

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАЗДРОБЛЕННОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВУЛКАНОВ ЭЛЬБРУС И КАЗБЕК (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2020 г. А. Г. Шемпелев¹, В. Б. Заалишвили^{1, 4, *}, Х. О. Чотчаев¹,
С. П. Шамановская², Е. А. Рогожин^{1, 3}

¹Геофизический институт – филиал ФНЦ ВНИИ РАН,
ул. Маркова, д. 93а, 362002 Владикавказ, Россия

²Северо-Кавказское ПГО, ул. Кисловодская, д. 203, 357600 Ессентуки, Россия

³Институт физики Земли РАН, ул. Б. Грузинская, д. 10, 123995 Москва, Россия

⁴Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова,
ул. Ватутина, д. 44-46, 362025 Владикавказ, Россия

*e-mail: vzaal@mail.ru

Поступила в редакцию 21.11.2019 г.

После доработки 16.06.2020 г.

Принята к публикации 28.07.2020 г.

Проведен комплексный анализ инструментальных данных для установления индикаторов геодинамической обстановки взаимодействия Скифской плиты и коллажа южных плит, определения типа и кинематики Главного Кавказского надвига и природы возникновения вулканов Северного Кавказа. В структурно-тектоническом плане исследования проведены в границах альпийской структуры Большого Кавказа и в равной степени характеризуют структуры первого порядка – складчато-глыбовое поднятие Главного хребта и Северо-Кавказский краевой массив. В кинематике Главного Кавказского надвига и вулканов Северного Кавказа элементы субдукции не проявляются. Отсутствие признаков соответствия Главного надвига зоне Беньюфа, и, напротив, его подобие листрическим разломам и мелкофокусность вулканических очагов более соответствуют геодинамической обстановке коллизии. Геолого-геофизические разрезы по сети региональных профилей глубинных геофизических исследований в Предкавказье и центральной части Большого Кавказа характеризуются сходством в элементах глубинного строения и пологонадвиговой кинематикой взаимодействия с консолидированной корой южных микроплит – террейнов, обрамляющих с севера Аравийскую плиту. Вулканы Центрального Кавказа возникли в коллизионной обстановке и предполагается связь вулкана Эльбрус с Главным Кавказским надвигом как структурой коллизионного сжатия. Получены данные по результатам геофизических исследований методами обменных волн землетрясений (МОВЗ), микросейсмического зондирования (ММЗ), магнитотеллурического зондирования (МТЗ), гравимагнитометрической съемки в комплексе с полученными данными обработки космических снимков по параметру удельной длины линейных тектонической раздробленности для разных глубин срезов литосферы. Проведены лабораторные определения радиоуглеродного датирования вулканических комплексов, распределения теплового поля в поверхностных и глубинных термальных источниках, а также изотопной оценки отношений элементов-индикаторов вулкана Эльбрус позволяют уверенно выделить магматическую камеру на глубине ~5 км и магматический очаг на глубине ~30–40 км. Проведенные исследования позволяют считать основными характеристиками повышенное тепловое поле, вариации величин изотопно-гелиевых отношений, сейсмическую брешь под вулканическим сооружением и незначительные энергетические разгрузки, происходящие по пологим маломощным тектоническим зонам на северо-восточных и восточных склонах, где наблюдаются периодические выбросы фумарольных газов, свойственные активному вулкану.

Ключевые слова: вулкан Эльбрус, вулкан Казбек, очаг и камера вулкана, Главный Кавказский надвиг, геофизические методы МОВЗ, ММЗ, МТЗ, гравимагнитная съемка, тектоническая раздробленность, тепловое поле, изотопно-гелиевые отношения (³He/⁴He)

DOI: 10.31857/S0016853X20050082

ВВЕДЕНИЕ

Определение природы возникновения вулканов Северного Кавказа позволяет дать оценку состояния их современного развития, пространственным характеристикам структурных элементов вулканических аппаратов, энергетическим потенциалам, прогнозировать риски катастрофического развития природных событий, связанных с вулканической деятельностью. Вулканизм является одним из признаков текущей геодинамической обстановки, вещественный состав, стадийность (гомодромность), содержание пирокластического материала, латеральное замещение с молассовой формацией, содержание и распределение толеитов по вертикали в разрезе вулканитов являются характерными индикаторами геодинамических стадий цикла Вильсона [1]. Такими же палеоиндикаторами возникших новых элементов структурных тектонически дислоцированных, морфологических и вещественных комплексов, включая особенности вулканической деятельности, являются порождаемые новыми структурно-вещественными комплексами геофизические поля, подвергающиеся палеоконсервации в процессе развития следующей геодинамической обстановки.

Анализ структурно-тектонической локализации, проявления признаков сейсмической и вулканической активности (интенсивное таяние льдов, изменение температурного режима термальных источников, периодические выбросы фумарол, сейсмическая брешь), методического разнообразия и плотности геологической и геофизической изученности с использованием высокотехнологичных аппаратных комплексов мирового уровня, проведенный в отношении Казбекского и Эльбрусского вулканических центров, показывает отсутствие многих сравнительных данных для вулкана Казбек (профиль гравимагнитметрии, МОВЗ,) в связи с чем в нашей работе мы рассматриваем особенности сейсмического проявления вулкана Эльбрус.

Геологическое развитие Большого Кавказа определила геодинамическая обстановка взаимодействия Скифской плиты и коллажа южных микроплит в условиях сильнейших горизонтальных сжатий [1, 2], создаваемых давлением с юга Аравийской плитой на южные микроплиты. В конвергентной зоне более рыхлая континентальная кора Скифской плиты напозла на океаническую кору микроплит, сгучиваясь на фронте до образования опрокинутых складок, создавая во фронтальной части крутопадающую ветвь надвига. Дальше от фронта, в сторону напозлающей плиты, контакт выполаживается. Пространственное положение и форма Главного Кавказского надвига, в плоскости которого приходят в соприкосновение коллизионные структуры, представляет собой обратную задачу определения геодинамической обстановки в конвергентной зоне [11].

Цель исследований заключалась в установлении геодинамической обстановки взаимодействия Скифской плиты и южных микроплит на конвергентной границе, оценке структурно-тектонических особенностей Эльбрусского вулканического центра и состояния вулканической активности вулкана Эльбрус, изучении пространственных характеристик элементов вулкана, структурных особенностей осадочного чехла и герцинского фундамента, изучении рельефа глубинных границ разделов, вертикальных и латеральных неоднородностей земной коры и верхней мантии, выявлении и изучении геофизических характеристик глубинных разломов, сейсмоактивных и ослабленных зон.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На альпийском геотектоническом срезе исследованная территория охватывает центральную и западную части складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, зону сопряжения Ставропольского свода с Терско-Кумской впадиной Скифской эпигерцинской плиты и западное замыкание Терско-Каспийского краевого прогиба.

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа

В геофизических полях складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа характеризуется отрицательным гравитационным полем интенсивностью до -50 мГал по внешней периферии сооружения и до -130 мГал в районе центров неоген-четвертичной вулканической активности. Магнитное поле здесь колеблется в интервале от $-0.5-1.0$ нТл (на локальных участках от -15.6) до $+3-5$ нТл и отражает особенности геологического строения доюрского фундамента.

Альпийской структурой первого порядка в пределах Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа являются складчато-глыбовое поднятие Главного хребта и Северо-Кавказский краевой массив.

Структурный план складчато-глыбового поднятия Главного хребта унаследован от структуры герцинского фундамента и однозначно не устанавливается в связи с современной эрозией осадочного чехла.

Альпийской структурой второго порядка являются Тебердинский и Балкаро-Дигорский тектонические блоки с Адылсуйской депрессией, расположенной между ними, а также вулканотектонические просадки (кальдеры), связанные с извержениями вулкана Эльбрус и Нижне-Чегемский по разломам, ограничивающим депрессию, и величина вулканотектонических просадок неоднозначны. По морфоструктурным данным ам-

плитуда вулcano-тектонической просадки вулкана Эльбрус достигает 600–800 м.

Структура кристаллического основания складчато-глыбового поднятия Главного хребта на альпийском срезе состоит из трех тектонических блоков общекавказской ориентировки:

- северный продольный грабен;
- южный продольный грабен;
- центральный клиновидный горст.

Южным ограничением центрального тектонического блока является Адылсуйский внутрикоровый разлом, северным ограничением центрального тектонического блока является Сылтранский магматически активный (возможно, – внутрикоровый) разлом. Вертикальная амплитуда (>1 км) перемещения клиновидного горста не ясна.

