

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Мышенкова Мария Сергеевна

**Геологическая позиция, состав, возраст и генезис
плиоцен-четвертичных кислых вулканитов Эльбрусской
вулканической области (Северный Кавказ)**

25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Короновский Николай Владимирович

Москва – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
Раздел 1. Краткий очерк геологического строения и истории изучения	
Эльбрусской вулканической области	11
1.1. Геологическое строение и история развития центральной части Большого Кавказа	11
1.2. История изучения проявлений новейшего вулканизма Эльбрусской вулканической области.....	19
1.3. Предшествующие представления о геологической позиции кислых вулканитов туфового и игнимбритового облика и проблема игнимбритов	31
Раздел 2. Методы исследований	38
2.1. Геолого-геоморфологический метод.....	38
2.2. Петрографические исследования	42
2.3. Кластерный анализ	43
2.4. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой	45
Раздел 3. Особенности геологической позиции, состава, возраста и генезиса	
четвертичных кислых вулканитов Эльбрусского вулканического района.....	45
3.1. Геологическая позиция вулканитов.....	45
3.1.1. Эльбрусская вулканическая постройка	45
3.1.2. Центры извержений Западного Приэльбрусья	69
3.1.3. Центры извержений Северного и Восточного Приэльбрусья.....	85
3.2. Петрографическая характеристика пород.....	103
3.3. Геохимические особенности пород	116
3.4. Возраст вулканитов: сопоставление изотопного возраста пород с их относительным возрастом.....	120
Раздел 4. Особенности геологической позиции, состава, возраста и генезиса	
плиоцен-четвертичных кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского	
вулканических районов	130
4.1. Геологическая позиция вулканитов.....	130
4.1.1. Верхнечегемский вулканический район.....	130
4.1.2. Нижнечегемский вулканический район	151
4.2. Петрографическая характеристика пород.....	183
4.2.1. Структурно-текстурные особенности пород на микроуровне	183
4.2.2. Особенности химического состава породообразующих минералов	196
4.2.3. Кластерный анализ результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы пород.....	203

4.3. Геохимические особенности пород	216
4.4. Возраст вулканитов: сопоставление изотопного возраста пород с их относительным возрастом.....	220
Заключение.....	223
Список использованных сокращений.....	225
Список литературы	226
Приложение 1. Химический и нормативный состав стекол из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье).....	244
Приложение 2. Химический состав плагиоклазов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье).....	245
Приложение 3. Химический состав биотитов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье)	246
Приложение 4. Химический анализ гиперстенов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье).....	247
Приложение 5. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах Эльбрусского вулканического района (ICP-MS) (ppm).....	248
Приложение 6. Химический состав биотитов из риолитов и риодацитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии и черных риодацитов Башильского вала.....	250
Приложение 7. Химический состав биотитов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского вулканического района.....	251
Приложение 8. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых риолитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	252
Приложение 9. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	253
Приложение 10. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского вулканического нагорья.....	254
Приложение 11. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых игнимбритов Нижнечегемского вулканического района.....	255
Приложение 12. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риолитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	256
Приложение 13. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риолитов и риодацитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	257
Приложение 14. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	258
Приложение 15. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии	259

Приложение 16. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского вулканического района.....	260
Приложение 17. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых игнимбритов Нижнечегемского вулканического района	261
Приложение 18. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов Нижнечегемского вулканического района	262
Приложение 19. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах Верхнечегемского вулканического района (ICP-MS) (ppm).....	263
Приложение 20. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах Нижнечегемского вулканического района (ICP-MS) (ppm)	264

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Плиоцен-четвертичный вулканизм Эльбрусской вулканической области (далее – ЭВО) имеет длительную историю изучения, но до сих пор остаются дискуссионными вопросы возраста магматических образований, количества выделяемых фаз вулканической активности в районе вулкана Эльбрус и в пределах Верхне- и Нижнечегемского вулканических нагорий. Для определения хронологии извержений в ЭВО активно используются методы изотопного датирования, результатам которых нередко отдается определяющее значение. Однако в ряде случаев изотопный возраст не согласуется с относительным возрастом, установленным на основании геологических данных. Проблема генезиса и пространственно-временных взаимоотношений кислых вулканитов туфового и игнимбритового облика ЭВО также не имеет однозначного решения. Результаты проведенных в рамках настоящей работы исследований позволяют решить указанные проблемы и обратить внимание на ведущую роль геологических данных, на основе которых совместно с минералогическими и петрографическими данными определяются пространственно-временные связи, возраст и механизм образования различных типов новейших кислых вулканитов ЭВО.

Степень разработанности темы. До 1950-х гг. полевые и петрографические исследования продуктов новейшего вулканизма ЭВО проводились эпизодически. В период 1950–1969 гг. центральная часть Большого Кавказа, включая территорию ЭВО, была охвачена полистными геологическими съемками масштаба 1:50000. В центральной части ЭВО на 4-х листах съемки проводились силами МГУ им. М.В. Ломоносова совместно с Всесоюзным аэрогеологическим трестом Мингео СССР. Принимавшими в них участие Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским в дальнейшем был внесен большой вклад в разработку теоретических основ тектоники и магматизма региона. В этот период научно-тематические работы также проводили С.М. Седенко, Ю.П. Масуренков, М.В. Авдулов, М.М. Аракелянц, Г.Д. Афанасьев, А.М. Борсук и многие другие. Результаты геологических съемок и тематических работ, проведенных в 1950–1960-х гг., явились основой для последующих разномасштабных региональных геологосъемочных, прогнозных, поисковых и тематических работ.

Существенный вклад в изучение различных аспектов новейшего вулканизма ЭВО внесли В.Г. Молявко, И.М. Остафийчук, Г.П. Багдасарян, Е.К. Станкевич, О.А. Богатилов, А.Г. Гурбанов, И.В. Мелекесцев, Д.Г. Кошуг, А.И. Пурига, С.Н. Бубнов, В.М. Газеев, Е.Н. Лятифова, Л.И. Дёмина, В.А. Лебедев, И.В. Чернышев, Ю.В. Гольцман, А.Л. Собисевич, А.В. Горбатилов, Е.А. Рогожин, Д.В. Лиходеев, И.С. Уткин и другие исследователи.

Цели и задачи исследований. Целью исследований является уточнение пространственно-временных взаимоотношений, вещественного состава и механизма образования плиоцен-четвертичных кислых вулканитов ЭВО.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

- 1) собрать, обобщить и проанализировать сведения из опубликованных и фондовых материалов, а также полученных в ходе полевых работ, о геологическом строении, петрографических, петрохимических и геохимических характеристиках кислых вулканитов ЭВО;
- 2) собрать и обработать сведения о геологическом строении и вещественных характеристиках вулканитов, относимых к игнимбрикам;
- 3) установить петрографические и геохимические особенности кислых вулканитов ЭВО, чаще всего относимых к игнимбрикам;
- 4) установить возраст вулканитов при помощи геолого-геоморфологического метода и сопоставить его с имеющимися изотопными датировками, полученными другими исследователями;
- 5) на основании результатов изучения имеющегося у автора фактического материала предложить механизм формирования кислых вулканитов ЭВО туфового и игнимбрикового облика.

Объект и предмет исследований. Объект исследований – плиоцен-четвертичные кислые вулканиты ЭВО туфового и игнимбрикового облика. Предмет исследований – плиоцен-четвертичный кислый вулканизм ЭВО.

Фактический материал и методы исследований. Основу диссертации составляет фактический материал, собранный автором в ходе полевых работ, проведенных на территории Северного и Западного Приэльбрусья (2008–2010 гг.), в долинах рек Чегем и Баксан (2015 г.). Кроме того, часть образцов кислых вулканитов из Верхнечегемского и Нижнечегемского районов была предоставлена Институтом геологии Киевского национального университета им. Тараса Шевченко и Н.В. Короновским из его личной коллекции. Также часть образцов вулканитов Эльбрусского района была предоставлена Геологическим музеем Северо-Кавказского филиала ФГУ «ТФГИ по ЮФО».

Возраст вулканитов определялся при помощи геолого-геоморфологического метода и сопоставлялся с данными изотопного датирования, полученными другими исследователями. Для изучения вещественного состава вулканитов были проведены петрографические исследования, в том числе сканирующая электронная микроскопия. Данные о содержании в породах элементов-примесей были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

Изучение шлифов пород (более 400 шт.) при помощи поляризационного микроскопа выполнено в учебной оптической лаборатории кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова, где были изучены шлифы, изготовленные из имеющегося у автора каменного материала,

а также шлифы, предоставленные Геологическим музеем Северо-Кавказского филиала ФГУ «ТФГИ по ЮФО». Сканирующая электронная микроскопия проводилась автором и Л.И. Дёминой в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова, в ходе которой был исследован состав и строение алюмосиликатных стекол и основной массы пород (183 анализа), а также породообразующих минералов (184 анализа). Результаты определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы вулканитов Верхнечегемского (далее – ВЧ) и Нижнечегемского (далее – НЧ) районов, полученных при помощи сканирующей электронной микроскопии, были проанализированы методами многомерного статистического анализа, входящими в модуль «Кластерный анализ» пакета прикладных программ «Statistica». Определение содержания элементов-примесей проводилось в лаборатории масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой кафедры геохимии МГУ им. М.В. Ломоносова (22 образца).

Достоверность результатов исследований обеспечена достоверностью полученной и собранной автором первичной геологической информации (геологическая документация маршрутов, разрезов, скважин, образцы и шлифы горных пород, результаты аналитических исследований), комплексным подходом к изучению исследуемых геологических объектов кислых вулканитов ЭВО, применением современных методик изучения, анализа и интерпретации полученных данных, использованием высокоточного аналитического оборудования.

Личный вклад автора. Автором проведены геологические наблюдения, изучение и опробование новейших вулканитов ЭВО во время полевых работ, выполнено описание шлифов пород, произведена основная часть пробоподготовки для ICP-MS, определен состав породообразующих минералов, алюмосиликатных стекол и основной массы пород методом сканирующей электронной микроскопии, проведена интерпретация полученных данных.

Научная новизна.

1. Анализ полученных данных и накопленной к настоящему моменту геологической информации позволил:

а) предложить обновленную схему расчленения вулканогенных образований Эльбрусского центра на основе геологических, геоморфологических и петрологических данных, в том числе: (1) выделить вулканогенные образования, которые могут быть уверенно отнесены к продуктам более древнего вулкана, проявлявшего активность до формирования современной вулканической постройки Эльбруса, (2) уточнить последовательность формирования вулканогенных образований собственно вулкана Эльбрус во время этапов его активности;

б) уточнить схему расчленения новейших вулканитов ВЧ и НЧ районов и выделить в каждом из них по 4 фазы вулканической активности, проявлявшейся с плиоцена до позднего неоплейстоцена включительно.

2. Комплексное изучение кислых вулканитов туфового и игнимбритового облика, расположенных по периферии Эльбруса, позволило в целом подтвердить выводы Н.В. Короновского и его коллег [Короновский, 1968; 1983б; Короновский, Дёмина, 2007] о том, что они были образованы в результате извержений из автономных центров. На основании данных, полученных в ходе прямых геологических наблюдений, выявлено наличие еще двух неизвестных ранее автономных центров извержений аналогичных вулканитов, проявлявших активность в позднем неоплейстоцене. В ходе петрографических исследований указанных пород в них впервые выявлены особенности, характерные для флюидолитов согласно [Петрографический..., 2008].

3. В результате комплексного изучения верхнеплиоценовых кислых вулканитов туфового и игнимбритового облика, распространенных в ВЧ и НЧ районах, установлено, что:

- а) вулканиты ВЧ района в основном имеют лавовый генезис;
- б) вулканиты НЧ района образованы в результате извержений из местных центров, большая часть из них имеет пирокластический генезис, в том числе в результате осаждения и последующего спекания материала коротких пирокластических потоков.

Проведенное изучение указанных вулканитов ВЧ и НЧ районов методом сканирующей электронной микроскопии позволило впервые выявить их минералого-петрографические особенности и различия их вещественного состава.

4. Данные о содержании элементов-примесей в кислых вулканитах ЭВО, полученные методом ICP-MS, уточняют геохимические данные, полученные ранее другими исследователями нейтронно-активационным методом.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные данные позволили уточнить геологическое строение и историю развития новейшего вулканизма ЭВО и могут быть использованы при составлении новых геологических карт региона различного масштаба. На примере новейших магматических образований ЭВО продемонстрирована наиболее объективная информативность геолого-геоморфологического метода при изучении истории развития молодых вулканических центров и необходимость при палеогеологических реконструкциях их деятельности сопоставления данных, полученных методами изотопной и относительной геохронологии. Показана необходимость использования комплексного подхода при изучении геологических объектов, сложенных породами туфового и игнимбритового облика, с целью выявления механизма их образования.

Защищаемые положения.

1. Кислые вулканиты туфового и игнимбритового облика, расположенные по периферии вулкана Эльбрус, образованы в результате разновозрастных извержений из 11 автономных центров и не являются останцами единичных пирокластических потоков или единого пирокластического покрова, а также не свидетельствуют о прохождении вулканом Эльбрус кальдерной стадии. Вулканиты риодацитового состава были образованы в эоплейстоцене, вулканиты менее кислого риодацитового состава – в позднем неоплейстоцене.

2. Толща верхнеплиоценовых кислых вулканитов Нижнечегемского нагорья образована в результате извержений из многочисленных местных центров, не связана с вулканитами Верхнечегемской вулcano-тектонической впадины, что подтверждается резкой фациальной изменчивостью вулканитов Нижнего Чегема, составом и распределением содержащихся в них ксенолитов, присутствием в пределах Нижнечегемского нагорья продуктов как более ранней (плиоценовой андезибазальтовой), так и более поздних (гелазий-эоплейстоценовой и позднеэоплейстоценовой) фаз вулканической активности.

3. Кислые вулканиты туфового и игнимбритового облика, расположенные по периферии вулкана Эльбрус, по своим вещественным признакам относятся к флюидолитам; подавляющая часть верхнеплиоценовых кислых вулканитов Нижнечегемского нагорья имеет пирокластический механизм образования, в том числе в результате спекания материала коротких пирокластических потоков; верхнеплиоценовые кислые вулканиты Верхнечегемской вулcano-тектонической впадины имеют в основном лавовый генезис.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликована 21 работа: 6 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI, в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ, выполненных в соавторстве с Н.В. Короновским, Л.И. Дёминой и М.Ю. Промысловой; 1 статья в журнале «Природа», выполненная в соавторстве с Н.В. Короновским; 1 статья в журнале «Жизнь Земли», выполненная в соавторстве с Н.В. Короновским и Г.В. Брянцевой; 1 статья в журнале «Динамическая геология», выполненная в соавторстве с Н.В. Короновским; 2 статьи в сборнике «Континентальный неовулканизм Альпійської складчастої зони Східної Європи», одна из которых выполнена в соавторстве с Н.В. Короновским, Л.И. Дёминой и М.Ю. Промысловой; 1 статья в сборнике «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований», выполненная в соавторстве с С.А. Федотовым, Н.В. Короновским, И.С. Уткиным и Л.И. Уткиной, и 9 тезисов докладов.

Основные положения работы докладывались автором на всероссийской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Планета Земля: актуальные вопросы геологии

глазами молодых ученых и студентов» (г. Москва, 2009 г.); 4-ой международной научной конференции молодых ученых и студентов «Новые подходы и достижения в науках о Земле» (г. Баку, 2011 г.); международной научно-практической конференции «Континентальный неовулканизм Альпийской складчатой зоны Восточной Европы» (г. Киев, 2013 г.); XVIII, XX, XXIV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (г. Москва, 2011, 2013, 2017 гг.); 2-ой международной научно-практической конференции «Инновации в геологии, геофизике и географии-2017» (г. Севастополь, 2017 г.).

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 4 разделов, заключения, списка цитируемой литературы, списка использованных сокращений. Работа содержит 109 рисунков и 20 приложений с таблицами анализов. Общий объем работы составляет 264 страницы, без приложений – 243 страницы. Список литературы насчитывает 211 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю профессору Н.В. Короновскому за всестороннюю и постоянную помощь и консультации. Автор глубоко признателен профессору А.В. Шевченко (Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова) за помощь в организации полевых работ на территории Кабардино-Балкарии в долинах рек Чегем и Баксан; М.И. Толстому и А.В. Шабатуре (Институт геологии Киевского национального университета им. Тараса Шевченко), а также С.Н. Трофименко и О.Н. Макееву (Северо-Кавказский филиал ФГУ «ТФГИ по ЮФО») за возможность использования каменного материала и шлифов. Автор также выражает благодарность сотрудникам кафедры динамической геологии МГУ, в том числе профессорам Р.В. Веселовскому, В.С. Захарову, Н.В. Лубниной – за проявленное терпение и поддержку; Л.И. Дёминой – за ценные консультации; Н.В. Бадудиной, Г.В. Брянцевой, А.И. Гущину, Н.И. Косевич, А.И. Полетаеву – за поддержку и помощь во время написания работы.

Автор благодарит А.Л. Перчука, О.Э. Мельника, О.В. Кононова, П.Л. Тихомирова, О.В. Парфенову (МГУ), а также И.С. Уткина (ИФЗ РАН) – за ценные советы; В.О. Япаскурта, Е.В. Гусеву, Н.Н. Коротаеву – за проведение сканирующей электронной микроскопии; А.Ю. Бычкова, Я.В. Бычкову – за помощь в освоении методики пробоподготовки и проведение ICP-MS; Лю Цзяо и О.А. Хлебникову (МГУ) – за поддержку и мотивацию.

Особую благодарность выражаю своим родителям за неоценимую помощь и поддержку во время написания работы.

Раздел 1. Краткий очерк геологического строения и истории изучения Эльбрусской вулканической области

1.1. Геологическое строение и история развития центральной части Большого Кавказа

Регион центральной части Большого Кавказа (далее – БК) располагается на северном фланге Кавказского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса и является составной частью Большекавказской складчато-блоковой системы, современная структура которой сформировалась в условиях сжатия в орогенной зоне, связанной с взаимодействием двух эпигерцинских плит – с поддвигом Закавказской плиты под Скифскую. Краевой шов Скифской плиты трассируется Главным Кавказским разломом [Государственная..., 2011a]. Во время поздней «жесткой» стадии коллизии на альпийском этапе, начавшейся 10–11 млн. лет назад, в Кавказском секторе проявилась вулканическая активность. Подавляющая часть позднекайнозойских вулканитов сосредоточена в пределах Закавказской плиты на Малом Кавказе и в Восточной Анатолии. На БК в пределах Скифской плиты вулканизм проявился в существенно меньшем объеме [Короновский, Дёмина, 1999].

Основу тектонической зональности на коллизионном альпийском этапе в пределах Кавказского сектора составляет тектоно-магматически и минерагенически активное Транскавказское поперечное поднятие, морфоструктурно охватывающее весь Центральный Кавказ [Государственная..., 2011a]. Относящаяся к вулканической провинции БК Эльбрусская вулканическая область приурочена к пересечению Транскавказским поперечным поднятием восточного фланга центрального сегмента складчато-глыбового сооружения БК. В структурно-тектоническом плане осевая часть данного сооружения и его северный склон представляет собой южную часть Скифской эпигерцинской плиты, вовлеченной в орогенное поднятие. По данным глубинного сейсмического зондирования мощность консолидированной земной коры в пределах данной части Скифской плиты увеличивается в южном направлении от 42 км в северной части Минераловодского выступа до 50–55 км в районе вулкана Эльбрус и достигает 60 км в приводораздельной зоне горного сооружения БК, на фронте Скифской плиты в области так называемых «корней гор» [Костюченко и др., 2004; Государственная..., 2011a]. Методом обменных волн землетрясений получены несколько бóльшие значения мощности земной коры – 47–50 км в районе Минераловодского выступа и 65 км под Эльбрусом [Шемпелев и др., 2005]. Здесь также установлена Эльбрус-Чегемская контрастная отрицательная (до 152 мГал) аномалия силы тяжести, связанная с магматическим очагом и периферической камерой вулкана Эльбрус [Государственная..., 2011a].

В соответствии со структурно-тектоническим районированием, разработанным на основе данных регионального геолого-геофизического профилирования и региональных

геофизических съемок, в цоколе центрального и восточного сегментов Большекавказского орогена выделяются Центрально-Кавказский и Восточно-Кавказский кристаллические массивы. В результате коллизии данных массивов и Предкавказского мегаблока в раннегерцинское время был образован первичный каркас Скифской плиты. Согласно геодинамической реконструкции допозднегерцинских комплексов Центрально-Кавказский кристаллический массив в свою очередь был сформирован в результате скучивания и совмещения континентальных микроплит, комплексов офиолитовых систем и Большекавказской островной вулканической дуги, развивавшейся согласно имеющимся палеомагнитным данным за пределами современного контура БК. Догерцинские блоки-террейны – Армовско-Шаукольский, Бечасынский, Блыбский, Буульгенский и Макерский – на раннем этапе коллизии претерпели расслоение и взаимное тектоническое перекрытие, в результате чего были образованы Макерский и Армовско-Шаукольский аллохтоны, разместившиеся на Буульгенском, Блыбском и Бечасынском паравтохтонах. На этапе тектонического додавливания образовались субширотные разрывные нарушения, в том числе разломы Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, в теле Центрально-Кавказского массива заложились Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, грабен-синклинорий Передового хребта и горст-антиклинорий Главного хребта, отделенные друг от друга коровым Северным разломом и Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоной соответственно [Государственная..., 2011a].

Допозднегерцинские комплексы Карачаево-Черкесского горст-антиклинория представлены образованиями нескольких шарьированных метаморфических серий, сложенных сланцами, филлитами, метатутфами, метатутфитами, метатерригенными породами, мраморизованными известняками, гипабиссальными телами габбро, диоритов и гранитоидов, метаморфизованными и неизмененными; в южной части горст-антиклинория вблизи Передового хребта появляются гнейсы и кристаллосланцы. Региональный метаморфизм неоднороден: на севере его уровень не выше хлорит-мусковитовой и биотитовой ступеней зеленосланцевой фации низкого давления, на юге он достигает условий гранатовой ступени, переходных к эпидот-амфиболитовой фации, при этом давления оцениваются как достигавшие 4 кбар [Сомин, 2007]. Рифейский возраст исходных пород Карачаево-Черкесского горст-антиклинория определяется по входящему в их состав фаунистически охарактеризованному тубаллыкулакскому комплексу, содержащему в филлитовидных сланцах характерные для ниже-среднерифейских отложений микрофоссилии и мелкие сфероморфные акритархи, а также по Sm-Nd, U-Pb и Rb-Sr изохронным датировкам, находящимся в целом интервале от 1378 до 787 млн. лет [Снежко, 2005]. Все полученные значения U-Pb и K-Ar датировок моложе 535 млн. лет связаны с возрастом последующего метаморфизма исходных пород Карачаево-Черкесского горст-антиклинория.

В южной части горст-антиклинория метаморфические образования прорваны небольшими интрузивными массивами штокообразной формы, сложенными субщелочными метаморфизованными диоритами и габбродиоритами. Их возраст в настоящее время принимается как средне-позднедевонский [Легенда..., 2003; 2009]. На севере и северо-востоке рифейские метаморфические образования стратиграфически несогласно перекрываются ниже-среднекембрийскими неметаморфизованными молассоидными пестроцветами. В средней части горст-антиклинория в бассейне р. Малка обнажены шарьированные во время раннегерцинской орогении терригенно-карбонатные отложения силура-нижнего девона и среднедевонские серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты лахран-малкинского массива, представляющего собой отторженец офиолитовой ассоциации [Государственная..., 2011б; Легенда..., 2003].

Основу тектоно-стратиграфического разреза грабен-синклинория Передового хребта составляют блыбский и бескесский автохтонные метаморфические комплексы и пакет герцинских покровов, основные тектонические швы которых представлены пологими зонами милонитов или метасоматитов с телами серпентинитов. Блыбский и бескесский комплексы представлены гнейсами, плагиогнейсами, сланцами, амфиболитами, кварцитами, а также локализованными среди метаморфических образований телами серпентинитов. Уровень метаморфизма пород комплексов соответствует амфиболитовой фации; рифейский возраст образований принимается на основании U-Pb и K-Ar датировок, находящихся в интервале от 1300 до 600 млн. лет. Считается, что имеющиеся более молодые датировки пород комплексов связаны с омоложением их возраста, произошедшим в ранне-среднепалеозойское и отчасти в позднепалеозойское время [Государственная..., 2011а]. Пакет герцинских покровов представлен кизилкольским, тоханским, марухским и ацгаринским тектоническими покровами. Кизилкольский тектонический покров сложен комплексами лоховско-турнейских вулканогенных и осадочных, местами слабо метаморфизованных, отложений, характеризующихся моноклинальным или пологоскладчатым залеганием. В лоховско-эйфельских образованиях преобладают эффузивы базальтового и андезитового состава, туфы, туффиты, вулканокласто-осадочные, кремнистые и глинистые породы, прорванные секущими и силловыми субвулканическими телами основного, среднего и кислого состава. В живет-франских отложениях доля продуктов вулканической активности уменьшается до их полного исчезновения в фаменских отложениях, среди осадочных пород преобладают терригенно-карбонатные. Согласно распространенной точке зрения накопление данных комплексов пород происходило во фронтальной и тыловой частях Большекавказской островной дуги, начиная со стадии ее активизации до отмирания [Государственная..., 2011а]. Тоханский тектонический покров сложен смятыми в пологие складки средне-верхнедевонскими

терригенными отложениями с небольшим количеством туфов смешанного состава, накопление которых, вероятно, происходило в обстановке задугового бассейна. Марухский тектонический покров образован гипербазитами, габброидами, базальтоидами и вулканогенно-осадочными образованиями, находящимися в опрокинутом залегании. Ацгаринский тектонический покров, расположенный в верхней части пакета герцинских покровов, сложен рифейскими сланцами, кристаллосланцами, амфиболитами, порфироидами, филлитами, метапесчаниками и метаконгломератами, вмещающими субсогласные и кососекущие тела и дайки раннекаменноугольных гранитоидов и диоритов чиликского комплекса. Породы покрова осложнены субмеридиональной складчатостью [Государственная..., 2011a].

Допозднепалеозойская структура горст-антиклинория Главного хребта с учетом формационного состава пород и их структуры подразделена на две подзоны – северную Эльбрусскую и южную Перевальную [Сомин, 2007]. Перевальная подзона состоит из буульгенского паравтохтонного метаморфического комплекса и перекрывающего его герцинского тектонического покрова. Первый представлен рифейскими амфиболитами, гнейсами, сланцами, кварцитами. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Рифейский возраст пород комплекса основывается на Pb-Pb и Rb-Sr датировках 600 ± 15 и 606 млн. лет соответственно. Имеющиеся более молодые значения объясняются наложением более позднего метаморфизма [Государственная..., 2011a]. Герцинский тектонический покров сложен сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами, филлитами, метаконгломератами, метабазами, мраморами, известняками силура-среднего девона. Внутренняя структура покрова характеризуется развитием складок [Государственная..., 2011a]. Северная Эльбрусская подзона включает нижний гондарайский метаморфический комплекс и верхний макерский. Гондарайский гнейс-мигматитовый комплекс представлен высокотемпературными парагнейсами и ортогнейсами гранитоидного состава, мигматитами, метапелитами, амфиболитами, в очень ограниченном объеме метабазами, единичными линзами мраморов. Уровень метаморфизма пород комплекса соответствует амфиболитовой фации при давлении, достигавшем 3,5–4 кбар. Рифейский возраст протолитов принят на основании имеющихся изотопных датировок неосомы и пегматоидных гранитов, залегающих в мигматитах – 1300; 1237 ± 21 млн. лет (U-Pb) и 750 млн. лет (Rb-Sr) соответственно [Государственная..., 2011a], а датировки Pb-Pb и U-Pb методами моложе 540 млн. лет связаны с более поздними этапами метаморфизма [Государственная..., 2011a; 2013б]. Однако существует альтернативная точка зрения, согласно которой процесс метаморфизма комплекса был моноциклическим; на основании ряда датировок, полученных методами классического U-Pb-цирконового и SHRIMP-II датирования, возраст осадочного протолитного материала определяется как пострanneкембрийский и, возможно, пострanneордовикский, магматического

протолита – венлокско-среднедевонский [Сомин, 2007]. Макерский метаморфический комплекс преимущественно сланцевый, представлен метапелитовыми кристаллическими сланцами, двуполевошпатовыми ортогнейсами, горизонтами и отдельными линзами амфиболитов, мелкими линзами мраморов. Уровень метаморфизма пород данного комплекса соответствует эпидот-амфиболитовой фации при давлении 3–4 кбар. Рифейский возраст протолитов принят на основании «реликтовых» К-Аг и Pb-Pb датировок – 1320–639 и 1300 млн. лет соответственно [Пруцкий и др., 2005]. Считается, что он был омоложен в ранне-среднепалеозойское и позднепалеозойское время [Государственная..., 2011a]. Согласно другой точке зрения, основанной на результатах классического U-Pb-цирконового и SHRIMP-II датирования цирконов из пара- и ортопород, исходный материал комплекса имеет ранне-среднепалеозойский возраст в интервале кембрий – ранний силур [Сомин, 2007].

