

УДК 550.3435, 550.3436

## ОЦЕНКА РЕЗОНАНСНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС ПО ДЕФОРМАЦИОННЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

А. В. Козырева, В. К. Милюков

(ГАИШ)

E-mail: milyukov@sai.msu.ru

По современным представлениям, вулкан Эльбрус является «спящим» вулканом, в геологической структуре которого должны находиться магматический очаг и магматическая камера. Анализ наблюдений деформаций земной коры, полученных на Баксанском лазерном интерферометре ГАИШ, позволил выделить характерные частоты, которые могут быть ассоциированы с резонансными особенностями магматического очага вулкана Эльбрус.

### Введение

Вулкан Эльбрус — высочайшая вершина Европы (5643 м) — по современным представлениям, относится к категории так называемых «спящих» вулканов, которые могут активизироваться [?]. Геолого-геофизические исследования, проводимые в Приэльбрусье, указывают на возможность существования под вулканом на глубине порядка 20–30 км значительного объема вещества с пониженной плотностью и температурой не ниже 700°С, которое может рассматриваться в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего в историческом прошлом поставщиком материала для извержений вулкана Эльбрус [?].

Косвенным подтверждением существования мощной (до 15–20 км в диаметре) зоны разуплотнения под Эльбрусом, характеризующейся пониженной упругостью и повышенной вязкостью разогретого вещества, являются и результаты обработки данных наблюдений деформаций земной коры, полученных на Баксанском лазерном интерферометре-деформографе ГАИШ МГУ. Амплитуды суточных и полусуточных приливных волн оказались заниженными на 20–30% относительно модельных значений, что свидетельствует о наличии в коре зоны аномально низкой упругости [?]. По картам тектонической раздробленности верхней коры локализована магматическая камера вулкана. Она расположена непосредственно под поверхностью и простирается до глубин порядка 8–10 км, достигая в поперечном сечении величины 8 км [?].

Сложное геологическое строение залегания слоев вулкана Эльбрус и недостаточный объем информации о физико-химических свойствах самой магмы не позволяют построить адекватную механико-математическую модель магматических структур вулкана. Ограниченный объем магматических структур определяет набор характерных частот (резонансов), присутствующих только этому образованию. При воздействии широкополосного сейсмического сигнала на магматическую полость, имеющую сложную форму и игра-

ющую роль резонатора, может генерироваться целый спектр гармоник продольных волн, наиболее существенными из которых являются первые (низкочастотные) гармоники. Результаты численного моделирования показали, что при мощном импульсном воздействии первая собственная частота (частота главного резонанса) для магматического очага должна наблюдаться в диапазоне 0.001–0.05 Гц, а для магматической камеры — в диапазоне 0.02–0.2 Гц [?]. Наличие магмы (ее вязкость) определяет добротность резонансных мод, практически не меняя самих резонансных частот. В связи с этим мониторинг и исследование резонансных эффектов, возникающих при воздействии как на магматический очаг, так и на магматическую камеру, широкополосных сейсмических сигналов (например, от сильных землетрясений) может дать необходимый наблюдательный материал для уточнения такой модели и понимания динамики вулканических процессов.

Оценка резонансных характеристик магматических структур вулкана Эльбрус была выполнена по большому ряду землетрясений, зарегистрированных в 1998–2001 гг. Баксанским лазерным интерферометром ГАИШ МГУ. Лазерный интерферометр-деформограф (длина измерительного плеча 75 м) установлен в подземном помещении Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН в 20 км от горы Эльбрус [?, ?].

### Наблюдения

Были проанализированы литосферные деформации, вызванные землетрясениями с большой магнитудой ( $> M_w 6.7$ )\*. Всего было рассмотрено 44 землетрясения, максимальная магнитуда —  $M_w 8.3$  (землетрясение в Перу, 23.06.2001). Из 44 зарегистрированных землетрясений по резонансным проявлениям в интересующем диапазоне частот были отобраны 32.

