



Д. ф. - м. н.
А. Л. Собисевич



М. н. с.
Д. В. Лиходеев

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

А. Л. Собисевич, Д. В. Лиходеев

В статье на примере Эльбрусского вулканического центра анализируются геолого-геофизические особенности, присущие вулканам центрального типа, и рассматриваются магматические структуры (магматический очаг, магматическая камера и др.), ответственные за генерацию наведенных волновых процессов в окрестности вулканической постройки.

Если рассматривать некоторый выделенный элемент геологической среды в районе вулканической постройки (породный массив с неоднородностями, элементы магматических структур или магматическую камеру) как упругое тело, то все проблемы описания такого образования связаны в первую очередь с определением упругих характеристик и действующих сил (внешних и внутренних) при данных давлениях и температурах.

Используя аппарат современной нелинейной акустики, математической теории упругости, электродинамики и теплофизики для описания выделенной отдельности, представляется возможным выполнить оценки основных параметров волновых процессов в районе вулканической постройки, изучить структуру акустических, сейсмических, электрических, магнитных, гравитационных и других полей. Полученные при этом научные результаты позволяют перейти к анализу динамических особенностей изучаемого вулканического образования, при условии, что изучаемую отдельность можно считать однородной в рассматриваемом диапазоне волновых чисел (частот) [75; 49; 27; 66].

Однако на практике геофизики всегда имеют дело с заведомо неоднородными структурами, что существенно усложняет задачу. Если в выделенном неоднородном массиве рассмотреть отдельные структурные элементы, которые можно считать однородными, то и в этом случае следует согласиться с тем, что такие отдельности не дают полного представления об упругих характеристиках всего массива. Необходимо представлять, какую долю объема занимают те или

иные породы, размеры отдельностей и характерные особенности (например, жесткость связей между ними, положение относительно других элементов структуры, температура среды, наличие расплавленных магматических образований, трещиноватость), свойственные разным породам, слагающим изучаемый объем геологической среды в районе вулканической постройки. Во всех случаях исследователь встречается с довольно сложной проблемой, которую в механике твердого деформируемого тела принято называть «проблемой осреднения»

Оставляя без внимания многие принципиальные вопросы, связанные с решением проблемы осреднения, отметим случай, когда в геологической среде, составляющей вулканическую постройку, изучаются структуры резонансного типа (ограниченные флюидонасыщенные слои, магматические каналы, камеры и т.п.). В этом случае зависимость деформаций от напряжений определяется, в том числе, и нелинейными особенностями геологической среды в окрестности изучаемых образований. Наличие подобного рода структур неоднократно отмечалось при экспериментальном изучении условий распространения сейсмических сигналов в реальной геологической среде [50; 54; 70].

На рис. 1 приведена принципиальная схема системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа [76]. Именно эти структуры, являющиеся своеобразным «сердцем» вулканов, и определяют его «жизненные» циклы. Характеризуя последние, укажем, что экспериментальные наблюдения последних лет, проведенные в районе Эльбрусского вулканичес-

кого центра, дают основания отнести магматический очаг, магматическую камеру, коровые и другие каналы к геологическим структурам резонансного типа, определяющим механизмы подготовки и развития катастрофического извержения [70; 68;46].

В том случае, когда коровый цилиндрический канал вулкана центрального типа или вулканического центра действует многие тысячи или десятки тысяч лет, вокруг него постепенно может образоваться несколько магматических очагов на разных глубинах. В подобных системах магматических очагов поступающие мантийные магмы взаимодействуют с окружающими породами земной коры, смешиваются, претерпевают дифференциацию и эволюцию в течение всего времени существования вулкана, формируя распределенные структуры разного масштаба и формы. Эти локальные образования относят к структурам резонансного типа, которые и являются источниками наведенных волновых процессов в окружающей геологической среде.

Согласно современным представлениям, размеры магматических очагов вулканов центрального типа должны трансформироваться во времени весьма медленно. Это определяется в первую очередь изменением во времени расхода мантийной магмы в течение жизни вулканического центра [76].

Многочисленные наблюдения позволили выявить интересную особенность: в большинстве встречающихся случаев расход магмы постепенно затухает. В начальной стадии развития вулканического центра и его магматической системы происходит плавление пород коры вокруг питающего канала и рост очагов. Затем устанавливается равновесие между потоком тепла, приносимого глубинной магмой, и потерями тепла через стенки магматических очагов и каналов. В этой стадии магматические очаги имеют весьма устойчивые и максимальные размеры, характерные для этого периода жизни вулкана. Затем при уменьшении расхода магмы начинается медленное застывание очагов и сокращение размеров расплавленных магматических включений [76; 77].

Сегодня очень мало известно о внутреннем строении вулканов. Изучая магматические структуры, вулканологи вынуждены обращаться к упрощенным принципиальным схемам. На рис. 2 приведены такие условные схемы строения сферического и плоского магматических очагов вулканов центрального типа. Эти схемы используют при выполнении приближенных расчетов теплового режима [76].

Установлено, что магматический очаг вулкана центрального типа может образоваться, приобрести устойчивые максимальные размеры и прийти в квазистационарное тепловое состояние в те-

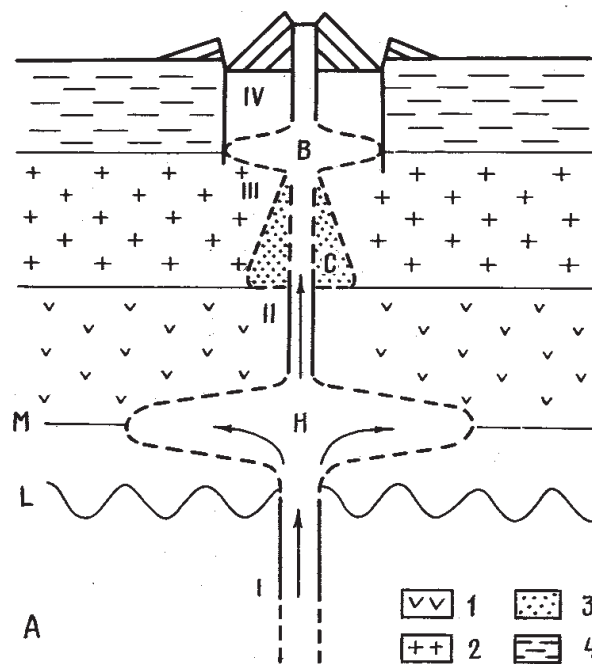


Рис. 1. Схема развитой системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа по [77]

Обозначения:

A – астеносфера; **L** – граница литосферы; **M** – граница земной коры; **H** – подкоровый, или нижнекоровый магматический очаг; **C** – коровый промежуточный очаг, возникающий при плавлении гранитных или осадочных пород основными магмами; **B** – верхний, периферический очаг.

1 – «базальтовый» слой; **2** – «гранитный» слой; **3** – возможная область плавления в «гранитном» слое вокруг магматического канала; **4** – осадочный слой.

I – магматическая астеносферная колонна, **II** – часть питающего канала, находящаяся в «базальтовом» слое; **III** – то же, в «гранитном» слое, **IV** – между «периферическим» очагом и кратером

чение первых тысячелетий своей деятельности. В этом устойчивом, квазистационарном состоянии кондуктивные потери через стенки магматического очага компенсируются притоком тепла, поступающего в очаг по его питающему каналу с более горячей глубинной магмой. Магма, отдавшая часть тепла магматическому очагу, вытекает из него при вулканических извержениях.

Таким образом, отдельные элементы магматической структуры вулкана всегда находятся в состоянии, близком к квазистационарному. Обмен энергией между отдельными элементами разломно-блоковых структур вулканической постройки (включая и магматические структуры) определяет динамическое состояние системы в целом.