С раннегерцинской коллизией в раннем карбоне связана наиболее значительная эпоха регионального метаморфизма; региональный метаморфизм толщ нарастает от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой вниз по разрезу и с севера на юг к краевому шву Скифской эпигерцинской плиты. С данным этапом также связано становление в пределах горст-антиклинория Главного хребта белореченского гранитового комплекса, в пределах грабен-синклинория Передового хребта – блыбско-бескесского гранитового и чиликского диоритового комплексов. Коллизионная обстановка в конце раннего карбона плавно сменилась обстановкой активной окраины андского типа, горст-антиклинорные поднятия Главного хребта и Карачаево-Черкесский выполняли роль фронтального и тылового валообразных поднятий соответственно, где позднепалеозойские образования не накапливались или были уничтожены последующей эрозией. В зоне влияния разломов Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоны и на южной окраине поднятия Главного хребта получили развитие грабенообразные впадины [Государственная..., 2013б]. В среднем и позднем карбоне в них происходило накопление сероцветного угленосного молассового комплекса, в нижней части которого присутствуют продукты наземного рифтогенного вулканизма риолитового профиля. С данным этапом развития Большекавказской окраинно-материковой зоны субдукции связано становление среднекаменноугольных гранитовых уллукамского и малкинского комплексов фронтальной и тыловой зон соответственно. В ранней перми имел место импульс коллизионного сжатия, с которым связана новая эпоха метаморфизма, дополнительная аккреция тектонических пластин с выводом на поверхность глубокопогруженных толщ Макерского и Буульгенского террейнов и становление континентальной коры Скифской плиты. Во впадинах и грабенообразных прогибах в это время происходило накопление красноцветной молассы с продуктами рифтогенного бимодального магматизма, к поздней перми сменившейся

на сероцветную молассу с увеличением доли карбонатных отложений к концу поздней перми [Государственная..., 2011б].

В триасе на южной окраине Скифской плиты продолжился унаследованный от позднегерцинской орогении режим осадконакопления, отвечающий активной окраине андского типа [Государственная..., 2011а]. В раннем триасе активизировались разломы Пшекиш-Тырныаузкой шовной зоны, в возникших впадинах и прогибах происходило накопление красноцветной молассы с трансгрессивным характером напластования. На рубеже раннего и среднего триаса в них установился мелководный морской режим с терригенно-карбонатным профилем осадконакопления. Под воздействием все продолжающегося коллизионного сжатия, связанного со схождением Скифской и Закавказской плит, толщи триаса были смяты в складки, подновились тектонические нарушения. Норийско-геттангская орогения привела к окончательной консолидации коры взаимодействующих литосферных плит [Государственная..., 2011а].

В ранней юре на месте современного положения осевой зоны БК началось образование Большееавказского глубоководного бассейна, развитие которого протекало с вовлечением в прогибание краевых зон Скифской и Закавказской плит и постепенным расширением шельфовой зоны в северном и южном направлениях. В осевой части этого бассейна имел место разрыв континентальной коры с двумя фазами локального спрединга в позднем плинсбахе-тоаре и аалене, с которыми связывают накопившиеся в пределах ее отдельных участков базальты и базальтоиды толеитового профиля [Государственная..., 2011а]. Согласно альтернативной точке зрения кора под центральной частью бассейна была сильно утонена, но не претерпела разрыва [Панов, Ломизе, 2007]. Нижне-среднеюрские отложения, выходящие в настоящее время на дневную поверхность в межгорных депрессиях между Главным и Передовым хребтами и к северу от последнего, представлены терригенными, а в центральной части угленосными, отложениями, накопившимися в обстановке северного мелководного шельфа. В депрессиях шельфовой морфологии в западной и северо-западных частях осевой зоны БК комплексы представлены песчано-глинистыми образованиями северного глубоководного шельфа. В районе приводораздельной части Главного хребта расположены образования осевой и прилегающих к ней частей глубоководного бассейна. Синемюр-тоарские терригенные толщи его северного борта и обрамления на разных участках вмещают продукты вулканической активности, обусловленной общими условиями растяжения континентальной коры. Накопление терригенных толщ в пределах зоны северного шельфа и борта бассейна сопровождалось неоднократными небольшими по объему проявлениями известково-щелочного и щелочного вулканизма, обусловленных рифтогенезом [Пруцкий и др., 2005; Панов, Ломизе, 2007; Государственная..., 2011а]; с общими условиями растяжения континентальной коры также

связано становление лауро-казбекского латерального ряда долеритовых дайковых комплексов, происходившего в целом с плинсбаха по байос включительно [Панов, Ломизе, 2007; Легенда..., 2003].

На рубеже аалена и байоса произошло резкое изменение геодинамической обстановки. В байосе в связи с обратным схождением Скифской и Закавказской плит и заложением активной зоны субдукции на южной окраине последней рассматриваемая территория была вовлечена в киммерийскую орогению, следствием которой явились закрытие Большекавказского глубоководного бассейна, образование пликативных и дизъюнктивных дислокаций с тенденцией увеличения их интенсивности с севера на юг, шарьирование на окраины плит толщ троговой долины бассейна, формирование на южной окраине Скифской плиты системы узких поднятий островного типа [Государственная..., 2011a]. В тыловой части бассейна на Скифской плите в байосе произошло новое оживление процессов рифтогенеза, которые проявились в субщелочном вулканизме и становлении санчарского габбро-диоритового plutonического комплекса [Государственная..., 2011a; Легенда..., 2003]. Максимум инверсионной тектоники пришелся на конец бата, коллизионный магматизм проявился в становлении кардывачского щелочного гранитового plutonического комплекса вдоль краевого шва Скифской плиты [Легенда..., 2003]. По мнению Ю.Г. Леонова киммерийская складчатость имеет принципиальное значение в образовании тектонической структуры плинсбах-батского комплекса отложений [Леонов, 2007].

После киммерийской эпохи тектогенеза в позднем келловее-титоне произошло задуговое растяжение и реанимация межплитного рифтогенного Большекавказского бассейна [Государственная..., 2011a]. Северный склон БК представлял собой краевую часть платформы, на которой располагалась система относительно спокойно развивавшихся мелководных шельфовых впадин. В зоне южного склона возобновилось интенсивное прогибание, выраженное флишевыми прогибами; осевая зона, вероятно, представляла собой место перегиба от шельфа к континентальному склону, на котором в поздней юре располагалась протяженная полоса барьерного рифа [Леонов, 2007]. Обстановка мелководного шельфа на южном крае Скифской плиты сохранялась до эоцена; здесь в основном преобладал карбонатный и терригенно-карбонатный профиль седиментации, который в кимеридже-титоне уступал место эвапоритовому, в апте-альбе – терригенному, палеоцене-эоцене – карбонатно-терригенному [Государственная..., 2011b].

Сближение в среднем-позднем эоцене на региональном уровне Скифской и Закавказской плит, протекавшее на фоне конвергенции Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит, привело к смятию флишевых толщ прогибов южного склона Большекавказского бассейна и надвигообразованию, проявившемуся в том числе и в некоторых районах на северном

склоне [Леонов, 2007]. В олигоцене-раннем миоцене во время «мягкой» стадии коллизии по периферии БК получили развитие относительно глубоководные прогибы и впадины с большими скоростями погружения, в которых накапливались отложения глинистого профиля. В олигоцене осевая зона БК стала представлять собой поднятие [Милановский, 1968; Государственная..., 2011a], хотя существует альтернативное мнение, согласно которому осевая зона в олигоцене – раннем миоцене еще была перекрыта морем [Леонов, 2007]. В начале позднего миоцена произошло отделение Аравийской плиты от прежде единой Африканской, и ее ускоренное продвижение на север ознаменовало «жесткую» стадию коллизии [Короновский, Дёмина, 1999]. С этого времени началось формирование складчато-глыбового сооружения БК, с чем связано интенсивное накопление грубообломочных моласс во впадинах Терско-Каспийского прогиба [Милановский, 1968], формирование главных субширотных надвигов, ограничивающих Большой и Малый Кавказ и современной сетки разрывных нарушений [Короновский, Дёмина, 1999]. В середине позднего миоцена в районе Кавказских Минеральных Вод произошло становление комплекса позднеколлизийных гипабиссальных субщелочных гранитоидов, внедрившихся согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкам в интервале от $8,25 \pm 0,19$ до $7,79 \pm 0,13$ млн. лет [Поль и др., 1993]. Состав галечных конгломератов молассовых отложений, обнажающихся в междуречье Аргудан – Баксан, свидетельствует о том, что эрозионные процессы, протекавшие одновременно с орогенным поднятием БК, вскрыли кристаллический фундамент Скифской плиты в его осевой зоне в середине мессинского века.

В позднем плиоцене-эоплейстоцене начался этап формирования горного сооружения в современном виде, наиболее возвышенные участки рельефа развивались на северной проекции «острия» Аравийского клина. Несмотря на то, что складчато-глыбовое сооружение БК подвергается субмеридиональному сжатию, в нем прослеживается структурная сеть, состоящая из сочетания как левых, так и правых сдвигов со сбросами различных простираций. В сдвиговых зонах на отдельных участках могли возникать обстановки транстенсии, особенно благоприятные для образования вулканических центров и магматических очагов, если обстановки декомпрессии проникали достаточно глубоко. С данной тектонической сетью связано проявление позднеплиоцен-четвертичного вулканизма в Эльбрусской и Казбекской областях, продукты которого относятся преимущественно к известково-щелочной серии [Короновский, Дёмина, 2007]. Помимо проявления активной вулканической деятельности в пределах этих областей произошло становление тырныузского гранитового и теплинского гранит-гранодиоритового гипабиссальных комплексов соответственно [Государственная..., 2011a; Легенда..., 2009].

Последние процессы складкообразования происходили в конце эоплейстоцена на восточной (Восточное Предкавказье) и западной (Таманский полуостров) периферии

разраставшегося сводового поднятия БК [Государственная..., 2011а; 2013б]. Существенную роль в формировании вторичных форм рельефа горного сооружения помимо интенсивно проявлявшихся эрозионно-денудационных процессов оказали четвертичные оледенения. Тектоническая структура Северного Кавказа в том виде, в котором она наблюдается в настоящее время, была оформлена в середине голоцена [Государственная..., 2011а].

Таким образом, современный рельеф Кавказа формировался в течение позднего плиоцена и четвертичного времени. Многие его черты, особенно в пределах БК, полностью сформировались в апшеронское время и были связаны с проявлением наиболее интенсивных дифференциальных тектонических движений, сопровождавшихся мощной вулканической деятельностью в Эльбрусской, Казбекской и Центрально-Грузинской областях. В настоящий момент продолжается рост горного сооружения, происходит формирование рельефа и образование толщ континентального генезиса. Максимальные значения скорости современного поднятия зафиксированы в осевой зоне центрального и восточного сегментов БК (до 12 мм/год и более), по южной периферии которых расположены зоны сжатия [Греков и др., 2005]. Западный сегмент БК при этом поднимается со средней скоростью 3–4 мм/год [Гурбанов и др., 2007]. Большая часть Предкавказья испытывает слабое поднятие (от 0 до 1,5 мм/год) с увеличенными скоростями на территории Ставропольской возвышенности до 4 мм/год, или, согласно приведенным в работе [Гурбанов и др., 2007] данным, – от 6 мм/год. Слабое погружение (до 2 мм/год) испытывают Терско-Каспийский и Прибрежно-Каспийский краевые прогибы [Лилиенберг, 1994], которые выступают в качестве областей растяжения [Греков и др., 2005].

1.2. История изучения проявлений новейшего вулканизма Эльбрусской вулканической области

Эльбрусская вулканическая область, включающая ряд вулканических центров, не имеет четко выраженных в рельефе центральной части БК географических границ. Область расположена на территории 4-х листов топографических карт масштаба 1:200000 – К-38-I, К-38-II, К-38-VII, К-38-VIII. С определенной долей условности ЭВО на юге ограничивается Главным Кавказским хребтом от истоков р. Кичкинекол на западе до истоков р. Черек Балкарский на востоке. Далее на юго-востоке ЭВО ограничивается долиной р. Черек Балкарский, переходящей в долину р. Черек, и далее до выхода данной долины из предгорий северного склона БК на Предкавказскую равнину в районе села Аушигер, откуда граница ЭВО следует в северо-западном направлении вдоль подножия предгорий северного склона БК до долины р. Малка в месте ее выхода из предгорий на Предкавказскую равнину в районе села Сармаково. На севере ЭВО в направлении с востока на запад ограничивается

субширотным отрезком долины р. Малка и долиной ее левого притока – р. Хасаут и далее на запад через региональный водораздел Черноморского и Каспийского водных бассейнов в районе плато Бечасын следует по долине р. Джаланкол до места ее слияния с р. Кубань, от которого на западе граница ЭВО в южном направлении следует вдоль долин р. Кубань и ее левого притока – р. Узункол, переходящей выше по течению в р. Кичкинекол. В указанных границах ЭВО имеет протяженность с запада на восток около 130 км, с юга на север в западной части – около 50 км, в восточной части – около 90 км. В пределах ЭВО автором выделяется три района – Эльбрусский, Верхнечегемский и Нижнечегемский. Первый характеризуется наиболее хорошей изученностью в связи с местонахождением в его пределах вулкана Эльбрус, считающегося потенциально активным на возобновление вулканической деятельности. ВЧ и НЧ районы изучены удовлетворительно ввиду труднодоступности первого и плохой обнаженности второго.

История изучения проявлений новейшего магматизма ЭВО начинается с опубликованной в 1852 г. работы Г. Абиха. В последующие годы, до конца XIX века полевые и петрографические исследования вулканогенных продуктов ЭВО проводили Л. Аммон, В.Г. Орловский, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Ф.К. Швидченко, Л. Алешин, М.П. Мельников и другие. В первой половине XX века целенаправленные исследования продуктов новейшего магматизма области проводились В.П. Ренгартеном, В.В. Дубянским, А.П. Герасимовым, С.П. Соловьевым.

В.П. Ренгартеном, детально исследовавшим вулканиты НЧ района в период 1909–1914 гг., были выявлены основные закономерности развития вулканизма данного района, а также составлена карта распространения вулканических туфов в окрестностях г. Нальчик масштаба 1:125000. С использованием данных материалов по результатам дополнительного изучения геологического строения района, проведенного ЦНИГРИ в 1934–1935 гг. под руководством В.П. Ренгартена, была составлена геологическая карта масштаба 1:100000.

В.В. Дубянским в вышедших в 1910 г. и 1913 г. работах была представлена детальная петрографическая характеристика и химический состав вулканитов южного склона Эльбруса.

В ходе детальных геологических исследований северного склона Эльбруса в 1910–1916 гг. А.П. Герасимов изучил и описал потоки четвертичных лав. В 1927–1929 гг. им была произведена детальная геологическая съемка в районе верхнего течения р. Малки.

В 30-х годах XX века изучением вулканитов ЭВО занимался С.П. Соловьев. Им была составлена геологическая карта ВЧ нагорья масштаба 1:100000, произведено стратиграфическое расчленение и петрографическое описание слагающих его вулканических пород. С.П. Соловьевым также было выполнено петрографическое описание молодых лав Эльбруса.

В 40-ые годы XX века на территории центральной части БК были проведены региональные геологосъемочные работы, по результатам которых были составлены геологические карты масштаба 1:200000 первого поколения, в том числе и на территорию расположения ЭВО по листам: К-38-I (1941–1945 гг., организация, проводившая работы – Северо-Кавказское Геологическое Управление (далее – СКГУ)), К-38-II (1941–1947 гг., СКГУ), К-38-VII (1944–1945 гг., Грузинское геологическое управление), К-38-VIII (1938–1948 гг., ЦНИГРИ, СКГУ). Данные геологические карты послужили первой сводной геологической основой для удовлетворения потребностей территории центральной части БК в информации геологического содержания и прогнозно-металлогенического характера, а также для дальнейшего систематизированного изучения геологии ЭВО.

В 1945 г. М.В. Муратовым и М.В. Гзовским были существенно дополнены представления о четвертичной истории Эльбруса на основе анализа соотношений между лавовыми потоками и разновозрастными моренами.

В период с 1950 г. по 1969 г. центральная часть БК была охвачена проведением полистных геологических съемок масштаба 1:50000, в том числе на территории, включающей ЭВО в указанных выше границах, геологическая съемка масштаба 1:50000 была проведена на 30 листах, из которых на 2-х листах съемка была проведена дважды (К-38-2-Г – 1950–1951 гг., 1960–1961 гг.; К-38-27-Г – 1959–1960 гг., 1967–1969 гг.), а на 4-х листах в краевых частях ЭВО (К-38-16-Г, К-38-26-Г, К-38-27-Б, К-38-39-А) съемка была проведена частично, только в пределах граничных листов масштаба 1:25000. На 21 листах геологические съемки были проведены силами производственных подразделений СКГУ, на 5 листах в пределах северо-восточного ограничения ЭВО – силами треста «Кавказнефтегазразведка». На 4-х листах в центральной части ЭВО геологические съемки были проведены силами МГУ им. М.В. Ломоносова совместно с Всесоюзным аэрогеологическим трестом Мингео СССР, в том числе:

- на листах К-38-14-В (район северо-восточного и восточного склонов и обрамления вулкана Эльбрус) и К-38-14-Г (район Тырныаузского вольфрам-молибденового месторождения) – в 1955–1956 гг., авторы отчетов – А.А. Белов, В.П. Белов, Л.И. Ватутина и др.;

- лист К-38-15-В (западная часть НЧ вулканического района) – в 1956–1957 гг., авторы отчета – Е.Е. Милановский, А.А. Белов, В.П. Белов и др.;

- лист К-38-15-Г (восточная часть НЧ вулканического района) – в 1957–1959 гг., авторы отчета – Н.В. Короновский, С.С. Круглов, И.А. Михайлова.

В период проведения крупномасштабных геологических съемок на территории ЭВО проводились также различные тематические исследования, из которых наиболее значимыми в области изучения проявлений новейшего вулканизма следует отметить следующие.

В 1955–1960 гг. на территории БК проводились тематические работы силами Кавказской экспедиции МГУ им. М.В. Ломоносова, в том числе проводилось изучение продуктов кайнозойского магматизма ЭВО. Результаты изложены в окончательном отчете по работам [Милановский, Короновский, 1961] и в ряде научных публикаций [Короновский, 1968; Короновский, Милановский, 1958; Милановский, Короновский, 1960; 1961; 1969; 1973 и др.]. В ходе проведенных полевых и лабораторных работ были достигнуты следующие результаты:

- при помощи геолого-геоморфологического метода разработана первая и наиболее полная стратиграфическая схема расчленения новейших вулканических образований ЭВО и их корреляции с ледниковыми отложениями;
- установлен характер извержений, приведена петрографическая и петрохимическая характеристика вулканогенных пород;
- в ЭВО выделены обособленные вулканические районы, обладающие специфическими чертами магматической активности;
- выдвинуто предположение об образовании магматических очагов в нижних частях гранитно-метаморфического слоя вследствие локального плавления, обусловленного возникновением новых разрывов растяжения во время усиленного воздымания Транскавказского поперечного поднятия.

В 1956–1959 гг. К.Н. Паффенгольцем была сделана попытка понижения возраста значительной части эльбрусских лав до олигоцена или неогена, однако впоследствии она была опровергнута данными, полученными в ходе бурения и геологосъемочных работ.

В конце 50-х и в первой половине 60-х годов XX века изучением магматизма ЭВО занимался Ю.П. Масуренков. Им были охарактеризованы геологическая позиция вулканитов и их петрографические и петрохимические особенности; высказано предположение о наличии термоаномалии в районе вулкана Эльбрус, фиксирующейся в расположенных в радиусе 25 км от него источниках минеральных вод; проанализирован объем изверженного материала в районе Эльбруса [Масуренков, 1961; Масуренков и др., 1965 и др.]. На основании петрохимических данных Ю.П. Масуренковым был сделан вывод о том, что Эльбрусский магматический очаг возник вследствие плавления гранитоидных пород фундамента.

В 1962 г. М.В. Авдуловым было установлено наличие Эльбрусского гравитационного минимума. По мнению исследователя, гравитационная аномалия фиксировала «возмущенное тело» размером 10 км в поперечнике и была обусловлена существовавшим под вулканом на небольшой глубине расплавом на стадии кристаллизации или кальдерной структурой,

заполненной рыхлым вулканомиктовым материалом [Авдулов, 1962]. Гипотеза об обусловленности выявленной аномалии кальдерной структурой была поддержана Г.С. Штейнбергом [1964].

Результаты указанных выше крупномасштабных геологических съемок и тематических работ, проведенных в 50–60-х годах XX века, явились главной основой для всех последующих региональных геологосъемочных работ, прогнозных и поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, а также тематических работ по дальнейшему изучению особенностей геологического строения и истории геологического развития ЭВО.

В 1973 г. на территории ВЧ нагорья и в районе вулкана Эльбрус были проведены полевые работы силами Чегемского отряда геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова с участием группы сотрудников КГУ им. Т.Г. Шевченко, возглавляемой В.Г. Молявко (руководитель работ – Н.В. Короновский). В опубликованных после экспедиции работах приведена обширная и детальная петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристика новейших вулканитов как ВЧ нагорья, так и других районов ЭВО [Короновский, 1975; 1976б; 1983б; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973; Короновский, Молявко, 1978 и др.]. Петрогеохимические особенности эльбрусских вулканитов были объяснены процессами первичной внутриочаговой дифференциации; на основании анализа состава минералов-вкрапленников выдвинуто предположение о близповерхностном положении магматической камеры [Молявко и др., 1980]. Результаты многолетнего изучения новейшего магматизма ЭВО были отражены в диссертационной работе [Короновский, 1979].

В 60–70 годы XX века Г.Д. Афанасьев, А.М. Борсук, М.М. Аракелянц, Г.П. Багдасарян, Е.К. Станкевич и другие исследователи проводили определения изотопного возраста новейших вулканических и интрузивных образований ЭВО К-Аг методом, результаты которых обобщены в работе [Лебедько, Усик, 1985]. Е.К. Станкевичем также были проведены геохронологические исследования $\text{Io}/^{234}\text{U}$ и $\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами, произведено расчленение вулканитов при помощи петрографических методов [Станкевич, 1976].

В 1983–1989 гг. Центральная геологосъемочная экспедиция ПГО «Севкавгеология» в центральной части ЭВО на территории листов К-38-14-В, К-38-14-Г, К-38-15-В, К-38-27-А провела групповое геологическое доизучение ранее заснятых площадей в масштабе 1:50000 (ГДП-50) с целью переоценки и расширения перспектив Тырныаузского рудного района.

В 1989–1991 гг. на территории Северного Кавказа были проведены совместные советско-американские тематические работы, в результате которых были выявлены новые петрохимические, геохимические характеристики эльджуртинских гранитов и ВЧ и НЧ кислых вулканитов; получены новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические данные, согласно которым кислые вулканиты ВЧ и НЧ районов образовались 2,83 млн. лет назад [Lipman et al., 1993;

Gazis et al., 1995 и др.]. Также в работе [Лятифова, 1993] были сделаны выводы о кальдерной природе ВЧ вулcano-тектонической депрессии; об образовании кислых вулканитов ВЧ и НЧ вулканических районов в результате плавления сиалического субстрата за счет воздействия на него основного расплава, а андезитов, перекрывающих кислые вулканиты в ВЧ нагорье – в результате смешения основного расплава с остаточным риодацитовым. Чуть позже выводы об исходном расплаве для новейших вулканитов ВЧ нагорья были скорректированы – на основании результатов изучения расплавных включений в минералах к гибридным породам, образовавшимся вследствие смешения кислого и основного расплава, были отнесены не только андезиты, но и дациты [Бабанский и др., 1995].

В 1993 г. была проведена интерпретация выделенного М.В. Авдуловым Эльбрусского гравитационного минимума на более высоком уровне. Согласно расчетным данным было установлено, что значительный объем вещества с низкой плотностью, интерпретируемый как периферическая магматическая камера, расположен на глубинах 7–17 км ниже уровня моря [Авдулов, Короновский, 1993]. Позже в работе [Короновский, Дёмина, 1999] на основании петрологических расчетов и результатов исследования поведения нижней коры в обстановке континентальной коллизии, проведенного в лаборатории моделирования геодинамических процессов кафедры динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова, а также данных сейсмических исследований и отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ был сделан вывод о том, что кислые магмы в Кавказском пересечении зарождались на глубинах ~20–25 км, а базальтовые – на глубинах 35–50 км на границе кора-мантия или в верхах мантии.

В 1995–2001 гг. ФГУГП «Кавказгеолсъемка» провело работы по геологическому доизучению ранее заснятых площадей в масштабе 1:200000 (ГДП-200) и подготовке к изданию Государственных геологических карт Российской Федерации масштаба 1:200000 листов К-38-II и К-38-VIII, XIV.

В 2001–2005 гг. ФГУГП «Кавказгеолсъемка» провело аналогичные работы по листам К-38-I, К-38-VII, с подготовкой к изданию единой Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 листа К-38-I, VII.

Комплекты указанных геологических карт масштаба 1:200000 второго поколения были составлены по результатам проведенных комплексов полевых геологосъемочных, поисковых, геофизических и геоэкологических работ, но в основном по результатам работ по сбору, систематизации и критической оценке материалов прежних лет исследований, проведенных в последующие, после первого издания карт, годы.

В 1997–2001 гг. силами ФГУГП «Кавказгеолсъемка» и ИГЕМ РАН были проведены работы по теме «Комплексное изучение вулкана Эльбрус для создания эталона

неоген-четвертичного магматического комплекса», результаты которых изложены в отчете [Пурига и др., 2001]. Из основных результатов данных работ можно выделить следующие:

1) в результате анализа распределения температурных характеристик естественных источников минеральных подземных вод в Приэльбрусье подтверждено наличие термоаномалии в районе вулкана Эльбрус, ранее выявленной Ю.П. Масуренковым;

2) на основании полевых исследований и детального дешифрирования аэрофото- и космоснимков была выделена крупная кальдера обрушения размером 17×14 км и площадью 230 км^2 ;

3) в ходе полевых работ были установлены значительные проявления продуктов гидротермально-метасоматической деятельности, связанные с экструзивными телами и сопровождающиеся рудной минерализацией;

4) в результате анализа полевых наблюдений в совокупности с петрографическими, петрохимическими, геохимическими, изотопно-геохронологическими характеристиками пород в истории Эльбрусского вулканического центра выделены четыре фазы вулканической активности: докальдерная, связанная с древним Кюкюртлинским центром (N_{II}), синкальдерная (N_{II-III}), посткальдерная (N_{III}) и голоценовая (H);

5) в спонтанных газах ближайших к вулкану источников минеральных подземных вод на основании величин изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ выявлено присутствие гелия мантийного происхождения;

6) выявлена неуравновешенность изотопного состава Sr и Nd в дацитах юго-восточного склона Эльбруса и в содержащихся в них вкрапленниках биотита и плагиоклаза, которая, по мнению сотрудников лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, логичнее всего объясняется гибридным (мантийно-коровым) происхождением излившихся лав;

7) получены датировки вулканических образований при помощи метода электронного парамагнитного резонанса по пороодообразующему кварцу (Q-ЭПР), реже – K-Ar и ^{14}C методов;

8) выявлены следы палеокатастрофических событий, связанных с различными фазами активности вулкана: катастрофические лахары, дальний аэральный перенос пеплового материала, образование подпруженных озер и т.п.

Полученные в ходе полевых работ и аналитических исследований материалы были использованы при создании Государственной геологической карты масштаба 1:200000 листа К-38-I, VII [Государственная..., 2013a], положены в основу диссертационных работ [Шабалин, 2002; Бубнов, 2003; Газеев, 2003], а также с учетом внесенных изменений и дополнений изложены в ряде статей [Богатиков и др., 1998a-б; Gurbanov et al., 2004; Газеев и др., 2004; Гурбанов и др., 2007] и коллективной монографии [Природные..., 2004]. В последней представлена модифицированная схема эволюции активности Эльбрусского

вулканического центра, в которой выделены три цикла вулканической активности – докальдерный (NP_1 (?), выделенный условно), кальдерный (NP_{II} (?)) и посткальдерный (NP_{III-H}), последние два из которых подразделены на ранние и поздние этапы. Существенные изменения претерпел также и состав продуктов первоначально выделенных фаз вулканической активности.

Впоследствии в работе [Короновский, Дёмина, 2007] опровергается наличие кальдеры обрушения на Эльбрусе ввиду отсутствия доказательств ее существования и высказывается предположение, что за северный край кальдеры выделившими ее исследователями видимо был принят южный склон Передового хребта.

При изложении результатов, полученных группой исследователей ИГЕМ РАН, следует подробнее отразить точку зрения относительно гибридного (мантийно-корового) происхождения материнских магм, впервые предложенную в работе [Попов, 1981]. Согласно мнению С.Н. Бубнова, основанному на специфике вещественного состава пород, материнские магмы новейших вулканитов БК в целом и ЭВО в частности были образованы в результате смешения кислого (корового) и основного (мантийного) расплавов и контаминации основных расплавов материалом коры [Бубнов, 2003]. Отмечается, что смешение мантийных и коровых расплавов в подавляющем случае происходило в низах коры на глубинах 50 ± 15 км. Образование мантийных расплавов гипотетически связывается с частичным плавлением мантийного материала, инициированным выделившейся в результате движения литосферных блоков дополнительной тепловой энергии, в отличие от модели внедрения базальтовых магм при отрыве слэба, субдуцировавшего под Скифскую плиту [Розен, Богина, 1998; Розен, Федоровский, 2001]. В дальнейшем в работе [Гурбанов и др., 2007] высказывается мнение о том, что позднеплиоцен-четвертичный вулканизм на территориях Большого и Малого Кавказа проявлен в пределах северной части Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса при участии на глубине «горячего» линейного мантийного плюма.

Принимавшие участие в работе по комплексному изучению вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса сотрудники лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с конца XX столетия проводят комплексные изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования новейших вулканитов Кавказского сегмента Альпийского пояса и ЭВО в частности. Основные результаты изложены в работах [Лебедев и др., 2006; 2010а-б; 2011а-б; Чернышев и др., 2011; 2014; Чугаев и др., 2013 и др.].

