов и перспективы прогноза разрушения // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. № 5. С. 97–112. **77. Маков Ю.Н.** О дисперсионных решениях линейного волнового уравнения для безграничных сред, не обладающих поглощением и дисперсией // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 1. С. 41–48. **78. Мандельштам Л.И.** Лекции по теории колебаний. М.: Наука, 1972. 470 с. **79. Мячкин В.И.** Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с. **80. Назаров В.Е.** Взаимодействие акустических волн в микронеоднородных средах с гистерезисной нелинейностью и релаксацией // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 2. С. 204–210. **81. Никитина Н.Е., Павлов И.С.** О специфике явления акустоупругости в двумерной среде с внутренней структурой // Акустический журнал. 2013. Т. 59. № 4. С. 452–458. **82. Николаев А.В.** (Ред.). Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. 288 с. **83. Николаев А.В.** (Ред.). Проблемы геофизики XXI века: в 2 кн. М.: Наука, 2003. **84. Николаевский В.Н.** Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Доклады АН СССР. 1995. Т. 341. № 3. С. 403–405. **85. Николаевский В.Н.** Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с. **86. Опарин В.Н., Симонов Б.Ф., Юшкин В.Ф.** Геомеханические и технические основы увеличения нефтеотдачи пластов в виброволновых технологиях. Новосибирск: Наука, 2010. 404 с. **87. Опарин В.Н., Танайно А.С., Юшкин В.Ф.** О дискретных свойствах объектов геосреды и их каноническом представлении // Физико–технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2007. № 3. С. 6–24. **88. Остроумов Г.А.** Основы нелинейной акустики. Л.: ЛГУ, 1967. 132 с. **89. Памятных Е.А., Урусов А.В.** Нелинейные уединенные волны в нелокально упругих твердых телах //

Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 2. С. 193–199. **90. Панин В.Е.** Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. № 1. С. 5–22. **91. Панин В.Е., Егорушкин В.Е.** Физическая мезомеханика и неравновесная термодинамика как методологическая основа наноматериаловедения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 4. С. 7–26. **92. Пейве А.В.** Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–54. **93. Пономарев В.С.** Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с. **94. Попков В.И., Фоменко В.А., Глазырин Е.А., Попков И.В.** Катастрофическое тектоническое событие лета 2011 г. на Таманском полуострове // Доклады РАН. 2013. Т. 448. № 6. С. 1–4. **95. Порубов А.В.** Локализация нелинейных волн деформации. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 208 с. **96. Потапов А.И.** Волны деформации в среде с внутренней структурой // Нелинейные волны 2004 / Ред. А.В. Гапонов–Грехов, В.И. Некоркин. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2005. С. 125–140. **97. Прозоров А.Р.** О пониженной вероятности сильных толчков в некоторой пространственно–временной окрестности сильных землетрясений // Вопросы прогноза землетрясений и строения Земли. М.: Наука, 1978. С. 35–47. (Вычислительная сейсмология. Вып. 11). **98. Ризниченко Ю.В.** Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с. **99. Розенбергер Ф.** История физики в четырех книгах. Кн. 1.: История физики в древности и в Средние века. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 152 с. **100. Розенбергер Ф.** История физики в четырех книгах. Кн. 3. Вып. 1: История физики за XIX столетие. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 304 с. **101. Розенбергер Ф.** История физики в четырех книгах. Кн. 3. Вып. 2: История физики за XIX столетие. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 448 с. **102. Руденко О.В.** Гигантские нелинейности структурно–неоднородных сред // Успехи физических наук. 2006. Т. 176. № 1. С. 77–95. **103. Руденко О.В.** Нелинейные волны: некоторые биомедицинские приложения // Успехи физических наук. 2007. Т. 177. № 4. С. 374–383. **104. Руденко О.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Хедберг К.М., Шамаев Н.В.** Нелинейная модель гранулированной среды, содержащей слои вязкой жидкости и газовые полости // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 1. С. 112–120. **105. Руденко О.