

УДК 551.21

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

© 2002 г. Академик О. А. Богатиков, Ю. В. Нечаев, А. Л. Собисевич

Поступило 13.08.2002 г.

Наблюдаемое повышение сейсмической активности в пределах Транскавказского поднятия неразрывно связано с наличием вулканических структур в этом регионе. Возможным следствием этого процесса могло бы стать возобновление деятельности вулкана Эльбрус [1, 14]. Для обоснования данного предположения необходимо иметь достоверную информацию о существовании и основных параметрах магматического очага в пределах Эльбрусского вулканического центра [1, 6, 14, 15]. Новые технологии обработки космических снимков позволяют получать независимые данные об особенностях строения земной коры на различных глубинных уровнях путем анализа трехмерного поля тектонической раздробленности литосферы.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА

Использование спутниковых фотографий земной поверхности позволяет построить линеamentную структуру исследуемого региона и перейти к оценке “поля тектонической раздробленности (или неоднородности) литосферы”. Физическим параметром этого поля является степень тектонической раздробленности конкретного объема жесткой оболочки Земли. В качестве меры тектонической раздробленности принимается “удельная длина линеаментов”, значение которой вычисляется (с единым шагом) для каждого из заранее выбранных по глубине срезов литосферы [11]. Реализация методологического подхода включает три основных этапа: полное дешифрирование космического снимка с целью построения карты линеamentной сети; компьютерную обработку полученной карты для построения разноглубинных карт-срезов поля тектонической раздробленности литосферы; их интерпретацию. Дешифрирование фотографии проводится визу-

ально, а обработка полученной карты линеamentной сети выполняется на компьютере по унифицированным программам. Эффективность метода проверена на региональном [3, 4, 8, 11, 12] и локальном [2, 7, 10] масштабных уровнях. В данной работе приведены результаты применения метода для обработки космических снимков Центрального Кавказа с целью выделения магматического очага и магматической камеры вулкана Эльбрус.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

Решению вопросов геологического строения, сейсмотектонике и вулканизму территории Северного Кавказа, а также истории развития вулкана Эльбрус и проблеме его активизации посвящено значительное количество публикаций [1–6, 8–14].

Особое положение в структуре Кавказа занимает зона Транскавказского поперечного поднятия. На фоне запад-северо-западного (кавказского) простираения основных структурно-тектонических единиц Кавказа зона поднятия характеризуется антикавказским (близмеридиональным) структурным планом. Зарождаясь в пределах Русской платформы, она прослеживается через Ставропольский свод, Минераловодский выступ, рассекает вкрест простираения все структурно-тектонические зоны Большого и Малого Кавказа и через Эльбрус, Дзиркульский массив, Арагац и Арарат уходит на юг в Иран и Турцию. В пределах этой широкой структуры располагаются глубокие близмеридиональные расколы фундамента, контролирующие магмопроявления в неогене и антропогене. Длительная устойчивость зоны поднятия в процессе эволюции всей Кавказской подвижной области, связь ее границ с крупными поперечными разрывами, а также продолжение некоторых поперечных элементов в пределы платформы позволяют полагать, что границы этого поперечного поднятия должны контролироваться зонами глубинных разломов значительной протяженности и времени заложения.

Современные геологические исследования вулкана Эльбрус, в частности датировки его извержений в историческое время [1, 14], свидетельствуют о том, что данный вулкан является активным.

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Объединенный институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта
Российской академии наук, Москва*

ОТОБРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Поле тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа построено по результатам обработки фотографий земной поверхности, полученных со спутника "Ресурс". Составлена карта линеаментной сети для территории размером 185×277 км, в центральной части которой расположен вулкан Эльбрус. Последующая обработка карты позволила получить 19 разноглубинных (от 1 до 50 км) карт-срезов, на которых значения поля тектонической раздробленности вычислены по сети 1×1 км. Анализ полученного поля тектонической раздробленности литосферы, как и ранее [2, 3, 7, 8, 10–12], выполнялся по различным глубинным уровням (картам) и вертикальным сечениям (разрезам). Численные значения поля тектонической раздробленности на картах и разрезах приведены в условных единицах, одинаковых для всех карт-срезов и вертикальных разрезов. Рассмотрим особенности этого поля для верхней части литосферы Центрального Кавказа, выбрав для этого карту-срез, отвечающую среднестатистическим глубинам порядка 7 км (рис. 1).