Все изложенное выше относится не только к вулканам. Наблюдения, выполненные в различных

точках планеты, подтверждают, что геологическая среда в отдельных районах Земли носит в себе следы разрушения на разных масштабных уровнях: от трещин на границах зерен минералов до многокилометровых разломов, разделяющих отдельные блоки земной коры. Возникнув, трещины могут функционировать как резонансные структуры, обеспечивая перераспределение энергетических потоков в массиве и большую подвижность отдельных разломно-блоковых образований. Эти трещиноватые структуры являются генераторами волновых процессов, в числе которых: сейсмические, деформационные, инфразвуковые и электромагнитные поля КНЧ-диапазона.

Вдоль одних разломов берега смещаются друг относительно друга на сотни километров, вдоль других движение меняет направление много раз. В результате формируются ансамбли разломно-блоковых структур, ответственные за различного рода перестройки в литосфере Земли [60]. В ряде случаев эти движения сопровождаются возникновением зон дилатации, которые связывают с активизацией сейсмического режима и генерацией волновых процессов (геофизических полей) [48].

Более глубокий анализ показывает, что трещины, разломы и другие структурные неоднородности вулканических построек – это не просто следы разрушения, а способ динамического существования геофизической среды, как при малых, так и при больших (необратимых) деформациях. С этой точки зрения выделенный по характерным признакам элемент вулканической постройки или геологической среды в ее окрестности приобретает понятный физический смысл, являясь характеристикой состояния изучаемой системы.

Итак, геологическая среда в окрестности вулканической постройки и ее отдельные элементы всегда находятся в состоянии движения. Это определяет класс задач, связанных с анализом поведения отдельных структур резонансного типа и их ансамблей, которые являются причиной появления переходных нелинейных процессов, переводящих систему из одного стационарного состояния в другое. Процессы эти могут усиливаться за счет механизмов синхронизации взаимодействующих блоковых структур, что и приводит в ряде случаев к развитию катастрофических процессов [68; 69].

При такой постановке проблемы представляется возможным связать описание геологической среды в окрестности вулканической постройки с предсказанием отдаленных последствий

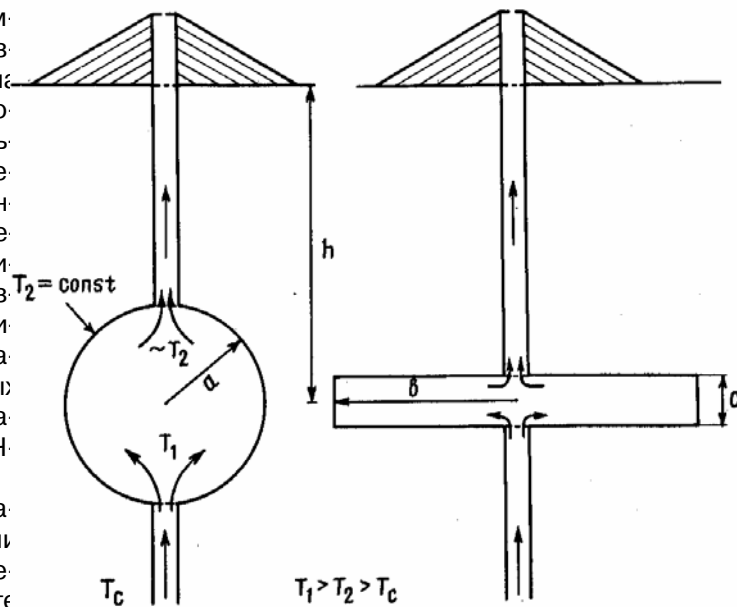


Рис 2. Схематическое строение магматических очагов вулканов, имеющих форму сферы и диска
Обозначения: T_c – температура среды, T_1 – входная температура магмы, T_2 – температура поверхности очагов, a и b – радиусы сферы и диска, h – глубина залегания центра очагов [77]

внешнего или внутреннего воздействия, которое оказывает влияние на протекающие естественные процессы. Подчеркнем еще раз, что выделенная для изучения структура в геологической среде (например, магматическая камера) не является неизменной системой. Геологическую структуру любого масштаба можно характеризовать как среду, которая (независимо от способа описания её поведения) непрерывно потребляет (трансформирует и диссипирует) энергию от различных (внешних и внутренних) источников.

Говоря о резонансных особенностях магматических структур вулканов, необходимо отметить, что образование магм в области их первичного выплавления может быть вызвано разными причинами: разогревом при притоке энергии, плавлением вещества из-за снижения давления его при подъеме в астеносфере и подтоком летучих, экзотермическими реакциями и другими процессами. При этом образование магм ведёт к резкому снижению вязкости вещества в области выплавления и, как правило, к уменьшению его плотности, что в свою очередь приводит к перестройке внутренней структуры области и образованию отдельностей резонансного типа, которые четко определяются в геофизических полях (гравитационном, сейсмическом, деформационном).

В любом случае, находится ли протяженная область первичного выплавления около сейсмофокального слоя на значительных глубинах

(100–200 км для вулканов Камчатки) или же в средней и наиболее разогретой области астеносферы на меньших глубинах, наблюдается подъем магм сквозь астеносферу по механизму гравитационной конвекции. Вопрос о том, каким образом происходит такой подъем, во многом остается пока неясным. В литературе рассматривались разные модели: подъем магматических колонн, булавообразных тел сферических астенолитов, вертикальных цепочек астенолитов. Согласно современным представлениям, наиболее вероятно возникновение над верхней кромкой области первичного плавления ряда диапиров, в которых по мере подъема из-за декомпрессии возрастает доля расплавов, падает вязкость, уменьшается их сечение. Вслед за этим диапир превращается в магматическую колонну [76].

Механизм подъема магм сквозь литосферу существенно иной, чем в астеносфере. Магмы движутся здесь по практически вертикальным каналам под действием избыточного давления, возникающего в глубоких частях питающих систем вулканов. В самом начале своего существования питающие магматические каналы в земной коре представляют собой дайки. Они замещаются цилиндрическими питающими каналами, что с очевидностью наблюдается во время трещинных извержений, когда первоначальные питающие трещины в течение часов или дней заменяются жерлами рождающихся шлаковых конусов. Дайки застывают и отмирают вскоре после остановки в них магмы, а цилиндрические каналы примерно равного сечения вместе с магматическим очагом и магматической камерой остаются расплавленными в течение большого времени. Эти структуры еще долгое время способны питать живущие вулканы центрального типа.

По геологическим данным и расчетам, выполненным российскими вулканологами, диаметр питающих каналов средних вулканов центрального типа в земной коре равен 100–200 м. Если такой канал действовал 10^3 лет, то его осевая часть остается расплавленной в течение еще 10^3 лет после остановки течения магмы вдоль него. Если же такой канал действовал 10^4 лет, то он не затвердевает

в своей осевой части в течение $5 \cdot 10^3$ лет. Таким образом, многие вулканы, которые имеют средние размеры, способны возобновлять свою деятельность после перерывов, длящихся столетия и тысячелетия.

В случае, когда расход магмы велик, вулкан может действовать почти непрерывно. При меньших значениях расхода неизбежно возникают перерывы, во время которых магма должна накапливаться в промежуточных очагах в нижней части коры или переходном слое. Наконец, при малом притоке магмы в промежуточный очаг вулканического центра возможны только отдельные короткие извержения.

В таблице 1, заимствованной из работы [76], приведены данные, которые показывают, каких максимальных размеров могут достигать периферические очаги вулканов разного состава при $T_1 - T_2 = 100 - 460^\circ\text{C}$, $T_1 = 800 - 1300^\circ\text{C}$ и Ω (объем изверженных продуктов) = 30 км^3 . Если $T_1 < 1300^\circ\text{C}$, то для вулканов, извергающих дацитовые лавы, $r < 3 \text{ км}$, для вулканов, извергающих андезитовые лавы, $r < 2 \text{ км}$, для вулканов, извергающих базальтовые лавы, $r < 1,5 \text{ км}$. Если же $T_1 = 1200^\circ\text{C}$, то для «дацитовых» вулканов $r < 2,5 \text{ км}$, для «андезитовых» $r < 2 \text{ км}$ и для «базальтовых» $r < 1 \text{ км}$.