Скифская эпигерцинская плита

В структуру Скифской эпигерцинской плиты входят Терско-Кумская и Беломечетская впадины (западное и восточное замыкание) и Ставропольский свод, расположенный между впадинами. Мезо-кайнозойский осадочный чехол в объеме до четвертичных отложений включительно имеет здесь максимальную мощность (до 2500 м), субгоризонтальное залегание с терригенно-карбонатными отложениями верхней юры–эоцена и образованиями нижней (майкопская серия, хадумская свита (P_3hd)) и верхней (миоцен–четвертичные отложения) молассы. Структура данных геотектонических элементов Скифской эпигерцинской плиты осложнена впадинами и поднятиями, например, Южно-Ставропольским валом, который на юго-восточном продолжении смыкается с Минераловодским выступом. Наличие Терско-Кумской и Беломечетской впадин в их западном и восточном замыкании, а также Ставропольского свода – геологических структурных элементов в Скифской плите – подтверждено относительно спокойным гравиметрическим полем. Для впадин характерно отрицательное поле до -10 и -20 мГал, тогда как в области Ставропольского свода оно поднимается до $+10$ мГал и более, что вполне согласуется с увеличением мощности осадочного чехла во впадинах и уменьшением в пределах свода. Отмечающиеся на отдельных участках зоны повышенного градиента до 10 мГал на 2 км, вероятнее всего, связаны с зонами разломов в доюрском фундаменте. Наиболее отчетливо выглядят градиенты, пространственно совмещающиеся с зоной Нагутских разломов и Армавино-Невинномысским разломом.

Терско-Каспийский краевой прогиб

Терско-Каспийский краевой прогиб расположен между горным сооружением Большого Кавказа и Скифской эпигерцинской плитой. Осадоч-

ный чехол краевого прогиба по вещественному составу однотипен осадочному чехлу Скифской плиты, с единственным отличием – максимальная мощность прогиба достигает 6000 м. В геофизических полях прогиб отмечается спокойным гравиметрическим полем интенсивностью до -50 мГал, окруженным зонами градиентов (до 10 мГал на 5 км), связанными с Армавино-Невинномысским, Лысогорским и Кизлярским (за пределами рассматриваемой площади) глубинными и коровыми разломами.

Сейсмичность

Сейсмичность территории Приэльбрусья определяют три зоны (с юга на север) с интенсивностью землетрясений:

- до $9M$ – в современной структуре зона соответствует складчато-глыбовому поднятию Главного хребта Большого Кавказа;
- до $8M$ – в современной структуре зона соответствует Северо-Кавказскому краевому прогибу Большого Кавказа;
- до $7M$ – зона находится в структуре южной окраины Скифской эпигерцинской плиты.

Ранжирование землетрясений в исследуемом регионе по частоте возникновения и глубине расположения гипоцентров следующее:

- Мелкофокусными являются большинство землетрясений – глубина расположения гипоцентров не превышает 20 км, гипоцентры располагаются в пределах осадочного чехла и верхней части консолидированной коры, наиболее подверженной механическим деформациям;
- Среднефокусные землетрясения происходят реже – гипоцентры находятся на глубине 20–30 км;
- Глубокофокусные землетрясения единичны и характерны для Армавино-Невинномысского глубинного разлома – гипоцентры находятся на глубине 31–50 км, гипоцентры расположены в мантии на глубине 51–70 км.

Эльбрусский сейсмический район имеет незавершенную кольцевую форму. Эпицентры землетрясений здесь располагаются на периферии вулcano-тектонической депрессии, связанной с функционированием вулкана Эльбрус, и Юсенгийской и Кыртыкской впадин кристаллического фундамента. Эпицентры землетрясений Эльбрусского сейсмического района не выходят за пределы зоны на глубине 20 км. Количество землетрясений в интервале глубин 11–20 км связано с зоной сопряжения депрессии и впадин с Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов. Активность Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов усиливает сейсмичность района и отклоняет сейсмофокальную зону на север.

В настоящее время по количеству сейсмических событий за условный промежуток времени в пределах обширной зоны Эльбрусского вулканического центра сейсмическая активность класси-

фицируется сейсмическим затишьем, хотя отдельные сейсмические события продолжают происходить. Сейсмическое затишье может быть оценено, как подготовка к сильному сейсмическому событию, чему не противоречат изменения параметров в окрестностях вулкана Эльбрус — минеральный состав вод, изменение дебита рек, беруших начало на склонах вулкана Эльбрус, выбросы газов и флюидов из трещин, повышение температуры подземных термальных вод.

Например, температура естественного источника Джилы-Су, или Горячие Нарзаны, достигает до 52–60°C. Источники находятся в верховье р. Малка, на высоте 2400 м над уровнем моря, у самого подножья вулкана Эльбрус.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач нами проводились исследования глубинными геофизическими методами с использованием энергии землетрясений [3]:

- метод обменных волн землетрясений (МОВЗ);
- метод электроразведки на основе магнитотеллурического зондирования Земли (МТЗ);
- новейшие разработки на базе рэлеевских длиннопериодных микросейсмических волн Земли (ММЗ);
- метод гравимагнитометрии.

В нашем исследовании [7]:

- использованы данные космических технологий дифференцирования геологического разреза на различных глубинных уровнях,
- приведен анализ 3D поля тектонической раздробленности литосферы,
- проведен изотопный анализ;
- проведены радиоуглеродные определения вулканитов для установления геодинамической обстановки возникновения складчатой системы Большого Кавказа и вулканических центров Эльбрусской и Казбекской групп и хронологии циклов их вулканической активности.

Интерпретация полученных данных

По данным комплексных геофизических исследований методами обменных волн землетрясений (МОВЗ), магнитотеллурических зондирований (МТЗ), гравиметрии и магнитометрии вдоль региональных профилей, не имеющих продолжения на южном склоне Большого Кавказа, не отмечаются такие важнейшие индикаторы геодинамической обстановки субдукции, как зона Беньофа — глубокофокусная сейсмофокальная зона, крутое погружение океанической коры южных микроплит под континентальную Скифскую плиту, удвоение мощности базальтового слоя.

Материалы 60-х годов прошлого столетия по профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Волгоград–Нахичевань были интерпретированы на основе временного разреза, построенного по разности времен (Δt) годографа первых вступлений P -волн ($t_{\text{набл}}$) и значений времени среднестатистического годографа ($t_{\text{ср}}$) дифференцированы скоростные блоки разреза [6]. Границы по глубинам между блоками выделены по коротким осям синфазности (докритических отражений) и точкам дифракций волны на тектонических ступенях, что сближает глубинные разрезы ГСЗ и МОГТ и дает представление о распределении мелкомасштабных неоднородностей и разрывной тектонике. На разрезах (Δt) основной рой очагов землетрясений концентрируется на глубинах до 25 км. Граница сочленения Большого Кавказа и Предкавказья отмечается сменой отрицательных значений разности времен (Δt) на положительные. В зоне сочленения также прослеживается крутопадающая зона сгущений коротких отражающих площадок (докритические отражения), уходящая в верхнюю мантию. Зона сочленения пересекает, без видимого смещения, оболочку и границу Мохо. Граница Мохо под платформенной частью Скифской плиты располагается на глубине ~37–40 км, в то время как под орогеном Большого Кавказа она опускается до глубины >50 км, образуя прогиб. Кинематика элементов разреза исключает признаки субдукции [4, 5, 9, 13, 15].

Вулканическая активность вулкана Эльбрус и условия ее возникновения

Хронологическая повторяемость проявления вулканизма по данным радиоуглеродного датирования [1, 16, 22], согласно которым в голоцене извержения вулкана Эльбрус — как из вершинных, так и из мелких боковых кратеров — происходили в двух климатических стадиях, определяемых по пыльцевым зонам:

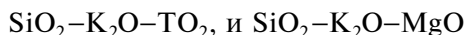
- Атлантик (VI ПЗ) — 7.3–3.7 тыс. л. до н. э.;
- Суббореал (VIII ПЗ) — 3.7–450 л. до н. э.

В течение климатических стадий Атлантик и Суббореал в исследуемом регионе происходили сильные землетрясения и катастрофические извержения [10], что объясняется положением Эльбрусского вулкана в системе активных нарушений Приэльбрусья [10], обрамляющей вулканическую постройку с севера, в которую входят Чемарткольский и Кизилкольский правосдвиговые разломы зоны Пшекиш–Тырныузского глубинного дизъюнктива.

Количественный и качественный анализ химического состава вулканических комплексов позволил наиболее точно устанавливать геодинамическую обстановку их образования [11, 14].