\*) Здесь и далее дается величина мгновенной магнитуды землетрясения  $M_w$ .

Таблица 1

**Значения периодов (в секундах) резонансных мод региональных неоднородных структур, возбуждаемых при сильнейших и сильных землетрясениях**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
<b>Сильнейшие землетрясения</b>																
О-ва Баллени 25.03.98	8.1			42.4				50.0				61.7			67.5	
Сальвадор 13.01.01	7.7	39.5				45.7	47.8	50.8		55.9		61.1		68.2	70.7	
Перу 23.06.01	8.3		40.1		44.3	45.8	47.8	50.7		55.9		60.8	63.2	66.2	68.2	71.3
Море Серам 29.11.98	7.7		40.5	42.3	43.8	45.6		49.9			59.3	61.8	64.0	65.5	68.4	
О-ва Волкано 28.03.00	7.6				43.7	45.6		50.2		57.4	59.3	61.8		65.4	67.9	
О. Суматра 04.06.00	7.9				44.0			49.6	52.9		59.6			65.3	67.5	70.3
Индийский океан 18.06.00	7.9		40.8	42.7	44.3	46.2	48.5		51.9	57.2	59.5		64.3	66.1		
О. Новая Ирландия 16.11.00	8.0			42.3				49.5	52.5	57.4	59.3				68.2	70.3
Филиппины 01.01.01	7.5	39.1		42.3		45.6			51.9	57.2			63.8	65.4		
<b>Сильные землетрясения</b>																
Атлантический океан 16.02.98	6.8			42.5	43.5			49.8		56.7	60.1		64.0	66.9		
О. Сулавези 21.05.98	6.7			42.3	43.8			49.2			59.5	62.0		66.0	68.0	
О-ва Бонин 20.08.98	7.1	39.2	40.6		43.6			49.6					64.3	66.6	68.4	
О. Новая Ирландия 19.01.99	7.0		40.4	42.2		45.0		50.7		56.1			64.4	65.5	67.6	
О-ва Санта-Крус 02.06.99	7.3		40.5	42.3		45.6		50.0		57.1	59.0	61.8	64.0	66.4	68.3	70.9
Панама 31.03.99	7.0		40.5	42.7		45.6		49.5		56.8	59.0	62.0	64.4	65.8	67.7	
О. Новая Британия 04.05.99	7.4	39.2	40.7		43.6	45.5	48.9				59.2	61.8	64.1	65.4	68.3	
Восток России 04.08.99	7.1			42.7		45.8				56.9	59.4			66.4	68.5	
шт. Калифорния 16.10.99	7.3	39.1				45.5	48.7	50.2		55.9	59.0	62.7		65.4		70.4
О. Новая Британия 17.11.99	6.9		40.6	42.7	44.2		48.4	49.5		56.6	59.3		64.0	66.5	68.7	
О. Новая Британия 19.11.99	7.0		40.6	42.6				49.4				61.9		65.2		
О-ва Вануату 26.11.1999	7.5		40.8				48.7	50.9						66.0		
О. Кодьяк 06.12.99	7.0		40.6	42.6	44.5		49.2	50.0	51.8		59.1	61.7	64.0	66.4		
Филиппины 11.12.99	7.3		40.0			46.5	48.4	50.4				61.7	63.6	66.4	68.6	
О-ва Вануату 25.02.00	7.1		40.4	42.2		45.7		49.9	52.6	56.3			64.4		68.1	
О. Сахалин 04.08.00	6.8	39.2	40.4	42.7			47.1	49.2	51.7	57.3				66.1		
О. Новая Британия 17.11.00	7.6			42.5	44.7			49.5	51.8	56.6		62.5		66.4		
О-ва Вануату 09.01.01	7.0	39.1	40.4	42.4	43.6	46.0		49.4		57.2		61.8		66.4	68.3	
О. Кодьяк 10.01.01	7.1		40.9			46.3		49.6			60.1		64.4			
Молуккское море 24.02.01	7.1		41.1		44.3					57.1		62.2			68.3	
<b>Близкие землетрясения</b>																
Афганистан 30.05.98	6.6		40.8	42.4	43.7			50.7					63.5	66.5	68.7	
Турция 17.08.99	7.7	39.9	40.3		44.0		47.4	49.0	52.8	54.1	60.2		63.3			70.8
Баку 25.11.00	6.3	39.7	40.4		43.1	46.3	47.4	49.8	52.0	55.9				66.6		
Туркменистан 12.06.00	7.0	39.7		42.4	44.8	44.8	48.9	50.7		56.6	59.4					
Средние значения периодов, с		39.4	40.5	42.5	44.0	45.7	48.3	49.9	52.2	56.6	59.4	61.9	64.0	66.0	68.2	70.7
Средняя квадр. ошибка, с		0.3	0.3	0.2	0.5	0.4	0.7	0.5	0.5	0.8	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4