Отдельно следует отметить полученные к настоящему моменту данной группой исследователей следующие результаты:

1) на основании изотопно-геохронологических данных опровергается гипотеза о наличии в истории развития вулкана Эльбрус кальдерной стадии;

2) на основании многолетних полевых работ, результатов дешифрирования детальных космических снимков и изотопно-геохронологических исследований составлена геологическая карта южного склона Эльбруса, обновленный и детализированный вариант которой представлен в работе [Чугаев и др., 2013];

3) приведена уточненная петрохимическая и геохимическая характеристика новейших вулканитов Эльбрусского центра;

4) на основании данных, полученных в ходе Sr-Nd и Pb-Pb изотопных исследований, сделан вывод о смешанном мантийно-коровом происхождении материнских магм Эльбруса, образовавшихся в результате смешения и/или контаминации глубинных расплавов, генерируемых нижнемантийным источником и отвечающих по составу K-Na субщелочным базальтам, веществом верхней коры БК. Роль нижнекорового вещества в петрогенезисе гибридных расплавов считается несущественной, а наиболее вероятным механизмом образования гибридных магм на основании Sr-Nd данных считается контаминация мантийной магмы веществом кристаллических пород в приповерхностных магматических камерах вулкана.

Согласно датировкам, полученным к настоящему времени данной группой исследователей, построена следующая схема эволюции Эльбрусского центра. В позднем плиоцене (3,0–2,7 млн. лет) в результате извержения из центра или центров, располагавшихся предположительно в районе перевала Ирикчат, был образован единый пирокластический поток, спустившийся от вулканических аппаратов в палеодолину р. Малка на расстояние ~15 км до г. Тузлук [Чернышев и др., 2011].

В гелазском веке происходили вспышки магматизма, продукты которого обнажаются на дневной поверхности к востоку от современной вулканической постройки Эльбруса в долине р. Баксан. В начале гелазия образовался эльджуртинский гранитный массив (2,5–2,1 млн. лет); ближе к концу гелазия – некки и дайки риолитов в окрестностях г. Тырнауз (1,95–1,90 млн. лет), массив гранит-порфиров в долине р. Кыртык (1,9–1,8 млн. лет) и расположенные над пос. Верхний Баксан риодацитовые лавы (1,96 млн. лет).

В позднем эоплейстоцене ~950–900 тыс. лет назад к востоку и северо-востоку от современной вулканической постройки Эльбруса происходили извержения трех вулканов – Сылтран, Ташлысырт и Тызыл – продуктами которых в первых двух случаях являлись лавы дацитового состава, а в последнем – трахиандезитового и трахиандезибазальтового [Лебедев и др., 2010а].

В конце эоплейстоцена – начале раннего неоплейстоцена (800–700 тыс. лет) в Западном Приэльбрусье в пределах линейной субмеридиональной зоны протяженностью до 20–25 км в направлении с юга на север проявляли активность вулканы Палео-Эльбрус, Чемарткол, Чучкур и Таш-Тюбе. Вулканом Палео-Эльбрус, располагавшимся западнее современной западной вершины Эльбруса, во время первой стадии активности были сформированы покровы риодацитовых игнимбритов и туфолов в верховьях рр. Кукуртли, Битиктёбе и Кызылкол. Вторая стадия активности Палео-Эльбруса связана с формированием покровов риодацитовых и дацитовых лав, разрез которых наблюдается в вертикальных бортовых уступах ледников Кукуртли и Уллукам. Данная стадия завершилась образованием субвулканического массива Кюкюртли, сформировавшегося в результате застывания расплава в одной из приповерхностных магматических камер и в настоящий момент вскрытого в разрезе одноименной стены. К западу от вулкана Палео-Эльбрус происходили небольшие по объему извержения из вулканических аппаратов, остатки которых сохранились в виде пяти некков. Общий период эруптивной деятельности Палео-Эльбруса по данным [Лебедев и др., 2011a] не превышал 50–100 тыс. лет. Во время завершающей стадии активности последнего происходили эксплозивные извержения из вулканических аппаратов Чучкур и Чемарткол. Вулкан Таш-Тюбе сформировал лавовые потоки андезитов и трахиандезитов, самый протяженный из которых проходил по долине р. Худес до ее устья [Лебедев и др., 2011a].

На основании увеличения основности продуктов позднеэоплейстоценовой и позднеэоплейстоцен-ранннеоплейстоценовой фаз магматической активности с юга на север и изменения в том же направлении их серийной принадлежности от известково-щелочной к К-Na-субщелочной В.А. Лебедевым с коллегами [Лебедев и др., 2011a] был сделан вывод о том, что в пределах южной части Эльбрусского центра контаминация или смешение первичных мантийных субщелочных базальтовых расплавов с коровым веществом была проявлена более интенсивно, чем в северной.

В среднем неоплейстоцене примерно 250–200 тыс. лет назад возник собственно вулкан Эльбрус. В его истории развития выделено три фазы активности: средннеоплейстоценовая (225–170 тыс. лет), поздннеоплейстоценовая (110–70 тыс. лет) и поздннеоплейстоцен-голоценовая (менее 35 тыс. лет назад) [Лебедев и др., 2010b].

Согласно последним данным новейшие вулканы ЭВО относятся к известково-щелочной, реже – К-Na-субщелочной сериям [Лебедев и др., 2010a; 2011a; Чернышев и др., 2011; Бубнов и др., 2011 и др.].

В настоящий момент вулкан Эльбрус считается потенциально активным на возобновление вулканической деятельности [Собисевич, 2012; Гурбанов и др., 2013; Чернышев и др., 2014; Рогожин и др., 2018 и др.]. Наличие магматического расплава в коре под

вулканической постройкой подтверждается результатами исследований глубинного строения Эльбруса и прилегающих территорий разными геофизическими методами: магнитотеллурическим зондированием [Литовко и др., 2002], микросейсмическим зондированием [Лиходеев и др., 2017; Рогожин и др., 2018], гравиметрическими исследованиями [Гурбанов и др., 2013], исследованиями сейсмических записей землетрясений вблизи вулкана [Маловичко и др., 2014] и др. Отличия результатов данных исследований заключаются в количестве выявленных геофизических аномалий, их форме и глубине залегания.

Так, по данным магнитотеллурического зондирования по Приэльбрусскому профилю под вулканом на глубинах 5–10 км ниже уровня моря (далее – н.у.м.) выявлена низкоомная аномалия, интерпретируемая как периферическая магматическая камера; ниже и несколько севернее г. Эльбрус выявлена еще одна низкоомная аномалия на глубинах 25–55 км н.у.м., интерпретируемая как глубинный очаг [Литовко и др., 2002]. Последняя имеет ширину ~15 км и круто под углом до 70° погружается на север. Гравиметрическими исследованиями выявлены три тела аномальной плотности, соответствующие периферическим магматическим камерам, расположенным под вершинными кратерами Эльбруса на глубинах 3–5 км н.у.м., с общим диаметром порядка 10 км, и на глубине 8–14 км под Сылтранской вулканической постройкой [Гурбанов и др., 2013]. По результатам микросейсмического зондирования, выполненного сотрудниками лаборатории методов прогноза землетрясений ИФЗ РАН по пересекающей восточную вершину Эльбруса линии субмеридионального направления, выявлены три низкоскоростные области в диапазоне глубин 7–13 км, 18–40 км и 45–55 км н.у.м. [Горбатиков и др., 2018; Рогожин и др., 2018]. Первая из этих областей интерпретируется как магматическая камера с максимальной шириной ~8 км под центральной частью вулкана, вторая – как круто падающий в южном направлении узкий линейный магматический очаг с шириной ~5 км, который подстилается линейным вертикальным каналом (третья область), проникающим в верхнюю мантию. По профилю северо-восточного простираения, пройденному вдоль Баксанского ущелья, на глубинах 17–40 км н.у.м. южнее г. Тырнауз обнаружена линейная круто погружающаяся в северном направлении низкоскоростная аномалия, интерпретируемая как древний вулканический аппарат, сопоставимый по размерам с Эльбрусским, каналы которого сейчас существенно более холодные [Рогожин и др., 2018]. Согласно данным микросейсмического зондирования, выполненного другой группой исследователей [Лиходеев и др., 2017] по профилю, совпадающему с частью вышеописанного – от скал Пастухова по южному склону Эльбруса и далее вниз по Баксанскому ущелью до с. Тегенекли – кровля и подошва периферической магматической камеры находятся на глубине около 2,5 км и 8 км н.у.м., соответственно. На основании температурных измерений

в 180-ти метровой скважине, пробуренной на западной вершине Эльбруса на высоте 5115 м в области питания ледников Большой Азау и Кукуртли [Лиходеев, Михаленко, 2012], и данных о положении кровли магматической камеры на глубине 2,5 км н.у.м. температура последней должна составлять ~ 1150 °С [Лиходеев и др., 2017]. Температура магмы в периферической магматической камере по петрологическим и косвенным геофизическим показателям оценивалась в 1100–1170 °С [Пурига и др., 2001], > 1250 °С [Авдулов, 1962]. В то же время глубина расположения магматической камеры и глубинного магматического очага в районе вулкана Эльрус на основании анализа поля тектонической раздробленности геологической среды по областям аномально пониженных значений данного поля устанавливалась на глубинах 0,5–7,5 км и 20–40 км н.у.м., соответственно [Мониторинг..., 2001; Собисевич, 2012 и др.].

С периферическими магматическими камерами связана повышенная плотность теплового потока в районе Эльбруса, равная в среднем 2 Вт/м^2 [Масуренков, 1971], а в верхней части вулканической постройки составляющая $2,25 \text{ Вт/м}^2$ [Лиходеев и др., 2017], что на порядок выше фонового значения для других районов центральной части Большого Кавказа.

На земной поверхности магматические камеры отражены в виде устойчивых тепловых аномалий, выявленных в результате обработки данных ночного дистанционного теплового зондирования со спутников NOAA [Гурбанов и др., 2007; 2013]. В районе выявленных тепловых аномалий рядом исследователей фиксировались следующие признаки дегазации расплава: периодически проявляющаяся фумарольная деятельность, сопровождающаяся выделением сернистого газа и локальным таянием снежно-ледового покрова [Масуренков, 1961; Масуренков и др., 1965; Гурбанов и др., 2007; Гурбанов и др., 2013]; аэрозольные «облака» и потоки водорода [Алексеев и др., 2009]; «столбы» ярко-белого свечения [Гурбанов и др., 2011; 2013]. В связи с возможной активизацией Эльбруса А.Г. Гурбановым с коллегами [2013] была разработана программа комплексного мониторинга с отслеживанием и анализом признаков вулканической опасности для Эльбрусского вулканического центра.

В связи с установленным Е.А. Рогожиным с коллегами отсутствием синфазности в активизациях вулканизма Эльбруса и сейсмичности в течение последних 7 тыс. лет, объясняемым периодической сменой обстановки сжатия–растяжения в литосфере в районе ЭВО, и нахождением в настоящее время Эльбруса в фазе глубокого сейсмического затишья можно предположить, что сейчас он находится в стадии подготовки извержения [Рогожин и др., 2018].

Как видно, при достаточно немалом объеме проведенных тематических работ по изучению проявлений новейшего вулканизма ЭВО в настоящий момент в отношении ряда его

аспектов существуют разные точки зрения, например, касательно возраста вулканитов, наличия в геологической истории развития вулкана Эльбрус кальдерной стадии, происхождения материнских магм и т.д. Одним из таких дискуссионных вопросов является возраст и генезис кремнекислых вулканитов, относимых разными исследователями к туфам, туфолавам, лавам или игнимбрикам.

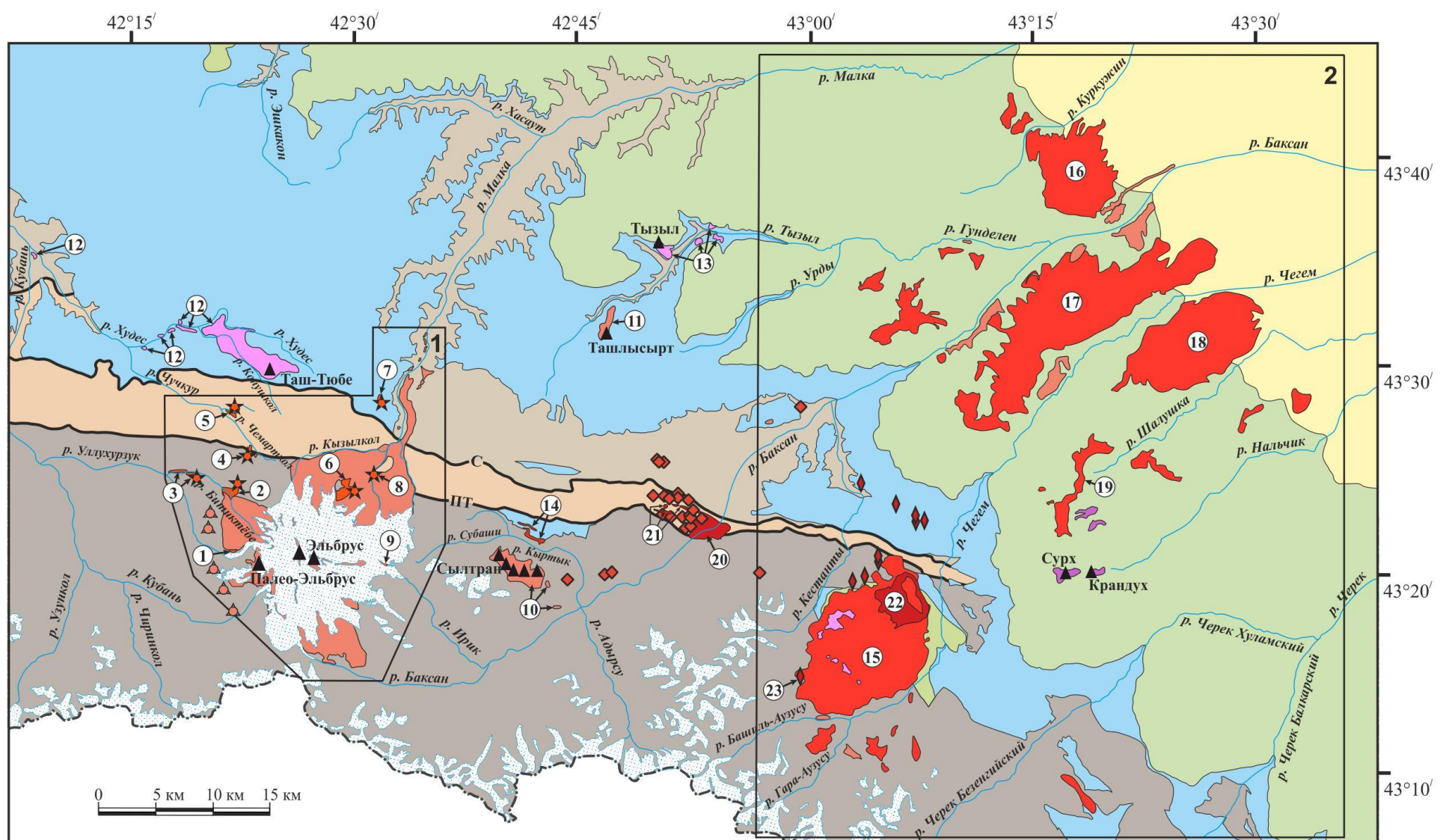
1.3. Предшествующие представления о геологической позиции кислых вулканитов туфового и игнимбрикового облика и проблема игнимбриков

Кремнекислые вулканиты ЭВО туфового и игнимбрикового облика, являющиеся основным объектом изучения в настоящей работе, характеризуются обломочной структурой, массивной, эвтакситовой, прерывисто-линзовидной или же фьямме-текстурой и относятся разными исследователями к туфам, туфолавам, лавам или игнимбрикам. Относительно геологической позиции и генезиса кремнекислых вулканитов, расположенных по периферии вулкана Эльбрус (рис. 1), существует несколько различных точек зрения:

1) Все тела вулканитов являются останцами покрова игнимбриков, образовавшегося в конце позднего плиоцена – начале плейстоцена в результате эксплозивных извержений из многочисленных трещин [Масуренков и др., 1965]. С учетом того, что в СССР официальная граница между неогеновой и четвертичной системами проводилась на уровне 0,7 млн. лет [Алексеев и др., 1997], в настоящий момент указанное время соответствует концу эоплейстоцена – началу неоплейстоцена.

2) Вулканиты, слагающие г. Тузлук, гребневидное тело в правом борту р. Бирджалысу, узкую скальную гряду у перевала Ирикчат и нижнюю часть разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку, являются продуктами четырех позднеплиоценовых автономных центров извержений. Вулканиты, расположенные в долине р. Чучкур, в долине р. Чемарткол, в долине р. Битиктёбе, в долине р. Кукуртли и слагающие верхнюю часть разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку, являются продуктами пяти поздненеоплейстоценовых автономных центров извержений. Продукты всех этих разновозрастных центров извержений являются кислыми эффузивными породами – риолитами, риодацитами и дацитами, в том числе туфолавами или лавовыми игнимбриками [Короновский, 1968; Короновский, 1983б; Короновский, Дёмина, 2007].

3) Все эти вулканиты являются игнимбриками и ассоциирующимися с ними туфами раннего этапа кальдерного цикла вулкана Эльбрус, прошедшего в начале среднего неоплейстоцена [Богатиков и др., 1998б; Gurbanov et al., 2004; Природные..., 2004]. Относимые к кальдерному комплексу вулканиты В.М. Газеевым были расчленены на две разновозрастные



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Четвертичные вулканогенные и магматические образования:

- а** Кислые вулканы туфовой и игнимбритового облика (**а** - выходы вулканитов, **б** - центры извержений, в том числе: **1** - у ледника Кукуртли, **2** - в среднем течении р. Битиктёбе, **3** - в нижнем течении р. Битиктёбе, **4** - в долине р. Чемарткол, **5** - в долине р. Чучкур, **6** - восточнее ледника Уллумалиендерку, **7** - г. Тузлук, **8** - в долине р. Бирджалысу, **9** - у перевала Ирикчат)
- а** Вулканогенные образования кислого состава (**а** - выходы вулканитов, **б** - жерловые тела и неки, не выражающиеся в масштабе карты, в том числе: **10** - дациты вулканов Кыртык-Сылтранского водораздела, **11** - дациты вулкана Ташлысырт)
- а** Вулканы среднего состава (**12** - андезидацииты, андезиты, трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе, **13** - трахиандезибаазальты, трахиандезиты вулкана Тызыл)
- а** Малые интрузии гранит-порфиров (**14** - пластовая интрузия «Кыртыкский лакколит»)
- а** Некки, дайки риолитов и остатки вулканических аппаратов (риолиты, риодациты), не выражающиеся в масштабе карты

Плиоценовые вулканогенные и магматические образования:

- а** Кислые вулканы туфовой и игнимбритового облика (**15** - Верхнечегемская вулcano-тектоническая депрессия, **16-19** - останцы толщи вулканитов в Нижнечегемском нагорье, в том числе: **16** - Баксан-Куркужинский, **17** - Чегем-Баксанский, **18** - Чегем-Шалушкинский, **19** - Баштюз)
- а** Вулканы среднего состава (андезибаазальты вулканов Сурх и Крандух)
- а** Гранитоиды (**20** - массив эльджуртинских гранитов, **21** - малые интрузии лейкократовых планигранитов, **22** - гранодиорит-порфиры массива Джунгусу)
- а** Дайки риолитов и риодацитов, не выражающиеся в масштабе карты (в том числе: **23** - дайка Сырынсу - подводный канал для верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

- а** Баксанская моноклинал Черноресско-Кабардинского прогиба, входящего в систему Предкавказских краевых прогибов

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа:

- а** Зона моноклинали Центрального Кавказа

Складчато-глыбовое поднятие Центрального Кавказа:

- а** Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости
- а** Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий
- а** Поднятие Передового хребта
- а** Поднятие Главного хребта
- а** Структурные швы (разломы: **ПТ** - Пшекиш-Тырныаузский, **С** - Северный)

- а** Вулканы

- а** Ледники

- а** Граница Российской Федерации

- а** Контуры карт-врезок:
1 - «Геологическая карта вулкана Эльбрус»,
2 - «Геологическая карта Верхне- и Нижнечегемского вулканических районов»

Рис. 1. Схема проявлений плиоцен-четвертичного магматизма в пределах Эльбрусской вулканической области (составлена по данным [Короновский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Пурига и др., 2001; Письменный и др., 2001; Лебедев и др., 2010а; 2011а; Государственная..., 2011б; 2013а; Емжуев и др., 2014] с изменениями автора)

толщи – первую, характеризующуюся риодацитовым составом (г. Тузлук, гребневидное тело в правом борту р. Бирджалысу и нижняя часть разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку) и вторую, характеризующуюся дацитовым составом (верхняя часть разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку, а также вулканиты, расположенные у перевала Ирикчат и в долинах рек Чучкур, Чемарткол, Битиктёбе, Кукуртли) [Газеев, 2003].

Все эти образования также интерпретировались как продукты докальдерной фазы активности вулкана Эльбрус, пространственно связанные с так называемым Кюкюртлинским центром, проявлявшим активность во второй половине среднего неоплейстоцена [Пурига и др., 2001]. На ГКК-200/2 (лист К-38-I,VII) позиция вулканитов отражена с учетом данного представления [Государственная..., 2013a].

4) Небольшие разобщенные выходы риодацитовых вулканитов в Северном Приэльбрусье и на восточном склоне Эльбруса (вулканиты, слагающие г. Тузлук, гребневидное тело в правом борту р. Бирджалысу, узкую скальную гряду у перевала Ирикчат и нижнюю часть разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку) считаются останцами единого пирокластического потока, образованного в позднем плиоцене в результате извержения из одного или нескольких небольших аппаратов, находившихся предположительно в районе перевала Ирикчат. Все расположенные в Западном Приэльбрусье вулканиты, характеризующиеся менее кислым риодацитовым и дацитовым составом, сформировались в раннем неоплейстоцене. Вулканиты, расположенные в долине р. Чучкур и в долине р. Чемарткол, были образованы в результате извержений из автономных вулканических аппаратов и являются останцами игнимбритового и туфового покровов соответственно. Вулканиты долин рек Битиктёбе, Кукуртли, а также верхней части разреза достаточно обширного выхода, расположенного восточнее ледника Уллумалиендерку, являются останцами пирокластических покровов первой стадии активности Палео-Эльбруса – вулкана, проявлявшего активность до формирования современной вулканической постройки Эльбруса [Лебедев и др., 2011a; Чернышев и др., 2011; 2014].

Относительно геологической позиции и генезиса верхнеплиоценовых кремнекислых вулканитов туфового и игнимбритового облика, занимающих достаточно большие площади в ВЧ и НЧ вулканических районах (см. рис. 1), также существуют различные точки зрения:

1) ВЧ и НЧ вулканиты являются спекшимися туфами (игнимбритами). НЧ спекшиеся туфы образовались в результате отложения субаэрально перенесенного пирокластического материала, возникшего при мощных взрывных извержениях в ВЧ кальдере [Лятифова, 1993; Новейший..., 2005, с. 346–347; Типы..., 2006, с. 285–292; Lipman et al., 1993; Gazis et al., 1995].

2) Покров вулканитов НЧ нагорья был образован в результате извержений из автономных центров, и слагающие его породы не являются продуктами извержений, происходивших в ВЧ районе. Касательно происхождения толщ вулканитов высказываются следующие мнения: а) основная часть толщи, слагающей ВЧ вулcano-тектоническую депрессию (мощностью не менее 1,5 км в ее осевой части), и НЧ покров вулканитов имеют пирокластический генезис и являются в различной степени спекшимися игнимбритами [Масуренков, 1961]; б) основная часть толщи, слагающей ВЧ вулcano-тектоническую депрессию, была образована в результате излияния пенистой, подвижной лавы, которая распространялась в виде эмульсии [Седенко, 1962; Милановский, Короновский, 1973; Короновский, 1976б]; НЧ покров имеет пирокластическую природу и слагающие его породы являются туфами и игнимбритами [Милановский, Короновский, 1969; 1973]. Позже было отмечено, что пирокластическим генезисом обладает не весь покров НЧ вулканитов, часть «единиц» покрова обладает лавовым генезисом [Короновский, 1983б].

Проблема с установлением геологической позиции упомянутых объектов и генезиса слагающих их пород связана с терминологической неоднозначностью в отношении понятий «фьямме» и «игнимбрит». Термин «игнимбрит» (от лат. *ignis* – огонь, *imber* – ливень) был введен в 1932 г. П. Маршаллом, изучавшим вулканиты о. Северный архипелага Новая Зеландия. Им было предложено давать такое название вулканокластическим породам с обломочной структурой и туфоподобной, этакситовой или прерывисто-линзовидной текстурой. П. Маршалл полагал, что данные породы образуются в результате описанных Феннером извержений «раскаленных туч катмайского типа» и представляют собой «индуцированный туф, состоящий из кристалло- и литокластов, которые находятся в матриксе из обломков стекла; последние обычно спекаются, и в некоторых случаях спекание может быть настолько интенсивным, что первичная пепловая структура может быть утрачена» [Marshall, 1932; 1935].

Однако поскольку за исторический период (в том числе до настоящего времени) не представилась возможность наблюдать извержение, в результате которого были образованы породы с данными структурно-текстурными особенностями [Малеев, 1977; Короновский, 1983а; Березнер, Скрипко, 2017 и др.], практически сразу же стали появляться альтернативные точки зрения относительно их генезиса. Л.И. Гранж, изучавший тот же петротип игнимбритов в Новой Зеландии, развивал гипотезу об их образовании из лавового потока в обычном понимании [Grange, 1934; 1937]. Позже А. Стейнером происхождение тех же игнимбритов о. Северный было связано с застыванием обладающего специфическими свойствами расплава, претерпевшего во время излияния на поверхность разделение (ликвацию) на две несмешивающиеся жидкости [Steiner, 1960]. «Витрокласты» и окружающий их девитрифицированный мезостази́с трактовались им как два стекла, характеризующихся,

вероятно, разным составом. А. Стейнером также было предложено использовать термин «игнимбрит» как описательный, а не генетический. Но при этом им подчеркивалось, что игнимбриты имеют только ликвационный генезис, а для всех пород, макроскопически похожих на игнимбриты, но не обладающих структурами, подобными витрокластическим, следует употреблять термин «псевдоигнимбрит» [Steiner, 1960]. Гипотезу лавового происхождения игнимбритов в широком смысле поддерживал и продолжает поддерживать ряд исследователей [Иншин, Иншина, 1966; Маракушев, Яковлева, 1975; Попов, 1977; Яковлева, 1979; Шарфман и др., 2005; Курчавов, 2009 и др.]. Некоторые исследователи полагают, что породы, характеризующиеся обломочной структурой и эвтакситовой, прерывисто-линзовидной или фьямме-текстурой, могут иметь как пирокластический, так и лавовый генезис [Петров, 1957; Ray, 1960; Короновский, 1976а; 1983а].

Однако в середине 70-х гг. в работах Р.С. Спаркса, Л. Вилсона, Р.В. Фишера и др. [Sparks, Wilson, 1976; Sparks et al., 1978; Fisher, 1979] была разработана концепция, принятая впоследствии большинством зарубежных, а затем и отечественных исследователей: игнимбриты стали рассматриваться как результат больших эксплозивных извержений, во время которых происходит гравитационный коллапс перегруженной материалом эруптивной колонны. В настоящий момент согласно зарубежным исследователям термин «игнимбрит» обозначает отложения пирокластических потоков высокой плотности, которые образуются вследствие коллапса высокой эруптивной колонны, либо немедленного обрушения плотной нестабильной, низкой «кипящей» колонны, либо обрушения вершины стратовулкана/вулканического купола, либо направленного взрыва [Dufek et al., 2015]. Игнимбритами называются отложения современных пирокластических потоков; считается, что древние толщи, характеризующиеся определенными чертами строения разреза [Sparks et al., 1973] и имеющие в своем составе породы с обломочной структурой и эвтакситовой, прерывисто-линзовидной или фьямме-текстурой, имеют тот же генезис. Предполагается, что спекание может происходить благодаря механическому вытеснению находящегося в интерстициях газа в результате уплотнения отложений под собственным весом и/или растворению летучих в витрокластах и сжатию газа [Sparks et al., 1999]. В обломках стекла и пемзы может растворяться находившаяся в газовой фазе вода, что приводит к уменьшению вязкости стекла и спеканию даже игнимбритов небольшой мощности. Допускается, что в отложениях пирокластических потоков большой мощности, например, в основании игнимбритов мощностью около 200 м, помимо воды в стекле могут растворяться и плохо растворимые атмосферные газы [Sparks et al., 1999].

На сегодняшний день большая часть отечественных исследователей разделяет точку зрения зарубежных специалистов. Хотя в геологическом словаре и указано, что «в отношении

генезиса игнимбритов существует много точек зрения, что, возможно, свидетельствует о наличии широкого спектра переходов между лавами и туфами и объясняет появление термина туфолава для пород смешанного генезиса или облика», игнимбриом согласно словарю является «вулканокластическая порода, образовавшаяся в результате извержения пирокластического материала в виде высокотемпературных пепловых потоков и палящих туч и последующего спекания осевших обломков», при этом и в петрографическом, и в геологическом значениях термина идет указание на пирокластический генезис пород [Геологический..., 2010, стр. 394]. В Петрографическом кодексе России игнимбриты также отнесены к группе пирокластических пород [Петрографический..., 2008].

Термин «фьямме» (от итал. *fiamma* – пламя) в настоящее время имеет генетическую коннотацию. Фьямме называются вытянутые параллельно напластованию *игнимбритов* стекловатые, обычно более темные, чем основная масса, включения, имеющие форму линз с пламенивидными расщепленными («растрепанными») концами. Их образование связывают с расплавлением и расплющиванием грубых обломков пемзы, а также с переплавлением гомеогенных и ксеногенных включений или сплавлением мелких обломков стекла [Геологический..., 2012, стр. 339–340; Sparks et al., 1973; Brown, Andrews, 2015 и др.]. Породы, содержащие вкрапленники оскольчатой формы и пламенивидные включения стекловатого темного материала, некоторыми исследователями относятся к игнимбрикам, то есть к отложениям пирокластических потоков в современном толковании данного термина.