На срезе наблюдается постепенное увеличение значений поля тектонической раздробленности от южного окончания эпигерцинской Скифской платформы к области горст-антиклинория Центрального Кавказа и последующее их снижение в сторону южного погружения Большого Кавказа. Лабино-Малкинская зона поднятий характеризуется областью пониженных значений поля (менее 80 усл.ед.), а для ее западной области (полого моноклиналильного мезозойского чехла) характерны более высокие значения поля (70–90 усл.ед.), нежели для ее восточного окончания (вовлеченного в поднятие южного участка эпигерцинской Скифской платформы, менее 70 усл.ед.). Выступы палеозойского фундамента характеризуются повышенными значениями поля тектонической раздробленности (80–100 усл.ед.). Тырныаузская шовная зона, сложенная породами палеозоя и юры, выделяется в виде узкой переходной области повышенных горизонтальных градиентов (наиболее четко выражена ее восточная часть – восточнее р. Кубань). Инверсионный антиклинорий ядра Большого Кавказа, сложенный интенсивно смятыми метаморфизованными породами лейаса-доггера (горст-антиклинорий Центрального Кавказа), характеризуется максимальными значениями поля (до 120 усл.ед. и более), выделяясь в виде отдельных блоков, разделенных областями пониженных значений (менее 100 усл.ед.). Расположенная южнее область синклинориев южного крыла Большого Кавказа, выполненная изоклинальным складчатым флишем мальма и мела, представлена пониженными значениями поля (менее 110 усл.ед.) в виде отдельных локальных аномалий (90 усл.ед. и ниже). Абхазо-Рачинская ступень, располагающаяся на юге

рассматриваемой территории и выраженная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой), характеризуется несколько пониженными значениями поля (менее 100 усл.ед.). При этом наиболее высокие значения поля фиксируются в восточной части, для западной части характерны пониженные значения (менее 80 усл.ед.).

На срезе литосферы, отвечающем среднестатистическим глубинам порядка 30 км, региональная картина поля сохраняется. Четко разделяются области распространения южного окончания эпигерцинской Скифской платформы и горного сооружения Большого Кавказа. Наглядно фиксируется блоковое строение последнего, при этом его западная часть характеризуется повышенными значениями поля (до 103 усл.ед.) по сравнению с восточной (97–98 усл.ед.), которая характеризуется также существенной расчлененностью и меньшими размерами выделяемых блоков. По сравнению с верхним срезом заметно смещение осевой зоны антиклинория к югу порядка 20 км. Уверенно прослеживается область Транскавказского поперечного поднятия, на западной окраине которого располагается вулкан Эльбрус. На этом глубинном уровне находится область аномально пониженных значений поля (ее плановое положение показано на рис. 1).

Выделение неоднородностей литосферы, потенциально связанных с магматическим очагом вулкана Эльбрус, осуществлено на основе анализа вертикальных разрезов поля тектонической раздробленности, один из которых приведен на рис. 2. Профиль имеет общекавказское простираение и проходит вдоль Тырныаузской шовной зоны непосредственно через вулкан Эльбрус.

Характер поля тектонической раздробленности позволяет выделить в пределах литосферы Центрального Кавказа ряд близгоризонтальных границ раздела: 1) подошва верхней части коры, отделяющая верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2–5 км) выделяемых объектов; 2) подошва слоя земной коры, приуроченная к глубинам порядка 10 км, в пределах которого характерны размеры выделяемых объектов 15–20 км; 3) подошва слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25–30 км; 4) подошва слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30–35 км; 5) подошва слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км. Третья граница отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа, пятая – с границей Мохоровичича.