Приведенные данные наводят на мысль о том, что в районе вулканической постройки могут иметь место долгоживущие резонансные структуры (системы питающих каналов и магматических очагов). Здесь происходит образование питающих каналов, рост коровых магматических очагов путем плавления вмещающих пород, рост силлов, роев даек, смешение, дифференциация, эволюция магм, отмирание питающих систем вулканов при угасании их деятельности.

При исследовании магматических структур вулкана Эльбрус впервые удалось наблюдать, как магматическая камера и магматический очаг, расположенные в слоистом полупространстве, каким представляется вулканическая постройка,

Таблица 1

Зависимость разности температур $T_1 - T_2$ в магматических очагах от их радиуса и температура стенок T_2 для периферических очагов средних стратовулканов Камчатки [77]

Состав, T_2 $^\circ\text{C}$	Радиус магматического очага, км.					
	1	1.5	2	2.5	3	3.5
Дацит, 700°	99	192	312	460	(638)	(843)
Андезит, 900°	128	247	(403)	(595)	(824)	(1089)
Базальт, 1100°	163	(314)	(510)	(754)	(1043)	(1380)

Примечание. В скобки взяты нереально большие значения $(T_1 - T_2)^\circ\text{C}$, при которых входная температура магмы $T_1 > 1300^\circ\text{C}$. Очаг имеет форму линзы. Объем $\Omega = 30 \text{ км}^3$. $t = 3 \cdot 10^4$ лет.

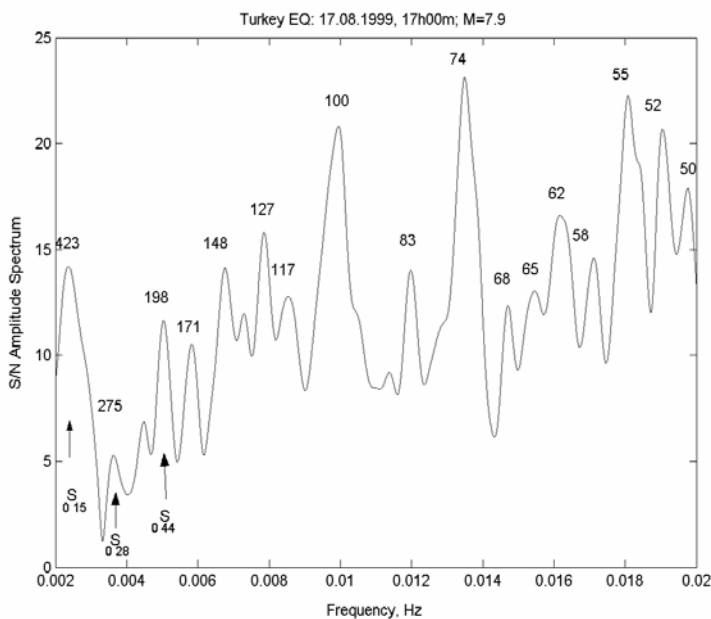


Рис. 3а. Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур вулкана Эльбрус от частоты по данным регистрации землетрясения в Турции. Указаны периоды отдельных мод (в секундах) [68]

порождают локальные резонансные эффекты. Собственные частоты таких образований были зафиксированы экспериментальными методами (рис. 3а, б). Установлено, что спектр собственных колебаний магматических структур определяется их размером, конфигурацией и взаимным расположением в геологической среде вулканической постройки [52; 68].

Подобно тому, как масса магматической камеры или магматического очага является интегральным параметром вулканической структуры и определяется распределением плотности в недрах вулкана, собственные частоты (собственные периоды колебаний) магматических структур также можно отнести к интегральным параметрам. Однако они зависят также и от распределения упругих параметров: модуля сжатия, модуля сдвига, наличия расплава и летучих, а значит, и от тонкой структуры гравитационного поля в недрах вулкана.

Есть все основания полагать, что знание указанных выше параметров с учетом наличия экспериментальных наблюдений за их поведением во времени позволит в будущем прогнозировать начало возможного извержения. Следовательно, изучение волновых процессов, обусловленных «жизнью» вулканических структур, и их выделение на фоне колебаний Земли определяет как научный, так и определенный практический интерес. Поэтому любой волновой процесс, наблюдаемый в окрестности вулкана, при детальном анализе следует раскла-

дывать по собственным колебаниям, определяя, с каким весом входят сюда различные колебания, отражающие динамические особенности магматического очага и магматической камеры. При этом необходимо всегда помнить: вулканический очаг – это сложное, «живущее», нелинейное образование, внутреннее строение которого может изменяться. Такие параметры, как объем и состав летучих, температура магм и их состав, резонансные особенности, другие параметры претерпевают серьезные изменения в процессе подготовки извержения.

Первые работы, связанные с изучением внутреннего строения Эльбрусского вулканического центра, относятся к середине прошлого столетия [3; 5]. Эти и последующие работы ставили целью косвенными методами получить самое общее представление о геолого-геофизических особенностях магматического очага. В 1998 году российским ученым впервые удалось создать принципиально новый подход, что позволило заглянуть вглубь вулканической постройки. Исследования проведены с использованием современных геофизических и космических технологий, разработанных Ю.В. Нецаевым

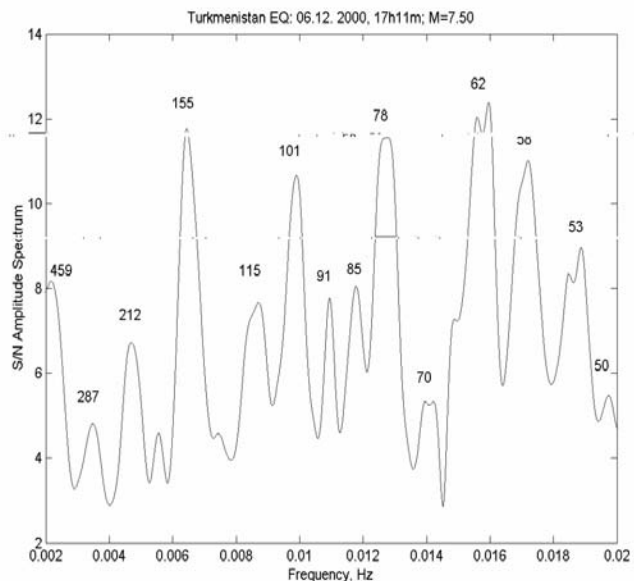


Рис. 3б. Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур (магматического очага и магматической камеры) вулкана Эльбрус от частоты по данным, полученным на лазерном деформографе, установленном в штольне Баксанской обсерватории. Источник возбуждения – землетрясение в Туркменистане [68]

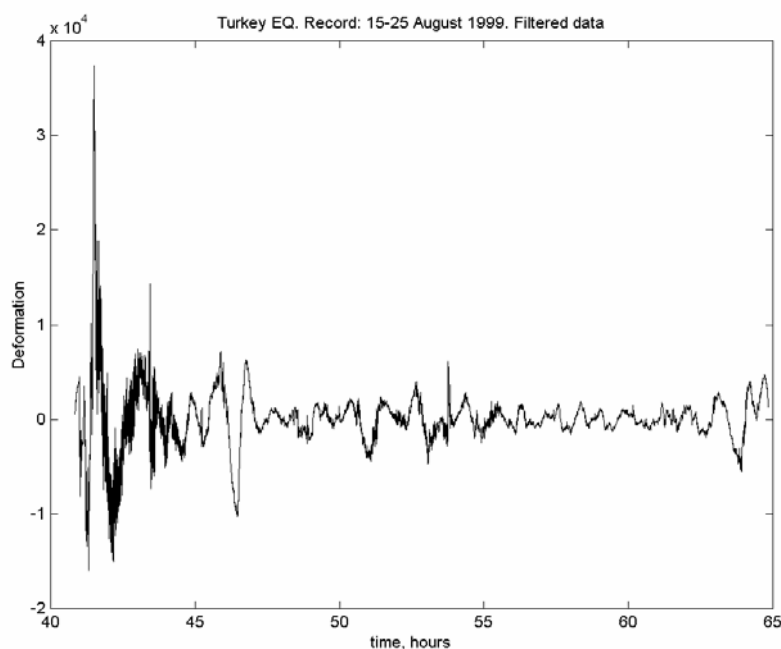


Рис. 4а. Амплитудно-временная характеристика резонансного отклика геофизической среды на внешнее воздействие, обусловленное землетрясением в Турции [68; 46]

(ИФЗ РАН). Полученные данные применительно к вулкану Эльбрус опубликованы в работе [69]. Есть все основания полагать, что дальнейшее совершенствование этой технологии откроет широкие возможности для создания методов прогнозирования строения глубинных разломно-блоковых структур в литосфере.