Землетрясения, по которым оценивались резонансные параметры магматических образований, по сейсмическим проявлениям и удаленности от места регистрации были условно разбиты на три группы (табл. 1). В первую вошли 9 сильнейших землетрясений с магнитудой от  $M_w$  7.5 до  $M_w$  8.3. Три из них (о-ва Баллени, 25.03.1998,  $M_w$  8.1; Сальвадор, 13.01.2001,  $M_w$  7.7; Перу, 23.06.2001,  $M_w$  8.3) име-

ют очень большие величины спектральных амплитуд для оцениваемых мод (несколько сотен в единицах отношения «сигнал/шум»). Остальные шесть сильнейших землетрясений имеют спектральные амплитуды в несколько десятков единиц. Во вторую, самую многочисленную группу (20 землетрясений) вошли сильные землетрясения с магнитудой от 6.8 до 7.6. Наконец, последнюю группу образуют «близ-

кие» землетрясения, произошедшие относительно недалеко от места установки интерферометра (Баксанского ущелья). В нее вошли 4 события: Афганистан, 30.05.1998,  $M_w$  6.6; Турция, 17.08.1999,  $M_w$  7.7; Баку, 25.11.2000,  $M_w$  6.3 и Туркменистан, 12.06.2000,  $M_w$  7.0. Турецкое землетрясение по величине энерговыделения можно отнести к сильнейшим.

### Анализ данных

Отклик геофизической среды на импульсные широкополосные возмущения (мощные землетрясения, взрывы) представляет собой суперпозицию затухающего полезного сигнала и аддитивной помехи с приближенно известным энергетическим спектром и является нестационарным случайным процессом. Для анализа данных был использован специально разработанный для таких задач спектральный метод оценивания параметров геофизического сигнала при неоптимальном выборе спектрального окна, основанный на МНК-алгоритме [?].

Для спектрального анализа использовались реализации, содержащие регистрацию землетрясения, длиной порядка 18 ч (32768 точек для данных с шагом 2 с). Спектральная плотность строилась методом быстрого Фурье-преобразования с использованием окна Ханнинга с  $N = 32768$ . По разработанной методике были получены количественные оценки параметров мод резонансных колебаний геофизической среды в месте наблюдения, возбужденных рассматриваемыми землетрясениями в диапазоне частот  $2.5 \cdot 10^{-2} - 10^{-2}$  Гц (40–100 с). Часть таких мод отождествляется с высокочастотными модами собственных колебаний Земли, другая часть мод может быть отождествлена с резонансными особенностями региональных неоднородных структур. Поэтому в процессе анализа все экспериментально найденные частоты, соответствующие спектральным максимумам, сравнивались с таблицей теоретических значений торсионных и сфероидальных мод собственных колебаний Земли, лежащих в данном интервале частот (модель 1066А [?]). Если теоретическое значение моды собственного колебания Земли попадало в 95%-ный интервал рассматриваемого максимума, он принимался за оценку соответствующей моды собственного колебания Земли. В противном случае он рассматривался как один из резонансов региональных неоднородных структур.