На этом профиле в пределах литосферы Центрального Кавказа можно выделить два структурных этажа (с границей между ними на глубинах порядка 20 км), нижний из которых отождествляется с корой базальтоидного типа (его подошва фиксируется на глубинах несколько более 50 км).

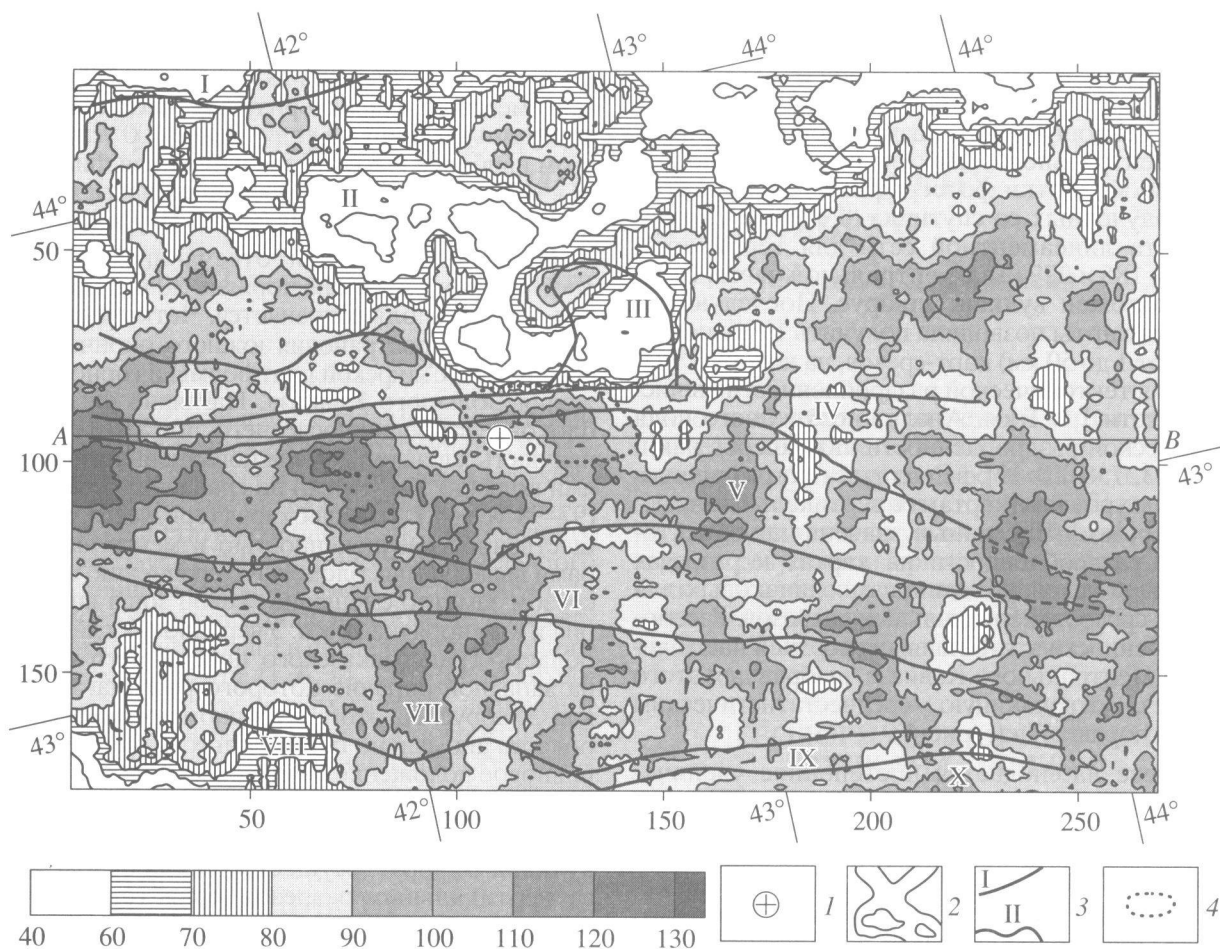


Рис. 1. Карта тектонической раздробленности литосферы Центрального Кавказа, отвечающая срезу литосферы на глубине порядка 7 км с нанесением границ важнейших структурных подразделений. 1 – положение вулкана Эльбрус; 2 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы, характеризующие особенности ее строения на этих глубинах (шкала раскраски приведена под рисунком); 3 – границы распространения важнейших структурных подразделений по геологическим данным и их наименование (I – Предкавказские альпийские краевые прогибы, выполненные кайнозойскими молассами; II – Лабино-Малкинская зона поднятий; III – выступы палеозойского фундамента; IV – Тырныаузская шовная зона (палеозой, юра); V – унаследованный от герцинского цикла горст-антиклинорий Центрального Кавказа (кристаллические породы палеозоя); VI – синклиорий южного крыла Большого Кавказа (выполненный изоклинально складчатый флишем мальма и мела); VII – Абхазско-Рачинская ступень, представленная антиклинориями и ступенями южного крыла Большого Кавказа (умеренно складчатый нефлишевый мезозой); VIII – Ринская впадина; IX – Кахетино-Лечхумская шовная зона (прогибы); X – участок Грузинского срединного массива, вовлеченный в поднятие южного крыла Большого Кавказа); 4 – положение области anomalно пониженных значений поля тектонической раздробленности, выделенное на срезе, отвечающем глубинам порядка 30 км.