Тем не менее, одним из главных аргументов в пользу, по крайней мере, не единственно возможного пирокластического генезиса данных пород является существование геологических тел рвущего залегания, сложенных породами игнимбритового облика – даек, экструзивных и слепых тел, явно не являющихся подводящими каналами для покровных образований. Также установлено, что и в пирокластических, и в эффузивных породах могут одновременно содержаться идиоморфные и оскольчатые вкрапленники [Короновский и др., 1978; Allen, McPhie, 2003; Simões et al., 2014 и др.]; а удлиненные пламенивидные линзы – фьямме – могут содержаться в спекшихся пирокластических отложениях, во вторично сваренных пемзовых фациях, диагенетически измененных и уплотненных несваренных пемзах, вулканокластических фациях и лавах, и могут быть образованы различными способами [Короновский, 1976а; Bull, McPhie, 2007]. В работах [Иншин, Иншина, 1966; Попов, 1977] сообщается, что пепловидная структура основной массы наблюдается в породах, слагающих субвулканические тела и приконтактовые зоны слепых тел. Таким образом, оскольчатый облик минералов, пепловидная структура основной массы и наличие пламенивидных темных стекловатых линз в породе совсем не обязательно свидетельствуют о ее принадлежности к игнимбрикам в их современном понимании.

Сейчас происходит процесс теоретического обоснования гипотезы, пытающейся объяснить генезис пород конгломератового, лавобрекчиевого, игнимбритового и туфового облика, залегающих в форме интрузивных даек, силлов, линзообразных залежей, грибо-, трубо- и штокообразных тел. Их образование связывают со скрытыми эндогенными эксплозиями, которые происходят в «текучих» средах – флюидизированной магме или флюиде – чаще всего в гипабиссальных и приповерхностных зонах земной коры в благоприятной тектонической обстановке [Эндогенные..., 2018].

Л.В. Махлаев и И.И. Голубева полагали, что особенности строения этих образований, называемых ими магматогенными флюидизатами, обусловлены переносом глубинного магматогенного материала не в форме расплава, а в форме газовой суспензии [Махлаев, Голубева, 2001; Голубева, 2003 и др.]. Поскольку пирокластический поток представляет собой твердо-газовую или расплавно-твёрдо-газовую взвесь, игнимбриты также относились ими к магматогенным флюидизатам. Гипотеза образования игнимбритов за счет флюидизации, то есть процесса псевдооживления, была впервые выдвинута Д. Рейнолдс [Reynolds, 1954; 1956], однако впоследствии А. Стейнером было замечено, что гипотеза флюидизации является новым названием известного эруптивного процесса, то есть представления о пирокластических потоках.

В методических рекомендациях [Эндогенные..., 2018] флюидолиты противопоставляются продуктам эксплозивных извержений вулкана, поскольку согласно имеющимся представлениям к их образованию приводят не эксплозивные процессы, происходящие в вулканическом канале при взрывном отделении газовой составляющей из поднимающейся к поверхности магмы, а происходящие внутри земной коры скрытые эксплозии. В отдельных случаях эти явления протекают в среде, в которой силикатная фаза отчетливо подчинена флюидной и не оказывает значительного влияния на процессы образования пород.

Отнесение пород к флюидолитам в общем виде и магматогенно-флюидогенным/флюидогенным брекчиям в частности производится по соотношению этих пород с вмещающей средой и при наличии характерных петрографических и геохимических особенностей, указанных в Петрографическом кодексе России [Петрографический..., 2008, стр. 198–201], методических рекомендациях [Эндогенные..., 2018] и ранее описанных в работе [Голубева, 2003].

В настоящей работе для предотвращения терминологической путаницы к игнимбритам согласно современному толкованию этого термина будут относиться образования, для которых будет установлен их пирокластический генезис в результате отложения и дальнейшего спекания материала пирокластического потока. Этот факт должен быть установлен не только на основании наличия оскольчатого облика минералов, пепловидной структуры основной массы,

стекловатых пламенивидных линз на макро- и микроуровне, но и на основании формы залегания слагаемых породой геологических тел, особенностей строения разреза, характера вертикальной и горизонтальной зональности отложений. Поскольку резко вытянутые стекловатые линзы – фьямме – могут быть образованы различными способами и могут присутствовать не только в спекшихся отложениях пирокластических потоков, автор настоящей работы разделяет точку зрения о том, что термин «фьямме» лучше использовать в качестве описательного независимо от происхождения текстуры [Bull, McPhie, 2007]. Поэтому в случае наличия в породе резко вытянутых пламенивидных стекловатых включений для описания текстуры будет использоваться термин «фьямме-текстура», поскольку он не несет в себе генетической коннотации, в отличие от терминов «псевдофлюидальная», «игнимбритовая», «псевдоигнимбритовая» текстура.

Раздел 2. Методы исследований

2.1. Геолого-геоморфологический метод

В настоящее время имеется целый ряд работ, посвященных определению изотопного возраста магматических образований ЭВО при помощи разных методов – K-Ar, ^{14}C , Rb-Sr, U-Pb, Ar-Ar, $\text{Io}/^{234}\text{U}$ а также метода электронного парамагнитного резонанса по пороодообразующему кварцу (Q-ЭПР). Наиболее полными являются схемы эволюции вулканизма Эльбрусского района, построенные на основании результатов K-Ar датирования, выполненного сотрудниками лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН [Лебедев и др., 2004; 2006; 2010а; 2010б; 2011а; 2011б; Чернышев и др., 2002; 2010, 2011; и др.], и Q-ЭПР датирования. Данные последнего в совокупности с геоморфологической схемой Е.М. Щербаковой были положены в основу выделения фаз при создании на основе изучения вулкана Эльбрус эталона неоген-четвертичного магматического комплекса [Пурига и др., 2001] и при составлении ГГК-200/2 (лист К-38-I,VII) [Государственная..., 2013а].

В настоящей работе относительный возраст вулканитов ЭВО определялся на основании результатов анализа взаимоотношений вулканических образований и континентальных отложений иных генетических типов с разновозрастными элементами рельефа, а именно – с денудационными поверхностями выравнивания, троговыми и речными долинами. Определенный таким методом возраст впоследствии сопоставлялся с данными изотопного датирования, полученными другими исследователями. Зная геоморфологические особенности ЭВО, ее неотектоническое развитие, строение речных террас и состав аллювия, можно довольно уверенно определять возраст вулканогенных пород, связанных с различными элементами рельефа. Этим вопросам посвящено большое количество работ, из которых наиболее исчерпывающими являются труды Ю.П. Масуренкова [1961],

Е.Е. Милановского [Милановский, 1966; 1968; Milanovsky, 2008], Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1960; 1969; 1973], Н.В. Короновского [1968; 2016].

В ряде случаев вулканиты ЭВО залегают на денудационных поверхностях выравнивания, образование которых происходило во время замедления восходящих тектонических движений в пределах БК.

Наиболее высокое гипсометрическое положение в районе исследований занимают реликты образованной на палеозойских гранитах древней коры выветривания мощностью 10–15 м, сохранившиеся на восточном склоне Эльбруса у перевала Ирикчат на высоте свыше 3700 м над уровнем моря. Относительно времени образования данной коры выветривания высказывались различные предположения. По мнению одних исследователей она, вероятнее всего, имеет средне-позднемиоценовый домэотический [Короновский, 1968] или позднемиоценовый [Милановский, Короновский, 1973] возраст; по мнению других исследователей – постсреднечетвертичный, так как согласно развиваемым ими представлениям в районе центрального Кавказа отсутствуют реликты рельефа древнее верхнечетвертичного [Растворова, 1963; Щербакова, 1965]. Состав грубообломочных прибрежно-морских и континентальных отложений верхнего миоцена, распространенных в Западном, Центральном и Восточном Предкавказье, свидетельствует о постмэотическом времени образования коры выветривания, обоснование чего будет изложено в пункте 3.1.3.

Реликты более молодых поверхностей выравнивания – акчагыльской и апшеронской – сохранились довольно хорошо и выделяются большей частью исследователей. Первая была образована в результате замедления темпа поднятий в области БК и выравнивания в значительной степени горного рельефа во время акчагыльской трансгрессии – наиболее мощной из новейших трансгрессий Каспия [Сафронов, 1969]. В высокогорной части (Главный и Передовой хребет) акчагыльская поверхность выравнивания прослеживаются в виде одновысотных гребней на высотах от 2000–2500 м до 3000–3500 м. Развита в пределах расположенной севернее Передового хребта Северо-Юрской депрессии акчагыльская денудационная поверхность выравнивания протягивается от р. Белой на западе до р. Аргун на востоке [Гаджиева, 2014]. В наиболее приподнятой части Лабино-Малкинской зоны в междуречье Кубани и Малки она представляет собой поверхность Бечасынского плато с максимальными высотами до 2300–2500 м над уровнем моря. Плато расчленено речными долинами глубиной до 900–1200 м. Севернее прослеживаются структурно-денудационные плато куэст Скалистого и Пастбищного хребтов [Государственная..., 2013б], максимальные высоты которых в наиболее приподнятой части Лабино-Малкинской зоны достигают 2829 м и 1542 м соответственно [Доценко, 2016].

Формирование апшеронской поверхности выравнивания совпадало со временем максимального развития апшеронской трансгрессии [Сафронов, 1969]. Данная поверхность выравнивания представлена слабо всхолмленными участками междуречий межуэстовых депрессий и более низким уровнем междуречий Северо-Юрской депрессии. В северо-восточном Приэльбрусье, в верховьях р. Малки, к ней могут быть отнесены пологие склоны речных долин, намечающие начальную стадию глубокого расчленения Бечасынского плато. В высокогорной области центральной части БК апшеронский уровень намечается уплощениями склонов речных долин на относительной высоте от 600–700 м в бассейне р. Кубань до 800–900 м в бассейне р. Терек [Гаджиева, 2014].

Существенная роль в определении относительного возраста вулканогенных образований принадлежит их корреляции с гляциальными отложениями и взаимоотношению с троговыми долинами.

Оледенения Кавказа многие отечественные геологи и геоморфологи сопоставляли с оледенениями Альп, хотя древние ледники на обоих склонах БК во время максимумов их продвижения не выходили на предгорные равнины, в отличие от альпийских [Milanovsky, 2008].

Формально хронологические рамки альпийских четвертичных оледенений и их стадий соотносят с морскими изотопными стадиями (МИС) по [Bassinot, 1994]. Между реликтами троговых долин и ледниковых отложений древних четвертичных оледенений Бибер и Дунай в альпийском регионе нет очевидной корреляции, однако существует предположение, что оледенение Бибер соответствует МИС 100 и 98 (с пиками 2,52 и 2,48 млн. лет), Дунай – МИС 22 (880–870 тыс. лет) [Van Couvering, 2013]. Оледенение Гюнц сопоставляют с МИС 16 (659–621 тыс. лет); **Миндель-1** – с МИС 12 (474–427 тыс. лет); Миндель-2 – с МИС 10 (364–334 тыс. лет); Рисс-1 – с МИС 8 (301–243 тыс. лет); **Рисс-2** – с МИС 6 (191–126 тыс. лет); стадии максимального наступания во время оледенения Вюрм – с МИС 4 (71–57 тыс. лет) и МИС 2 (29–11,7 тыс. лет) (жирным шрифтом выделены стадии максимального наступания ледников) [Van Husen, 2000; Van Husen, Reitner, 2011; Pillans, Gibbard, 2012]. К настоящему времени с некоторыми допущениями восстановлена история событий последней ледниковой эпохи Вюрм в Альпах. Во время данной эпохи, начавшейся около 110 тыс. лет назад, ледники расширялись и отступали в долинах Альп не менее десятка раз. Установлено, что максимальное увеличение площади ледового покрова и наступание горно-долинных ледников происходило во время стадий Вюрм-2 (71–59 тыс. лет) и Вюрм-3 (34–17 тыс. лет), с 17 тыс. лет началась быстрая деградация ледников. Достижение ледников своего максимума в Вюрме-3 происходило асинхронно: часть ледников достигла своего максимума к 27 тыс. лет, другая – к 21 тыс. лет [Seguinot et al., 2018]. Таким образом, выявляется некоторое несоответствие временных рамок

стадии Вюрм-3 с традиционно соотносимой с ней МИС 2 (29–11,7 тыс. лет). Подобная асинхронность с МИС, вероятно, имеет место быть и в случае с более древними ледниковыми событиями Альп. В настоящей работе приведенная схема хронологии альпийских допоздненеоплейстоценовых ледниковых эпох и их стадий применяется в качестве рабочей.

Согласно существующим представлениям о принадлежности сохранившихся в единичных высокогорных местах гляциальных отложений к древним оледенениям БК, хронология последних выглядит следующим образом.

К гляциальным отложениям самого древнего оледенения БК Е.Е. Милановский относил грубообломочную толщу 20-ти метровой мощности, залегающую на восточном склоне вулкана Эльбрус у перевала Ирикчат на высоте свыше 3700 м на упомянутой выше коре выветривания и относимую им к морене, имеющей возраст 3,0–3,5 млн. лет. Данное оледенение было названо эльбрусским, и, по мнению Е.Е. Милановского, оно могло быть соотнесено с первым оледенением в Исландии [Milanovsky, 2008]. По мнению других исследователей, отнесение этих отложений к древней морене весьма условно, с чем согласен и автор настоящей работы, о чем говорится в пункте 3.1.3.

К гляциальным отложениям более молодого оледенения, считающегося полупокровным и названного чегемским, относится морена 50-ти метровой мощности, сохранившаяся в ВЧ вулcano-тектонической депрессии на абсолютной высоте около 3500 м. Данная морена с небольшим несогласием и размывом залегает на кислых вулканитах и также с размывом перекрывается андезитами. Согласно существующему мнению о том, что в пределах БК все сохранившиеся ледниковые отложения представляют собой морены двух фаз последнего и предпоследнего оледенений, а морены более древних оледенений были уничтожены эрозией [Письменный и др., 2001; Государственная..., 2011a], данная морена была отнесена к предпоследнему оледенению, и ее возраст был условно определен как средненеоплейстоценовый [Письменный и др., 2001]. Однако, по мнению Е.Е. Милановского [Milanovsky, 2008], возраст чегемского оледенения не сильно отличен от возраста залегающих под мореной кислых вулканитов – $2,82 \pm 0,03$; $2,82 \pm 0,02$ млн. лет [Lipman et al., 1993; Gazis et al., 1995], и может соответствовать интервалу 2,8–2,5 млн. лет, что является хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Бибер.

В последующем оледенении, называемом эльтюбинским, предположительно выделяются две фазы наступания ледников, и согласно приведенной выше рабочей альпийской схеме, а также разработанной Е.Е. Милановским кавказской схемы, фаза Эльтюбю-1 вероятнее всего является хронологическим эквивалентом оледенения Гюнц, фаза Эльтюбю-2 – эквивалентом оледенения Миндель-1. Днища трогов данного оледенения располагаются на высотах

400–700 м относительно днищ современных речных долин [Milanovsky, 2008; Короновский, 2016].

Наиболее хорошо на БК сохранились следы в виде реликтов троговых долин и гляциальные отложения средне- и позднеплейстоценового оледенений – терского и безенгийского, являющихся аналогами рисского и вюрмского оледенений соответственно. Установлено, что первое из них наиболее вероятно, а второе – несомненно, были выражены двумя крупными самостоятельными фазами наступания ледников. Реликты троговых долин терского оледенения располагаются на относительных высотах 200–350 м над днищами современных речных долин [Milanovsky, 2008; Короновский, 2016].

Троги безенгийского оледенения хорошо выражены по всем речным долинам, спускающимся к северу: по Кубани, Малке, Баксану, Чегему, Черему и их притокам. Относительные высоты днищ трогов первой фазы наступания ледников близки к уровню русел современных долин (от 50–70 до 0 м), а для крупных троговых долин характерно переуглубление, достигающее иногда 100–250 м. Отступление ледников последней фазы безенгийского оледенения, называемой бюллем, осложнялось рядом осцилляций, фиксируемых серией (до 7–8) стадиальных морен [Милановский, 1968].

Современные ледники представляют собой остатки ледников последнего безенгийского оледенения, однако в середине XIX века происходило их кратковременное наступание [Тушинский, 1958].

К востоку от меридиана Эльбруса средняя высота горных пиков Главного хребта составляет 4,5 км, а к западу от него – 3,5 км, однако влияние неотектонических движений на относительное положение поверхностей выравнивания и плеч троговых долин в Западном Приэльбрусье пока не установлено [Короновский, 2016]. Несомненно, на БК можно установить возраст не всех элементов рельефа, часть возрастов элементов рельефа и четвертичных континентальных отложений принята условно. Однако в некоторых местах их возраст определяется достаточно уверенно, и в том случае, если с ними взаимосвязаны вулканогенные образования, относительный возраст последних будет определен с достаточной степенью достоверности.

2.2. Петрографические исследования

Микроскопическое изучение пород в шлифах было выполнено на кафедре петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова при помощи поляризационных микроскопов Opton и ПОЛАМ Р-211, а также на кафедре минералогии при помощи микроскопа Axioplan Zeiss. Результаты микроскопических исследований приведены в подразделах 3.2 и 4.2 в виде групповых описаний

разновидностей пород. При петрографических исследованиях особое внимание уделялось изучению структурно-текстурных особенностей пород в целом и основной массы в частности.

Электронно-микроскопические исследования производились в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра Inca Energy-350 и волнового дифракционного спектрометра Inca Wave-500. Аналитики – В.О. Япаскерт, Н.Н. Коротаева, Е.В. Гусева. Для микроанализа использовались прозрачно-полированные шлифы под углеродным напылением толщиной около 25 нм. Измерение составов алюмосиликатных стекол, основной массы, главных породообразующих и второстепенных минералов производилось энергодисперсионным методом при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного зонда 10 нА. Время накопления спектра составляло 120 сек. Состав основной массы измерялся по площади, размер которой достигал $0,019 \text{ мм}^2$, в среднем составлял $0,013 \text{ мм}^2$. Аналитическая неопределенность при содержании элемента в количестве от 1 до 5% составляет 10 относ.%, от 5 до 10% – 5 относ.%, свыше 10% – 2 относ.%. Содержание фтора на волновом спектрометре было измерено в биотитах из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе, риодацитах ВЧ депрессии и Башильского вала. Расчет составов выполнен с помощью программы INCA. Для энергодисперсионного анализа использовались калибровки системы оптимизации и стандартизации для пироксенов (биотиты, пироксены) и плагиоклазов (стекла, основная масса, все остальные минералы). Расчет кристаллохимических формул и минералов исследованных минералов выполнен с помощью программного продукта PetroExplorer v.3.2.

2.3. Кластерный анализ

Результаты определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы вулканитов ВЧ и НЧ районов, полученных при помощи сканирующей электронной микроскопии, были проанализированы методами многомерного статистического анализа, входящими в модуль «Кластерный анализ» пакета прикладных программ «Statistica». Кластерный анализ проводился с целью решения вопроса: «Может ли быть проведена методами кластерных алгоритмов таксономия алюмосиликатных стекол и основной массы вулканитов, включенных в анализ, и организуются ли наблюдаемые данные в наглядные структуры»? Другими словами, формируют ли они «естественные» однородные группы или кластеры, которые могут быть осмыслены?

Кластерный анализ проводился агломеративными методами иерархического объединения кластеров или методами древовидной кластеризации: методом одиночной связи (методом

ближайшего соседа), методом полной связи (методом наиболее удаленных соседей), методами взвешенного и невзвешенного попарного среднего и методом Варда.

Для вычисления расстояний (удаленности) между объектами (результатами определений химического состава) при формировании кластеров использовалось евклидово расстояние, являющееся наиболее общим и самым популярным типом расстояния, применяемым в кластерном анализе для массивов объектов, переменные которых представлены численными значениями, достаточно однородными по своему физическому смыслу, а размерность признакового пространства (количество переменных) невелика. Евклидово расстояние попросту является геометрическим расстоянием в многомерном признаковом пространстве и вычисляется по формуле:

$$\text{Евклидово расстояние } (x, y) = [\sum_i (x_i - y_i)^2]^{1/2}$$

Для исключения влияния на результаты кластеризации переменных со значительными содержаниями петрогенных окислов, измеряемых процентами и десятками процентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O), по сравнению с окислами, измеряемыми в десятых и сотых долях процентов (CaO , MgO , MnO , FeO), что может привести к неравноправности в вычислении расстояний между объектами и оценке сходства между ними, исходные данные перед кластерным анализом были стандартизированы. Стандартизация проводилась вычитанием из каждого значения переменной величины среднего значения данной переменной по выборке и далее производилось деление полученного значения на среднее квадратическое отклонение:

$Z_{ik} = (X_{ik} - \bar{x}_i) / \sigma_i$, где $\bar{x}_i$ – среднее арифметическое значение, σ_i – среднее квадратическое отклонение ряда значений X_i . Полученные в результате стандартизации переменные имеют нулевое среднее и единичную дисперсию.

Для более уверенного выделения кластеров и их идентификации при проведении кластерного анализа методами древовидной кластеризации были использованы возможности программного модуля «Кластерный анализ» по построению линейных графиков расстояний объединения по последовательным шагам кластеризации (графиков схемы объединения). Если график расстояний объединения по шагам имеет ясно выраженное субгоризонтальное или слабонаклонное плато, то это обозначает, что многие кластеры были сформированы на существенно одинаковом или близком расстоянии связи. Это расстояние, соответствующее перегибу графика от горизонтально-слабонаклонного состояния на восходящее «в гору», помогает определить оптимальный момент остановки при решении вопроса о том, сколько имеется кластеров (и как их интерпретировать). Граница, соответствующая перегибу графика дает возможность определить верхнее значение расстояния объединения, до которого многие кластеры были сформированы на примерно одинаковом или близком расстоянии, и позволяет

найти естественный «разрыв» между реально различными «совокупностями объектов» (кластерами) исходя из расстояний между наблюдаемыми объектами.

2.4. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

Содержания редких и редкоземельных элементов были определены методом ICP-MS на приборе «ELEMENT 2 ThermoFinnigan» в лаборатории масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Разложение пород проводилось двумя методами – кислотным микроволновым разложением [Бычкова и др., 2016] и спеканием с содой с последующим растворением [Бычкова и др., 2018]. Подготовительным этапом к разложению проб в обоих случаях явилось их дробление в ступке Абиха и перетирание оставшегося после двукратного квартования материала в агатовой ступке до состояния аналитической пудры.

Пробоподготовку средних и кислых пород лучше проводить методом спекания, так как при кислотном разложении не происходит полный перевод в раствор Zr, Hf, Nb, Ta [Бычкова и др., 2018], однако в целом на концентрации элементов пробоподготовка разными методами влияние не оказала. В качестве стандарта использовались СГ-3 (гранит) и ВНВО-2 (базальт). Расчет концентраций был выполнен А.Ю. Бычковым и Я.В. Бычковой.

Раздел 3. Особенности геологической позиции, состава, возраста и генезиса четвертичных кислых вулканитов Эльбрусского вулканического района

3.1. Геологическая позиция вулканитов

3.1.1. Эльбрусская вулканическая постройка¹

¹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Кала-Кулак – овраг замков // Природа. 2009. № 8. С. 54–56 (0,334 п.л. / авторский вклад 40%).

2. Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Строение западного склона вулкана Эльбрус и Приэльбрусья // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 2. С. 60–73 (1,512 п.л. / авторский вклад 50%).

3. Короновский Н.В., Мышенкова М.С., Брянцева Г.В. Вулкан Эльбрус, Северный Кавказ // Жизнь Земли. 2015. Т. 37. С. 12–20 (0,699 п.л. / авторский вклад 30%).

4. Короновский Н.В., Мышенкова М.С., Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И. Верхнеплейстоцен-голоценовые лавовые потоки Эльбруса и плотность поверхностного теплового потока // Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований. ГФИ ВНИЦ РАН Владикавказ, 2017. С. 101–107 (0,512 п.л. / авторский вклад 15%).

5. Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Динамическая геология. 2020. № 1. С. 15–27 (1,357 п.л. / авторский вклад 80%).

Вулкан Эльбрус расположен в пределах Бокового хребта БК в 10 км к северу от Главного Кавказского хребта и представлен вулканическим конусом со средней крутизной склонов 35° с двумя вершинами: Западной (5642 м) и Восточной (5621 м), расположенных на расстоянии 1,5 км друг от друга и разделенных пологой седловиной (5416 м). Основание вулканического конуса расположено на абсолютных отметках 3500–3700 м, высота конуса составляет около 2 км. В меридиональном направлении вулкан имеет почти симметричную форму (рис. 2)

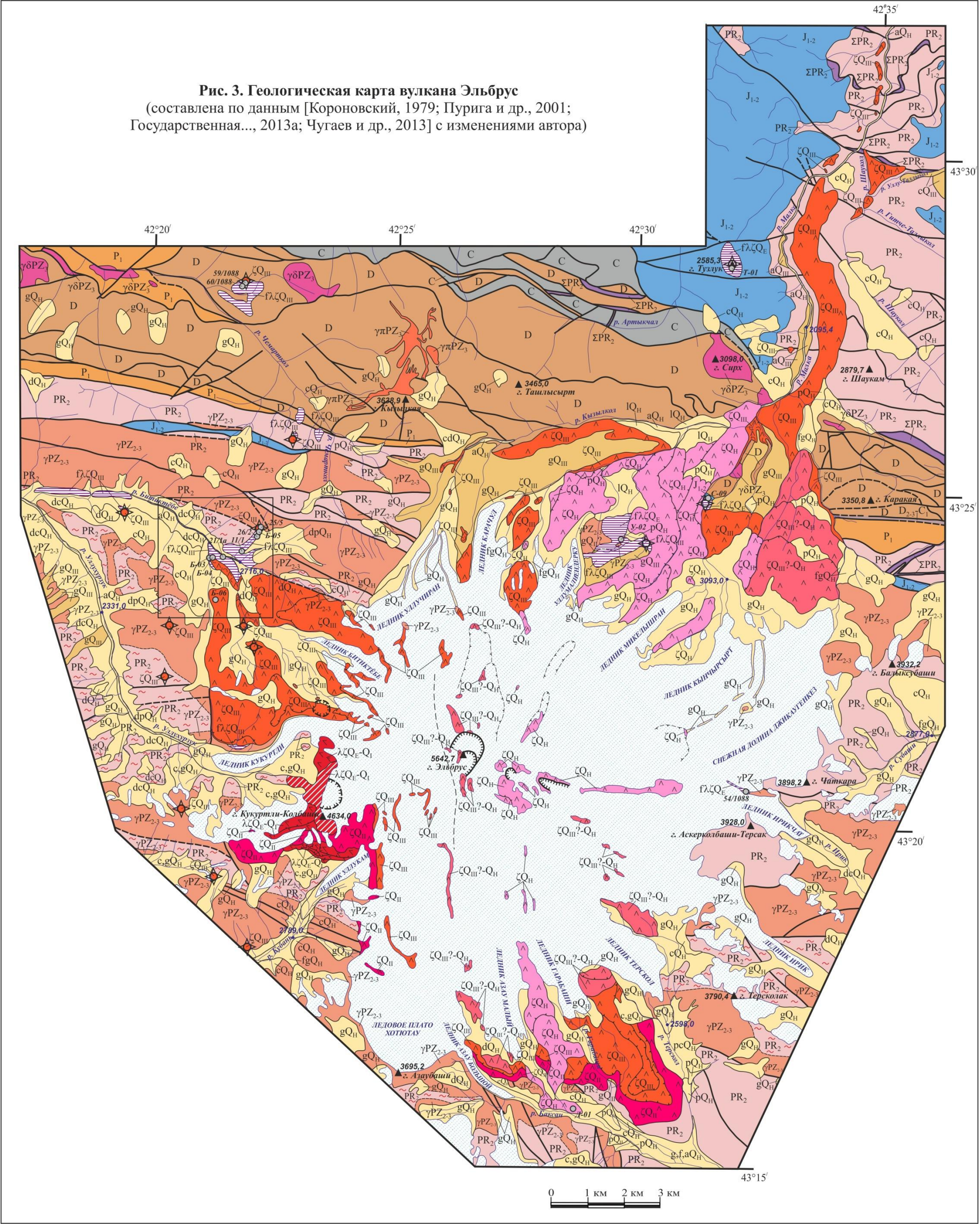


Рис. 2. Вулканический конус Эльбруса. Вид на восточный склон

и резко асимметричную в широтном – в отличие от пологого восточного склона вулкана, западный склон сильно расчленен вертикальными уступами. В отвесных стенах западного склона в районе между ледниками Кукуртли и Уллукам обнажаются фрагменты разреза продуктов деятельности **более древнего вулкана**, проявлявшего активность до формирования современной вулканической постройки Эльбруса (рис. 3).

Вулканогенные отложения, относящиеся к продуктам активности более древнего вулкана, залегают на относительно слабо расчлененной поверхности древнего эрозионного рельефа, образованного в пределах развития кристаллических пород зоны горст-антиклинория Главного хребта с абсолютными отметками водораздельных частей в данной части горст-антиклинория от 3,55–3,6 до 3,8 км. В правом борту ледника Уллукам в основании северной стены ледникового цирка залегает в виде уступа риодацитовый лавовый поток мощностью 40–50 м, в кровле которого залегают лавобрекчии того же состава мощностью 6–8 м. Они перекрываются двумя пачками агломератовых риодацитовых и дацитовых лавобрекчий: пачкой темно-серых, черных лавобрекчий мощностью до 50 м и вышезалегающей пачкой лавобрекчий мощностью 2–3 м с желто-красно-серыми обломками лав и желтым цементом. В кровле пачек лавобрекчий залегают линзовидные прослои туфопесчаников мощностью до 10–35 см и 2–8 см соответственно. Выше разрез наращивается псефитовым красно-желто-серым горизонтом мощностью 5,5 м, с линзовидными прослоями в кровле туфопесчаников мощностью до 10 см.