На рис. 1 и 2 показаны характерные спектры для сильнейшего и далекого землетрясения с очень большим отношением «сигнал/шум» (Перу,  $M_w$  8.3) и близкого землетрясения с относительно невысоким энерговыделением (Баку,  $M_w$  6.3). Амплитудные значения спектральных плотностей литосферных деформаций приводятся в единицах отношения «сигнал/шум» и имеют простой физический смысл: они показывают, во сколько раз амплитуда данной

моды во время землетрясения превышает соответствующую амплитуду в спокойное время. Цифрами отмечены моды, которые могут быть отнесены к резонансам региональных структур.

Количественные оценки резонансных частот, возбужденных рассмотренными землетрясениями и не являющиеся собственными колебаниями Земли, приведены в табл. 1 и имеют ряд характерных особенностей. Практически отсутствуют колебания с периодами 70–100 с. Самая низкочастотная мода в этом интервале частот имеет период, приблизительно равный 70.7 с, причем возбуждается она только сильнейшими землетрясениями с магнитудой  $\geq M_w$  8, поэтому определяется в относительно небольшом количестве землетрясений (7). Далее следует целый ряд мод, достаточно устойчиво определяемых в большинстве сейсмических событий. Это моды с периодами 68 с (19 событий), 66 с (25), 64 с (17), 59 с (17), 56 с (17), 50 с (28), 42 с (20). Интересно также отметить, что структура мод, возбуждаемых «близкими» землетрясениями, несколько отличается от остальных. Отсутствуют относительно низкочастотные моды, зато хорошо представлены моды с периодами в диапазоне 58–40 с. В конце табл. 1 указаны оценки периодов резонансных мод и их среднеквадратические ошибки.

Самое мощное землетрясение (Перу, 23.06.2001,  $M_w$  8.3) и самое близкое землетрясение (Баку, 25.11.2000,  $M_w$  6.3) возбуждали ряд резонансов и в более низкочастотной области, причем практически совпадающие между собой (рис. 3, табл. 2). В табл. 2 указаны значения периодов мод низкочастотного диапазона, возбужденных и другими землетрясениями. Отметим, что ряд таких событий немногочислен, и определяемые в них резонансные моды имеют разрозненный характер. Некоторая устойчивая картина в отношении таких мод наблюдается только при отмеченных Перуанском и Бакинском землетрясениях. В последней строке табл. 2 приведена оценка периодов и среднеквадратические ошибки тех низкочастотных резонансных мод, которые достаточно уверенно определяются в рассмотренных событиях.

Проведенный анализ определяет моды, возбуждаемые большинством рассмотренных землетрясений, которые могут быть отождествлены с резонансами близлежащих структурных неоднородностей. Во введении было отмечено, что, согласно численному эксперименту, частота главного резонанса для магматического очага Эльбруса должна находиться в диапазоне 0.001–0.05 Гц (периоды 20–1000 с), а для магматической камеры — в диапазоне частот 0.02–0.2 Гц (периоды 5–50 с). Следовательно, интерпретация экспериментальных данных в рамках существующих теоретических моделей позволяет выделить характерные резонансы магматического очага и отнести к ним моды, перечисленные в табл. 1. Моды, перечисленные в табл. 2, определяются менее