Анализ разноглубинных карт поля тектонической раздробленности, построенных Ю.В. Нечаевым, показывает, что магматическая камера вулкана Эльбрус на глубинах ниже 3 км выражена единым очагом (рис. 5). Что касается самого очага, то он может быть представлен фигурой изометрической формы, а выше по разрезу камера разветвляется. Представляется возможным выделить несколько каналов (рукавов).

Полученные теоретические и экспериментальные результаты дают основания полагать, что магматическая камера расположена непосредственно под вулканической постройкой Эльбруса и характеризуется значительными размерами; ее нижняя кромка приурочена к глубинам порядка 8 км, западная граница камеры близвертикальна, вос-

точная – наклонена к востоку под углом порядка 45° . На глубинах около 5 км ширина камеры достигает размеров порядка 8 км и по мере продвижения к поверхности постепенно уменьшается. Резкое уменьшение размеров камеры начинается с глубины порядка 2 км (где она не превышает 5 км), а на глубине 1 км ее характерные размеры уже не превышают $2 \times 2,5$ км.

Магматическая камера Эльбруса приурочена к западной периферии материнского магматического очага, располагаясь выше него на 10–12 км. Разумеется, что поставка магматического материала из материнского очага в камеру должна осуществляться при этом вдоль каких-то ослабленных зон. Именно такая тектонически ослабленная зона определяется в поле тектонической раздробленности литосферы, отражая ослаб-

ленную (пограничную) зону западного окончания Транскавказского поперечного поднятия. Она прослеживается от глубоких горизонтов (40–45 км) вверх до глубин порядка 12 км (рис. 5).

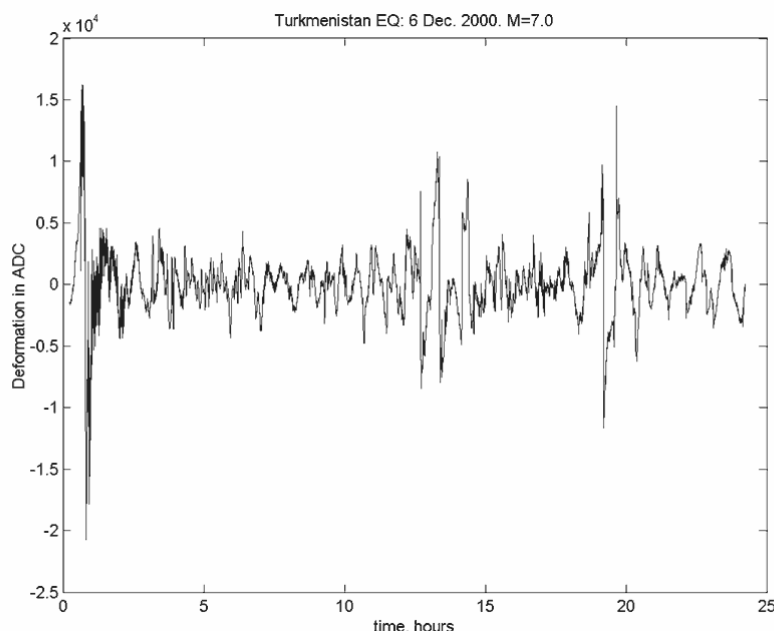


Рис. 4б. Амплитудно-временная характеристика резонансного отклика геофизической среды в районе вулканической постройки на внешнее воздействие, обусловленное землетрясением в Туркменистане [68]

**Плотности образцов горных пород в районе Эльбруса
(по М.В. Авдулову)**

№	Породы, слагающие вулкан Эльбрус	Число образцов, подвергнутых анализу	Средняя плотность ρ , кг/м ³
1	Граниты	34	2620
2	Кристаллические сланцы	5	2740
3	Эффузивные породы, слагающие вулканический конус	63	от 1800 до 2500
4	Средняя плотность горных пород, подстилающих вулканический конус Эльбруса	-	от 2650 до 2670
5	Плотность для более глубоких зон, лежащих ниже уровня моря	-	от 2750 до 2800

Полученные результаты находятся в хорошем согласовании с данными гравиметрических наблюдений. В процессе проведения геолого-геофизических исследований на Северном Кавказе в период с 1960 по 2001 гг. российскими учеными было установлено, что в районе Эльбруса имеет место отрицательная гравитационная аномалия [2; 52]. Простирается гравитационного минимума широтное. М.В. Авдулов выполнил анализ причин образования отрицательной гравитационной аномалии, связав данные гравитационных наблюдений с глубиной залегания, размерами, формой и физическим состоянием горных пород, вызывающих эту локальную гравитационную аномалию.

В таблице 2 приведены ориентировочные данные о плотности образцов горных пород в районе Эльбрусского вулканического центра. Они были получены М.В. Авдуловым на основании анализа проб, взятых им непосредственно в районе вулканической постройки [2].

Прогнозируя состав аномального образования, естественно допустить, что в районе Эльбрусского вулканического центра в течение большого временного интервала произошла дифференциация материала, и масса магматического состава имеет здесь переменную плотность (более легкие фракции скопились вверху, тяжелые опустились вниз). Можно также предположить, что в верхней части магматической камеры скопились и лету-

чие, что в свою очередь оказывает влияние на структуру гравитационной аномалии.

Форма аномального тела и возможные варианты распределения плотности в нем могут быть достаточно многообразны. Согласно М.В. Авдулову [2;5], горные

породы под Эльбрусом находятся в кристаллическом состоянии, однако достаточно нагреты (по крайней мере до температуры плавления диоритов 1250°C), расширение породы привело к существенному уменьшению ее плотности. Что же касается самой камеры, то здесь породы находятся в состоянии магматического расплава, следовательно, при переходе диорита из кристаллического состояния в расплав естественно ожидать очередного скачка в изменении плотности вещества. Так, при температуре расплава до 1650°C общее уменьшение плотности диорита, по отношению к плотности диорита при 0°C, достигает 490 кг/м³.

Использованная М.В. Авдуловым методика интерпретации гравиметрических данных позволяет впервые определить основные параметры возмущающего тела под вулканом и учесть гравитационное влияние вулканического конуса, которое составило порядка 45 мГл. Оказалось, что верхний срез возмущающего тела расположен ниже основания вулканического конуса Эльбру-

Таблица 3

Значения периодов (в секундах) и добротности резонансных мод, наблюдаемых во время сильных землетрясений в окрестности Эльбрусского вулканического центра. Обозначения землетрясений: Турция (1), Суматра (2), Баку (3), Туркменистан (4) [52]

Мода	P, с	100	92	83	76	62	58	52	50
	Q _{ср}	100	120	140	140	170	180	140	200
Период, с	1.	101.7 ±0.2	—	83.2 ±0.3	74.8 ±0.1	62.0 ±0.1	58.9 ±0.1	52.5 ±0.04	50.6 ±0.1
	2.	—	93.4 ±0.1	84.1 ±0.2	76.6 ±0.1	—	58.2 ±0.1	52.9 ±0.07	50.3 ±0.04
	3.	100.1 ±0.5	92.2 ±0.9	83.6 ±0.4	78.3 ±0.4	62.8 ±0.8	58.4 ±0.2	52.1 ±0.3	50.1 ±0.2
	4.	101.7 ±0.6	91.5 ±0.4	85.2 ±0.4	76.9 ±0.3	63.6 ±0.2	58.1 ±0.2	53.2 ±0.3	50.8 ±0.5
Добротность Q	1.	67	—	47	124	162	170	190	192
	2.	—	150	134	164	—	165	152	305
	3.	145	85	161	160	171	260	114	198
	4.	74	126	127	106	166	117	108	76

са, внутри палеозойского фундамента в диапазоне глубин 0–2 км. Избыточная масса при этом определяется величиной – 15×10^{11} т, а избыточная плотность по отношению к вмещающей породе – 500 кг/м^3 . По М.В. Абдулову, основание тела уходит внутрь фундамента до глубины 9 км и более. При этом он допускал, что при проведении гравиметрических построений тело аномального вулканического образования может быть заменено цилиндром.