Рис. 3. Геологическая карта вулкана Эльбрус
(составлена по данным [Короновский, 1979; Пурига и др., 2001; Государственная..., 2013а; Чугаев и др., 2013] с изменениями автора)



Условные обозначения см. на следующей стр.

Условные обозначения к геологической карте вулкана Эльбрус

							
1	2	3	4	5	6	7	8
Q_H	ζQ_H	$\zeta Q_{III} ? - Q_H$	Q_{III}	ζQ_{III}	ζQ_{III}	$fl \zeta Q_{III}$	Q_{II}
							
9	10	11	12	13	14	15	16
ζQ_{II}	$\lambda \zeta Q_E - Q_I$	$fl \zeta Q_E$	J_{1-2}	P_1	C	$D_{2-3} - C_1$	D
							
17	18	19	20	21	22	23	24
$\lambda \zeta Q_E - Q_I$	$\gamma \delta PZ_3$	$\gamma \pi PZ_3$	γPZ_{2-3}	ΣPR_2	PR_2	PR_2	
							
25	26	27	28	29	30	31	32

Стратифицированные отложения:**Четвертичная система:**

1–2 – голоцен: 1 – валунники, галечники, пески, супеси, суглинки, глины (неразделенные): аллювиальные (aQ_H), делювиальные (dQ_H), коллювиальные (cQ_H), делювиально-коллювиальные (dcQ_H), пролювиальные (pQ_H), делювиально-пролювиальные (dpQ_H), пролювиально-коллювиальные (pcQ_H), ледниковые (gQ_H), коллювиальные и ледниковые (c, gQ_H), гляциофлювиально-ледниковые (fgQ_H), озерные (lQ_H), ледниковые, гляциофлювиальные и аллювиальные (g, f, aQ_H); 2 – лавы, лавобрекчии, реже туфы, пеплы, пемзы дацитового состава (неразделенные) (ζQ_H);

3 – верхний неоплейстоцен (?) – голоцен (неразделенные): лавы, лавобрекчии, реже туфы, пеплы, пемзы дацитового состава (неразделенные) ($\zeta Q_{III} ? - Q_H$);

4–7 – верхний неоплейстоцен: 4 – валунники, галечники, пески, супеси, суглинки, глины (неразделенные): аллювиальные (aQ_{III}), коллювиальные (cQ_{III}), ледниковые (gQ_{III}); 5 – тефры дацитового состава (ζQ_{III});

6 – лавы дацитового состава (ζQ_{III}); 7 – флюидолиты риодацитового состава ($fl \zeta Q_{III}$);

8–9 – средний неоплейстоцен: 8 – валунники, галечники, пески, суглинки (неразделенные): ледниковые ($gQ_{II} ?$); 9 – лавы дацитового состава (ζQ_{II});

10 – эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен (неразделенные): лавы, лавобрекчии, агломератовые лавы, пирокластические туфы риодацитового состава (неразделенные) ($\lambda \zeta Q_E - Q_I$);

11 – эоплейстоцен: флюидолиты риодацитового состава ($fl \zeta Q_E$).

Юрская система: 12 – **нижне-среднеюрские** отложения неразделенные (J_{1-2}) (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, лавы андезитов, андезидацитов, трахиандезитов, андезибазальтов, туфы дацитового и андезибазальтового состава).

Пермская система: 13 – **нижнепермские** отложения неразделенные (P_1) (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, редко горизонты туфитов).

Каменноугольная система: 14 – **каменноугольные** отложения неразделенные (песчаники, конгломераты, алевролиты, прослои известняков, кремнистых сланцев) (C).

Девонская и каменноугольная системы: 15 – глинисто-алевролитовые сланцы, песчаники, линзы известняков фаменского и турнейского ярусов (неразделенные) ($D_{2-3} - C_1$).

Девонская система: 16 – **девонские** отложения неразделенные (филлитовидные сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, туфиты, туфы и лавы смешанного состава, прослои яшм и линзы известняков) (D).

Субвулканические и интрузивные образования: 17 – **эоплейстоцен – раннеэоплейстоценовые** экструзивные образования риодацитового состава ($\lambda \zeta Q_E - Q_I$); 18 – **позднепалеозойский** диорит-гранодиорит-порфировый комплекс гипабиссальный (нерасчлененный): гранодиориты, диориты ($\gamma \delta PZ_3$); 19 – **позднепалеозойские** гранит-порфиры ($\gamma \pi PZ_3$); 20 – **средне-позднепалеозойские** гранитоиды нерасчлененные (γPZ_{2-3}); 21 – **позднепротерозойские** гипербазиты (ΣPR_2).

Метаморфические образования: 22–23 – **позднепротерозойские** метаморфические образования (PR_2): 22 – кристаллические сланцы и гнейсы (неразделенные); 23 – мигматиты, анатектиты с пачками и линзами мигматизированных гнейсов, сланцев и амфиболитов (неразделенные).

Жерловые образования: 24 – жерловые тела и неки, не выражающиеся в масштабе карты;

25–26 – кратеры потухших вулканов: 25 – достоверные; 26 – предполагаемые.

Границы лавовых потоков (бергштрихи направлены внутрь потоков): 27 – достоверные, 28 – предполагаемые.

Разрывные нарушения: 29 – достоверные, 30 – предполагаемые.

31 – места отбора образцов пород, изученных методами сканирующей электронной микроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.

32 – контур карты-врезки «Геологическая карта участка автономного центра извержений в среднем течении р. Битиктёбе» (рис. 17).

Прослои туфопесчаников и грубообломочных отложений представляют собой горизонты перемыва лав и лавобрекчий. Выше по разрезу в центральной части правого борта ледника Уллукам залегает покров агломератовых туфов мощностью 15–20 м, представленных обломками риодацитовых и дацитовых лав, на который согласно ложатся агломератовые лавобрекчии того же состава мощностью 2–3 м, в подошве и кровле которых также имеются горизонты перемыва, представленные маломощными (первые сантиметры) линзовидными прослоями туфопесчаников. С запада к данному покрову агломератовых туфов линейно примыкает и далее перекрывает его поток риодацитовых и дацитовых лав мощностью 50–60 м. В подошве поток представлен черными стекловатыми лавами и лавобрекчиями, а в средней и верхней его частях – серыми, темно-серыми лавами местами с желтым сернистым налетом. Поток лав перекрывается лавобрекчиями того же состава мощностью 25–40 м, которые в районе перевала Кюкюртлю в верхней части правого борта ледника Уллукам перекрываются потоком черных риодацитовых, дацитовых лав мощностью 4–5 м, сильно трещиноватых [Пурига и др., 2001]. Общая мощность разреза вулканогенной толщи, обнажающейся в правом борту ледника Уллукам и в северной стене его цирка, составляет 200–245 м. Накопление ее проходило с перерывами, о чем свидетельствуют линзовидные прослои туфопесчаников. Завершающие данный разрез лавы выше в стене цирка несогласно перекрываются более молодыми потоками лав дацитового состава вулкана Эльбрус.

Характерной особенностью лавобрекчий и лав, особенно залегающих в нижней части разреза, является присутствие сернистого налета и развитых по трещинам кристаллов серы, которые придают породам желтоватый цвет. Больше всего включений серы содержится в лавобрекчиях основания разреза, где ее содержание местами достигает 50% [Короновский, 1968]. Обогащение пород серой нижней части разреза вулканогенной толщи наблюдается также и в обнажениях северной и южной частей стены Кюкюртлю. Местные жители в данных местах издавна добывали серу для изготовления пороха. «Кюкюрт» на карачаевском и «кукурт» на балкарском языках означает «сера». На официально изданных топографических картах указывается название «Кукуртли» (ледник Кукуртли, гора Кукуртли-Колбаши), в опубликованных литературных и справочных источниках употребляется название «Кюкюртлю» (перевал Кюкюртлю, стена Кюкюртлю), в геологических опубликованных и фондовых источниках чаще употребляется название «Кюкюртли» (экструзия Кюкюртли, массив Кюкюртли и др.), которые и будут далее употребляться в данной работе.

Кроме описанных выше вулканогенных отложений в правом борту ледника Уллукам, относящихся к продуктам активности более древнего вулкана, аналогичные эффузивы обнажены в северной и южной частях стены Кюкюртлю, где они представлены чередованием монолитных риодацитовых, дацитовых лав и лавобрекчий. В южной части стены Кюкюртлю

они имеют буро-желтый, зеленовато-темно-серый цвет и общую мощность около 100 м, в северной части стены на внешней поверхности они имеют буро-коричневый, темно-коричневый, буро-желтый, желтый цвета, с наличием рудных вкрапленников в виде прожилков и включений, как результат действия метасоматических процессов [Пурига и др., 2001].

Данная вулканогенная толща прорвана крупным **экструзивным массивом Кюкюртли** (рис. 4), который впервые, как экструзия, был выделен в процессе полевых работ 1999–2000 гг. по комплексному изучению вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса [Пурига и др., 2001].

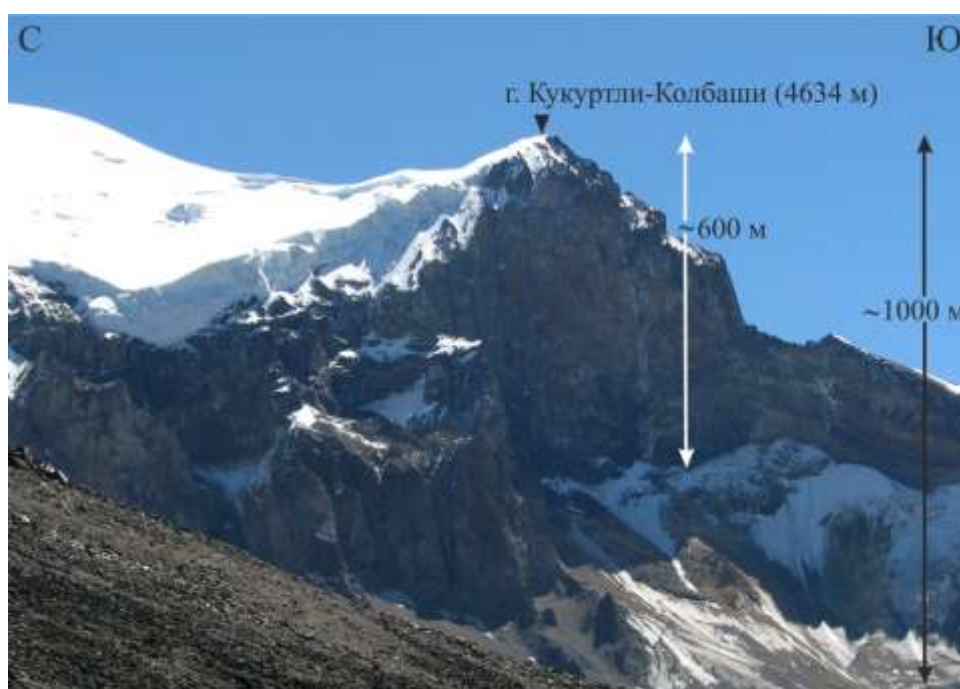


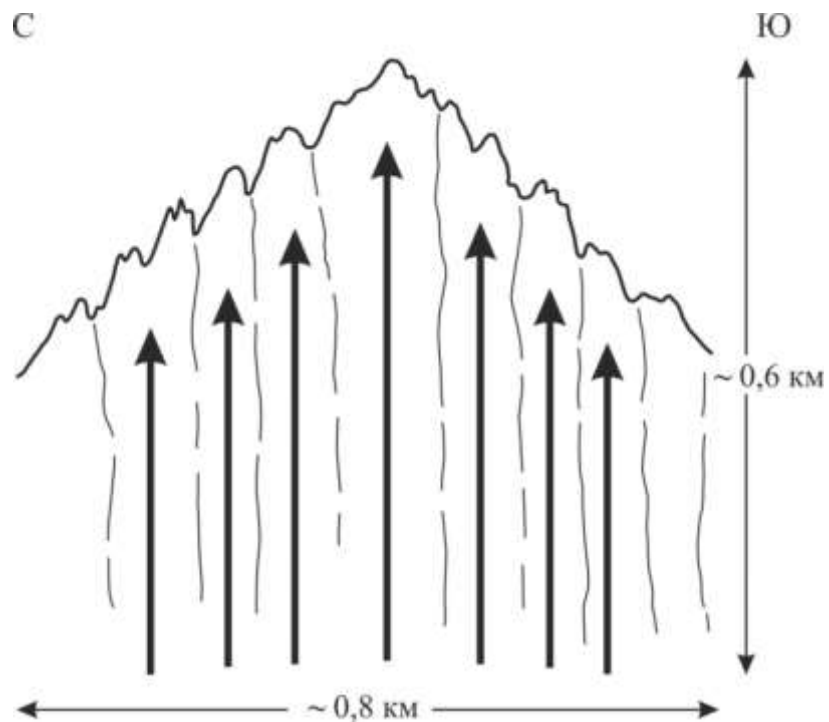
Рис. 4. Экструзивный массив Кюкюртли. Общий вид

Массив в плане вытянут в субмеридиональном направлении и составляет центральную часть одноименной вертикальной стены, высота которой достигает 600 м. Верхняя часть стены изрезана зубцами клиновидной формы (рис. 5, а), образованными при вертикальном внедрении (течении) лавовых масс, имевших различную вязкость, которая для кислой магмы риодацитового или дацитового состава оценивается в 105–106 Па·с. Повышенная скорость поступления магмы предопределяла ее ламинарно-разрывное течение. Повышенная скорость поступления магмы предопределяла ее ламинарно-разрывное течение. Следы этого процесса можно наблюдать в виде вертикальной трещиноватой отдельности дацитов стены Кюкюртлю, имеющей в верхней части заостренное «ядро» массива, обрамленное по бокам субвертикальными трещиноватыми зонами, отстоящими друг от друга примерно на одинаковые расстояния в десятки метров. Эти зоны-трещины представляют собой, скорее всего, те

поверхности, вдоль которых имел место разрыв в скорости ламинарного течения лавы в подводящем канале экструзии (рис. 5, б).



а



б

Рис. 5. Верхняя часть стены Кюкюртлю с зубцами клиновидной формы, образованными при вертикальном внедрении лавовых масс вдоль субвертикальных трещинных зон:
а – фото, б – рисунок

Скорость такого течения, максимальная в центре, скачками уменьшается к периферии из-за трения лавового потока о стенки жерла. Процесс подобного ламинарно-разрывного течения заключается в том, что энергетически «выгоднее» смещать вязкую жидкость целыми слоями, когда работа по преодолению трения сосредоточена на ограниченном количестве поверхностей, по которым скользят целые вертикальные «пластины», чем преодолевать трение на границах многочисленных частиц или мелких блоков, смещающихся относительно друг друга в общем ламинарном потоке.

В этих отдельных пластинах стены Кюкюртлю хорошо прослеживаются более светлые, чем основная масса, блоки дацитов размером до десятков метров (рис. 6).

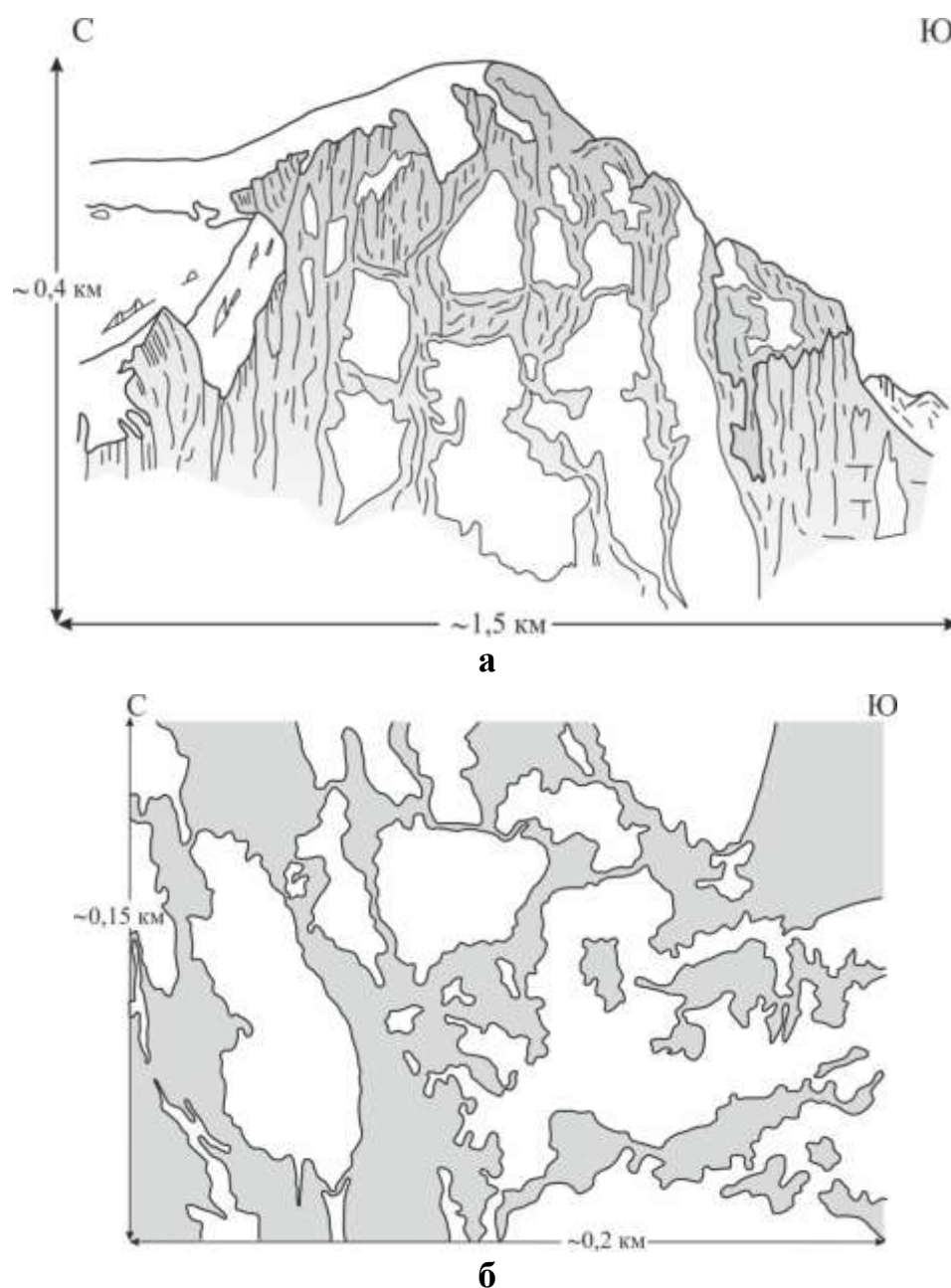


Рис. 6. Более светлые блоки дацитов в вертикальных «пластинах», обтекаемые основной дацитовой массой экструзивного массива Кюкюртлю: а – общий вид, б – увеличенный фрагмент стены

По-видимому, это следствие выжимания из крупной меридиональной трещины вязкой кислой лавы, которую с запада ничто не ограничивало, а сама экструзия препятствовала распространению более молодых лавовых потоков к западу, где они отсутствуют [Короновский, Мышенкова, 2016].

По результатам изучения во второй половине XX века вулканогенных образований, обнажающихся в отвесных стенах между ледниками Кукуртли и Уллукам, они были отнесены к одним из наиболее древних вулканогенных образований Эльбруса – к плиоценовым вулканогенным толщам [Короновский, 1968; Милановский, Короновский, 1973]. Впоследствии, после выделения древнего стратовулкана, называемого Кюкюртли [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003] или Палео-Эльбрус [Лебедев и др., 2011a], они были отнесены к продуктам его активности вместе с залегающими на удалении от них к западу, северу и северо-востоку, в том числе в правом борту ледника Кукуртли, вулканитами туфового и игнимбритового облика риодацитового и дацитового состава, характеристика геологического строения которых приведена ниже в пункте 3.1.2.

По мнению автора настоящей работы, к образованиям этого вулкана может быть уверенно отнесена только вулканогенная толща, кратко охарактеризованная выше. До настоящего времени местоположение центра извержений вулканогенных образований Палео-Эльбруса неясно. Сведения об элементах залегания пород, приводимые разными исследователями [Милановский, Короновский, 1973; Пурига и др., 2001; Газеев, 2003], отличаются друг от друга, что не позволяет однозначно установить местоположение центра извержений данного вулкана. Наибольший объем информации о залегании слагающих вулканогенную толщу пород приведен в отчете по теме «Комплексное изучение вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса» [Пурига и др., 2001]. Согласно приведенным в нем данным вулканогенные образования нижней части разреза, вскрытого в северной стене ледникового цирка Уллукам, падают на северо-северо-запад под различными углами от 76° до 10° ; в южной же части стены Кюкюртлю, расположенной севернее, породы падают на юго-юго-запад под углами от $20\text{--}30^\circ$ до $45\text{--}55^\circ$ ближе к центральной части стены, то есть падают практически навстречу породам, падающим от ледникового цирка Уллукам, а образования, вскрытые в северной части стены Кюкюртлю падают на северо-запад и северо-северо-восток под углами $21\text{--}23^\circ$. Для объяснения указанных особенностей залегания пород было сделано предположение, что нижняя часть вулканогенной толщи в Уллукамском цирке, падающая навстречу нижней части толщи в южной части стены Кюкюртлю, была деформирована и приобрела устойчивое северное падение в результате тектонических подвижек, произошедших до излияния перекрывающих ее более молодых лав дацитового состава [Газеев, 2003]. Однако приведенные данные о залегании пород позволяют

предположить наличие двух центров извержений, один из которых находился в районе области питания ледника Уллукам, либо восточнее, где он перекрыт более молодыми потоками лав и ледниковым плато. Другой центр находился в районе центральной части экструзивного массива Кюкюртли, или располагался немного восточнее.

Особенности строения стены Кюкюртлю позволяют согласиться с мнением об экструзивной природе массива, приведенным в работах [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003]. Процесс образования экструзии, вероятно, был схож с образованием экструзивной иглы при извержении вулкана Мон Пеле в 1902 г. на о. Мартиника. Разрыв во времени между внедрением экструзивного массива Кюкюртли и извержениями, в результате которых была образована прорванная им вулканогенная толща, скорее всего, был небольшим, что отмечал и В.А. Лебедев с коллегами [Лебедев и др., 2011а].

Экструзия Кюкюртли вытянута в плане в меридиональном направлении (см. рис. 3) и маркирует собой, по-видимому, крупную трещину или систему трещин в породах субстрата. Простираение стены Кюкюртлю не является случайным, так как в этом районе наблюдается резкое флексурообразное понижение поверхности рельефа Главного хребта почти на 1 километр. К востоку от меридиана Эльбруса средняя высота горных пиков составляет 4,5 км, а к западу – 3,5 км, и Западная вершина Эльбруса наполовину срезана молодым сбросом с опущенным западным крылом. Еще несколько сбросов такого же простираения прослеживается по западному склону Эльбруса. Возникновение относительно древнего вулкана Кюкюртли или Палео-Эльбруса, крупной экструзии, цепочки нескольких автономных центров извержений, продукты которых детально описаны ниже в пункте 3.1.2, а также собственно вулкана Эльбрус, по-видимому, связано с данной новейшей поперечной флексурой. Подвижки по ряду кулисно подставляющих друг друга сбросов, из которых состоит флексура, происходили неоднократно, но особенно интенсивно – в позднем неоплейстоцене и голоцене [Короновский, Мышенкова, 2016].

В отчете [Пурига и др., 2001] указано, что поскольку все породы, слагающие Эльбрусскую вулканическую постройку, характеризуются прямой первичной остаточной намагниченностью [Станкевич, 1976], нижний возрастной предел их образования ограничивается началом эпохи Брюнес (781 тыс. лет), в связи с чем вулканическую активность Палео-Эльбруса следует относить к неоплейстоцену. Однако в настоящее время данные результаты палеомагнитных определений не соответствуют критериям надежности и нуждаются в уточнении.

В северном, восточном и южном Приэльбрусье в течение раннего неоплейстоцена извержений не происходило. Об этом свидетельствует отсутствие в аллювии нижненеоплейстоценовых террас рек Малки и Баксан обломков лав дацитового состава, которые распространены в указанных районах [Короновский, Милановский, 1958], но они в

большом количестве начинают появляться в валунно-галечных отложениях средненеоплейстоценовых террас среднего течения рек Малки и Баксан [Короновский, Милановский, 1958; Короновский, 1968], что свидетельствует об активизации вулканической деятельности в это время.

Вулканическая активность **в среднем неоплейстоцене** началась с эксплозивных извержений, которые были связаны, скорее всего, с образованием нового жерла в районе Западной вершины Эльбруса по причине закупорки вулканического аппарата Палео-Эльбруса экструзивным массивом Кюкюртли. С этого момента началось формирование сложной стратовулканической постройки **собственно вулкана Эльбрус**. Сохранившиеся фрагменты продуктов данных извержений обнажаются на водоразделе рек Уллукам и Уллухурзук в районе перевала Кюкюртлю, а также в левом борту ледника Уллукам. В районе перевала Кюкюртлю они залегают на вышеописанной вулканогенной толще Палео-Эльбруса и представлены туфами риодацитового и дацитового состава мощностью около 20 м, а также пемзовыми орешками. В левом борту ледника Уллукам пирокластические образования представлены горизонтами туфов видимой мощностью 30–40 м, обнажающимися из-под снежного покрова в основании западной стены ледникового цирка [Пурига и др., 2001]. На них согласно залегают лавобрекчии и лавы дацитового состава общей мощностью до 140 м. Аналогичные потоки лав общей мощностью 25–150 м наращивают разрез и в правом борту ледника Уллукам, где они с угловым несогласием залегают на вулканогенной толще Палео-Эльбруса, а в районе перевала Кюкюртлю согласно перекрывают вышеуказанные пирокластиты.

Продукты эксплозивных извержений района ледника Уллукам имеют петрохимическое сходство с пепло-пемзовым горизонтом мощностью 15–20 м, залегающим в 15 км к востоку от Эльбруса в левом борту р. Шаукол [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003] на высокой террасе на относительной высоте около 320–330 м над современным руслом реки, что указывает на его средненеоплейстоценовый возраст.

К вулканитам среднего неоплейстоцена, приблизительно одновозрастных с вышеописанными, скорее всего, относятся и дацитовые лавы, выступающие в виде нунатаков в северо-западной части ледового плато Хотютау на юго-западном склоне Эльбруса.

К существенно более молодым продуктам средненеоплейстоценовой вулканической активности уверенно относятся потоки лав дацитового состава, обнажающиеся на южном склоне Эльбруса в левом борту верховьев р. Баксан на участке, ограниченном руслом его левого притока – р. Терскол (см. рис. 3). Вулканиты залегают на расчлененном эрозионном рельефе, имеют общий пологий наклон к югу и маленькую площадь выходов, поскольку на большей части южного склона они перекрыты ледниками и более молодыми лавовыми

потоками. Относительная высота подошвы лав над руслами рек в данном месте колеблется от 150 до 250–300 м. Понижение подошвы лав на отдельных участках достигает 150 м и объясняется значительным переуглублением коренного ложа современной троговой долины р. Азау (так ранее называлась р. Баксан от своих истоков до впадения в нее левого притока – р. Гарабаши) с накоплением в ней новейших рыхлых отложений большой мощности (100–150 м) на днище трога [Короновский, Милановский, 1958; Короновский, 1968].

На левом борту р. Гарабаши в районе ее устья на относительной высоте около 250 м под лавами залегают моренные отложения, содержащие обломки лав, схожих с дацитами междуречья Уллукам и Уллухурзук [Короновский, 1968]. В морене 80-ти метровой мощности, залегающей на реликтах днища трога на левом склоне р. Баксан у с. Тегенекли, присутствуют глыбы и плохо окатанные валуны лав, внешне очень похожих на дациты южного склона Эльбруса [Короновский, 1968]. Реликты днища трога располагаются здесь на относительной высоте около 340–360 м, и, несомненно, этот трог был выработан во время 2-ой, наиболее мощной фазы терского оледенения. Принимая во внимание изложенное, можно предположить, что морена, сохранившаяся под лавами на левом борту р. Гарабаши, относится к 1-ой фазе терского оледенения, и перекрывающие ее лавы были образованы в период между двумя самостоятельными фазами его наступания.

Во время терско–безенгийского межледниковья, вероятно, происходили излияния лав, которые наращивают разрезы на западном (левый борт ледника Уллукам), юго-западном (к востоку и северу от перевала Хотютау) и южном склонах Эльбруса (см. рис. 3). По возрасту с данной фазой активности вулкана сопоставляется линза пепла в верхнехазарских отложениях, обнаруженная и описанная В.Ю. Лаврушиным с коллегами [1998] на правом борту р. Волги у с. Владимирова в более чем 550 км к северо-востоку от Эльбруса. Время формирования верхнехазарских отложений соответствует МИС 5 [Застрожных и др., 2018], их изотопный $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ возраст у с. Владимирова составляет 122 ± 13 тыс. лет [Газеев и др., 2011]. По составу пеплы в целом соответствуют эльбруским вулканическим образованиям [Газеев и др., 2011] и могут быть связаны с эксплозивными извержениями, предварявшими излияния лав во время терско–безенгийского межледниковья. Отсутствие одновозрастных пирокластических отложений в доступных для изучения обнажениях вулканической постройки Эльбруса в целом и южных склонов в частности может быть обусловлено разносом материала к северо-востоку, его размывом и уничтожением последующим оледенением и/или перекрытием более молодыми вулканогенными и осадочными отложениями.