Вулканиты, сформировавшиеся в обстановке межконтинентальной коллизии, имеют присущий

только им состав, отличающий их от вулканогенных образований других геодинамических обстановок. К коллизионным образованиям будут относиться вулканы, представленные известково-щелочными и щелочными сериями пород со слабым проявлением в них химических процессов кристаллизационной дифференциации, за исключением наиболее кислых разностей. На тройных дискриминационных диаграммах в координатах



типично коллизионные вулканы отображаются в определенном поле, располагающемся между полями вулканы зон субдукции и континентального рифтинга.

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) коллизионных вулканы отличаются повышенной концентрацией легких РЗЭ и существенно меньшим обогащением тяжелой части спектра, что отражается в высоких отношениях La/Lu, при этом отмечается большее обогащение спектров основных пород по отношению к кислым. Спектры пород среднего состава компактны в легкой части и отличаются значительными вариациями в тяжелой части спектра. Спектры кислых пород более однородны, а для пород с содержанием $\text{SiO}_2 > 73\%$ проявляется отчетливо выраженная Eu-аномалия [1, 17].

Для полных спектров основных пород, нехарактерных для коллизионного вулканизма, свойственно отчетливое проявление элементов:

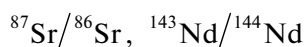
- максимумы Ba, Th, La, редко Tb;
- минимумы Sr, Y, редко Ti.

Коллизионные вулканы среднего состава, значительно более чем основные, обогащены крупно-ионными элементами, для которых характерны:

- максимумы Th, La, Tb, Yb;
- минимумы K, Sr, Ti, Y.

Менее выражены и не характерны минимумы Hf и максимумы Zr. Кислые вулканы рассматриваемой группы в более высокой степени обогащены крупно-ионными элементами. При общей схожести их геохимических спектров с аналогичными спектрами средних пород для кислые имеют большую амплитуду максимумов и минимумов, увеличивающуюся по мере возрастания кислотности и характерные максимумы Zr и Ta, а также отчетливый минимум P [1, 14].

Важным признаком, противоречащим состоянию потухшего вулкана, относится распределение отношений изотопов



в породах лавовых потоков, характеризующих докальдерный и кальдерный циклы с посткальдерным циклом развития Эльбрусского вулканического центра, а также присутствие мантийной

компоненты в расплавах, сформировавших Эльбрусский вулканический центр, и поднимающихся на поверхность из промежуточной камеры и глубинного очага.

Таким образом, согласно приведенным геохимическим характеристикам к группе типично коллизионных вулканы можно отнести вулканогенные образования Большого Кавказа, что подтверждает развитие и активную вулканическую деятельность вулкана Эльбрус в геодинамической обстановке коллизии Скифской плиты и южных микроплит.

Геофизические данные

Относительно равномерной сетью региональных профилей глубинных геофизических исследований изучены территории Предкавказья и регион Большого Кавказа, за исключением его восточной части (рис. 1). В результате этих работ в дополнение к транскавказским профилям ГСЗ, отработанным в 1960-х годах, вдоль Адыгейского профиля через населенные пункты – пос. Дагомыс (мкрн г. Сочи, Краснодарский край) – стан. Абадзехская (Майкопский р-н, Республика Адыгея России) – стан. Гиагинская (Гиагинский р-н, Республика Адыгея России), с равномерным шагом наблюдений, в том числе на высоте до 2800 м, получена комплексная геофизическая характеристика глубинного разреза земной коры вкрест простирания структуры Большого Кавказа [15].

По результатам инструментальных наблюдений методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ), а также ранее выполненных гравимагнитных съемок, мы предположили, что структура Большого Кавказа возникла в результате пологого надвига (наползания) земной коры Скифской эпигерцинской плиты на консолидированную кору Закавказской (Черноморской) микроплиты [21].

Такое предположение основывается на сходстве элементов строения Центрального Кавказа вдоль серии Приэльбрусского, Верхне-Кубанского, Уруштенского, Дамхурцского, Адыгейского, Чегемского, Геналдонского субмеридиональных профилей [12, 14, 15] (см. рис. 1), которое выражается в:

- пологом наползании Скифской плиты с севера на южные микроплиты;
- разделении земной коры на два основных блока, значительно отличающихся по геофизическим параметрам;
- отсутствии удвоения базальтового слоя, который подтверждает поддвиговый характер взаимодействия структур;
- наличии конвергентной зоны;
- соответствии структуры Предкавказского разлома границе раздела между блоками;

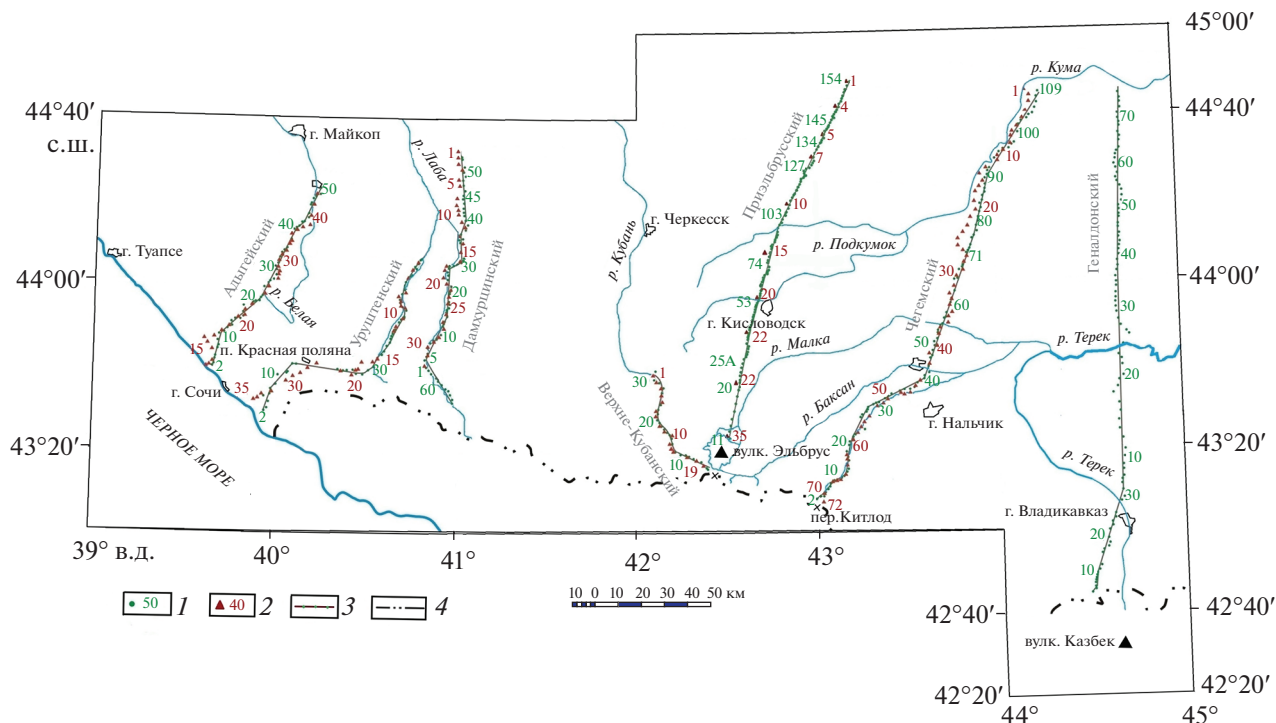


Рис. 1. Схема расположения профилей геофизических наблюдений (1-МТЗ, 2-МОВЗ) 2012–2014 гг. (по данным [15]).