Рассматривая поведение выделенных близгоризонтальных границ раздела литосферы в окрестностях вулканической постройки Эльбруса, следует отметить их закономерный подъем кверху, что свидетельствует о приуроченности положения вулканической постройки к области anomalно строения литосферы. Рассмотрим эти особенности.

В региональном плане верхняя часть коры базальтоидного типа (между третьей и четвертой границами) разделяется на три крупных блок-пластины мощностью около 20 км. Их кровля в восточной и западной частях профиля приурочена к глубинам порядка 25 км, а в центральной части несколько выдвинута кверху. Центральная блок-пластина (выделена штриховкой) характери-

зуется anomalно пониженными значениями поля тектонической раздробленности (менее 90 усл.ед.) и, в свою очередь, состоит из двух частей: западной и восточной, разделенных небольшой перемычкой. В пределах западной части центральной блок-пластины (расположенной непосредственно под вулканической постройкой Эльбруса) значения поля уменьшаются до 84 усл.ед., а в восточной – до 88 усл.ед. При этом западная часть наиболее продвинута кверху (кровля приурочена к глубинам порядка 17 км), восточная выдвинута меньше (кровля на глубинах порядка 20 км).

Характерно, что в пределах блок-пластин, расположенных к западу и востоку от anomalно центральной, наблюдаются повышенные значе-