После отступления ледников 1-ой фазы безенгийского оледенения и извержений, происходивших из автономных центров в Западном Приэльбрусье, которые описаны в пункте 3.1.2, вулкан Эльбрус возобновил свою активность. Новый этап начался с эксплозивных

извержений, продукты которых сохранились в долине р. Битиктёбе и в ледниковом цирке Кукуртли.

В среднем течении р. Битиктёбе на ее левом борту пирокластические образования перекрывают залегающие в трог долины, выработанном ледником во время оледенения Безенги-1, вулканиты игнимбритового облика, которые образованы в результате извержений из автономного центра и детально описаны в пункте 3.1.2. В основании толщи залегает невыдержанный по простиранию и мощности пласт пемзовых орешков, которые выше по разрезу перекрываются вулканическим песком, пеплом и рыхлыми туфами с заключенными в них обломками гранитов, кристаллических сланцев, а также серых, голубовато-серых, красно-черных и сиреневых дацитов. Общая мощность толщи составляет несколько десятков метров.

Продукты другого автономного центра извержений, обнажающиеся в правом борту ледникового цирка Кукуртли, также перекрываются пирокластической толщей, обладающей отчетливым двучленным строением. Непосредственно на вулканитах игнимбритового облика залегает тонкослоистый вулканический песок и пепел с многочисленными обломками светло-серых, голубовато-серых и светло-сиреневых дацитов. Выше по разрезу данный горизонт перекрывается отложениями, аналогичными описанным в среднем течении р. Битиктёбе. Данные об общей мощности обнажающихся в правом борту цирка Кукуртли пирокластитов, приводимые разными исследователями [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003], отличаются, но в целом она колеблется от первых десятков до более чем 100 метров.

Как в долине р. Битиктёбе, так и в правом борту цирка Кукуртли, пирокластическая толща перекрывается серыми, голубовато-серыми и сиреневыми дацитами, стекавшими с западных склонов Эльбруса и залегающими с наклоном до 25° в сторону долин. Эффузивные покровы водораздела рек Битиктёбе и Уллухурзук ряд исследователей [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003; Лебедев и др., 2010б] относит к одной из древних фаз развития Эльбруса, однако, исходя из взаимоотношений с подстилающими вулканогенными образованиями, они не могли сформироваться ранее окончания 1-ой фазы безенгийского оледенения.

В правом борту долины р. Битиктёбе, выше по течению от места ее слияния с р. Балыксу, в пределах вышеупомянутых лавовых потоков располагается серия даек дацитового состава (рис. 7). Имеющие вид остроконечных гребней дайки протяженностью до 45–50 м и шириной 4–5 м ориентированы в восток-северо-восточном направлении и приурочены к серии трещин. Образование подобных трещин и связанных с ними даек может быть связано с разгрузкой близповерхностной магматической камеры вулкана [Короновский, Мышенкова, 2016]. Хорошая сохранность даек свидетельствует об их

относительно молодом возрасте, поскольку в противном случае они были бы уничтожены ледниковой эрозией во время неоднократных оледенений.



Рис. 7. Серия субширотных даек дацитового состава в правом борту долины р. Битиктёбе, выше по течению от места ее слияния с р. Балыксу

К эффузивным образованиям данного цикла вулканической активности также относятся Кызылкольский и Малкинский потоки дацитовых лав, стекавших по северному склону Эльбруса. Кызылкольский поток выходит из-под ледникового панциря Эльбруса в районе ледников Уллучиран и Карачул и, протягиваясь вдоль склона Передового хребта к востоку, слагает плато Ирахиксырт. Мощность потока составляет более 200 м, его подошва пока еще не вскрыта р. Кызылкол. Поток имеет сглаженную кровлю и ее большая часть перекрыта мореной 2-ой фазы безенгийского оледенения (рис. 8). Сам поток залегает в трогe, выработанном во время 1-ой фазы данного оледенения.

Наиболее протяженный (до 10–15 км) Малкинский поток протягивается вдоль правого борта одноименной реки, и, по всей видимости, так же, как и Кызылкольский, заполнял троговую долину, выработанную во время 1-ой фазы безенгийского оледенения. Выше устья р. Каракаясу в настоящее время он пока еще не вскрыт рекой до своего основания. Ниже по течению р. Малки подошва потока постепенно поднимается на относительную высоту до 140 м в его фронтальной части (~ в 1 км к югу от устья р. Шаукол), а севернее, до места слияния рек Гитче-Тузлук и Малка, он сохраняется в левом борту последней в виде нескольких разрозненных останцов. Небольшой останец потока в левом борту сохранился также на широте г. Сирх.



Рис. 8. Поверхность Кызылкольского потока (плато Ирахиксырт), сглаженная ледником второй фазы безенгийского оледенения (на заднем плане – Передовой хребет, на переднем плане – голоценовые дацитовые лавы и лавобрекчии)

Поверхность Малкинского потока на правом борту реки представляет собой остатки днища и, частично, склонов троговой долины, выработанной во время 2-ой фазы безенгийского оледенения (рис. 9, а). На поверхности данного трога сохранились отдельные валуны гранитов и лав моренного происхождения, а в северной части Малкинского потока на его поверхности сохранились остатки узкой висячей боковой долины трога с высотой ее крутых V-образных бортов в приустьевой части около 100–120 м (рис. 9, б). Данная боковая долина развита практически вдоль осевой части Малкинского потока и имеет устьевую ступень высотой около 40 м.

Малкинский и Кызылкольский потоки сложены сменяющими друг друга по разрезу и простиранию дацитовыми лавами, на макроуровне отличающимися друг от друга цветом и текстурой.

До начала 2-ой фазы безенгийского оледенения после излияний и накоплений эффузивов происходило как минимум три эпизода эксплозивной активности. С первым из них связано образование пепло-пемзового покрова, который сохранился на северном склоне Эльбруса в районе нижнего течения истока Малки р. Бирджалысу и балке Кала-Кулак, в районе перевала Бурунташ (3086 м) и в правом борту ледника Уллучиран. Он характеризуется светло-серым цветом, всегда в той или иной мере обогащен пемзовым материалом и содержит обломки пемзы, размер которых закономерно убывает по мере удаления от центра извержений.

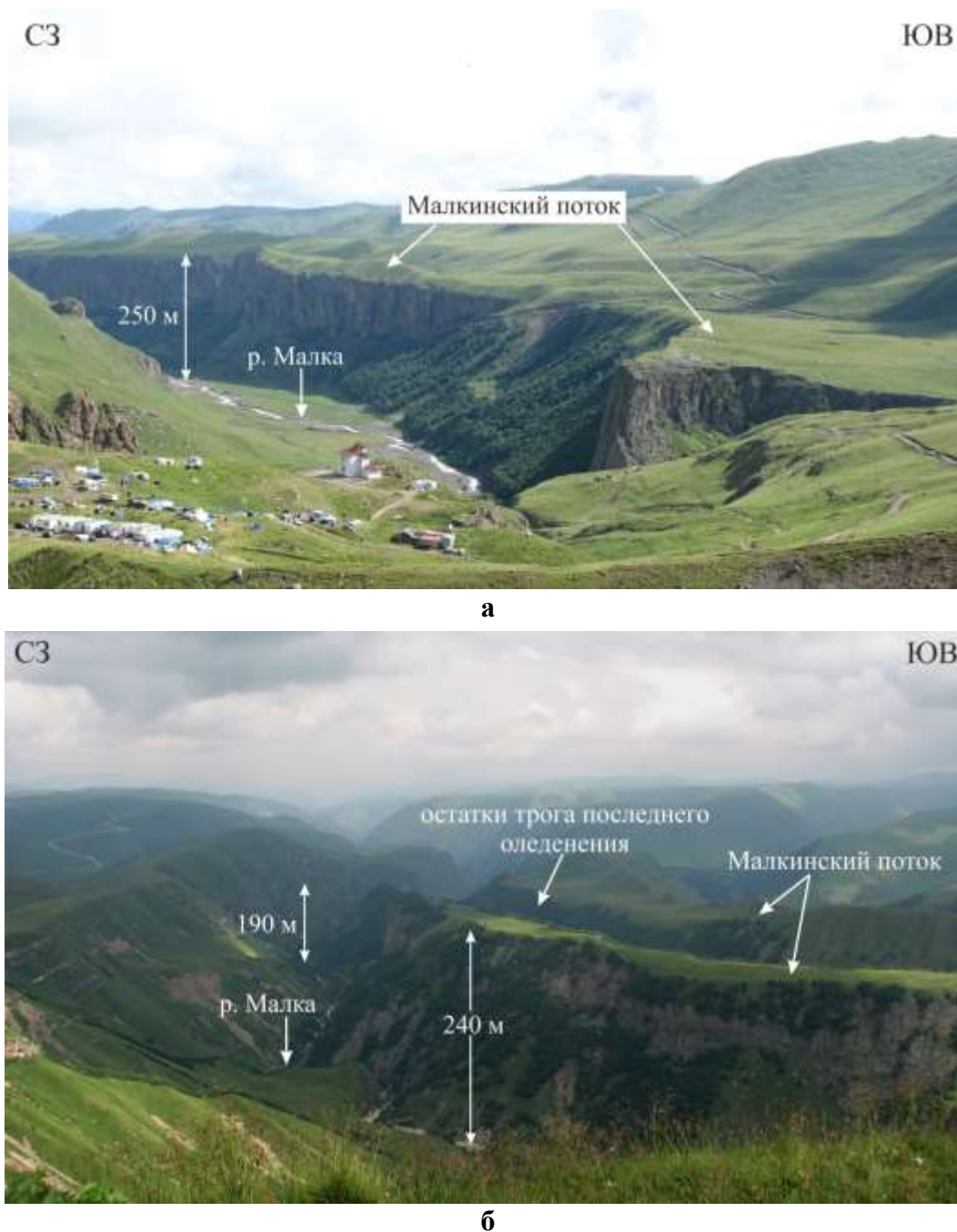


Рис. 9. Малкинский поток: а – поток ниже устья р. Каракаясу;
 б – остатки троговой долины, выработанной во время второй фазы
 безенгийского оледенения в северной части Малкинского потока

В районе перевала Бурунташ его видимая мощность достигает 20–25 м [Короновский, 1968], в правом борту ледника Уллучиран – 8–9 м [Пурига и др., 2001], в нижнем течении р. Бирджалысу – 12–15 м (рис. 10). В разрезах первого и последнего из перечисленных мест выше пепло-пемзового горизонта залегают галечники с песчаным заполнителем, накопившиеся во время перерыва в вулканической активности, которые, в свою очередь, перекрываются продуктами второго и третьего эпизодов эксплозивной активности.



Рис. 10. Разрез верхнеплейстоценовой толщи пирокластических, аллювиальных и лахаровых отложений, обнажающейся в балке Кала-Кулак на северном подножии вулкана Эльбрус

С ними связано образование агломератовых и агломерато-псефитовых туфов пепельно-серого цвета с субгоризонтальной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев разного гранулометрического состава (рис. 11). В центральной части разрезов в истоках р. Бирджалысу и на перевале Бурунташ прослеживается горизонт галечников (0,2–2 м) и переслаивающихся глин и песков (0,6–3,1 м) соответственно, накопившихся во время перерыва в вулканической активности. Общая мощность отложений, связанных со вторым и третьим эпизодами, составляет 30–35 м. В районе устья р. Бирджалысу пирокластическая

толща наращивается отложениями лахаров, представленными неслоистыми валунно-глыбовыми туфоконглобрекциями мощностью до 8 м [Пурига и др., 2001].



Рис. 11. Агломератовые и агломерато-псефитовые туфы верхнелепестово-палеогеновой толщи пирокластических, аллювиальных и лахаровых отложений, обнажающиеся в устье р. Бирджалысу

Обломки от угловатых до среднеокатанных, наиболее крупные валуны и глыбы сконцентрированы преимущественно в верхах разреза. Последние сдерживали процессы выветривания и способствовали образованию характерных форм, выраженных особенно ярко в балке Кала-Кулак, – башнеобразных и гребневидных останцов высотой до 15–20 м (рис. 12). Не лишено оснований и другое мнение об образовании данных форм выветривания. Предполагается, что причудливые башни и бастионы из слившихся башен балки Кала-Кулак были образованы под крупными валунами дацитовых лав (2–3 м), которые находились в основании практически разрушенного моренного покрова (рис. 13), перекрывающего вулканогенно-обломочную, лахаровую толщу, и которые предохраняли от размыва залегающие под ними пирокластические породы [Короновский, 1968; Короновский, Мышенкова, 2009].

Все описанные пирокластиты перекрывались моренными отложениями 2-ой фазы безенгийского оледенения. По составу и возрасту с эксплозивными выбросами коррелируется пепловый горизонт дацитового состава мощностью от 0,05 до 0,9 м, залегающий среди отложений третьей террасы на правом борту р. Кубань в ее среднем течении в районе ст. Темижбекской в Краснодарском крае (~285 км к северо-западу от вулкана Эльбрус) [Пурига и др., 2001].



а



б

Рис. 12. Башнеобразные (а) и гребневидные (б) останцы в верхненеоплейстоценовых пирокластических отложениях в правом борту балки Кала-Кулак



Рис. 13. Валуны и глыбы в основании морены второй фазы безенгийского оледенения, предохранявшие от размыва залегающую ниже верхнеплейстоценовую толщу пирокластических, аллювиальных и лахаровых отложений на склонах балки Кала-Кулак

После отступления ледников 2-ой фазы безенгийского оледенения началась последняя фаза вулканической активности Эльбруса, во время которой были образованы обе вершины Эльбруса и многочисленные лавовые потоки, спускающиеся к северному и южному подножиям вулкана. В северном подножии насчитывается три группы лавовых потоков (рис. 14), самая древняя из которых обнажается севернее окончания ледника Джикаугенкез, а молодая – севернее окончания ледника Уллумалиендерку [Короновский и др., 2017]. Первичная поверхность потоков наиболее древней восточной группы несколько сглажена, размыта и практически повсеместно задернована. В основании эффузивного покрова в левом борту р. Каракаясу на неровной размытой поверхности палеозойских гранитов залегает пачка туфобрекчий общей мощностью 22,3–23,3 м, состоящих из глыб черно-сиреневых с отдельными мелкими черными пятнами, а в верхней части пачки еще и черных смоляновидных дацитов, погруженных в более мелкозернистый туфовый матрикс. В пачке выделяется 6 слоев туфобрекчий, отличающихся друг от друга цветом туфового матрикса, степенью его цементации и процентным содержанием в нем крупных обломков [Мышенкова, Короновский, 2020]. Данная пачка пирокластитов свидетельствует об эксплозивных извержениях, предвалявших излияния лавовых потоков.



Рис. 14. Три группы лавовых потоков на северном подножии вулкана Эльбрус, образовавшихся во время последней фазы вулканической активности [Мышенкова, Короновский, 2020]. Пунктирной линией показаны контуры групп лавовых потоков: I – наиболее древняя восточная группа, II – центральная группа, III – наиболее молодая западная группа. Сплошной линией показан контур молодого экструзивного купола, прорывающего лавы I группы

Лавовые потоки более молодой центральной группы характеризуются классической формой и хорошо сохранившейся первичной глыбовой поверхностью, хотя в нижней части группы при приближении к р. Кызылкол она становится более задернованной. Мощность потоков редко достигает 60 м. В поперечных разрезах наблюдается наслаивание друг на друга нескольких потоков мощностью в 15–20 м, поскольку в процессе извержения потоки, изливавшиеся из одного центра, нередко следовали один за другим по одному и тому же «коридору», налегая друг на друга.

Самый протяженный поток, спустившись в долину р. Кызылкол и заполнив ее, не повернул вниз по долине, а уперся в южный склон Передового хребта и поднялся вверх по его склону на высоту 100–150 метров, что свидетельствует о значительной вязкости лав. В результате перекрытия данным потоком русла р. Кызылкол выше него по течению образовалось подпрудное озеро, в котором накопилась толща аллювиально-озерных отложений. Впоследствии вода в озере была спущена в три этапа через разные эрозионные врезы (прорывы) в образованной лавовым потоком «дамбе» (рис. 15). Во время последнего прорыва образовался ныне существующий врез с водопадом Султан. К настоящему моменту лавовый поток прорезан р. Кызылкол уже на 2/3 своей мощности (рис. 16).

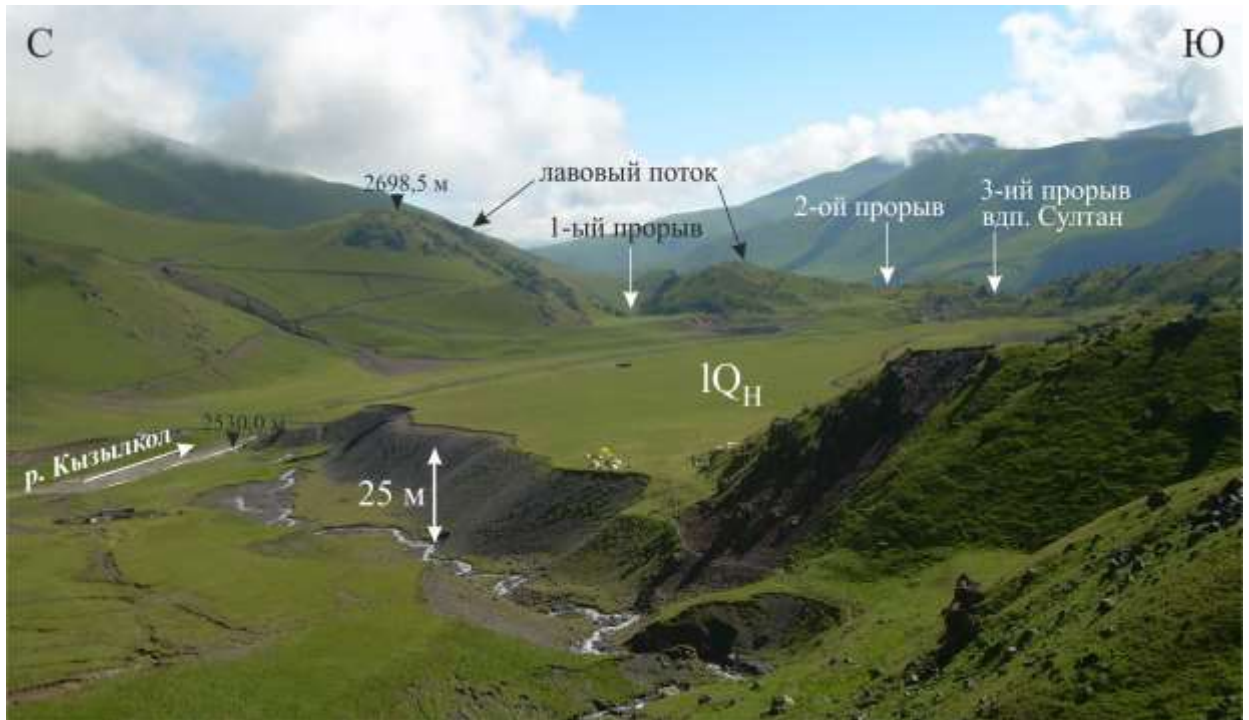


Рис. 15. Котловина подпрудного озера, образованного лавовым потоком, перегородившим р. Кызылкол. Озеро было спущено в три этапа через прорывы в лавовом потоке



Рис. 16. Водопад Султан. Образован в результате 3-го прорыва лавового потока, перегородившего р. Кызылкол. Хорошо видно, что лавовый поток выполняет долину реки

В толще аллювиально-озерных отложений, выходящих на месте подпрудного озера в уступе IV и в цоколе III и II надпойменных террас р. Кызылкол, присутствуют прослои вулканических песков и пеплов [Короновский, Милановский, 1958], что свидетельствует об

эксплозивных извержениях, происходивших спустя непродолжительный, по геологическим меркам, период времени после образования потока, перегородившего долину реки.

В процессе формирования центральной группы потоков было образовано еще одно подпрудное озеро, отложения которого слагают горизонтальную площадку размером $0,6 \times 1,0$ км (так называемый «немецкий аэродром») в районе урочища Ирахиктюз к северу от выступа палеозойских гранитов с налегающими на них продуктами автономных центров извержений, описанных в пункте 3.1.3. Запруда, скорее всего, была образована двумя потоками, которые обогнули с двух сторон выступ более древних пород и сомкнулись в своих концевых частях перед новой преградой в виде Кызылкольского потока, протягивающегося вдоль правого борта одноименной реки.

Западная группа потоков, обнажающаяся севернее окончания ледника Уллумалиендерку, является самой молодой на северном склоне Эльбруса, о чем свидетельствует наилучшая степень сохранности первичного микрорельефа поверхности потоков по сравнению с вышеописанными группами. На аэрофото- и космоснимках хорошо видно, что излияние лав было многократным, и потоки, шириной до 200 м и мощностью в 15–30 м, наслаиваются один на другой. Из-под молодых потоков в западной и северной частях данной группы выступают краевые части потока, участвовавшего в образовании подпрудного озера в районе урочища Ирахиктюз.

На южном склоне Эльбруса лавовые потоки последней фазы активности обнажаются в Азау-Терскольском междуречье, где они налегают на лавы среднелепесточной и позднепесточной (?) фазы активности (см. рис. 3). Самый протяженный и молодой поток спустился в троговую долину р. Азау, выработанную во время 2-ой фазы безенгийского оледенения.

Во время последней фазы активности вулкана извержения происходили не только из вершинных кратеров, но и из трещин и паразитических кратеров, расположенных на склонах Восточного конуса и у его подножия в районе Акчерьякольского лавового потока и скал Ленца [Мышенкова, Короновский, 2020].

В юго-западной части восточной группы потоков в северном подножии Эльбруса располагается молодой экструзивный купол, сложенный глыбовыми лавами дацитового состава с прекрасно сохранившейся первичной формой микрорельефа. Экструзивный купол вытянут в меридиональном направлении приблизительно на 1,5 км и возвышается над поверхностью прорываемых им лав на 20–30 м. С запада он подрезан мореной оледенения середины XIX в.

Наряду с излияниями лав во время последней фазы вулканической активности происходили эксплозивные извержения. К наиболее древним из продуктов данной эксплозивной активности, предвалявшей излияния лав, относятся описанные выше

туфобрекчии, залегающие в основании обнажающегося в левом борту р. Каракаясу разреза восточной группы потоков северного подножия Эльбруса. Об эксплозивных извержениях, происходивших спустя непродолжительный период времени после образования потока, перегородившего р. Кызылкол, свидетельствует вещественный состав пород, слагающих толщу подпрудного озера.

Пирокластические образования присутствуют в юго-восточной части основания Восточной вершины вблизи седловины, где из-под снежного чехла фрагментарно обнажаются светло-серые пористые вулканыты с линзами пемзокластических туфов. Образование данных отложений связывают с эксплозивными выбросами, происходившими из кратера Западной вершины [Природные..., 2004]. С этими выбросами также связывают линзы пеплов и пемз, обнаруженных на низких речных террасах рек Баксан и Чегем [Газеев, 2003; Природные..., 2004]. Однако существует альтернативное мнение относительно возраста пепло-пемзовых отложений в долинах рек Баксан и Чегем, согласно которому они были образованы в приустьевых частях рек, подпруженных в момент извержения ледником 1-ой фазы безенгийского оледенения [Короновский, Милановский, 1958]. В работе [Богатилов и др., 1998в] приводится описание вулканических песков из почвенно-пирокластического чехла на северном и южном подножиях Эльбруса, образование которых связано с тремя разными эпизодами эксплозивной активности, происходивших во второй половине голоцена. Представляется наиболее вероятным, что обнаруженные и описанные пирокластиты отражают лишь часть эксплозивной активности, происходившей во время последней фазы вулканической деятельности Эльбруса.

Таким образом, согласно приведенным выше особенностям геологического строения и развития Эльбрусской вулканической постройки в истории ее формирования выделяется 5 основных этапов, в том числе этап, связанный с вулканической активностью Палео-Эльбруса в эоплейстоцене или в раннем неоплейстоцене (конкретный временной период данного этапа вулканической активности остается дискуссионным), и 4 этапа, связанных непосредственно с вулканической активностью собственно вулкана Эльбрус: в среднем неоплейстоцене, в том числе в период между 1-ой и 2-ой фазами терского оледенения; в позднем неоплейстоцене в период терско-безенгийского межледниковья; в позднем неоплейстоцене между 1-ой и 2-ой фазами безенгийского оледенения; в позднем неоплейстоцене(?) – голоцене после отступления ледников 2-ой фазы безенгийского оледенения. Сопоставление хронологии указанных основных этапов вулканической активности с имеющимися данными изотопного возраста пород описывается ниже в подразделе 3.4.

3.1.2. Центры извержений Западного Приэльбрусья²

В Западном Приэльбрусье помимо продуктов вулканической активности Эльбруса и Палео-Эльбруса имеются продукты шести автономных центров извержений, пять из которых расположены в пределах линейной меридиональной тектонической зоны (см. рис. 3).

Продукты самого южного из них обнажаются в правом борту ледника Кукуртли. Здесь в 30–40 м выше его поверхности на средне-позднепалеозойских гранитах залегают моренные отложения мощностью до 10 м, представленные глыбовой брекчией с щебеночно-дресвяным и, местами, суглинистым заполнителем. Плохо окатанные и угловатые обломки в ней представлены гранитами и мигматитами. Предполагается, что данные моренные отложения связаны с 1-ой фазой безенгийского оледенения [Короновский, 1968]. Морена перекрывается толщей флюидолитов³ риодацитового состава. В нижней части разреза мощностью 12–15 м флюидолиты пепельно-серые, пористые, рыхлые, с фьямме-текстурой, обусловленной наличием линзовидных включений темно-серого вулканического стекла с расплюснутыми «пламеневидными» краями – фьямме, в которых, как и в основной массе, наблюдаются обломки кварца, полевых шпатов, пластинки биотита. В подошве залегает линзовидный прослой мощностью до 1 м черных, плотных, стекловатых флюидолитов. Вверх по разрезу пепельно-серые флюидолиты постепенно уплотняются, количество фьямме в них увеличивается. Выше они перекрываются флюидолитами серо-черными и черными, плотными, стекловатыми, с многочисленными линзовидными включениями черного вулканического стекла. В черных флюидолитах развита столбчатая отдельность. Мощность данной части разреза составляет 80–100 м. В самой верхней части разреза мощностью 0,5–1 м черные флюидолиты переходят в серые, которые по своему строению аналогичны нижележащим. Во всех разностях пород, слагающих описываемую толщу, присутствуют ксенолиты гранитов. Исходя из элементов залегания, устанавливаемых по наклону столбчатой отдельности и включений стекла – азимут падения в северных и северо-западных румбах с углом падения 8–10° – можно предположить, что центр извержений находился в районе современного окончания ледника Кукуртли [Короновский, Мышенкова, 2016]. Выше по разрезу флюидолиты перекрываются пирокластической толщей, описанной в предыдущем пункте.

² При подготовке данного пункта диссертации использована следующая публикация автора, в которой, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Строение западного склона вулкана Эльбрус и Приэльбрусья // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 2. С. 60–73 (1,512 п.л. / авторский вклад 50%).

³ Отнесение пород к флюидолитам здесь и далее произведено на основании их структурно-текстурных особенностей на макро-, но в большей степени на микроуровне, что будет рассмотрено в подразделе 3.2.

Второй центр извержений Битюк-Тюбе находится в среднем течении р. Битиктёбе в месте впадения в нее правого притока – р. Балыксу – и располагается на правом борту долины на высоте 3010 м над уровнем моря и 350 м над современными руслами рек в месте их слияния. На официально изданных в постсоветское время топографических картах указывается название реки Битиктёбе, которое и будет далее употребляться в данной работе для названия реки. Название Битюк-Тюбе для описываемого центра извержений дается согласно названиям, приводимым в геологических опубликованных и фондовых источниках при описании вулканогенных образований, относимых в данной работе к данному центру извержений.

В плане продукты центра извержений Битюк-Тюбе представляют собой изометричное тело размером $1,6 \times 1,4$ км, частично перекрытое делювиальными и ледниковыми голоценовыми отложениями, а в южной части на обоих бортах р. Битиктёбе так же, как и продукты автономного центра извержений, обнажающиеся в правом борту ледника Кукуртли, перекрываются пирокластической толщей, описанной в предыдущем пункте. Разрез вулканогенной толщи сложен темно-серыми и черными флюидами с массивной или прерывисто-линзовидной текстурой, серыми флюидами и розовыми дацитами с фьямме-текстурой или с прерывисто-линзовидной текстурой и пемзами. Флюиды обнажаются в обоих бортах рек Битиктёбе и Балыксу, в то время как черно-розовые дациты и пемзы, приуроченные непосредственно к центру извержения, распространены только на правом борту р. Балыксу выше отметки 2940 м (рис. 17).

Темно-серые и черные флюиды обнажаются в руслах р. Битиктёбе и её правого притока – р. Балыксу и еще не вскрыты эрозией до своего основания (рис. 18). Предполагается, что в русле р. Битиктёбе данные флюиды перекрывают моренные отложения, связанные с 1-ой фазой безенгийского оледенения [Короновский, 1968].

Элементы залегания, устанавливаемые по совпадающей с наклоном трещин отдельности ориентировке линзовидных включений, свидетельствуют о том, что материал заполнял уже существующую на тот момент долину реки, которая представляла собой трог, выработанный во время 1-ой фазы безенгийского оледенения. Максимальная видимая мощность вскрытой части разреза данных флюидов составляет 150–200 м.