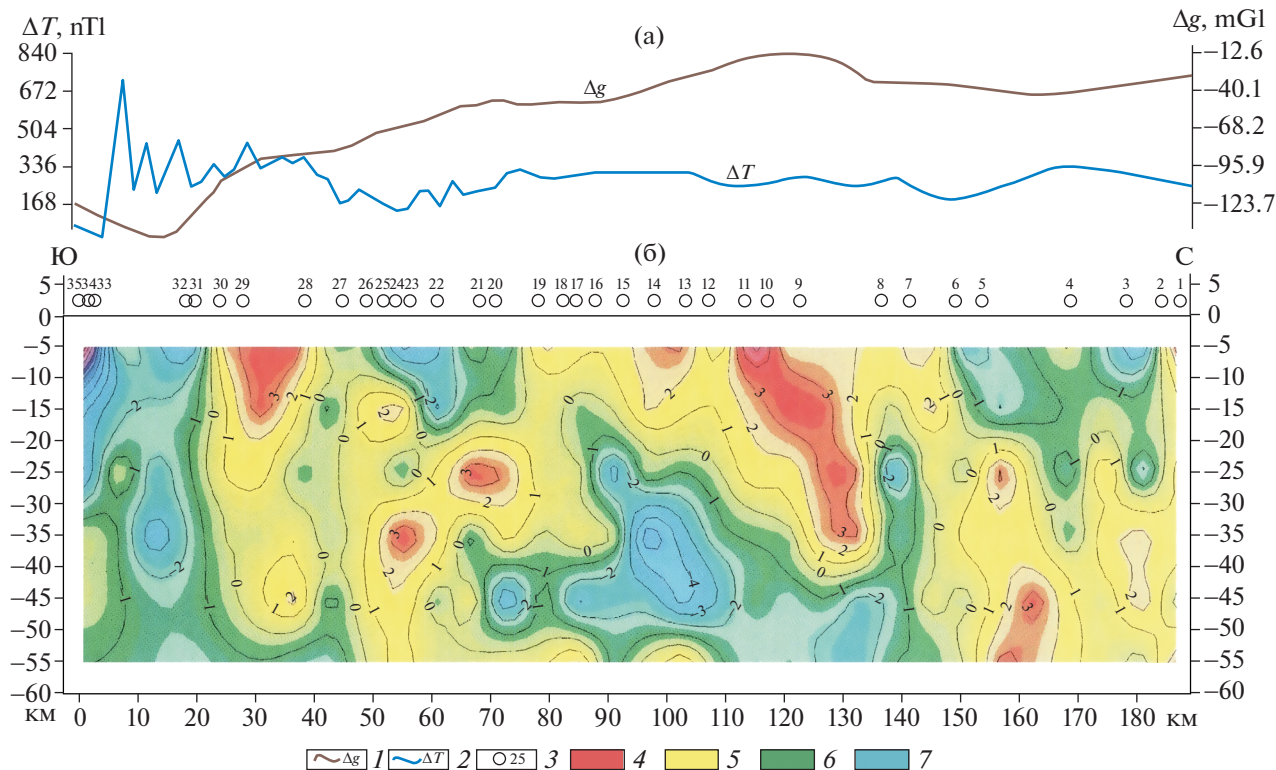


Рис. 2. Геофизические поля над Приэльбрусским профилем (по данным [15]).
 (а) — аномалии силы тяжести и полного вектора напряженности магнитного поля; (б) — распределение относительных аномалий скорости P -волн по линии Приэльбрусского профиля.
 1 — кривая аномалии силы тяжести; 2 — кривая напряженности магнитного поля; 3 — положение сейсмических станций на профиле; 4–7 — распределение относительных аномалий скорости P -волн: 4 — в высокоскоростных метаморфизованных средах; 5 — в среднескоростных платформенных осадочных комплексах, 6 — в низкоскоростных дислоцированных средах, 7 — в волноводах активных тектонических проявлений

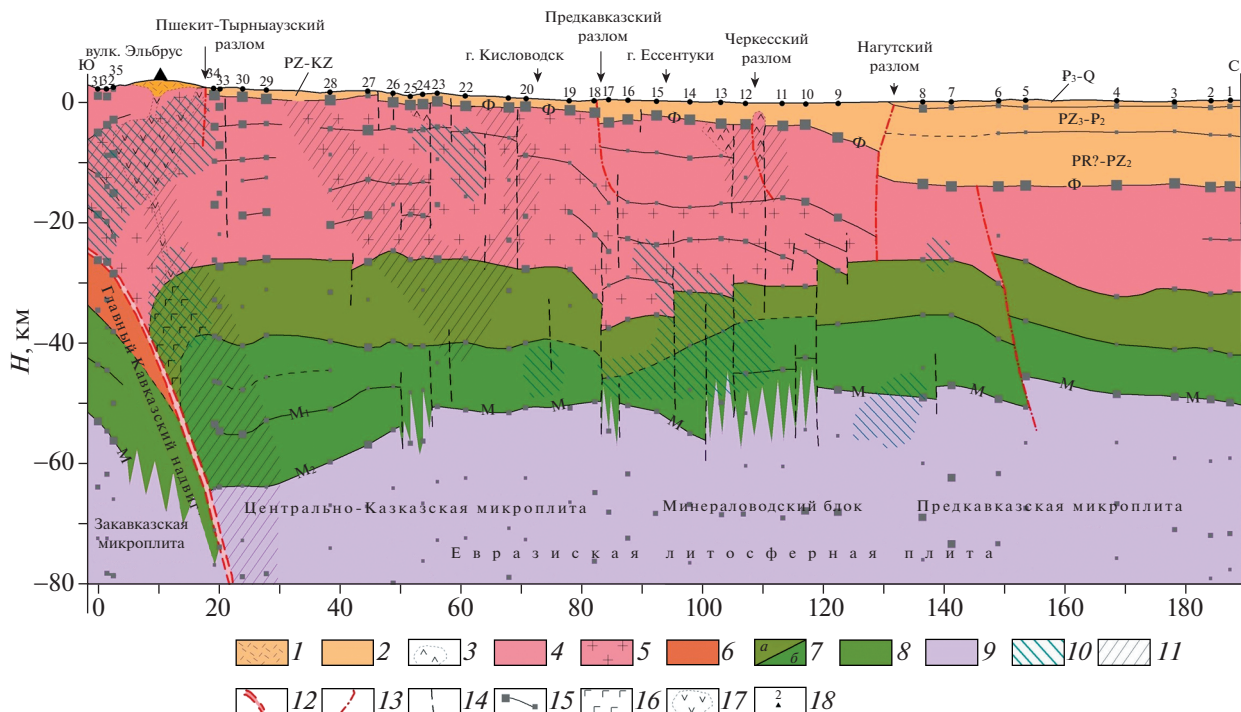


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез вдоль Приэльбрусского профиля (по данным [15], с изменениями и дополнениями).

1 – дациты, андезиты и их туфы (Q); 2 – осадочный чехол (PZ-KZ, PZ₃-Q) и складчатый фундамент (PR?-PZ₂); 3 – гипабиссальные комплексы малых интрузий; 4–5 – гранитно-метаморфический слой (кристаллический фундамент) Евразийской литосферной плиты: 4 – существенно метаморфический слой, 5 – существенно гранитизированный; 6 – гранитно-метаморфический слой Закавказской микроплиты; 7 – базальтовые слои Евразийской литосферной плиты: а – верхний, б – нижний; 8 – базальтовый слой Закавказской микроплиты; 9 – верхняя мантия; 10 – зоны предполагаемой флюидизации горных пород, характеризующиеся повышенной электропроводностью; 11 – области разрушенности земной коры, выделяемые как низкоскоростные аномалии по данным сейсмической томографии; 12 – предполагаемое положение Главного Кавказского надвига; 13 – коровые разломы, предполагаемые по комплексу геофизических методов; 14 – вертикальные оси зон нарушений корреляции амплитуд фаз обменных PS-волн; 15 – точки и границы обмена по МОВЗ, размеры символов относительно пропорциональных амплитудам фаз PS-волн, в том числе для поверхностей кристаллического фундамента (Φ) и Мохо (M, M₁, M₂); 16 – участки плавления горных пород в зоне Главного Кавказского надвига (магматический очаг); 17 – магматическая камера вулкана Эльбрус; 18 – станции МОВЗ и их номера

– типичных для молодых платформ особенностей строения северного блока, отмечаемых положительными гравитационными и магнитными аномалиями в геофизических полях;

– зональной расчлененности структур Южного блока Большого Кавказа со свойственными им дифференцированными положительными и отрицательными геофизическими полями.

Приведенные особенности дают нам основание сделать предположение о вероятном образовании орогенной структуры Большого Кавказа как части Альпийского коллизионного пояса. В результате действия последующих субмеридиональных горизонтальных сил сжатия, тектонического скучивания и перераспределения геологических масс произошло наращивание континентальной коры и частичное погружение, плавление и формирование вулканических очагов. Так, в эпоху плейстоцена (~2 млн лет назад) возникли очаги современных вулканов Кавказа.

Абсолютные значения напряженности гравитационного поля изменяются в пределах 200 мГл. Для района Приэльбрусья (Большекавказский регион) свойственны минимальные значения – 130 мГл поля силы тяжести (рис. 2, а).

Оси локальных гравитационных аномалий ориентированы в северо-западном направлении и расположены относительно простирания структур современного тектонического плана под углами 25°–30°, увеличивающимися с запада на восток до 40°–45° [8]. В региональном плане гравитационное поле определяется глубинным строением земной коры [6]. Природа крупного Эльбрусского минимума связана с увеличением мощности земной коры и значительным погружением поверхности Мохо (до 55–60 км) (рис. 3).