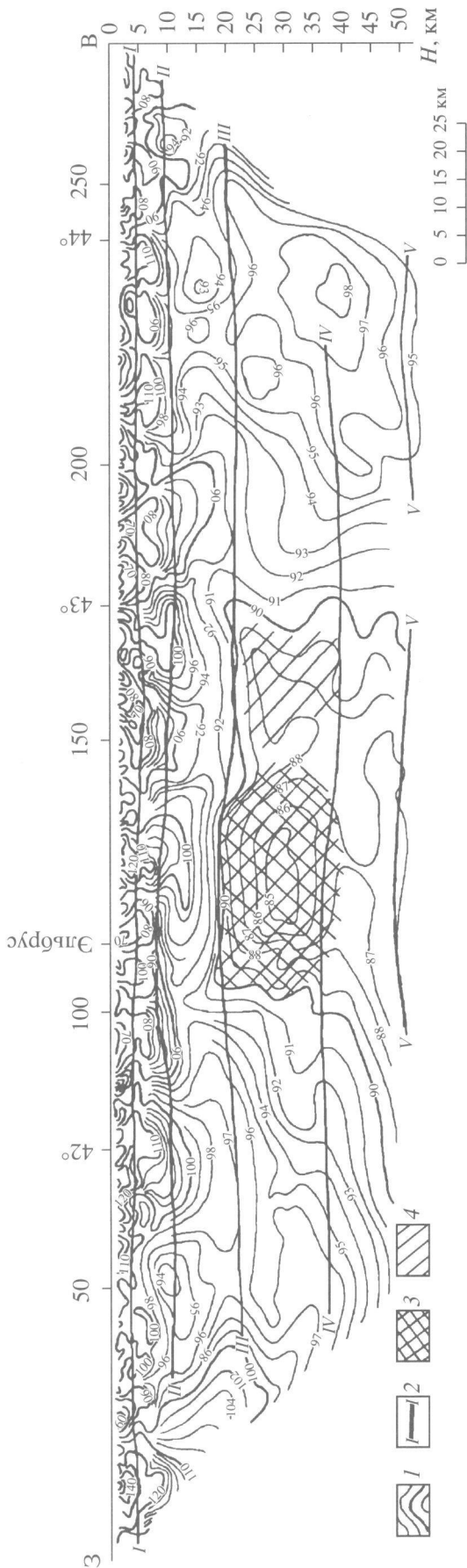


Рис. 2. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности, проходящий через вершину вулкана Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа. 1 – изолинии поля тектонической раздробленности литосферы (усл. ед.); 2 – близгоризонтальные границы раздела литосферы, выделенные по особенностям поля тектонической раздробленности; 3 – подшоша верхней части коры, отделяющая верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2–5 км) выделяемых объектов, II – подшоша слоя земной коры, в пределах которого характерные размеры выделяемых объектов составляют порядка 15–20 км (приурочена к глубинам порядка 10 км), III – подшоша слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25–30 км (отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа), IV – подшоша слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30–35 км, V – подшоша слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км (отождествляется с границей Мохоровичича); 3, 4 – области расположения аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности: 3 – высокоаномальные, 4 – среднеаномальные.