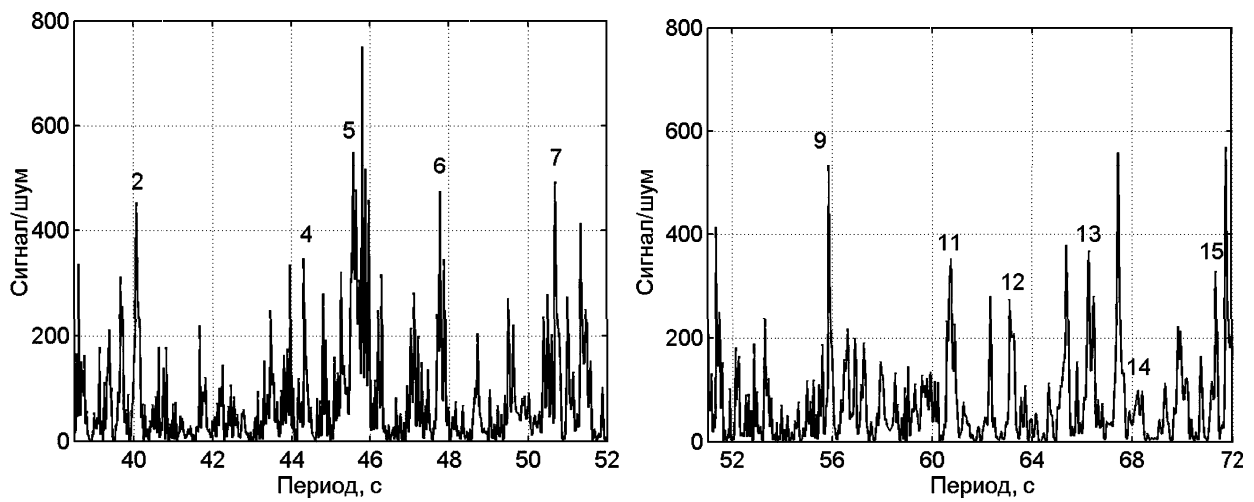


Рис. 1. Спектр собственных колебаний геофизической среды, включающий резонансы магматических структур вулкана Эльбрус, по данным регистрации лазерным интерферометром-деформографом Перуанского землетрясения. Цифрами указаны моды, приведенные в табл. 1. (а) Диапазон периодов 38–52 с; (б) Диапазон периодов 52–72 с

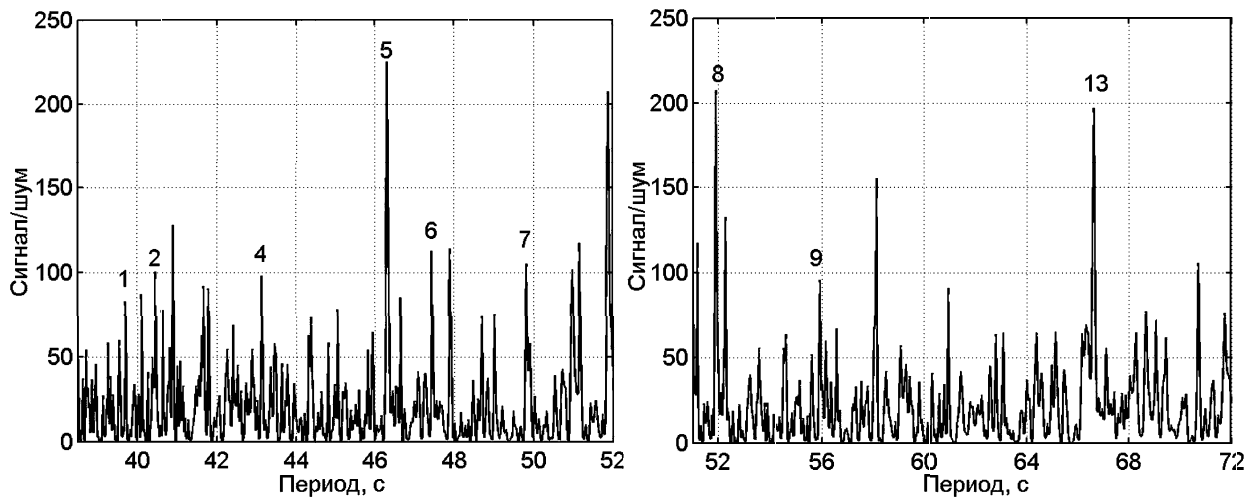


Рис. 2. Спектр собственных колебаний геофизической среды, включающий резонансы магматических структур вулкана Эльбрус, по данным регистрации лазерным интерферометром-деформографом Бакинского землетрясения. Цифрами указаны моды, приведенные в табл. 1. (а) Диапазон периодов 38–52 с; (б) Диапазон периодов 52–72 с