Отрицательное, преимущественно, мозаичное магнитное поле Главного хребта осложнено положительными локальными аномалиями полного вектора напряженности магнитного поля зем-

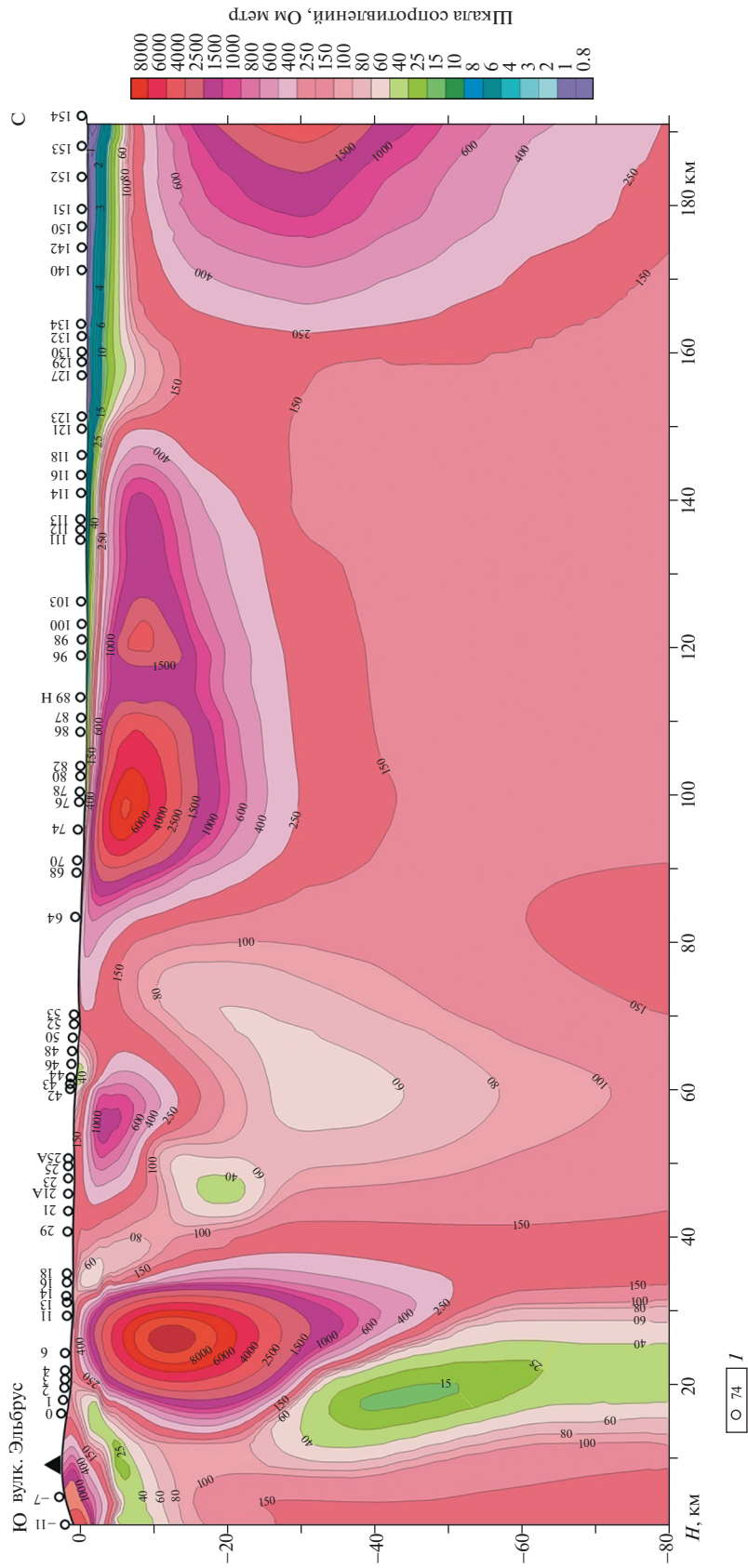


Рис. 4. Геоэлектрический разрез (метод МТЗ) — Приэльбрусский профиль (по данным [15]).
1 — пункт наблюдения МТЗ и ее номер

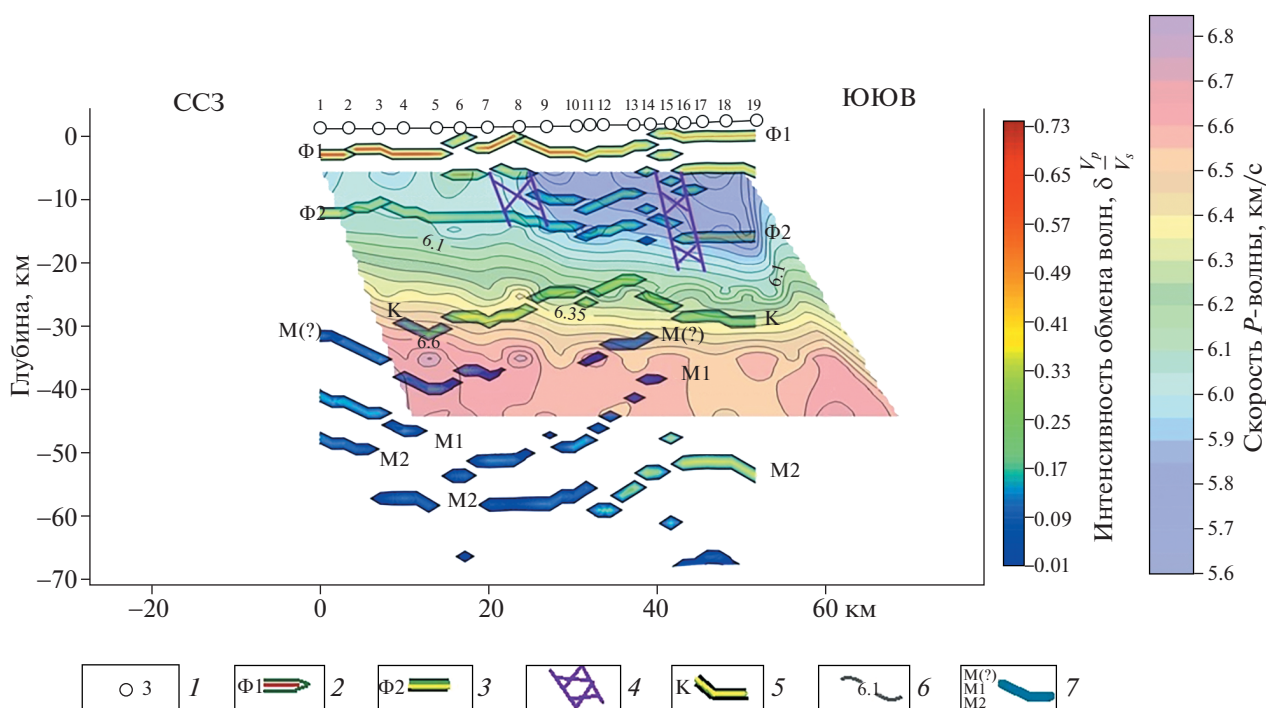


Рис. 5. Сейсмогеологическая модель земной коры по линии Верхне-Кубанского профиля.

Показаны: границы (цветовая палитра), полученные по данным обменных PS -волн, соответствующие относительной интенсивности обменных волн; скорости P -волн (изолинии в цветовой палитре), полученные методом сейсмической томографии; положение (линии фиолетового цвета) возможных глубинных разломов, выделяемых как граница—контакт между разноскоростными блоками земной коры; положение (черные кружки) сейсмических станций на профиле.

1 – сейсмические станции наблюдений; 2–3 – гранитно-метаморфический слой земной коры: 2 – кровля, 3 – подошва; 4 – глубинные разломы; 5 – Граница Конрада; 6 – изолинии скоростей P -волн, км/с; 7 – возможное положение поверхности Мохо

ли с амплитудами до $(7-10) \times 10^2$ нТл. В районах развития молодого вулканизма (вулканы Эльбрус, Казбек и Тепли, Чегемское нагорье и площадь в верховьях реки Терек) магнитное поле осложняется тоже локальными, но уже знакопеременными аномалиями до $(10-12) \times 10^2$ нТл. Интенсивные магнитные аномалии вулкана Эльбруса связаны с излившимися лавами и туфами липаритов нижнечетвертичного возраста, происходившим по трещинам широтного простирания протяженностью $\sim 15-20$ км, что отразилось относительно вытянутыми магнитными аномалиями [13, 23].

Метод сейсмической томографии, проведенный в профильном варианте вулканическим сооружением Эльбруса и далее на север (см. рис. 2), по записям группой сейсмических приемников проходящих P -волн от далеких землетрясений, позволил установить латеральную и вертикальную неоднородность скоростной структуры. Распределение скоростных аномалий вдоль линии профиля показало, что земная кора дифференцируется на высокоскоростные и низкоскоростные слои по всей длине профиля. При этом была установлена характерная особенность распределения относительных аномалий скорости P -волн в вер-

тикальной зоне под вулканом Эльбрусом, заключающаяся в том, что на всю глубину исследования 55 км прослеживаются отрицательные значения аномалии скорости P -волн, условно интерпретируемая флюидосодержащим жерлом вулкана [19, 24].