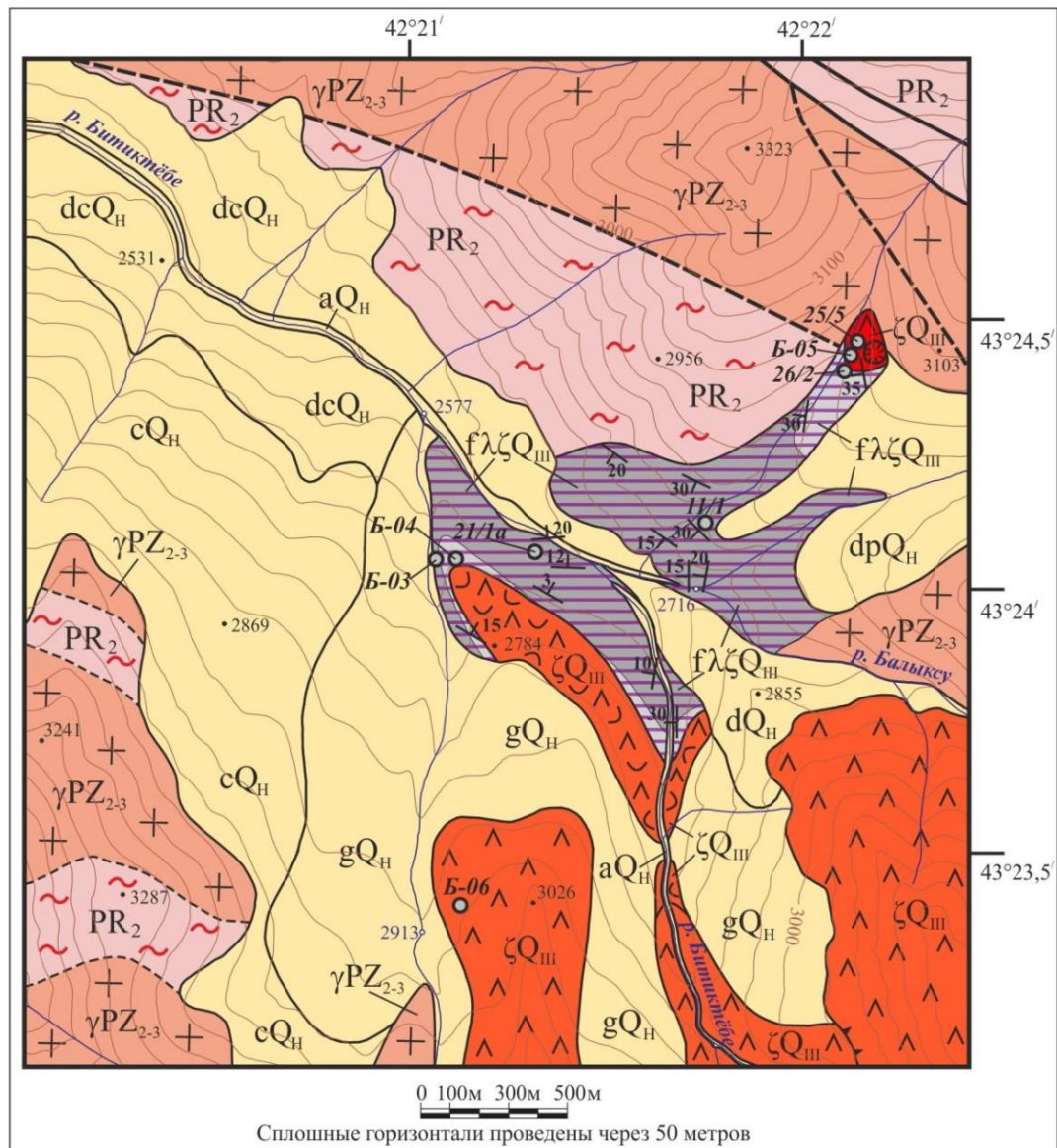
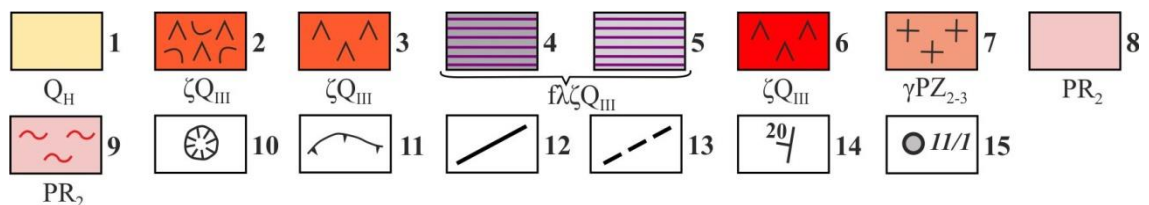


Рис. 17. Геологическая карта автономного центра извержений в среднем течении р. Битикёбе (составлена по данным [Пурига и др., 2001; Письменный и др., 2004] с изменениями автора)

Условные обозначения к рис. 17



Стратифицированные отложения:

Четвертичная система: 1–2 – голоцен: 1 – валунники, галечники, пески, супеси, суглинки, глины (неразделенные): аллювиальные (аQ_H), делювиальные (dQ_H), коллювиальные (сQ_H), делювиально-коллювиальные (dcQ_H), делювиально-пролювиальные (dpQ_H), ледниковые (gQ_H);

2–6 – верхний неоплейстоцен: 2–3 – вулканогенные образования вулкана Эльбрус: 2 – лавы, лавобрекчии дацитового состава (неразделенные) (ζQ_{III}); 3 – тефры (нерасчлененные по размеру), пеплы, пемзы дацитового состава (неразделенные) (ζQ_{III}); 4–6 – образования автономного центра извержений:

4–5 – флюидогенные образования риодацитового состава (fλζQ_{III}): 4 – темно-серые и черные флюидолиты с массивной и прерывисто-линзовидной текстурой; 5 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой;

6 – черно-розовые лавы дацитового состава с прерывисто-линзовидной и фьямме-текстурой, пемзы (неразделенные) (ζQ_{III}).

Интрузивные образования: **7** – средне-позднепалеозойские гранитоиды нерасчлененные (γPZ_{2-3}).

Метаморфические образования: **8–9** – позднепротерозойские метаморфические образования (PR_2): **8** – кристаллические сланцы и гнейсы (неразделенные); **9** – мигматиты, анатектиты с пачками и линзами мигматизированных гнейсов, сланцев и амфиболитов (неразделенные).

Жерловые образования: **10** – жерловое тело.

11 – границы лавовых потоков (бергштрихи направлены внутрь потоков).

12–13 – разрывные нарушения: **12** – установленные, **13** – предполагаемые.

14 – элементы наклонного залегания пород.

15 – места отбора образцов пород, изученных методами сканирующей электронной микроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.



Рис. 18. Обнажения темно-серых и черных флюидолитов в месте слияния рек Битиктёбе и Балыксу: а – обнажения в береговых обрывах и в русле р. Битиктёбе; б – обнажение в обрыве левого берега р. Балыксу

Флюидолиты характеризуются обломочной структурой, массивной или прерывисто-линзовидной текстурой. На фоне основной массы темно-серого, местами черного, цвета наблюдаются обломки розовато- и бледно-фиолетового кварца, полевых шпатов, пластинки биотита. Ксенолиты представлены гнейсами и серыми гранитами размером до 6 см в поперечнике остроугольных и округлых форм. В породах содержатся светло-серые линзовидные включения кварц-полевошпатового состава до 2,5 см в длину. Разности пород, в которых данные включения присутствуют в единичном количестве, в целом характеризуются массивной текстурой (рис. 19, а); разности пород, характеризующиеся их повышенным содержанием – прерывисто-линзовидной текстурой (рис. 19, б).



а



б

Рис. 19. Текстура черных и темно-серых флюидолитов в месте слияния рек Битиктёбе и Балыксу: а – флюидолиты с массивной текстурой; б – флюидолиты с прерывисто-линзовидной текстурой

Иногда встречаются разновидности, в которых помимо данных включений содержатся линзы вулканического стекла до 10 см в длину, выделяющиеся на фоне основной массы своей черной окраской. В обнажениях наблюдается чередование крупной глыбовой и плитчатой отдельности (рис. 20).



а



б

Рис. 20. Глыбовая и плитчатая отдельность в темно-серых и черных флюидолитах в месте слияния рек Битиктёбе и Балыксу (в нижней части склона правого борта долины р. Балыксу): а – глыбовая отдельность; б – плитчатая отдельность

Темно-серые и черные флюидолиты по резкой границе (рис. 21) перекрываются серыми флюидолитами с ярко выраженной фьямме-текстурой, обусловленной наличием обособлений черного вулканического стекла разного размера и степени удлинения (рис. 22, а), при увеличении содержаний и размеров которых текстура флюидолитов меняется на прерывисто-линзовидную (рис. 22, б). Обломки кристаллов присутствуют как в основной массе серого цвета, так и в черных стекловатых включениях. В серых флюидолитах развита тонкая

плитчатая отдельность, совпадающая с ориентировкой включений вулканического стекла. Видимая мощность данных флюидолитов составляет около 50 м.



Рис. 21. Контакт черных и серых флюидолитов в правом борту левого притока р. Битиктёбе, расположенного ниже по течению от места слияния рек Битиктёбе и Балыксу (молоток лежит на плоскости контакта)



а



б

Рис. 22. Текстура серых флюидолитов в продуктах центра извержений Битюк-Тюбе: а – флюидолит с фьямме-текстурой; б – флюидолит с прерывисто-линзовидной текстурой

Выше по разрезу на правом борту р. Битиктёбе серые флюидолиты постепенно сменяются дацитами черно-розового цвета с прерывисто-линзовидной (рис. 23, а) и с фьямме-текстурой (рис. 23, б), содержащими до 30–50% обособлений черного вулканического стекла от общего

объема породы. Ксенолиты серых гранитов и обломки кристаллов кварца и полевых шпатов присутствуют как в основной массе розового цвета, так и в черных стекловатых включениях. Образовавшие их потоки обладали повышенной вязкостью и распространялись не более чем на 100 м от центра извержений вниз по склону долины (рис. 24). Вверх по разрезу черно-розовые дациты постепенно светлеют, становятся более рыхлыми, пористыми (рис. 25, б) и постепенно переходят в светло-охристые пемзы, которые фактически фиксируют положение центра извержений (рис. 25, а).



Рис. 23. Текстура черно-розовых дацитов в продуктах центра извержений Битюк-Тюбе:
а – дациты с прерывисто-линзовидной текстурой; **б** – дациты с фьямме-текстурой

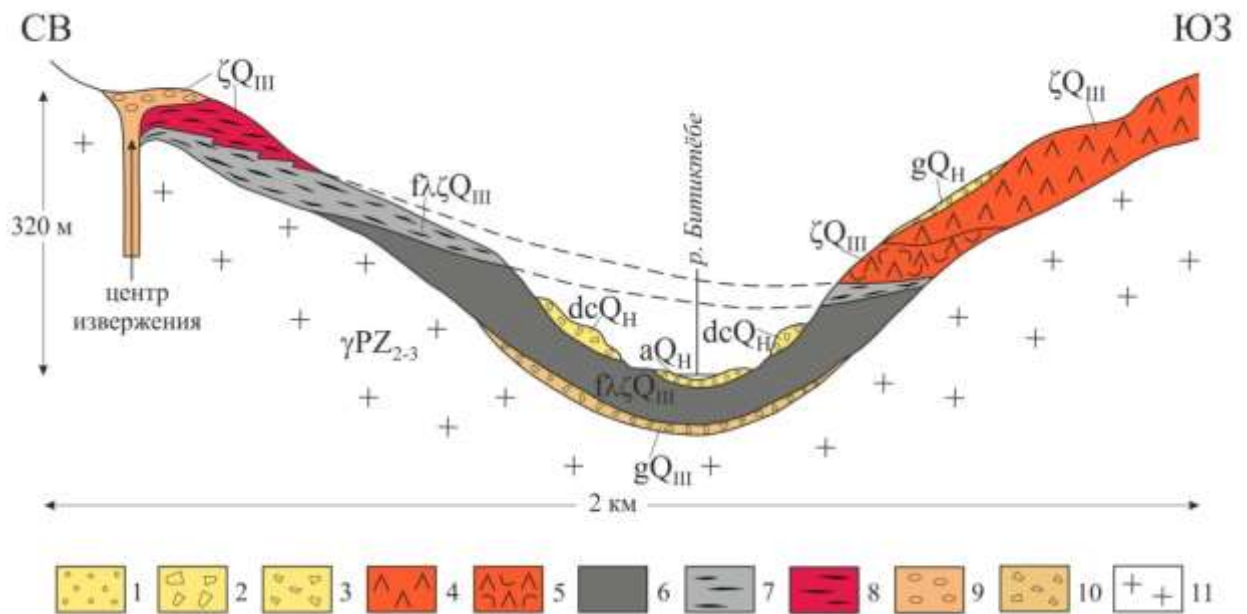


Рис. 24. Схематический поперечный разрез долины р. Битиктёбе в ее среднем течении

1–3 – голоцен: 1 – аллювиальные отложения (aQ_H), 2 – делювиально-коллювиальные отложения (dcQ_H), 3 – ледниковые отложения (gQ_H); **4–10 – верхний неоплейстоцен:** 4 – дацитовые лавы (ζQ_{III}), 5 – тефры, пеплы, пемзы дацитового состава (неразделенные) (ζQ_{III}); **6–7 – флюидолиты риодацитового состава ($f\lambda\zeta Q_{III}$):** 6 – темно-серые и черные флюидолиты, 7 – серые флюидолиты; **8 – черно-розовые дациты (ζQ_{III}), 9 – пемзы дацитового состава (ζQ_{III}), 10 – ледниковые отложения (gQ_H); 11 – средне-позднепалеозойские гранитоиды (γPZ_{2-3})**



а



б

Рис. 25. Завершающие разрез продуктов центра извержений Битюк-Тюбе пемзы (а) и переходная разность между пемзами и нижележащими черно-розовыми дацитами (б)

Центр извержений Битюк-Тюбе, находящийся на правом плече троговой долины в месте соединения трогов рек Битиктёбе и Балыксу, образованных во время 1-ой фазы безенгийского оледенения, практически полностью разрушен экзарационной деятельностью ледника и/или нивальными процессами во время 2-ой фазы данного оледенения (рис. 26).

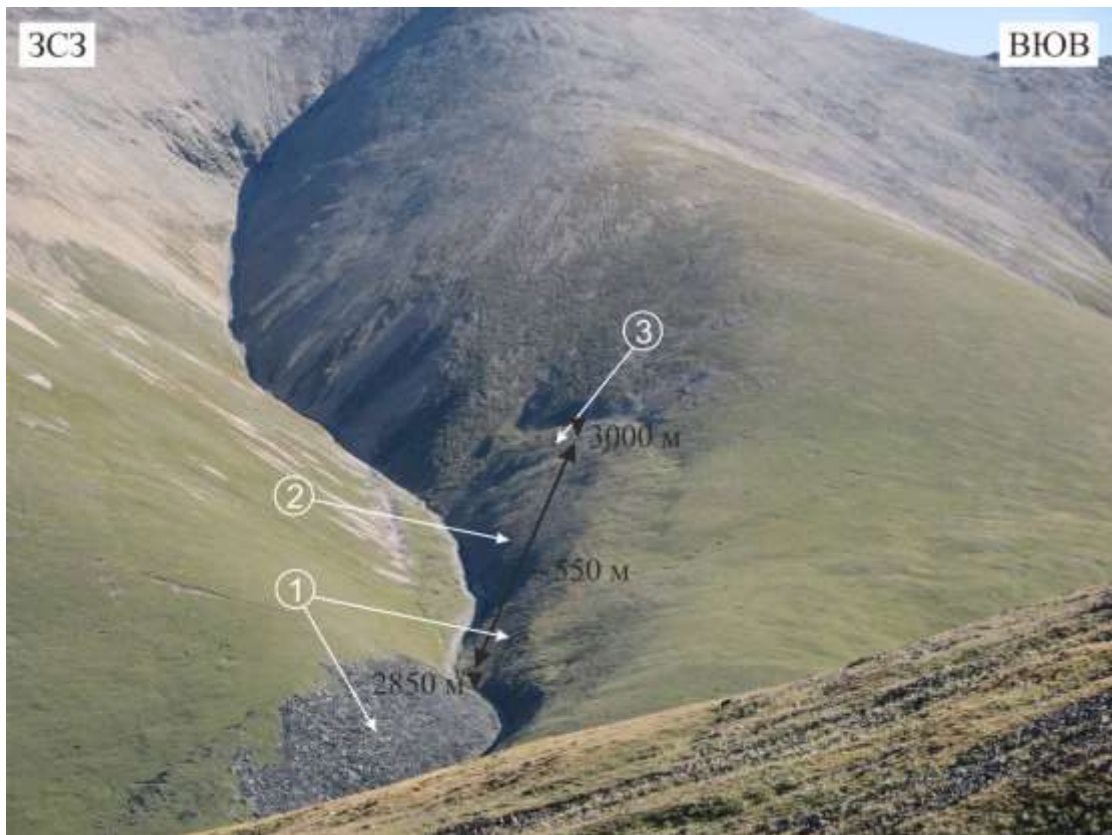


Рис. 26. Разрушенный ледниковой деятельностью центр извержений Битюк-Тюбе (на левом борту безымянного ручья, являющегося первым правым притоком р. Балыксу от места ее слияния с р. Битиктёбе, вид с юго-запада)

1 – темно-серые и черные флюидолиты, 2 – серые флюидолиты, 3 – разрушенный центр извержений (черно-розовые дациты, пемзы)

Этому способствовало то обстоятельство, что данный центр сложен менее плотными породами (черно-розовыми дацитами и пемзами), чем ниже лежащие по склону плеча трога и в днище трога темно-серые и черные плотные флюидолиты, практически бронирующие борта и днище трога, образованного во время 1-ой фазы безенгийского оледенения.

В нижнем течении р. Битиктёбе, на участке около 3 км вдоль ее русла перед впадением в р. Уллухурзук, расположены три пространственно разобщенных выхода вулканогенных пород, аналогичных по составу описанным выше флюидолитам и дацитами в центре извержений Битюк-Тюбе. Два выхода в плане представляют собой субшироко вытянутые вдоль русла реки тела длиной около 1600 м (западный выход у устья реки на правом борту) и 1100 м (восточный выход на левом борту реки) и шириной до 200 м, сложенные темно-серыми и черными флюидолитами с массивной или прерывисто-линзовидной текстурой (рис. 27, а), перекрывающимися выше по разрезу серыми и розовато-серыми флюидолитами с фьямме-текстурой (рис. 27, б). Так же, как и в районе центра извержений Битюк-Тюбе, в обнажениях флюидолитов в нижнем течении р. Битиктёбе наблюдается чередование крупной глыбовой и плитчатой отдельности.



Рис. 27. Текстура флюидолитов в нижнем течении р. Битиктёбе: а – темно-серые флюидолиты с прерывисто-линзовидной текстурой; б – розовато-серый флюидолит с фьямме-текстурой

Подошва флюидолитов в западном выходе располагается на высоте 40 м над современным руслом реки. Долина, которую заполнили описанные флюидолиты, представляет собой трог, выработанный во время 1-ой фазы безенгийского оледенения. Ниже по течению непосредственно за концом потока флюидолитов хорошо видна морена данного оледенения, ригель и устьевая ступень трога р. Битиктёбе, высота которого достигает 100–140 м по отношению к днищу одновозрастного трога р. Уллухурзук.

На левом борту р. Битиктёбе в 250 м выше по склону над восточным выходом флюидолитов располагается еще один выход вулканогенных пород, имеющий размеры в плане 230×330 м. В строении вскрытой части его разреза помимо черных и розовато-серых флюидолитов принимают участие в его верхней части черно-розовые дациты с прерывисто-линзовидной текстурой, обнажающиеся на абсолютной высоте 2630–2650 м (рис. 28, а). Текстура обусловлена наличием удлиненных линз и полос вулканического стекла черного цвета, содержание которых достигает 60% от общего объема породы. Дацинты, находящиеся в данном месте в коренном залегании, падают в сторону русла реки, фактически бронируя склон троговой долины (рис. 28, б). Выше по склону находится глыбовый развал округлой формы диаметром около 50–60 м, состоящий из нагромождения крупных обломков и глыб дацитов размером до нескольких метров в поперечнике (рис. 29).

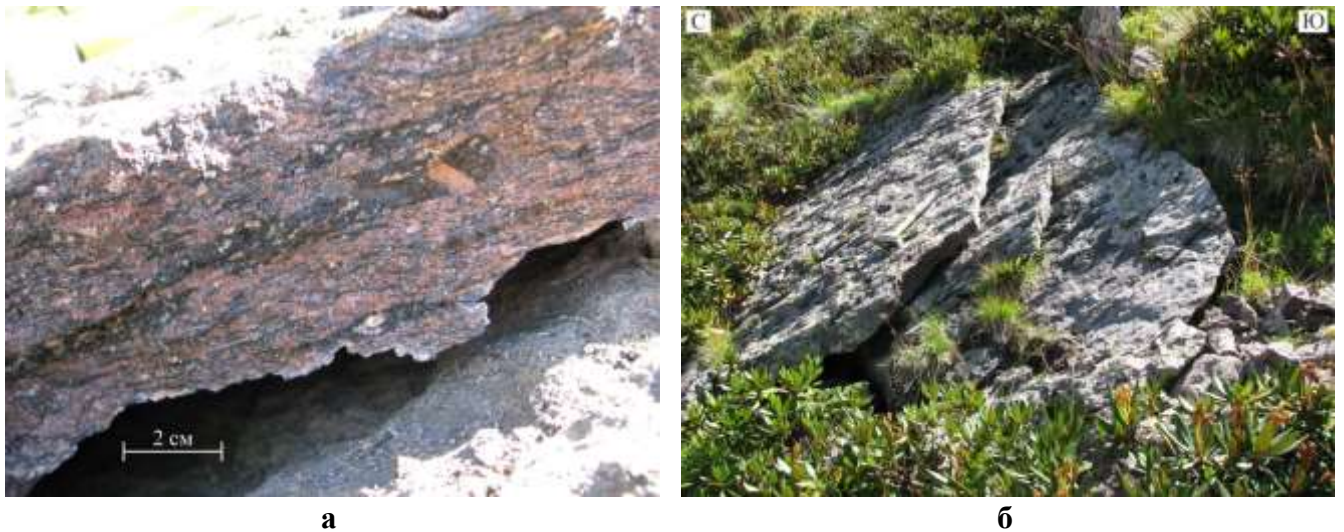


Рис. 28. Черно-розовые дациты с прерывисто-линзовидной текстурой, обнажающиеся в правом борту р. Битиктёбе в ее нижнем течении на абс. высоте 2630 – 2650 м:
а – фрагмент обнажения; **б** – обнажение плитчатых дацитов, бронирующих склон

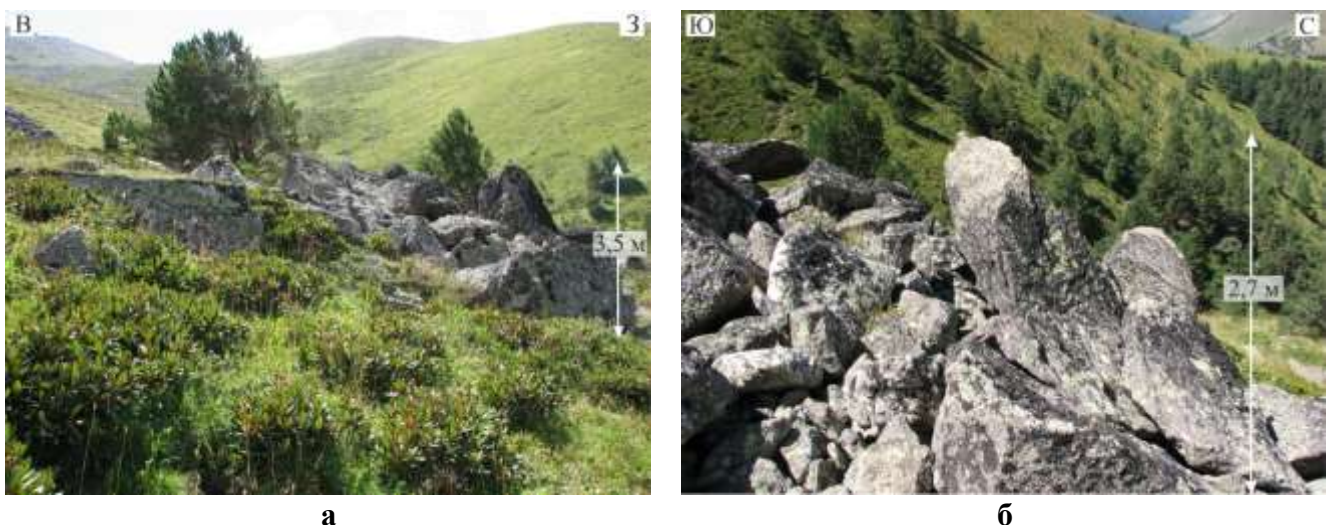


Рис. 29. Развалы черно-розовых дацитов в нижнем течении р. Битиктёбе:
а – вид развалов с севера; **б** – вид с востока внутри развалов

В районе северо-западного ограничения развалов на резком перегибе склона в сторону крутого борта безымянного ручья, являющегося левым притоком р. Битиктёбе, среди глыбовых обломков дацитов обнажаются их сглаженные коренные выходы, свидетельствующие о ледниковой абразии во время 2-ой фазы безенгийского оледенения в трогe р. Битиктёбе (рис. 30).



Рис. 30. Коренные выходы черно-розовых дацитов в нижнем течении р. Битиктёбе, сглаженные ледниковой абразией

Округлая форма площади глыбовых развалов дацитов и наличие следов экзарационной деятельности ледника по их периферии, а также наличие следов стекания дацитов вниз по склону свидетельствуют о наличии в данном месте разрушенного во время 2-ой фазы безенгийского оледенения столбообразного тела (некка) (рис. 31).

Аналогичным строением разреза вулканогенных образований, как и у продуктов центра извержений Битюк-Тюбе, характеризуются два других автономных центра извержений, расположенных к северу от него.

Ближний центр расположен в 3 км к северо-северо-востоку от центра извержения Битюк-Тюбе на левом борту долины р. Чемарткол в ее среднем течении на границе структурно-формационных зон Главного и Передового хребтов. Продукты данного центра извержений представляют собой три разобщенных эрозией останца поперечным размером в первые сотни метров, расположенные на таком же расстоянии между собой на водоразделах между рекой и ее левыми безымянными притоками.

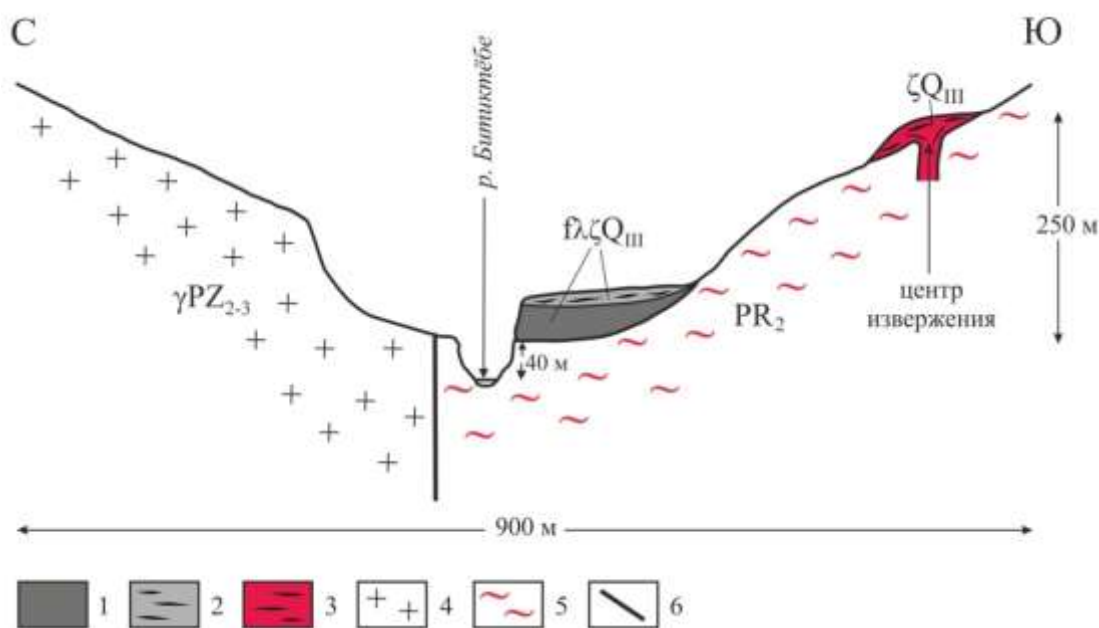


Рис. 31. Схематический поперечный разрез долины р. Битиктёбе в ее нижнем течении

1–3 – верхний неоплейстоцен: 1–2 – флюидолиты риодацитового состава ($f\lambda\zeta Q_{III}$): 1 – темно-серые и черные флюидолиты, 2 – серые и розовато-серые флюидолиты; 3 – черно-розовые дациты (ζQ_{III}); **4 – средне-позднепалеозойские** гранитоиды (γPZ_{2-3}); **5 – позднепротерозойские** мигматиты (PR_2); **6 – разрывное нарушение**

На двух останцах, расположенных ближе к руслу реки – северном и восточном – вулканогенные образования имеют строение разреза совершенно аналогичное центру извержений Битюк-Тюбе [Короновский, 1968], исходя из чего следует, что в основании разреза залегают темно-серые и черные флюидолиты, перекрываемые серыми флюидолитами и черно-розовыми дацитами, аналогичными флюидолитам и дацитам долины р. Битиктёбе. На северном останце подошва флюидолитов располагается на высоте 100–120 м над современным руслом реки, на расположенном выше по течению р. Чемарткол восточном останце – на высоте 60 м. Дациты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью в пределах северного останца довольно круто наклонены вниз по склону, вероятно, профиль долины во время извержения был уже близок к современному. На вулканогенные образования в южной и западной частях данного останца налегает пласт рыхлой пемзовой мелочи [Микей, 1931]. Этот же пласт рыхлой пемзовой мелочи залегает в основании третьего юго-западного останца, расположенного гипсометрически выше на высоте 2900 м над уровнем моря на том же водораздельном гребне, что и северный останец. На пласте пемзовой мелочи залегают глыбы пемзовой брекчии размером до 6–8 м, представленной остроугольными кусками пемзы размером до 5–8 см, а также ксенолитами кристаллических сланцев, гранитов и пегматитов, сцементированных пемзовым туфом [Короновский, 1968] (рис. 32). Здесь также присутствуют вулканические бомбы размером до 20 см, состоящие из пористого темно-серого и желтоватого

«пенистого» вулканического стекла, а также из темно-серых и черных полосчатых лав [Короновский, 1968; Пурига и др., 2001].