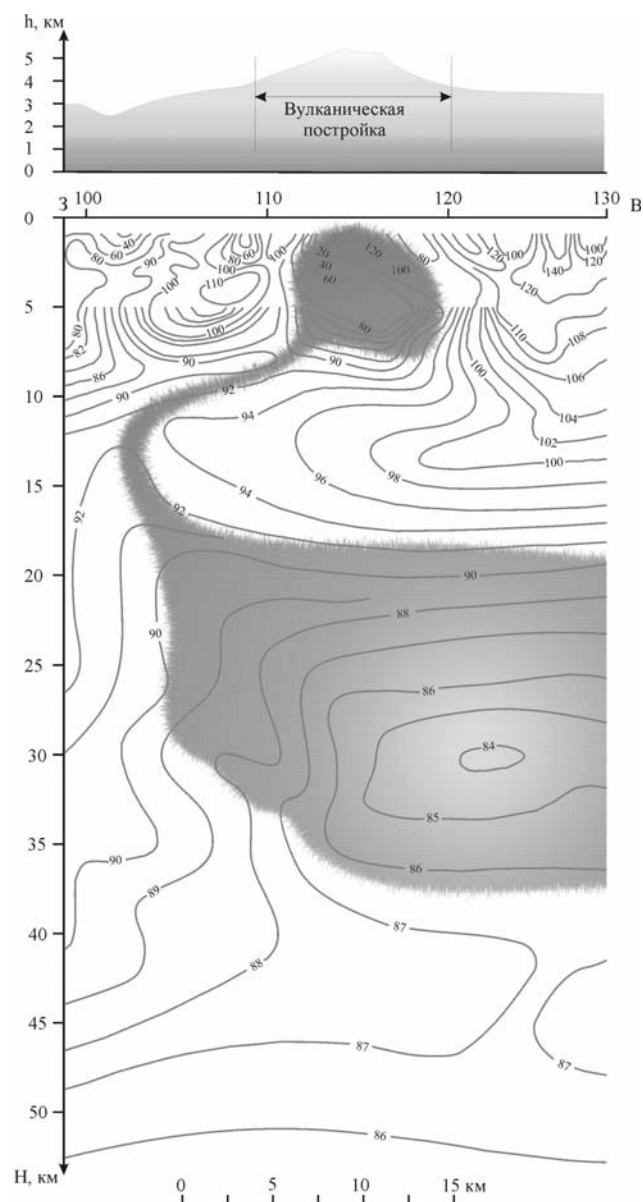
Такое представление является удобной аппроксимацией для теоретических расчетов. Отметим, что результаты М.В. Абдулова находятся в согласии с данными, которые были впервые получены Ю.В. Нечаевым в 1998 г. (рис. 5) в результате применения новой технологии оценки тонкой структуры глубинных разломно-блоковых образований в районе вулкана Эльбрус [69].

Если допустить наличие под вулканическим конусом магматической камеры с температурой порядка 1650°C , то подобная геолого-геофизическая интерпретация в достаточной степени отвечает последним экспериментальным данным, полученным при изучении современной структуры гравитационного поля на поверхности Земли, которые в 1994–2000 годах были детально исследованы под руководством А.В. Копаева. Результаты этих работ находятся в хорошем согласии с выводами М.В. Абдулова [52].

Характеризуя отмеченные выше особенности пород, слагающих вулканический конус и подстилающие слои, акцентируем внимание на том не-

Рис. 5. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус. Он ориентирован вдоль простираия Кавказа (линия профиля совпадает с положением профиля 3-3' из [14]). 1 – область аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности в низах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего в прошлом поставщиком магмы (для заполнения вулканических камер) и палеоизвержений; 2 – область аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой Эльбруса; 3 – один из потенциально возможных путей перетока первичной магмы в вулканическую камеру Эльбруса; 4 – изолинии поля тектонической раздробленности. Над профилем дана его привязка к условной системе координат, а над разрезом приведен рельеф местности вдоль этого профиля с указанием конуса вулканической постройки Эльбруса [69]

маловажном факте, что изверженные лавы Эльбруса имеют пористую текстуру и, как следствие, весьма низкую плотность $1800\text{--}2500 \text{ кг/м}^3$. Такая текстура могла возникнуть в результате излияния на поверхность магмы, обильно насыщенной летучими. Резкое уменьшение давления при движении магмы к кратеру сопровождалось здесь бурным выделением газов и вскипанием лавы, которое затем при ее застывании и приводило к образованию пустот. Таким образом, низкая плотность лав Эльбруса и их пористая текстура дают ясное указание на то, что в магматической камере вулкана на протяжении долгого периода его деятельности скапливалась магма, содержащая высокий процент газов. В процессе своего развития газовые образования концентрируются у верхнего свода магматической камеры, создавая резонирующую полость (или полости)



значительных размеров, окруженную расплавом. Именно такие полости, где под высоким давлением происходит накопление летучих, ряд исследователей связывают с потенциальными источниками взрывных извержений. Что касается насыщенной газами магмы, то она служит тем исходным материалом для вмещающего тела, который и определяет в конечном итоге плотность пород под Эльбрусом (таблица 2). Для сравнения в таблице 4 приведены ориентировочные значения упругих характеристик для некоторых основных типов горных пород, полученные по результатам лабораторных измерений на образцах [55].

Исследование магматического очага методами активного или пассивного сейсмического зондирования ставит ряд вопросов, ответ на которые можно получить, используя современные математические модели и численные методы. Сложная геологическая форма постройки вулкана Эльбрус и недостаточный объем информации о физико-механических свойствах магмы, находящейся как в магматическом очаге, так и в промежуточной камере, накладывают известные ограничения на развиваемые математические модели и определяют в конечном итоге степень их информативности [66].

В процессе дальнейшего анализа отдельных магматических структур воспользуемся следующим подходом. Будем полагать, что магма, заполняющая промежуточную камеру и магматический очаг вулкана, постоянно воздействует на стенки с некоторой изменяющейся во времени интенсивностью. Внутри промежуточной камеры и магматического очага в результате дифференциации расплава выделяющаяся летучая компонента локализуется в основном в верхней части и представляет собой газовую полость, близкую по

форме к сферической (рис. 2). Эта полость и является основным элементом резонатора с достаточно высокой добротностью, что подтверждается данными натурных экспериментов на похожих структурах.

Магматическая камера в процессе своего существования подвергается импульсным воздействиям, источниками которых служат землетрясения и мощные промышленные взрывы, осуществляемые в непосредственной близости от вулканической постройки. Сама по себе амплитуда этих воздействий сравнительно невелика. Однако в условиях существующего динамического равновесия для всех структур «спящего» вулкана она сопоставима с естественным уровнем сейсмических шумов. Поэтому воздействия от местных или удаленных землетрясений являются тем источником возмущений, который позволяет наблюдать динамические процессы в районе вулканической постройки.