Образование жерл и конусов вулкана Эльбрус произошло на завершающей стадии вулканической деятельности (~ 800 тыс. лет назад). В настоящее время незначительная энергетическая нагрузка происходит в виде выбросов газов по полоним маломощным тектоническим зонам на северо-восточных и восточных склонах вулкана Эльбрус.

По материалам МТЗ, МОВЗ и гравиметрии западной и центральной частей вулканической постройки вулкана Эльбрус на Приэльбрусском и Верхне-Кубанском профилях выделяется вероятное положение очага и камеры вулкана Эльбрус [18, 23] (см. рис. 2, см. рис. 3, рис. 4, рис. 5, рис. 6).

На геоэлектрическом разрезе (см. рис. 4) в южной части Приэльбрусского профиля в земной коре отмечается мощная крутопадающая зона проводимости. Данная зона характеризует зону Главного Кавказского надвига и зону сопряжения плит. Положение границ обмена по МОВЗ

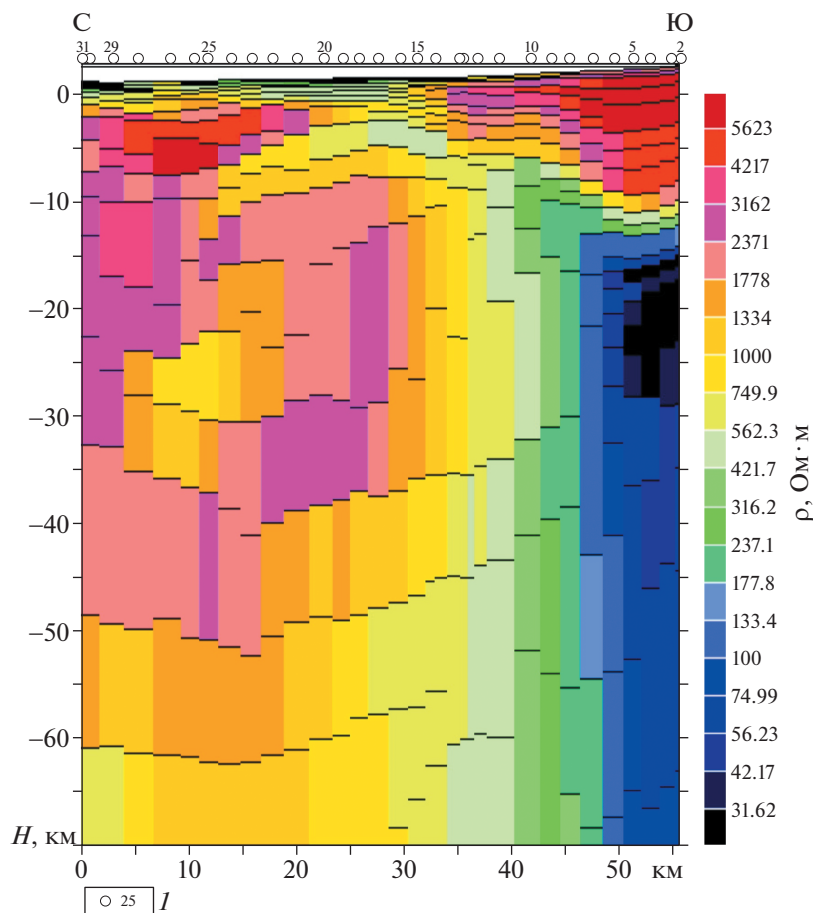


Рис. 6. Геоэлектрический разрез по методу МТЗ – Верхне-Кубанский профиль.
I – пункты наблюдений станций МТЗ и их номера

для трех станций № 31, № 32 и № 35 на южном окончании Приэльбрусского профиля (см. рис. 3) подчеркивает погружение Закавказской микроплиты под расположенную севернее Центрально-Кавказскую структуру. Корреляция между площадками обмена PS -волн разных крыльев надвига отсутствует, что подтверждает расположение вулкана над зоной надвига.

Верхне-Кубанский профиль не пересекает зону Главного Кавказского надвига. Его южное окончание находится в 8–10 км к западу от вулкана Эльбрус. Сейсмические границы МОВЗ здесь плавно воздымаются к югу в пределах 10 км и обрываются на широте эпицентра вулкана (см. рис. 5).

На разрезе геоэлектрического поля по МТЗ вдоль Верхне-Кубанского профиля областью низких сопротивлений (до 15 Ом·м) характеризуется, очевидно, очаговая зона вулкана (см. рис. 6). Его магматическая камера почти не отражается на геоэлектрическом разрезе, так как профиль проходит западнее кратера вулкана [18].

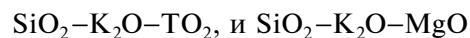
По результатам микросейсмического зондирования (ММЗ) вдоль профиля через восточную

часть вулкана Эльбрус и в долине р. Баксан на разрезе выявлены особенности постройки вулкана (рис. 7) и его восточного подножья, а также магматические камеры, очаг и канал, образующие субвертикальную цепочку, протягивающуюся до глубин 50 км и более [3, 10]. В разрезе прослеживаются глубинные разломы, включая Сылтранский магмоконтролирующий разлом, которые хорошо коррелируются с их морфологическими проявлениями на поверхности.

Данные, полученные методом микросейсмического зондирования, показывают, что под вулканом Эльбрус находится выраженная вулканическая система с непрерывными каналами от мантии до верхних горизонтов коры (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На тройных дискриминационных диаграммах в координатах



типично коллизионные вулканы отображаются в определенном поле, располагающемся между