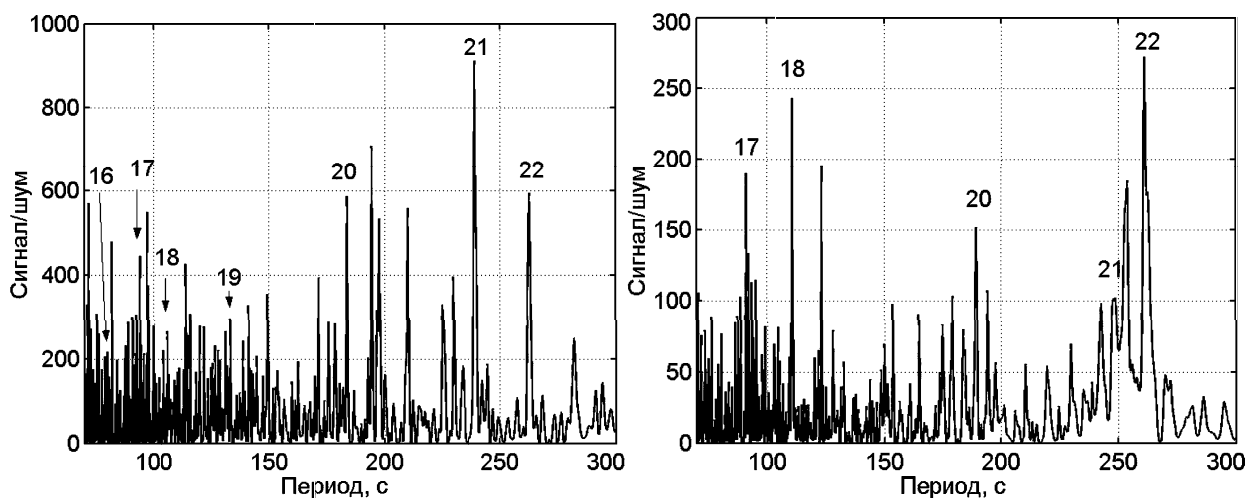


Рис. 3. Спектр собственных колебаний геофизической среды, включающий резонансы магматических структур вулкана Эльбрус (низкочастотный диапазон). Цифрами указаны моды, приведенные в табл. 2. (а) Перуанское землетрясение; (б) Бакинское землетрясение

Таблица 2

**Значения низкочастотных периодов (в секундах) резонансных мод региональных неоднородных структур, возбуждаемых некоторыми землетрясениями**

		16	17	18	19	20	21	22	23	24
О-ва Баллени 25.03.98	8.1						240		369	
О-ва Санта-Крус 02.06.99	7.3						238			
Юг Панамы 31.03.99	7.0				114					
Юг шт. Калифорния 16.10.99	7.3	80.4								
О. Новая Британия 19.11.99	7.0				131					
Юг о. Суматра 04.06.00	7.9					183				
О. Новая Ирландия 16.11.00	8.0		96.7	107				262		
О. Новая Британия 17.11.00	7.6									467
Баку 25.11.00.	6.3		87	104		189	249	261	384	428
Туркменистан 12.06.00	7.0	78	92							412
Перу 23.06.01	8.3	78.9	90	106	133	189	239	262	335	
		79±1	91±4	106±2		187±3	241±5	261±1		

устойчиво, часть из них может быть обусловлена другими неоднородными структурами региона. Вопрос выделения среди них резонансных мод магматического очага требует дальнейшего изучения.