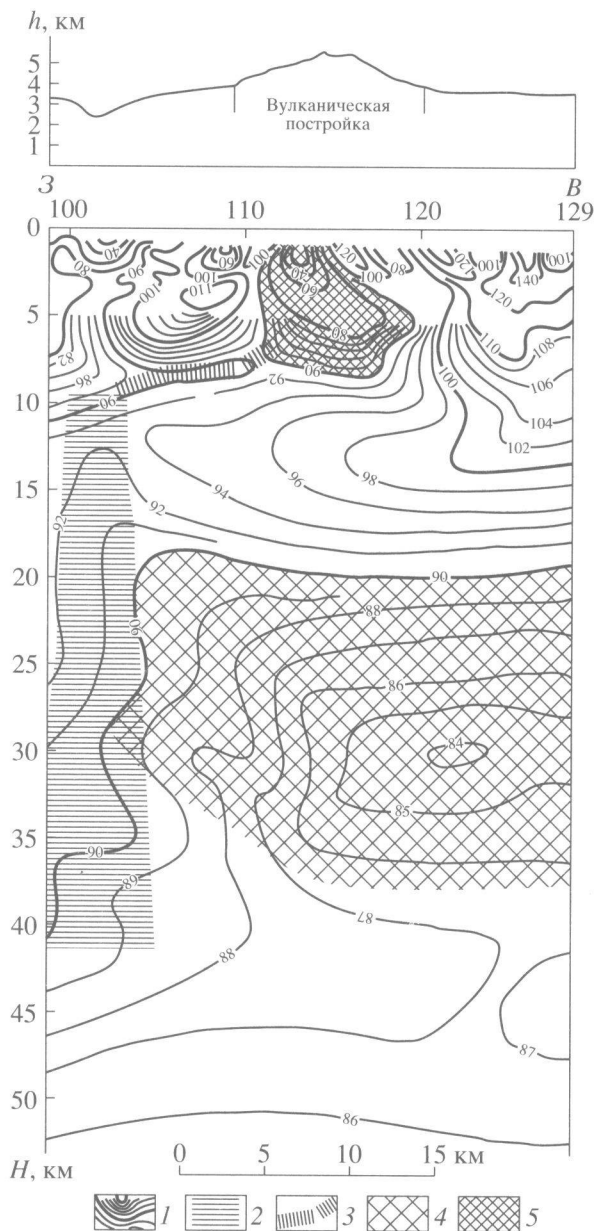


Рис. 3. Вертикальный разрез поля тектонической раздробленности коры, проходящий через вулкан Эльбрус и ориентированный вдоль простирания Кавказа (совпадает с положением профиля АВ на рис. 1). 1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные – сечением через 10 усл.ед., тонкие – через 2 или 1 усл.ед.; 2 – область (зона) повышенной раздробленности нижней части коры; 3 – близгоризонтальные ослабленные зоны (возможный путь перетока первичной магмы в вулканическую камеру); 4 – область anomalously пониженных значений поля в верхах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служившего в прошлом поставщиком материала для заполнения вулканических камер; 5 – область anomalously пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой. Над профилем дана его привязка к условной системе координат (см. рис. 1), а над разрезом приведен рельеф местности вдоль профиля с указанием конуса вулканической постройки.

ния поля и близгоризонтальный характер поведения изолиний. Однотипность поведения изолиний и близкие между собой значения (95–96 усл.ед.) в пределах этих двух блок-пластин свидетельствуют о квазиоднородности их состава и свойств в латеральном направлении.

Таким образом, в пределах описанной выше верхней части земной коры базальтоидного типа (мощностью около 20 км) в ее центральной части, расположенной непосредственно под вулканом Эльбрус, обнаружены anomalously пониженные значения поля тектонической раздробленности. Это свидетельствует о том, что:

1) рассматриваемая территория Центрального Кавказа первоначально обладала единым типом базальтоидной коры, который по своим физико-механическим характеристикам был близок к существующим сегодня ее останкам (допалеозойским частям цоколя) – блок-пластинам, расположенным к западу и востоку от центральной anomalously области;

2) на последующей стадии развития Центрального Кавказа, когда начался процесс формирования anomalously области (с охватом глубоких слоев литосферы, о чем свидетельствует подъем границы Мохоровичича), произошло выдвигание центрального блока к северу и вверх по разрезу по близмеридиональным глубинным разломам (формирование Транскавказского поперечного поднятия);

3) уменьшение почти на 10% значений поля тектонической раздробленности в пределах данной anomalously области свидетельствует об изменении физико-механических характеристик центральной блок-пластины в сторону меньших значений. Последнее указывает на существование в пределах Транскавказского поперечного поднятия (его западной периферии) области растягивающих напряжений.

Весьма вероятно, что локальная область anomalously пониженных значений поля тектонической раздробленности может рассматриваться в качестве потенциального магматического очага вулкана Эльбрус.

Возможность существования магматического очага послужила основанием для поисков магматической камеры вулкана Эльбрус в верхней части коры. Для этого была определена территория размером 30 × 30 км (в центральной части которой располагается вулкан Эльбрус) и произведена обработка космических снимков с более высокой детализацией. В результате было получено распределение поля тектонической раздробленности для срезов, отвечающих среднестатистическим глубинам 4, 3, 2 и 1 км. Определение положения вулканической камеры Эльбруса на этих картах-срезах осуществлено по пониженным (минимальным) значениям поля, территориально расположенным в пределах проекции магматического очага. Анализ этих разноглубинных карт показал, что вулканическая камера Эльбруса на глубине около 4 км характеризуется близизометричной формой (с характерными размерами 10 ×