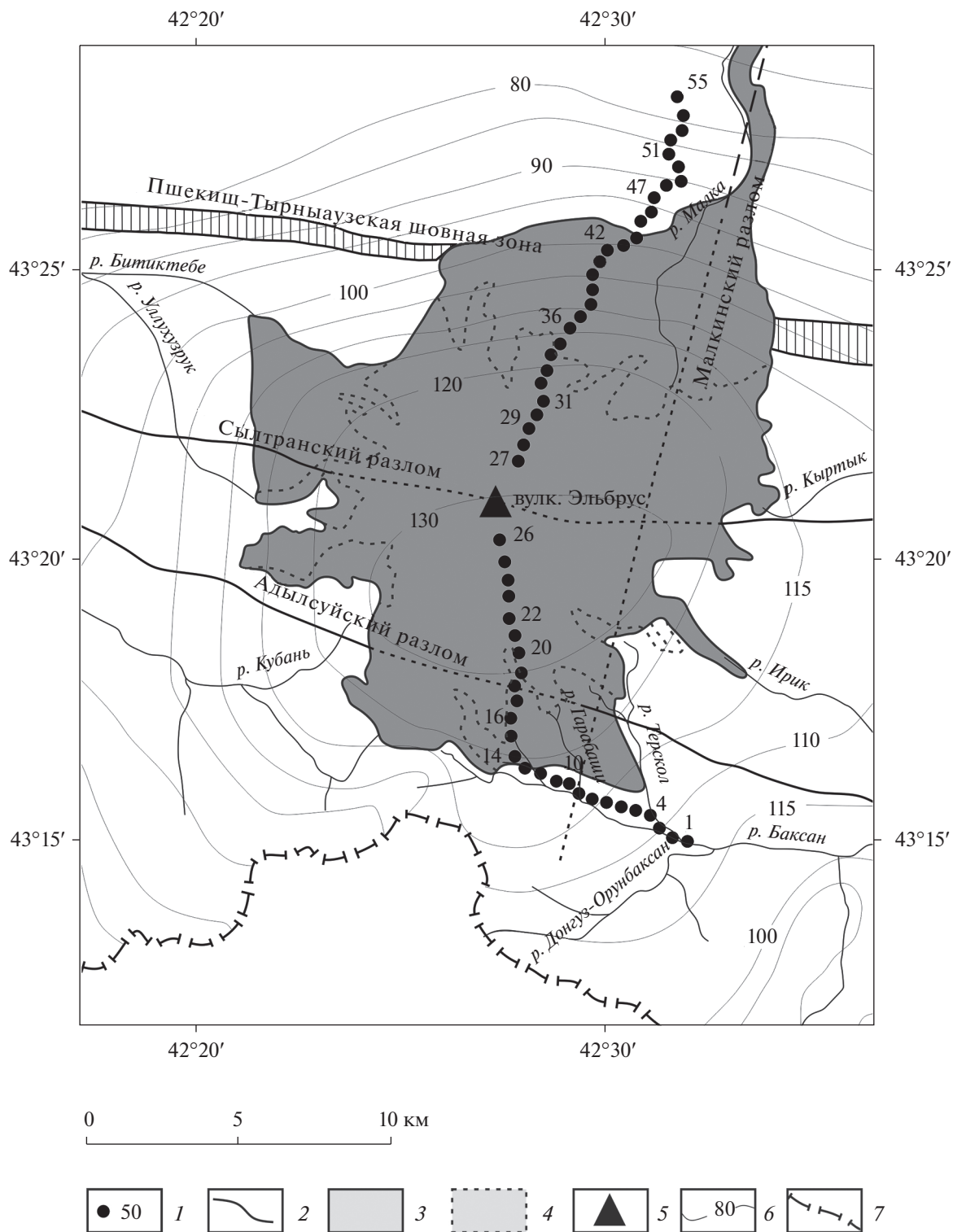


Рис. 7. Схема района размещения профиля ММЗ (по данным [3, 13]).
 1 – пикеты профиля ММЗ и их номера; 2 – разломы; 3 – внешние контуры лавовых полей вулкана Эльбрус; 4 – внешние контуры ледников; 5 – вулканические кратеры; 6 – изоаномалии ускорения силы тяжести Δg , мГл (оцифровка условная); 7 – государственная граница

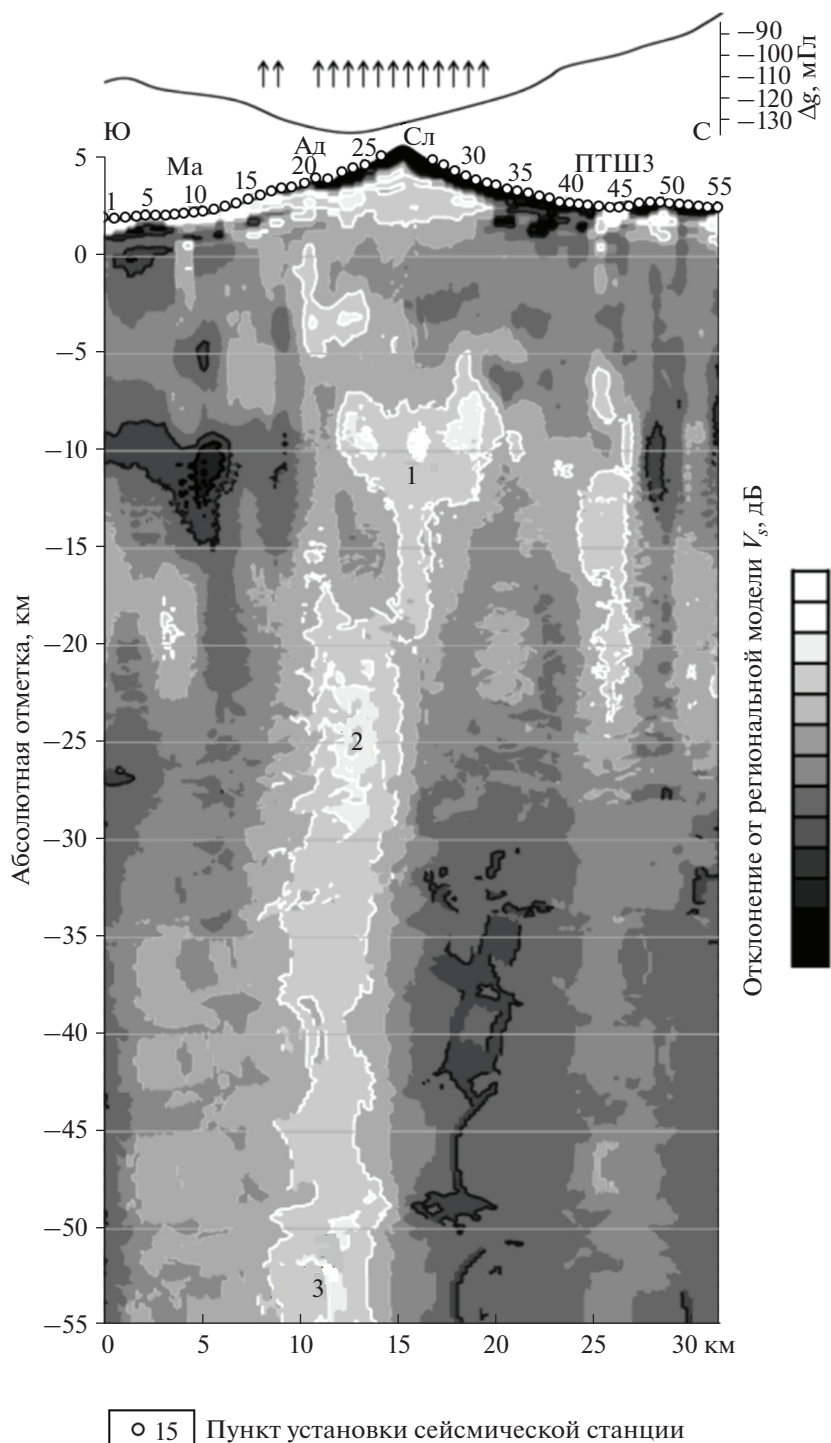


Рис. 8. Разрез вдоль профиля через вулканическую постройку вулкана Эльбрус по методу микросейсмического зондирования (по данным [9, 12]).

Показаны: аномалия (верхняя часть) ускорения силы тяжести вдоль профиля Δg , мГл, положение (стрелки) тепловой аномалии.

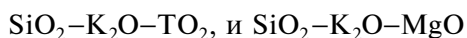
Обозначена (серый фон) степень отклонения в децибелах скоростей сдвиговых сейсмических волн от сглаженной региональной скоростной модели $V_s(h)$.

Показано изменение скоростей: понижение (светло-серый фон), повышение (темно-серый фон).

Обозначено положение зон разломов на разрезах: ПТШЗ – Пшекиш–Тырныауский, Сл – Сылтранский, Ад – Адылсуйский, Ма – Малкинский.

Обозначено: 1 – вулканическая камера; 2–3 – очаги: 2 – верхний, 3 – нижний очаг.

полями вулканитов зон субдукции и континентального рифтинга. Изотопные отношения на тройных дискриминационных диаграммах в координатах



отображает коллизионные вулканиты в определенном поле.

Интерпретация данных сейсмологического профиля ГСЗ на основе [6] временного разреза, построенного по разности времен (Δt) годографа первых вступлений P -волн ($t_{\text{набл}}$) и значений времени среднестатистического годографа ($t_{\text{ср}}$), удовлетворительно выделяемые скоростные блоки, использование коротких осей отражений и точек дифракций, — это позволяет проследить границы между блоками, что важно при дифференцировании дислоцированных разрезов.

В процессе пологого напоздания Скифской плиты на южные микроплиты происходило погружение краевой части Закавказской микроплиты в мантию при одновременном воздымании южной краевой части Скифской плиты, что привело к увеличению мощности земной коры до 50–60 км и сформированию орогенной структуры Большого Кавказа [3].

Одной из характеристик активности вулкана Эльбрус является локальный минимум поля силы тяжести. Данному минимуму отвечает объект гребнеобразной формы (диаметр 10–15 км) с экстремально низкой плотностью $(2.1\text{--}2.3) \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, залегающий на глубине первых километров [16].

Относительно положительные значения гравитационного поля Казбекского региона, в отличие от отрицательных значений гравитационного поля Эльбрусского региона, определяются приповерхностным слоем с избыточной плотностью $0.15 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, верхняя и нижняя границы которого находятся на глубинах ~0.5 и 4.5 км [25, 26]. Слой интерпретируется толщей глубоководных нижнеюрских осадков с продуктами основного магматизма (дайки, интрузии, силлы Казбекского диабазового пояса), залегающей на кристаллическом фундаменте. Гора Тепли и вулкан Казбек не сопровождаются локальными аномалиями силы тяжести и низкими удельными электрическими сопротивлениями, что дает основание отрицать наличия здесь очаговых объектов, что и послужило основанием не делать совместный анализ особенностей известных вулканических центров Северного Кавказа.

По данным магнитотеллурических зондирований в южном окончании Приэльбрусского профиля отмечаются две локальные аномалии (пункты МТЗ №-11, №-7, №-0-18) электропроводности:

- на глубине 5–10 км в верхах коры;
- на глубинах 35–40 км условного базальтового слоя.