Нет необходимости доказывать, что широкополосный спектр рассматриваемых нестационарных силовых воздействий определяется случайными процессами, в результате которых происходит непрерывная перестройка магматических структур. При этом ограниченный объем как самой магматической камеры, так и газового образования в вершине ее свода, по сравнению с основной вулканической постройкой, определяет набор характерных частот, присущих только этому неоднородному образованию, включающему одну или несколько полостей.

В рассматриваемом случае, при длительном наблюдении сейсмических шумов в различных точках вулканической постройки (в местах, характеризующихся низким уровнем естественных фоновых помех), регистрируемые сигналы могут содержать информацию, отражающую динами-

Таблица 4

Значения упругих характеристик для некоторых типов пород

Порода	Плотность, ρ , кг/м ³	Скорость продольных волн, V_p , м/с	Скорость поперечных волн, V_s , м/с	Коэфф. Пуассона, ν
Гранит	2600 – 2700	4.8 – 6.0	2.4 – 3.1	0.09 – 0.27
Диабаз	2800 – 3100	5.8 – 6.6	2.7 – 3.2	0.18 – 0.28
Базальт	2600 – 2900	5.4 – 6.4	2.7 – 3.2	0.22 – 0.25
Доломит	2600 – 2800	3.5 – 6.9	2.7 – 3.0	0.16 – 0.28
Известняк	2400 – 2700	1.7 – 7.0	2.7 – 3.6	0.16 – 0.25
Песчаник	2400 – 2700	1.4 – 4.3	–	0.10 – 0.25
Сланцы	2100 – 3000	3.5 – 5.0	2.5 – 3.3	0.01 – 0.20
Гнейс	2600 – 2900	3.5 – 7.5	1.9 – 3.6	0.05 – 0.15
Мрамор	2400 – 2700	3.7 – 6.9	2.0 – 3.9	0.14 – 0.27

ческие процессы в магматическом очаге.

Таким образом, сегодня можно уточнить постановку модельной задачи по определению диапазона «собственных» резонансных частот магматического очага и магматической камеры. В первом приближении эти образования могут быть заменены полостями соответствующей конфигурации и размера, расположенными в слоистой структуре и заполненными вязкой жидкостью. В верхней части полости существует объем, заполненный летучими. Эта структура ответственна за появление в спектре результирующего сигнала резонансных составляющих в крайне низкочастотном (инфразвуковом) диапазоне. Для решения модельной задачи можно использовать усреднённые характеристики геофизической среды в районе вулканической постройки Эльбруса, представленные в таблице 5.

Вулканическая деятельность демонстрирует широкое разнообразие геофизических процессов, начиная от крупных взрывных извержений до небольших пульсирующих выбросов пиропластики, которые сопровождаются генерацией акустических, сейсмических, тепловых полей разной интенсивности и структуры. Генерируемые волновые структуры принято относить к наведенным волновым и не волновым процессам [66]. При их изучении намечались два подхода.

Первый подход связан с классом вулканологических задач, которые характеризуют сам процесс извержения. Дело в том, что магма представляет собой многокомпонентную среду, состоящую из силикатного расплава, различных кристаллов, растворенных газов (вода, углекислый газ и др.), а также значительного количества газа в виде отдельных пузырьков и скоплений пузырьковых образований разного масштаба. Перед извержением она накапливается в периферических очагах, дайках, других структурах дилатансного типа, находящихся в геологической среде вулканической постройки в верхней коре и связанных с поверхностью подводным каналом или системой каналов (рис. 6).

При подъеме за счет значительного падения давления в магме происходят сложные физико-химические процессы. В основном они связаны с выделением растворенных газов, которое приводит к образованию и росту пузырьковых образований, резкому (на несколько порядков) росту вязкости магмы, изменению температуры плавления (ликвидуса). Последнее обстоятельство, наряду с остыванием, приводит к образованию и росту кристаллов. При некоторых условиях возможно дробление пузырьковой жидкости с образованием смеси газа с частицами магмы. Такие процессы приводят к эксплозивным извержениям.

Второй подход охватывает весь комплекс теоретических и аппаратных методов, кото-

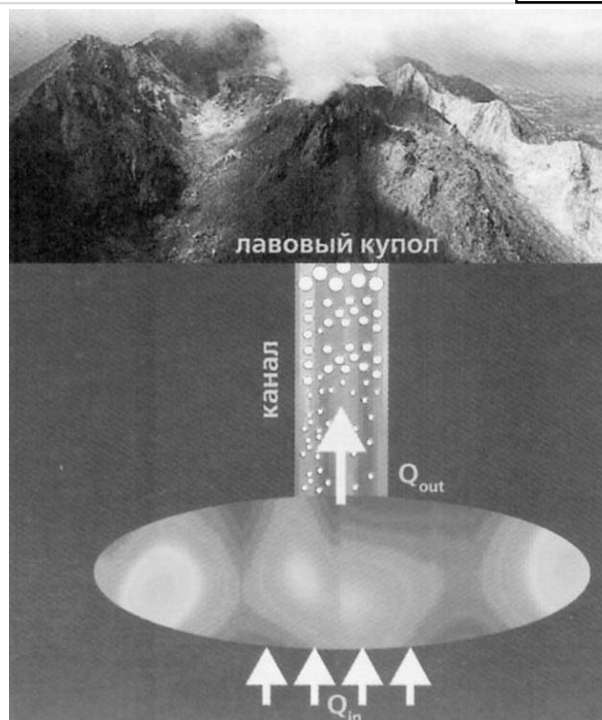


Рис. 6. Лавовый купол вулкана Суфрийер Хиллз на о.Монтсеррат (вверху) и схема строения вулканической системы для экструзивного режима извержения. Очаг, расположенный в земной коре, подпитывается свежей магмой с расходом Q_{in} . С растущим куполом он связан каналом, по которому происходит истечение с расходом магмы Q_{out} . При подъеме за счет падения давления происходит рост пузырьков, их слияние и опережающий отток газа по подвижной пористой среде. Дегазация приводит к изменению температуры плавления магмы и ее кристаллизации (по данным: [41])

рые направлены на изучение условий генерации первичных и наведенных волновых процессов в вулканической постройке и окружающей среде на всех этапах развития вулканической деятельности и подготовки извержения. Это, прежде всего, оценка роли дегазации растворенных в магме летучих и взаимодействие магмы со слоями, насыщенными флюидом (в основном водой), которые встречаются на ее пути. Оба эти механизма являются ответственными за подготовку и развитие катастрофических событий в районе вулканической постройки, а возникающие акустические колебания в ряде случаев являются хорошими предвестниками готовящихся катастрофических извержений спящих вулканов.

Достижения в области изучения волновых процессов в окрестности вулканических построек продемонстрировали, что количественное описание, основанное на фундаментальных физических законах, позволяет подойти к пониманию резонансных,

тепловых и других особенностей вулканических структур. Установлено, что расширение наших знаний в этой области современной вулканологии открывает определённые перспективы при решении задач, связанных с прогнозированием катастрофических событий (их места и времени) в районе изучаемого вулканического образования [52; 25].

Таким образом, на современном этапе изучения геолого-геофизических процессов «спящих» вулканов необходимо геофизическими методами уточнить внутреннюю структуру вулканической постройки, аппаратурными методами оценить частотные характеристики разломно-блоковых структур, теоретически изучить резонансные особенности и характерные разме-

ры отдельных структур вулкана (магматической камеры, магматического очага) и потом постараться выделить их на фоне собственных колебаний Земли (рис. 3а,б; рис. 4а,б). Располагая подобными данными, можно переходить к анализу условий развития вулканического процесса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 05-05-64154-а, 06-05-64048-а, 06-05-79024-к), Фонда содействия отечественной науке (<http://www.science-support.ru/>) и программы №16 фундаментальных исследований Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: Природные катастрофы», проекты: №№ 1.4, 2.7 и 7.5.