× 15 км), вытянутой в северном направлении относительно положения кратера. На срезе, отвечающем глубинам порядка 3 км, заметно незначительное ответвление (рукав) в близширотном (восток-северо-восточном) направлении, которое достигает максимального продвижения на вышележащем срезе (2 км) и сохраняет его на следующем уровне (1 км). Интересно отметить, взаимосвязь вулканической камеры Эльбруса с материнским магматическим очагом на вертикальном разрезе поля тектонической раздробленности, проходящем вдоль простирания Кавказа (рис. 3). Магматическая камера Эльбруса, оконтуренная по изолинии 90 усл.ед., располагается строго под его вулканической постройкой и характеризуется значительными размерами: нижняя кромка приурочена к глубинам порядка 8 км; западная граница камеры – близвертикальна, восточная – наклонена к востоку под углом порядка 40°; на глубинах около 5 км ширина камеры достигает размеров порядка 9 км и, по мере продвижения к поверхности, постепенно уменьшается; резкое уменьшение размеров камеры начинается с глубин порядка 2 км, где она не превышает 5 км, на глубине 1 км размеры камеры – 2–2.5 км.

Магматическая камера вулкана Эльбрус приурочивается к западной периферии магматического очага, располагаясь выше него на расстоянии 10–12 км. Очевидно, что поставка вулканического материала из очага в камеру происходит вдоль тектонически ослабленных зон. Значения поля тектонической раздробленности литосферы подтверждают наличие ослабленной (пограничной) зоны западного окончания Траскавказского поперечного поднятия. Последняя прослеживается в интервале глубин от 45 до 12 км и выражена резким изменением поведения изолиний поля (их близвертикальностью) и практически неменяющимися значениями поля (90–92 усл.ед.). Подобный характер поля позволяет наметить потенциально возможный путь движения магмы в камеру (рис. 3).

Таким образом, с использованием современных технологий обработки космических фотографий земной поверхности в районе Эльбрусского вулканического центра выделены две области аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности, интерпретируемые как потенциальные магматический очаг и магматическая камера вулкана Эльбрус.

Сопоставление результатов механико-математического моделирования со специализированным анализом записей литосферных деформаций в районе вулканической постройки, возбуждаемых удаленными и местными землетрясениями, позволило выявить спектральные компоненты с

частотами 0.015–0.025 Гц, что подтверждает возможность существования локальной неоднородности (включения) с характерными размерами порядка 50 км [14, 15].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64946, 02–05–65012, 02–02–16100).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. ДАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 515–517.
2. Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А. и др. // Исследования Земли из космоса. 1993. № 6. С. 94–100.
3. Гаджиев Т.Г., Нечаев Ю.В., Потапова Е.И., Саттарова В.М. Карта глубинных структур Кавказа по космическим данным. 1:1 000 000. Баку: Изд-во ПО Азербайджангеодезия ГУГК СССР, 1989. 4 л.
4. Гаджиев Т.Г., Нечаев Ю.В., Потапова Е.И. Особенности глубинного строения Кавказа по космическим данным. Баку: Изд-во НПО Косм. исследований, 1987. 89 с.
5. Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. В сб.: Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм северо-западного Кавказа. Отд. вып. М., 1996. С. 103–124.
6. Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. В сб.: Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм Центрального Кавказа. М.: Наука, 1997. С. 109–130.
7. Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А. // ДАН. 1991. Т. 320. № 6. С. 1441–1445.
8. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В., Солодилов Л.Н., Исмаил-Заде Т.А. // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С. 23–28.
9. Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 132 с.
10. Rogozhin E.A., Bogachkin B.M., Nechaev Yu.V. // J. Earthquake Predict. Res. 1995. V. 4. № 2. P.175–189.
11. Нечаев Ю.В. Сб. науч. тр. Геофизика на рубеже веков. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 276–290.
12. Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды. III Междунар. аэрокосм. конгр. IAC'2000. Сб. тезисов. М.: СИП РИА, 2002. С. 293–294.
13. Геодинамика, сейсмоструктурная и вулканизм Северного Кавказа / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 336.
14. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Богатиков О.А. и др. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 191 с.
15. Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 354 с.