Опираясь на данные деформационных наблюдений, нами была построена модель спектра собственных резонансных мод магматического очага вулкана Эльбрус, генерируемых в поле продольных волн во время сильных землетрясений (рис. 4).

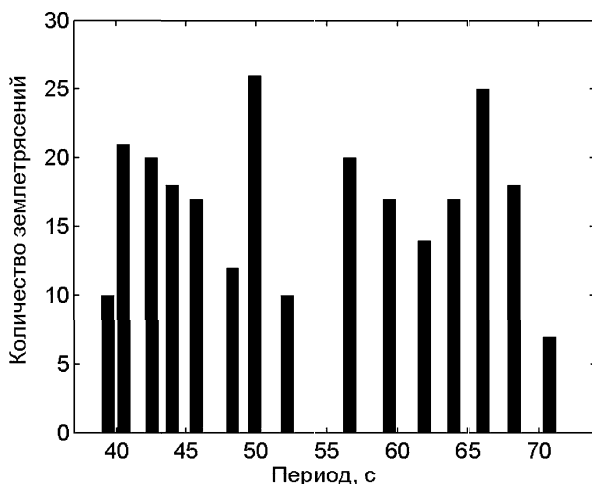


Рис. 4. Модель спектра резонансных мод магматического очага вулкана Эльбрус по данным деформационных наблюдений (табл. 1). Ширина «бара» равна среднеквадратической ошибке соответствующего периода; его высота — количеству землетрясений, в которых определяется данная мода

### Заключение

Результаты наблюдений позволяют сделать ряд интересных выводов, относящихся к динамическим особенностям неоднородных структур вулкана Эльбрус. Впервые экспериментально удалось определить

резонансные частоты ранее выявленных разномасштабных неоднородностей, которые можно связать с магматическим очагом. В соответствии с теоретическими оценками в эксперименте наиболее выраженными оказались отклики на внешнее воздействие именно в низкочастотной области, в интервале периодов 40–70 с.

Сопоставление результатов механико-математического моделирования резонансных особенностей магматических образований и данных наблюдений дает возможность с высокой вероятностью предполагать наличие в пределах Эльбрусского вулканического центра магматического очага.

Проведенными исследованиями заложены основы нового «резонансного» метода контроля за состоянием упруго-вязких параметров магматических образований «спящих» вулканов. Дальнейшее его развитие позволит разработать принципиально новый подход к контролю процессов подготовки извержения вулкана, когда изменения резонансных частот магматической камеры могут свидетельствовать о повышении внутри нее давления в результате активного поступления магмы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00-05-64882, 01-05-79057 и 02-05-79118).

### Литература

1. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. // Вулканология и сейсмология. 2001, № 2. С. 3.
2. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В. и др. // Сб. «Геодинамика, сеймотектоника и вулканизм Северного Кавказа». М., 2001. С. 67.
3. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. и др. // Сб. «Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус». М., 2001. С. 53.

4. Собисевич А.Л., Руденко О.В., Милюков В.К. и др. // Сб. «Катастрофические процессы и их влияние на природную среду». Т. 1. «Вулканизм». М., 2002. С 365.
5. Милюков В.К., Кравчук В.К. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1996. №2. С. 73 (Moscow University Phys. Bull. 1996. No. 2. P. 60).
6. Милюков В.К., Руденко В.Н., Клячко Б.С. и др. // Изв. РАН. Сер. физ. 1999. **63**, № 6. С 1192.
7. Гусев А.В., Козырева А.В., Милюков В.К. // Измер. техника. 2002. № 4. С. 11.
8. Gilbert F., Dziewonski A.M. // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A. Mathem. and Phys. Sciences. 1975. **278**, No. 1280. P. 187.

Поступила в редакцию  
16.10.02