Литература

- 1. Абдулов М.В., Короновский Н.В.** О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 32–39.
- 2. Абдулов М.В.** Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном Кавказе // Сов. геология, 1963, № 9, С. 73–89.
- 3. Абдулов М.В.** Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований // Геотектоника, 1969, № 2, С. 119–123.
- 4. Абдулов М.В.** Проблемы эволюции земной коры на примере Кавказа и Крыма. – М.: Наука, 1979. С. 100.
- 5. Абдулов М.В.** О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.
- 6. Аки К., Ричадс П.** Количественная сейсмология. Теория и методы. – М.: Мир. 1983. С. 456.
- 7. Апродов В.А.** Вулканы мира. – М.: Планета, 1982. С. 134.
- 8. Арнольд В.И.** Теория катастроф. – М.: Наука. 1990. С. 250.
- 8. Бабешко В.А., Бабешко О.М., Собисевич А.Л.** Исследование поведения вязкой жидкости при вибровоздействии // ДАН. 1994. Т.336. № 6. С. 760–762.
- 9. Бабешко В.А., Собисевич А.Л., Шошина С.Ю.** Исследование условий возникновения резонансов на неоднородностях в неограниченной среде // Докл. АН СССР. 1994. Т. 335. № 6. С. 716–718.
- 10. Блеста С.Т.** Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. – М.: Наука. 1981. С. 134.
- 11. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В.** и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия // Глобальные изменения природной среды. Мин. науки и технологий РФ, РАН. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1998. С. 153–164.
- 12. Бреховских Л.М.** Волны в слоистых средах. – М.: Наука. 1957. С. 502.
- 13. Ворович И.И., Бабешко В.А.** Динамические смешанные задачи теории упругости для неклассических областей. – М.: Наука. 1979. С. 319.
- 14. Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов Ф.В.** и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмической зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье) // Основные проблемы сейсмотектоники. – М.: Наука, 1986. С. 105–119.
- 15. Глинский Б.М., Ивакин А.Н., Ковалевский В.В., Левшенко В.Т., Руденко О.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е.** Изучение сейсмомагнитных эффектов, возникаю-
- щих при вибровоздействии на среду // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Сборник научных трудов. Вып. 2. М.: ОИФЗ РАН. 1996. С. 226–234.
- 16. Глубинный** тепловой поток европейской части СССР. – Киев: Наук. думка, 1974. 192 с.
- 17. Действующие** вулканы Камчатки. – М.: Наука. 1991.
- 18. Жарков В.И., Трубицын В.П.** Физика планетных недр. – М.: Наука. 1980. С. 210.
- 19. Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. С. 415.
- 20. Канер В.В., Руденко О.В., Хохлов Р.В.** К теории нелинейных колебаний в акустических резонаторах // Акуст. журнал, 1977, т. 23, № 5. С. 756–765.
- 21. Краснопевцева Г.В.** Глубинное строение Кавказа. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. – Киев: Наук. думка, 1978. С. 190–199.
- 22. Краснопевцева Г.В.** Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Наука. 1984. 109 с.
- 23. Кузнецов О.Л., Симкин Х.М.** Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. – М.: Недра. 1990.
- 24. Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Рогожин Е.В., Собисевич Л.Е.** Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Центрального Кавказа // Глобальные изменения природной среды и климата. – М.: Наука. 1997. С. 109–130.
- 25. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бандур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В.** Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Н.П. Лаверов; ИФЗ РАН. – М.: Наука, 2005. 604 с.
- 26. Ландау Л.Д., Лившиц В.М.** Гидродинамика. – М.: Наука, 1986. С. 342.
- 27. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Механика. – М.: Наука, 1973. С. 215.
- 28. Логинов К.И., Собисевич А.Л.** Анализ результатов экспериментальных наблюдений резонансных геоакустических взаимодействий в пористой флюидонасыщенной геофизической среде // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. – М.: ОИФЗ РАН. 1996. Вып. 2. С. 174–180.
- 29. Ляпин А.А., Селезнев М.Г., Собисевич А.Л.** Локальное резонирование среды в окрестности полостей в слоистом полупространстве // Развитие методов и средств

- экспериментальной геофизики. Вып. 2. – М.: ОИФЗ РАН. 1996. С. 313–329.
- 30. Ляпин А.А., Селезнев М.Г., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.** Механика-математические модели в задачах активной сейсмологии. – М.: ГНИЦ ПГК (МФ) Минобрзаования России, 1999. 299 с.
- 31. Маков Ю.Н., Руденко О.В., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.** О резонансных явлениях в геофизической среде // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Сборник научных трудов. – М.: ОИФЗ РАН. 1996. Вып. 2. С. 194–200.
- 32. Маков Ю.Н., Собисевич А.Л.** Влияние сейсмического вибрационного воздействия на устойчивость процесса вытеснения жидкости из флюидонасыщенной среды // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Сборник научных трудов. – М.: ОИФЗ РАН. 1996. Вып. 2. С. 187–193.
- 33. Масуренков Ю.П.** Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. – М., 1961. С. 132.
- 34. Масуренков Ю.П.** Включения в современных вулканах Камчатки и проблема происхождения магм // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. – М.: Наука, 1972. № 9. С. 19–23.
- 35. Масуренков Ю.П.** Вулканы над интрузиями. – М.: Наука, 1979. С. 211.
- 36. Масуренков Ю.П.** Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.
- 37. Масуренков Ю.П.** Структурная позиция Карымского вулканического центра // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. – М.: Наука, 1980. С. 111–116.
- 38. Масуренков Ю.П.** Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961. С. 45–57.
- 39. Масуренков Ю.П., Иванов Б.В.** Петрологическая неоднородность области магмообразования Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. – Владивосток, 1976. С. 61–77.
- 40. Масуренков Ю.П., Меняйлов И. А., Сазанов В.А. и др.** Термическая и геохимическая неоднородность зоны магмогенезиса Ключевской группы вулканов // Бюл. вулканол. станций. N 54, 1978. С. 105–114.
- 41. Мельник О.Э., Бармин А.А., Спаркс С.** Беспокойная жизнь лавовых куполов // Природа № 3. Вулканология. Механика. 006, 2006. С. 46–55.
- 42. Милановский Е.Е. и Короновский Н. В.** Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 6. 1960.
- 43. Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра. 1968. С. 483.
- 44. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др.** Новейшая геодинамика Эльбруско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука. 1989. С. 99–105.
- 45. Милановский Е.Е., Хаин В.Е.** Геологический очерк Кавказа. – М.; Изд-во МГУ. 1963. С. 357.
- 46. Милуков В. К., Кравчук В. К.** Наблюдения спектра деформаций Земли лазерным интерферометром-деформографом // Вестник МГУ, 1996, №2, С. 73–78.
- 47. Нечаев Ю.Н., Собисевич А.Л.** Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды. Третий Международный аэрокосмический Конгресс IAC' 2000: Сборник тез. – Москва, 23–27 августа 2000 г.
- 48. Николаевский В.Н.** Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Предисловие. // Райс Дж. Механика очага землетрясения. Успехи науки и техники. – М.: Мир, 1982. С. 133–215.
- 49. Николаевский В.Н.** Механика пористых и трещиноватых сред. – М.: Недра. 1984. С. 220.
- 50. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.Т.** Механика насыщенных пористых сред. – М.: Недра. 1970. 335 с.
- 51. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е.** Сравнительная геодинамика и сейсмотектоника Центрального, Северо-западного Кавказа и Восточных Понтидов, // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. – М.: ОИФЗ РАН. 1996. С. 17–38.
- 52. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Газеев В.М., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. Лаврушин В.Ю., Куликов В.И., Мелекесцев И.В., Кашук Д.Г., Милуков В.К., Копаев А.В..** Геодинамика, сейсмоструктоника и вулканизм Северного Кавказа (под ред. академика Лаверова Н.П.). – М.: ОИФЗ РАН. 2001. 336 с.
- 53. Родионов В.Н.** О формировании разломов в земной коре // Физические процессы в геосфере при сильных возмущениях: геофизика сильных возмущений. М.: Наука. 1994. 335 с.
- 54. Родионов В.Н.** Очерк геомеханики. – М.: Изд. Научный Мир. 1996. 64 с.
- 55. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.** Основы геомеханики. – М.: Недра. 1986. 294 с.
- 56. Руденко О.В., Хедберг К.М., Энфло Б.О..** Нелинейные стоячие волны в слое, возбуждаемые периодическим движением его границы. Акуст. журнал, 2001, т. 47, №4. С. 525–533.
- 57. Руденко О.В., Солюян С.И.** Теоретические основы нелинейной акустики. – М.: Наука. 1975. С. 286.
- 58. Садовский М.А.** Естественная кусковатость горной породы. – М.: Докл. АН СССР. 274. 4. 1979. С. 829–831.
- 59. Садовский М.А., Волховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.** Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука. 1987. С. 100.
- 60. Садовский М.А., Волховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.** О свойствах дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. №12. С. 3–18.
- 61. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н.** От сейсмологии к геомеханике: О модели геофизической среды // Вестн. АН СССР, 1983. № 1. С. 82–88.
- 62. Садовский М.А., Сардаров С.С.** Соподчиненность и подобие геодвижений в связи с естественной кусковатостью пород. – М.: Докл. АН СССР. 250. 4. 1980. С. 846–848.
- 63. Селезнев М.Г., Собисевич А.Л..** Современные методы механико-математического моделирования геофизической среды. ГНТП «Глобальные изменения природной среды и климата». Монография. – ГНИЦ ПГК (МФ). 1996. 140 с.
- 64. Собисевич А.Л.** Математические модели активного мониторинга геофизической среды // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Сборник научных трудов. – М.: ОИФЗ РАН. Вып. 2. 1996. С. 116–130.
- 65. Собисевич А.Л.** Математические модели активного мониторинга геофизической среды // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Сборник научных трудов. – М.: ОИФЗ РАН. Вып. 2. 1996. С. 116–130.
- 66. Собисевич А.Л.** Мониторинг слоистых неоднородных сред. Монография. – М.: 2001. ОИФЗ РАН. 354 с.
- 67. Собисевич А.Л.** О некоторых аномальных явлениях, возникающих при активном воздействии на реальную геофизи-