В., Солуян С.И.** Теоретические основы нелинейной акустики. М.: Наука, 1975. 288 с. **106. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.** Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77. **107. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П.** Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Государственное изд–во технико–теоретической лит–ры, 1955. 544 с. **108. Садовский М.А.** Избранные труды: геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с. **109. Седов Л.И.** Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с. **110. Слензак О.И.** Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова Думка, 1972. 182 с. **111. Смирнов В.В., Маневич Л.И.** Предельные фазовые траектории и динамические переходы в нелинейных периодических системах // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 2. С. 279–284. **112. Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с. **113. Солуян С.И., Хохлов Р.В.** Акустические волны конечной амплитуды в среде с релаксацией // Акустический

журнал. 1962. Т. 8. № 2. С. 220–229. **114. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с. **115. Справочник** (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 279 с. **116. Стейси Ф.** Физика Земли. М.: Мир, 1972. 343 с. **117. Фейман Р., Лейтон Р., Сэндс М.** Феймановские лекции по физике. Т 5. Электричество и магнетизм. М.: Мир, 1966. 296 с. **118. Физический** энциклопедический словарь / Ред. А.М. Прохоров. М.: Советская энциклопедия, 1983. 928 с. **119. Форрестер Дж.** Мировая динамика. М. –СПб: Terra Fantastica, 2003. 379 с. **120. Хаин В.Е., Халилов Э.Н.** Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с. **121. Хачай О.А., Хачай О.Ю., Клишко В.К., Шипев О.В.** Кинематические и динамические характеристики медленных деформационных волн в породном массиве как отклик на взрывные воздействия // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды XX Всероссийской научной конференции. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2013. С. 38–42. **122. Хирт Дж., Лотэ И.** Теория дислокаций. М.: Атомиздат, 1972. 867 с. **123. Хмелевской В.К.** (Ред.). Геофизика. Учебник. М.: КДУ, 2007. 320 с. **124. Храмов Ю.А.** Физики: Биографический справочник. М.: Наука, 1983. 400 с. **125. Чеботгарева И.Я.** Методы пассивного исследования геологической среды с использованием сейсмического шума // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 6. С. 844–853. **126. Шебалин Н.В.** Количественная макросейсмика (фрагменты незавершенной монографии) // Магнитное поле Земли: математические методы описания. Проблемы макросейсмики. М.: ГЕОС, 2003. С. 57–200 (Вычислительная сейсмология. Вып. 34). **127. Шейдеггер А.** Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с. **128. Цзю Х.Ю., Гофман В.** (Ред.) Гравитация и относительность. М.: Мир, 1965. 544 с. **129. Carey S.W.** The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austral. 1954. V. 1. P. 67–117. **130. Irving R.** Why residual stresses can no longer be ignored // Iron Age. 1978. V. 221. № 47. P. 48–51. **131. Mogi K.** Migration of seismic activity // Bull. of the Earthquake Res. Inst. 1968. V. 46. P. 53–74. **132. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A.** Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics&Tectonophysics. 2012. V. 3. 1. P. 1–18. **133. Vikulin A.V., Krolevetz A.N.** Seismotectonic processes and the Chandler oscillation // Acta Geoph. Polonica. 2002. V. 50. # 3. P. 395–411. **134. Vikulin A.V., Tveritinova T.Yu., Ivanchin A.G.** Wave moment geodynamics // Acta Geophysica. 2013. V. 61. # 2. P. 245–263. DOI: 10.2478/s116000-012-0079-8. **135. Yoshida A.** Migration of seismic activity along interpolate seismic belts in the Japanese Islands // Tectonophysics. 1988. V. 145. P. 87–99. **136. Zabusky N.J.** Interpretation of the “stabilization distance” as evidence of weak shock formation in low-loss longitudinal nonlinear wave propagation // J. Phys. Chem. Solids. 1965. V. 26. # 6. P. 955–958.