Первая может отвечать, по нашему предположению, магматической камере вулкана, а вторая, предполагается, связана с участком плавления горных пород и увязывается с магматическим очагом вулкана Эльбрус [14, 16, 18, 20] (см. рис. 4). Форма и их ориентировочные размеры обозначены границами обмена PS -волн по МОВЗ на глубинах до 5 км для камеры и ~30–40 км для очага.

По результатам микросейсмического зондирования (ММЗ) вдоль профиля через восточную часть вулкана Эльбрус и в долине р. Баксан на разрезе выявлен вертикальный канал с чередующимися очагами разуплотнения.

ВЫВОДЫ

На основе полученных данных комплекса геофизических методов и изотопных отношений характерных элементов-индикаторов установлена геодинамическая обстановка коллизии континентального типа взаимодействия Скифской плиты и коллажа южных плит.

1. Главный Кавказский надвиг представляет собой плоскость взаимодействия коллизионных плит. Надвиг имеет крутой фронт и выполаживается к тылу.

2. В геофизических разрезах региональных профилей близмеридиональной ориентировки выделяются два блока: северный — Предкавказский и южный — складчато-глыбовое поднятие Главного хребта и Северо-Кавказская моноклиналь, характеризующиеся разными по структуре физическими полями.

3. Характеристики геофизических полей вулкана Эльбрус и вулкана Казбек резко отличаются. В геофизических полях вулкана Казбек не отмечаются элементы, характерные для вулкана Эльбрус.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные комментарии, авторы признательны редакции за высокопрофессиональную подготовку статьи к печати.

Финансирование. Работа выполнена в рамках реализации государственного задания ГФИ ВНИЦ РАН, № гос. регистрации проекта № АААА-А19-119022190018-6, часть полевых работ выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 19-47-92190 и РФФИ, гранты 18-05-00641_а, 18-55-45-010 IND_а, грант 19-35-90127.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Катков Д.М., Пурига А.И. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский) // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 515–517.

2. *Гиоргобиани Т.В.* Условия формирования альпийской складчатой системы Большого Кавказа и характерные особенности ее структуры. // Геология и геофизика Юга России. 2019. № 1. С. 43–57.
3. *Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И., Рыбин А.А., Андреева Н.В.* Модель глубинного строения вулкана Эльбрус в свете новых геофизических данных // ДАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 229–232.
4. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Вулканизм и геодинамика / Мат-лы III Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии 5–8 сентября 2006, г. Улан-Удэ, (Улан-Удэ: БурятНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 219–223).
5. *Краснопевецова Г.В., Кузин А.М.* Комплексная сейсмическая интерпретация данных ГСЗ (продольные волны) на примере профиля “Волгоград-Нахичевань” / Мат-лы Всеросс. совещ. 18–21 августа 2009, г. Иркутск, (Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 61–63).
6. *Краснопевецова Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С. 113–120.
7. *Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л.* Новые технологии мониторинга внутренней структуры вулканов (магматического очага и магматических камер) // Вестн. Владикавказского НЦ. 2007. Т. 7. № 4. С. 29–35.
8. *Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З.* Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975. С. 58–62.
9. *Павленкова Г.А.* Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград–Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.
10. *Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатилов А.В.* Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности в районе Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. № 6. С. 69–81.
11. *Симонов Д.А.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса. Дис. ... к. г.-м. н. М.: МГУ, 1998. С. 96–114.
12. *Шевченко В.И.* Казбекское пересечение Центрального Кавказа (новые данные и их возможная интерпретация) // Геотектоника. 1969. № 1. С. 99–111.
13. *Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н.* Структура Большого Кавказа – результат пологого надвига земной коры Скифской плиты на консолидированную кору микроплит южного Кавказа // Геология и геофизика юга России. 2015. № 4. С. 129–145.
14. *Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г.* Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 178–185.
15. *Юров Ю.Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. 1963. № 9. С. 42–47.
16. *Cioni R., Santacroce R., Sbrana A.* Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera // Bull. Volcanol. 1999. Vol. 61. No 4. P. 207–222.
17. *Polyak B.G.* Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. Vol. 64. no. 11. P. 1925–1944.
18. *Price A.T.* Theory of the magnetotelluric field when considering the source field // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. P. 1907–1918.
19. *Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kухмазов S.U., Morozova A.G., Lygin V.A., Pyankov V.Ya.* Results of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC, August 20–28, 2004. Florence, Italy. Abstract.
20. *Shankland T.I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82–33. P. 5409–5417.
21. *Shempelev A.G., Zaalishvili V.B., Kухмазов S.U.* Deep structure of the western part of the Central Caucasus from geophysical data // Geotectonics. 2017. Vol. 51. no 5. P. 479–488.
22. *Simkin T., Siebert L.* Volcanoes of the world: regional Handbook, Handbook of geography and chronology of volcanism in the period of the last 10000 years, (Earth Sci. Press, Tucson, Arizona, 1994, 2nd edn.), P. 146–158.
23. *Wait J.R.* On the relation between telluric currents and the Earth’s magnetic field // Geophysics. 1954. Vol. 19. P. 281–289.
24. *Watanabe T.* Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20(24). no. 3. P. 2933–2936.
25. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. Vol. 84. no. 4. P. 974–1002.
26. *Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Mel’kov D.A.* Instrumental Geophysical monitoring in the territory of the Northern Caucasus // Izvest. Phys. Solid Earth. 2014. Vol. 50. no. 2. P. 263–272.
27. *Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Nevskii L.N., Shempelev A.G.* Geophysical fields above volcanic edifices in the Northern Caucasus // J. Volcanol. Seismol. 2015. Vol. 9. no. 5. P. 333–338.

Tectonic Fragmentation and Geodynamic Regime of the Volcanoes Elbrus and Kazbek (Central Caucasus, Russia): Results of Deep Geophysical Research

A. G. Shempelev^a, V. B. Zaalishvili^{a, d, *}, Kh. O. Chotchaev^a, S. P. Shamanovskaya^b, E. A. Rogozhin^{a, c}

^a*Geophysical Institute – the Affiliate of the Federal Scientific Center “Vladikavkaz Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences”, Markov str., 93a, 362002 Vladikavkaz, Russia*

^b*North-Caucasian North Caucasian Production Geological Association, Kislovodskaya str., 203, 357600 Essentuki, Russia*

^c*The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, B. Gruzinskaya str., 10, 123995 Moscow, Russia*

^d*North-Ossetian State University after K.L. Khetagurov, Vatutina str., 44-46, 362025 Vladikavkaz, Russia*

**e-mail: vzaal@mail.ru*

A comprehensive analysis of instrumental data was carried out to establish indicators of the geodynamic conditions of interaction between the Scythian plate and the collage of southern plates, and to determine the type and kinematics of the Main Caucasian Thrust and the nature of volcanoes in the North Caucasus. In structural and tectonic terms, the studies were conducted within the alpine structure of the Greater Caucasus, and they equally characterize both of its first-order structures, i.e. the folded-block elevation of the Main Range and the North Caucasian regional massif. In the kinematics of the Main Caucasian thrust and volcanoes of the North Caucasus, subduction elements do not appear. The absence of signs of correspondence of the Main thrust to Benioff's zone, and, on the contrary, its similarity to the listric faults and the shallow-focus volcanic centers are more consistent with the geodynamic situation of the collision. Geological and geophysical sections along the network of the regional profiles of deep geophysical studies in the Ciscaucasia and the central part of the Greater Caucasus are characterized by similarity in the elements of the deep structure and semi-thrust kinematics of interaction with the consolidated crust of the southern microplates – terranes framing the Arabian plate from the north. Volcanoes of the Central Caucasus arose in a collisional setting and the connection of the Elbrus volcano with the Main Caucasian thrust as a collision compression structure is assumed. Data were obtained on the results of geophysical studies using the earthquake converted-wave method (ECWM), microseismic sounding (MMS), magnetotelluric sounding (MTS), gravimagnetic measurements in combination with the data obtained from processing satellite images of the specific length of the lineaments of tectonic fragmentation for different depths of the lithosphere sections. Laboratory determination of radio-carbon dating of volcanic complexes, distribution of the thermal field in the surface and deep thermal springs, as well as isotopic assessment of the relationship of indicator elements of the Elbrus volcano which allow us to distinguish a magma chamber (at depth of 12–14 km) and the magma chamber (at depth of 3–5 km). We considered the main characteristics as increased thermal field, variations in the values of isotope-helium ratios, seismic gap under the volcanic structure, and insignificant energy unloadings occurring on the gentle low-power tectonic zones on the northeastern and eastern slopes, where periodic fumarole gas emissions are inherent to an active volcano.

Keywords: Elbrus volcano, Kazbek volcano, volcano chamber, Main Caucasian thrust, geophysical methods ECWM, MMS, MTS, gravimagnetic surveying, tectonic fragmentation, thermal field, isotope-helium ratios