- ческую среду // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, Вып. 2. 1996. С. 164–173.
- 68. Собисевич Л.Е., Милюков В.К., Собисевич А.Л.** Механико-математический мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. Сборник научных трудов. – М.: ОИФЗ РАН. 2001.
- 69. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Милюков В.К., Копаев А.В., Куликов В.И., Гончаров А.И., Лаврушин В.Ю.** Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус (под редакцией академика Лаверова Н.П.). М.: ОИФЗ РАН, – Москва, 2001. 192 с.
- 70. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.** Волновые процессы и резонансы в геофизике. Монография. – М.: ОИФЗ РАН. 2001 297 с.
- 71. Собисевич Л.Е., Шумейко В.И., Селезнев М.Г., Ляпин А.А., Собисевич А.Л., Корабельников Г.Я.** Локальные резонансы в слоистых средах. – М.: ОИФЗ РАН. 2000. – С. 178.
- 72. Соболев Г.А.** Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях // Поиск предвестников землетрясений. – М.: ОИФЗ РАН, 1978. С. 86–99.
- 73. Соболев Г.А.** Физика очага и прогноз землетрясений. – М.: Геофизический центр РАН, 1992.
- 74. Федотов С. А., Горицкий Ю.А.** Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магм для вулканов центрального типа. Ч. I // Вулканология и сейсмология, 1979. № 6. С. 78–93.
- 75. Федотов С.А.** Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976. № 4 С. 5–16.
- 76. Федотов С.А.** Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976, № 5. С. 25–37.
- 77. Федотов С.А.** и др. Действующие вулканы Камчатки. Коллективная монография в двух томах. – М.: Наука, 1991. Т. 1. С.302, Т. 2. С.412.
- 78. Федотов С.А.** О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. № 4. 1980. С. 3–29.
- 79. Федотов С.А.** О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976. № 10. С. 5–23.
- 80. Федотов С.А.** Оценка выноса тепла и пирокластиков вулканическими извержениями и фумаролами по высоте струй и обломков // Вулканология и сейсмология, 1982. № 4. С. 3–28.
- 81. Федотов С.А.** Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология, 1982. № 3. С. 3–17.
- 82. Френкель Я.И.** К теории сейсмических и сейсмологических явлений во влажной почве // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1994. Т.13. № 4. С. 127–136.
- 83. Физические процессы в геосферах под действием внешних и внутренних потоков энергии и вещества (геофизика сильных возмущений).** – М.: ИДГ РАН. 1994. С. 335.
- 84. Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях (геофизика сильных возмущений).** – М.: ИДГ РАН. 1996. С. 320.
- 85. Хаин В.Е.** Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития // Структура земной коры и деформации горных пород / МГК. XXI сес.: Докл. сов. геол. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 89–104.
- 86. Babeshko V.** High-frequency resonance of a weighted ram, Doklady Academy Nauk USSR. 34(6). June. 1989. P. 570–572.
- 87. Babeshko V.A., Shoshina S.Yu., Sobisevitch A.L.** A study of conditions of resonance appearance at inhomogeneities in the unbounded medium // Seismicity and Related Processes in the Environment. – Moscow, 1994. Vol. 1. P. 36–44.
- 88. Barabanov V.L., Nikolaev A.V., Sobisevich A.L.** et al. On Effects of Vibroactions on Water-Saturated Media. // Seismicity and Related Processes in the Environment. Moscow.: Research and Coordinating Center for Seismology and Engineering, 1994. Vol. 1. P. 75–77.
- 89. Biot M.A.** Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I. Low-Frequency Range. J. Acoust. Soc. Amer. 1956. Vol. 28. P. 168–178.
- 90. Coppens A.B., Atchley A.A.** Nonlinear standing waves in cavities. In: «Encyclopedia of Acoustics». – New York: Wiley, 1997, p.237–246.
- 91. Gusev V.E., Balliet H., Lotton P., Job S., Bruneau M.** Enhancement of the Q of an acoustic resonator by active suppression of harmonics. J. Acoust. Soc. America, 1998, v. 103, No. 6, p.3717–3720.
- 92. Khokhlova V.A., Kashcheeva S.S., Avierkiou M.A., Crum L.A.** Effect of selective absorption on nonlinear interactions in high intensity acoustic beams. In: Nonlinear Acoustics at the Turn of the Millennium (Ed. W. Lauterborn, T. Kurz), p. 151–154. AIP Conference Proc. 524, 2000.
- 93. Kopaev A., Milyukov V., Yushkin V.** Geodynamical investigation program in Baksan canyon area // Geodesy and Physics of the Earth. Springer-Verlag. 1993. P. 50–52.
- 94. Lanbury R.** Ultrahigh-energy waves promise new technologies. Physics Today, 1998, v.51, No.2. P.23–24.
- 95. Macedonio G. and Ner A.** Fluid-dynamic models of pyroclastic dispersion processes from explosive eruptions. Capricious earth: Models and modelling of geologic processes and objects. Theophrastus contributions to advanced studies in geology vol. III. Theophrastus publications St. Petersburg – Athens. 2000. P. 101–122.
- 96. Nikolaev A.V., Seleznev M.G., Sobisevich A.L.** Some features of distorting seismic signals recorded by intraborehole transducer // Seismicity and related processes in the environment. Collection of scientific papers, Moscow, Vol. 1. 1994. P. 62–68.
- 97. Rogozhin E.A., Sobisevich L.Ye.** Comparative geodynamics and seismotectonics of the North-West Caucasus and Eastern Pontides. Seismicity and Related Processes in the Environment. M. Research and Coordinating Center for Seismology and Engineering. 1994. Vol. 1. 81 p. С. 3–20.