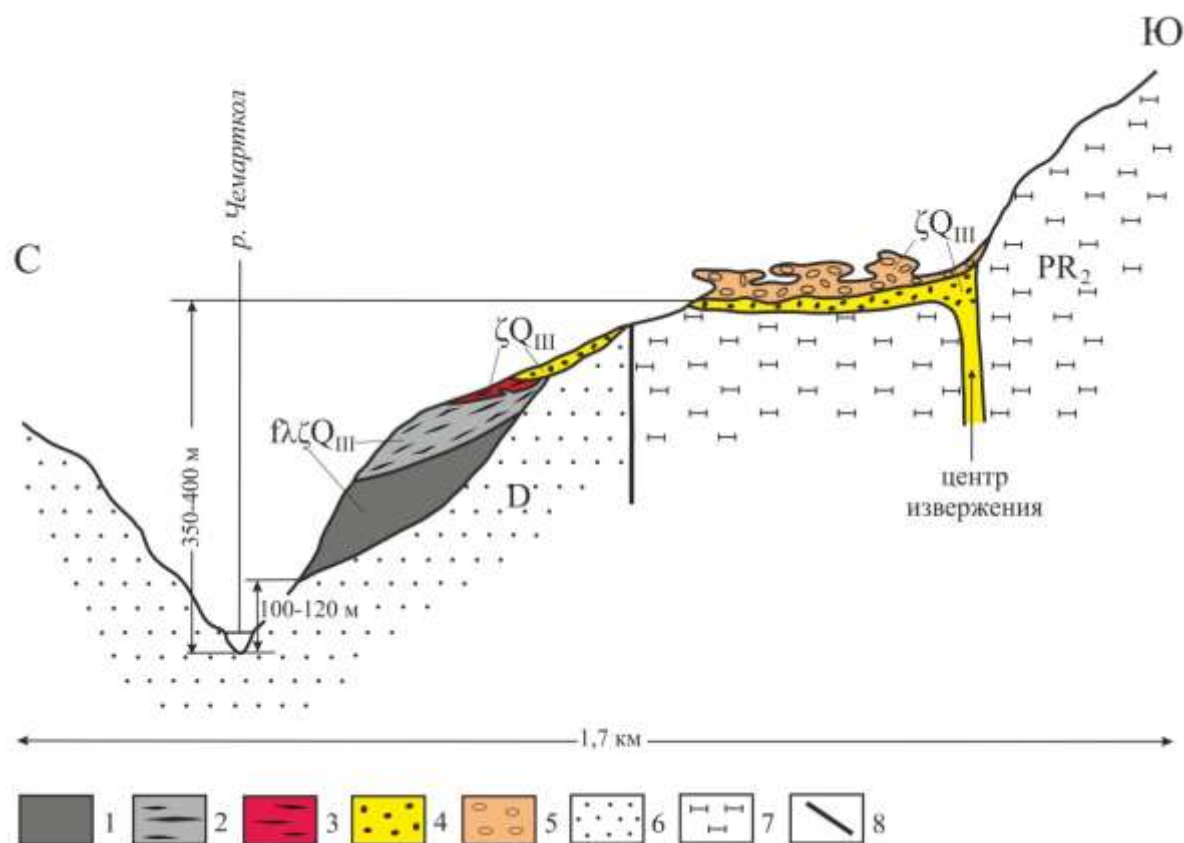


Рис. 32. Схематический поперечный разрез долины р. Чемарткол в районе распространения флюидолитов

1–5 – верхний неоплейстоцен: 1–2 – флюидолиты риодацитового состава ($f\lambda\zeta Q_{III}$): 1 – темно-серые и черные флюидолиты, 2 – серые флюидолиты; 3 – черно-розовые дациты (ζQ_{III}); 4 – рыхлая пемзовая мелочь дацитового состава (ζQ_{III}), 5 – пемзовая брекчия дацитового состава (ζQ_{III}); 6 – **девонские** вулканы (D); 7 – **позднепротерозойские** кристаллические сланцы и гнейсы (PR_2); 8 – разрывное нарушение

Другой центр извержений расположен в 6,5 км к северу от центра извержений Битюк-Тюбе в верховье р. Чучкур выше по течению от места впадения в нее р. Чемарткол. Продукты данного центра представляют собой расположенное на обоих бортах р. Чучкур изометричное тело размером $1,2 \times 0,9$ км, разделенное в западной части руслом на два «языка». Строение вулканогенных образований данного центра извержений аналогично описанному выше геологическому строению автономных центров извержений в долинах рек Битиктёбе и Чемарткол. Снизу вверх вулканогенная толща сложена темно-серыми и черными флюидолитами, с залегающими на них серыми флюидолитами и выше по разрезу черно-розовыми дацитами, постепенно переходящими в пемзы, которые фиксируют положение центра извержений на высоте около 2470 м над уровнем моря (рис. 33). В породах содержатся ксенолиты гранитоидов, двуслюдяных сланцев и гнейсов, а также девонских эффузивов,

глинистых сланцев и других осадочных пород [Короновский, 1968; Сомин и др., 2009], что подчеркивает автономность данного центра извержений.

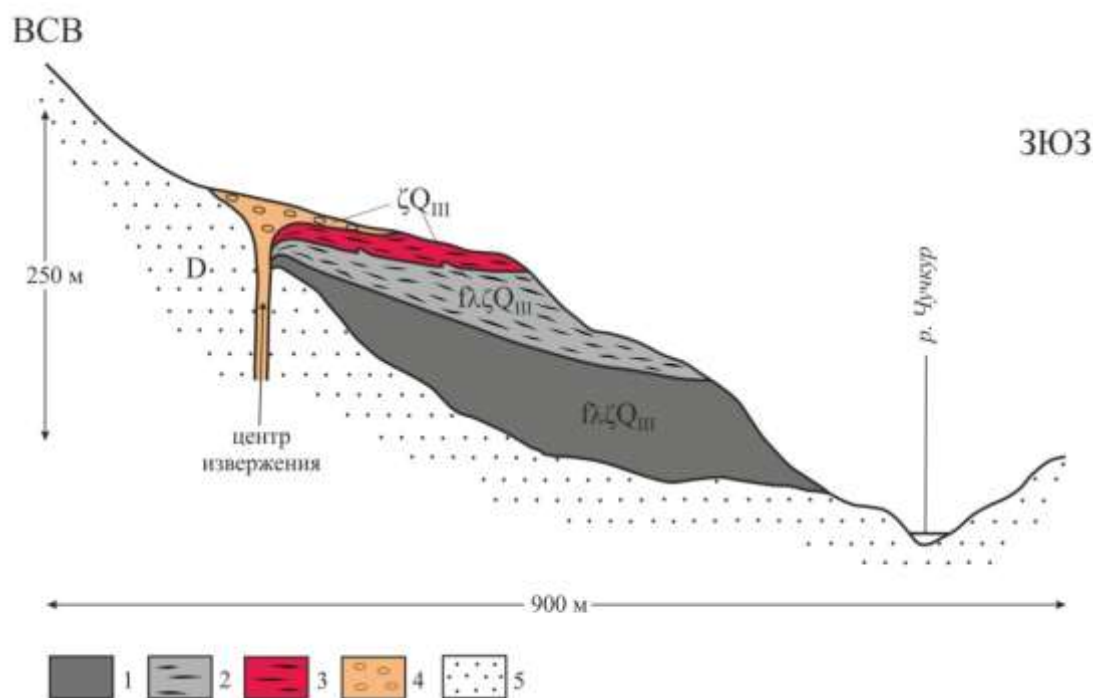


Рис. 33. Схематический поперечный разрез долины р. Чучкур в районе распространения флюидолитов

1–5 – верхний неоплейстоцен: 1–2 – флюидолиты риодацитового состава ($fлζQ_{III}$): 1 – темно-серые и черные флюидолиты, 2 – серые флюидолиты; 3 – черно-розовые дациты ($ζQ_{III}$); 4 – пемзы дацитового состава ($ζQ_{III}$); 5 – девонские терригенные отложения, вулканиты

В 1,2 км выше по течению от места слияния р. Чучкур с р. Чемарткол флюидолиты еще не вскрыты эрозией до своего основания, что указывает на молодой возраст данных образований.

Таким образом, можно констатировать сходство в строении разрезов продуктов автономных центров извержений, располагающихся в долинах рек Чучкур, Чемарткол и Битиктёбе. Отдельно следует отметить, что два субшироко вытянутых тела вулканитов на участке нижнего течения р. Битиктёбе и изометричное тело на участке в среднем ее течении всеми изучавшими их исследователями ранее интерпретировались как останцы единого покрова, несмотря на отсутствие вулканитов в долине реки под рыхлыми наносами между данными участками, которое было установлено по результатам бурения, проведенного Кольцовской экспедицией Первого Главного Геологического Управления Мингео СССР в 1958 году. В ходе полевых работ, проводившихся в рамках создания эталона эльбрусского магматического комплекса, ФГУГП «Кавказгеолсъемка» в нижнем течении р. Битиктёбе на ее левом борту был закартирован еще один небольшой выход вулканитов игнимбритового облика размером 230×330 м [Пурига и др., 2001]. Однако детального его описания приведено не было, и впоследствии все разрозненные выходы в долине р. Битиктёбе продолжали

интерпретироваться как останцы единого покрова [Газеев, 2003; Природные..., 2004; Лебедев и др., 2011а; Чернышев и др., 2014]. В ходе полевых исследований, проведенных автором в долине р. Битиктёбе в 2010 году, в верхах разреза ранее выявленного третьего останца были установлены черно-розовые дациты, описанные выше в данном пункте. Данная разновидность пород в долине р. Битиктёбе помимо этого выхода распространена только в непосредственной близости – на расстоянии не более 100 м – от центра извержений Битюк-Тюбе на правом борту долины реки в ее среднем течении. Очевидно, что черно-розовые дациты, залегающие на левом склоне долины р. Битиктёбе в ее нижнем течении, бронирующие склон долины на абсолютной высоте 2630–2650 м и слагающие глыбовые развалы выше по склону, маркируют еще один центр извержений, продуктами которого являются расположенные гипсометрически ниже два субширотно вытянутых тела. Таким образом, в позднем неоплейстоцене в долине р. Битиктёбе происходили извержения из двух автономных центров, один из которых располагался в среднем течении реки на ее правом борту, другой – в нижнем течении реки на ее левом борту.

Все продукты вышеописанных автономных центров извержений по петрохимическому составу соответствуют риодацитам и дацитам [Чернышев и др., 2014] и были образованы в первой половине позднего неоплейстоцена между 1-ой и 2-ой фазами безенгийского оледенения.

Самый северный автономный центр извержения – вулкан Таш-Тюбе или Худесский щитовой вулкан – расположен севернее Передового хребта в пределах Бечасынской структурно-формационной зоны и приурочен к древней долине р. Худес. Вулканический аппарат Таш-Тюбе находится непосредственно над погружающимся под него с юга региональным Северным разломом, ограничивающим с севера образования структурно-вещественного комплекса грабен-синклиория Передового хребта [Пурига и др., 2001]. От вулканического конуса Таш-Тюбе (2482 м) на 15 км вниз по левому борту долины в междуречье Худес – Конушкол (левый приток р. Худес) прослеживается единый поток лав андезидацитового, андезитового, реже трахиандезитового состава [Лебедев и др., 2011а] мощностью до 150 м и шириной от 1,5 до 2,5 км. Ниже по течению р. Худес он сильно расчленен эрозией и от него сохранились лишь небольшие останцы. В.А. Лебедевым с коллегами выявлено петрографическое и петрохимическое сходство лав вулкана Таш-Тюбе с лавовым останцем, расположенным в устье р. Худес в 30 км ниже по течению от вулканического аппарата. Кровля потока сглажена в результате экзарационной деятельности ледника, поэтому он был образован как минимум до начала наступания ледников во время 2-ой фазы безенгийского оледенения. Данные о положении подошвы лав над современным руслом р. Худес, приводимые разными исследователями, различаются. Так, в работе

[Милановский, Короновский, 1973] указано, что «эрозия углубилась ниже подошвы лав на 30–40 м»; согласно [Пурига и др., 2001] северная часть единого потока и лавовые останцы возвышаются над современным руслом р. Худес на высоте около 70–100 м; эти же цифры согласно [Газеев, 2003] составляют максимальное возвышение лавовых останцов над современным руслом реки; В.А. Лебедев с коллегами в работе [Лебедев и др., 2011а] указывает, что останцы залегают на верхних террасах долины р. Худес на высоте нескольких сотен метров над ее нынешним руслом. В связи с этим установление нижнего возрастного предела формирования потока при помощи геолого-геоморфологического метода требует дополнительных полевых исследований.

Вулканический аппарат Таш-Тюбе, а также автономные центры извержений в долинах рек Чучкур, Чемарткол, среднем течении р. Битиктёбе и в правом борту ледника Кукуртли расположены в узкой полосе меридионального простирания, проходящей через западную периферию Эльбрусской вулканической постройки, что свидетельствует об их приуроченности к одной из тектонических зон субмеридионального Транскавказского поперечного поднятия. Характерно, что данные центры извержений располагаются в местах пересечения этой субмеридиональной тектонической зоной на весьма коротком отрезке длиной около 16 км серии субширотных зон 4-х региональных разломов: Северного и Пшекиш-Тырныаузского, ограничивающих соответственно с севера и юга грабен-синклиний Передового хребта, и расположенных южнее в кристаллических образованиях горст-антиклинория Главного хребта зон Чемарткольского и Сылтранского разломов. Субмеридиональная тектоническая зона, проходящая вдоль западных обрывов вулкана Эльбрус, подтверждена структурно-кинематическими исследованиями зон разрывов и слабо нарушенных тектонических блоков с применением методики парагенетического тектодинамического анализа, проведенными в 2000–2001 гг. группой геологического факультета МГУ под руководством Т.Ю. Тверитиновой в рамках работ по комплексному изучению вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса, в результате которых в районе Западного Приэльбрусья были выделены относительно сближенные меридиональные Западная и Верхнеуллукамско-Бийтуктубинская зоны концентрации деформаций [Пурига и др., 2001].

3.1.3. Центры извержений Северного и Восточного Приэльбрусья⁴

У северного подножия Эльбруса и на его восточном склоне расположены продукты четырех древних и двух относительно молодых автономных центров извержений, имеющие туфовый и игнимбритовый облик и отвечающие по петрохимическому составу риодацитам более и менее кислым соответственно. Продукты данных центров гипсометрически занимают наиболее высокое положение относительно современного днища речных долин в районе их проявления. Они слагают гору Тузлук, гребневидное тело в правом борту верховьев р. Бирджалысу, узкую гряду у перевала Ирикчат и достаточно обширный сложно построенный выход из продуктов трех центров извержений восточнее ледника Уллумалиендерку.

Первые три из них, аналогично центрам извержений Западного Приэльбрусья, описанным в предыдущем пункте, расположены в узкой полосе меридионального простиранья, но проходящей через восточную периферию Эльбрусской вулканической постройки, что также свидетельствует об их приуроченности к одной из тектонических зон субмеридионального Транскавказского поперечного поднятия, которая находит свое подтверждение наличием Бирджалысу-Верхнеирикской и Восточной меридиональных зон концентрации деформаций, выделенных по результатам указанных в предыдущем пункте структурно-кинематических исследований. Так же, как и в Западном Приэльбрусье, данные три центра извержений располагаются в местах пересечения этой субмеридиональной тектонической зоной на весьма коротком отрезке длиной около 15 км субширотных зон региональных разломов: Северного и Пшекиш-Тырныаузского, ограничивающих соответственно с севера и юга грабен-синклиний Передового хребта, и расположенной южнее в кристаллических образованиях горст-антиклинория Главного хребта зоны Сылтранского разлома.

Центры извержений, продукты которых слагают толщу восточнее ледника Уллумалиендерку, расположены в пределах Терскольско-Аэродромовской меридиональной зоны концентрации деформаций [Пурига и др., 2001], которая так же, как и другие меридиональные зоны концентрации деформаций на западной и восточной перифериях Эльбрусской вулканической постройки, приурочена к субмеридиональной тектонической зоне Транскавказского поперечного поднятия.

Гора Тузлук располагается на левом борту долины р. Малки севернее Передового хребта в пределах Бечасынской структурно-формационной зоны и находится в 1,5 км севернее над

⁴ При подготовке данного пункта диссертации использована следующая публикация автора, в которой, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Мышенкова М.С.* Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 1. С. 8–14 (1,125 п.л. / авторский вклад 20%).

погружающимся под него с юга региональным Северным разломом, ограничивающим с севера образования структурно-вещественного комплекса грабен-синклинория Передового хребта. Гора имеет форму сглаженного конуса размером по основанию $1,0 \times 0,5$ км и абсолютной отметкой вершины 2585,3 м, вытянутого в меридиональном направлении и возвышающегося над окружающей местностью – поверхностью Бечасынского плато – не более чем на 100–120 м (рис. 34).



Рис. 34. Гора Тузлук и Бечасынское плато: а – вид на г. Тузлук с юга; б – вид на Бечасынское плато с вершины г. Тузлук

В обрывах левого борта долины р. Малки в моноклинально залегающих нижне-среднеюрских терригенных отложениях наблюдаются субвертикальные зоны разломов, простирающиеся в субширотном направлении в сторону г. Тузлук и ограничивающие тектонически опущенный блок юрских отложений, на поверхности которого между разломами расположена г. Тузлук (рис. 35).



Рис. 35. Зона субширотного разлома в нижне-среднеюрских терригенных отложениях, ограничивающего с юга г. Тузлук. Вид с юга, с обрыва левого борта р. Малка к востоку от г. Тузлук. Черной линией показан профиль склона, за которым проходит плоскость разлома, которая параллельна плоскости рисунка

В обнажениях непосредственно под вершиной горы с южной стороны коренные выходы флюидолитов имеют тонкую плитчатую отдельность с довольно крутым падением ($30\text{--}40^\circ$) в юго-восточном направлении ($\sim 140^\circ$), а выше по склону на юго-восточной стороне вершины г. Тузлук плитчатая отдельность залегает с относительно пологим углом падения ($5\text{--}12^\circ$) в том же направлении (рис. 36).

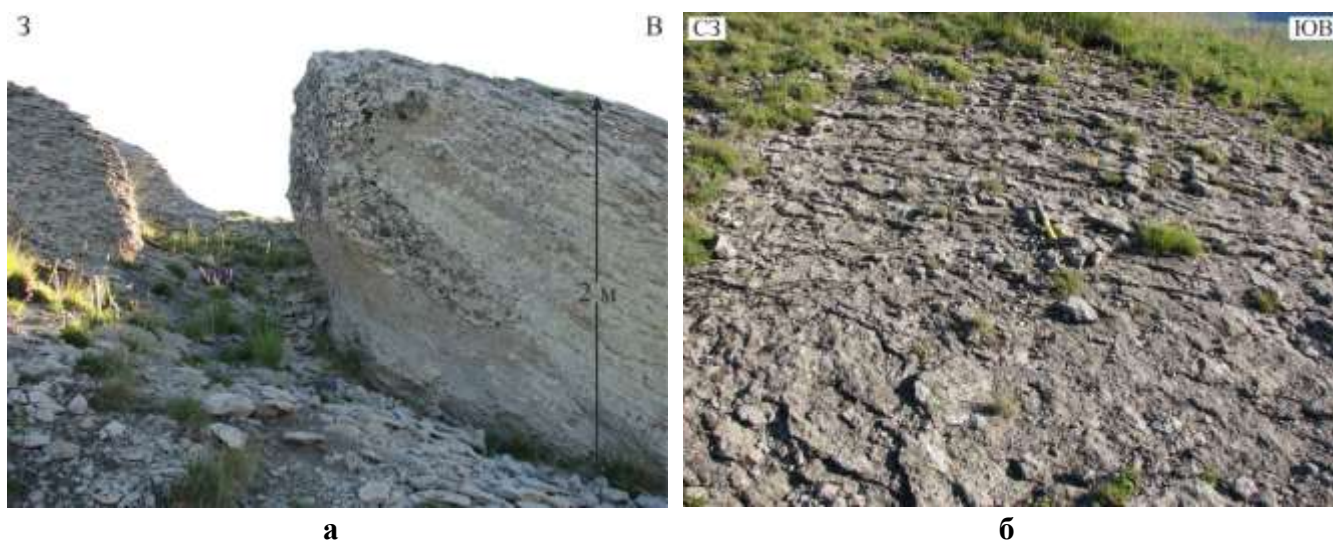


Рис. 36. Плитчатая отдельность в светло-серых флюидолитах г. Тузлук:
а – на южной стороне вершины горы (азимут падения $\sim 140^\circ$, углы падения $30\text{--}40^\circ$);
б – на восточной стороне вершины горы (азимут падения $\sim 140^\circ$, углы падения $5\text{--}12^\circ$)

Макроскопически флюидолиты характеризуются светло-серым цветом с желтоватым оттенком, обломочной структурой, массивной текстурой и в целом имеют туфовый облик. На

фоне светло-серой основной массы наблюдаются обломки зерен светло-серо-розового и фиолетово-розового кварца размером до 5 мм и более, белых и желтоватых полевых шпатов размером до 3 мм, чешуйки биотита. Часто присутствуют обломки гнейсов, гранитоидов, ниже-среднеюрских глинистых пород и девонских вулканитов размером от долей до нескольких сантиметров. Отличие обломков гнейсов от их ксенолитов, широко встречающихся в неоген-четвертичных лавах БК, заключается в полном отсутствии реакционных кайм в гнейсах на их контакте с матриксом [Короновский и др., 2011] (рис. 37).



Рис. 37. Светло-серые флюидолиты г. Тузлук: **а** – флюидолит с обломочной структурой, массивной текстурой (образец с южной стороны вершины горы); **б** – на срезе образца видно отсутствие реакционных кайм в обломке гнейса на контакте с матриксом флюидолита

Крутое – до 40° – залегание флюидолитов с падением в юго-восточном направлении на южном склоне г. Тузлук, которое было установлено автором в ходе полевых исследований в 2008–2009 гг., структурно-текстурные особенности пород, состав, форма и размеры ксенолитов, дислоцированность юрского основания под г. Тузлук свидетельствуют о наличии в данном месте автономного центра извержений. Нижний возрастной предел образования флюидолитов г. Тузлук определяется временем завершения формирования эрозионной поверхности Бечасынского плато, на которую они налегают, то есть временем завершения образования акчагыльской поверхности выравнивания.

Похожие по структурно-текстурным особенностям на макроуровне породы расположены во втором автономном центре извержений на правом борту **р. Бирджалысу** в 1,4 км к восток-северо-востоку от горы Бирджалы, где они выступают в виде острого и крутого скалистого гребня (рис. 38, а) длиной около 350 м, вытянутого в северо-северо-восточном направлении, при максимальной ширине в средней части около 200–250 м и максимальной высоте гребня над уровнем русла реки около 110 м. Характерной особенностью данного скалистого гребня является его асимметричность – западный склон, начинающийся от русла

реки и имеющий вертикальную стенку в привершинной части, гораздо круче восточного (рис. 38, б). Вулканиды пространственно приурочены к южной части Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны в месте выхода на поверхность ниже-среднеюрских и девонских отложений, контакт с которыми задернован. В ходе проведенных автором полевых исследований в 2008–2009 гг. было установлено, что данное вулканическое образование представляет собой полуразрушенную коническую постройку с вертикальным дайкообразным стержнем (некком), линзообразным в плане и вытянутым в субмеридиональном направлении (рис. 38, в), видимо из-за внедрения по субмеридиональному разлому, который в данном месте трассируется прямолинейным отрезком русла р. Бирджалысу. С восточной и северо-восточной стороны коническая постройка облекается флюидолитами с плитчатой отдельностью, падающими по ее склону под углами около $40\text{--}45^\circ$ (рис. 39, а), а с западной стороны постройка практически разрушена эрозионной деятельностью реки, только в привершинной вертикальной стенке обнажены массивные породы стержневой части некка, разбитые вертикальными трещинами, придающими им зубчатую форму (рис. 38, в).

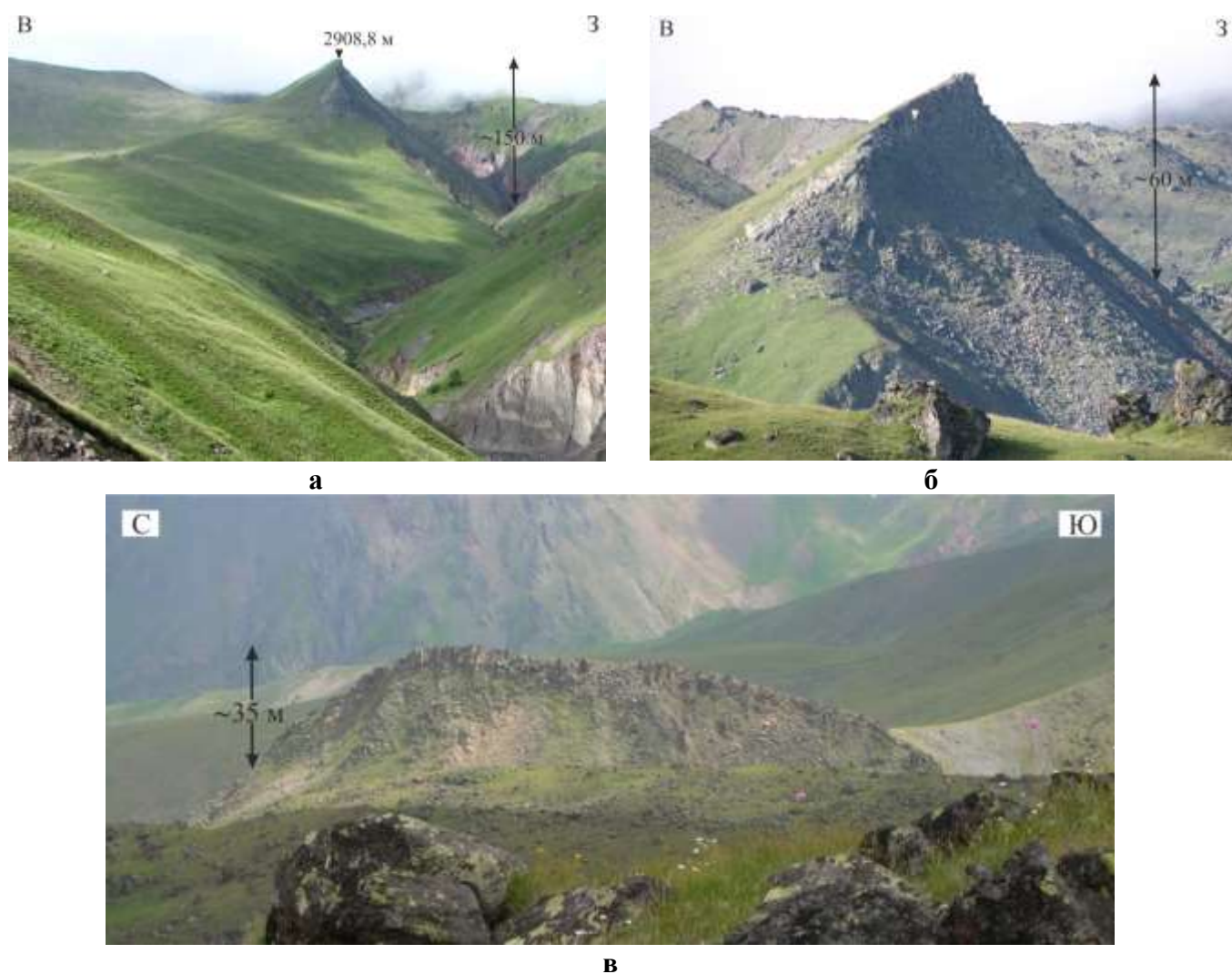


Рис. 38. Вулканическая постройка на правом борту р. Бирджалысу в ее среднем течении:
а, б – вид на вулканическую постройку с севера; **в** – вид с запада



Рис. 39. Светло-серые флюидолиты на северо-восточной части склона вулканической постройки в правом борту р. Бирджалысу: а – плитчатая отдельность в флюидолитах; б – флюидолит с обломочной структурой, массивной текстурой, среди ксенокластов видны трещиноватые и овальные обломки розового кварца

Макроскопически флюидолиты, слагающие вулканическую постройку на правом борту р. Бирджалысу, схожи с вышеописанными флюидолитами г. Тузлук и также в изобилии содержат обломки розового кварца, среди которых встречаются сильнотрещиноватые и овальные (рис. 39, б). Ксенолиты представлены обломками гнейсов, гранитоидов, палеотипных лав, палеозойских известняков, терригенных пород.

Продукты еще одного автономного центра извержений, расположенного в пределах той же линейной меридиональной тектонической зоны, присутствуют на восточном склоне вулкана Эльбрус в районе перевала **Ирикчат**, где они слагают узкую скальную гряду высотой 20–25 м и протяженностью около 450 м, вытянутую в северо-западном направлении. Здесь на высоте около 3750 м над уровнем моря на неровной поверхности полого погружающейся к западу коры выветривания, развитой на палеозойских гранитах, залегает толща неслоистых и несортированных туфоконглобрекчий и конглобрекчий видимой мощностью до 20 м, состоящих из крупных (размером до 1,5 м) полуокатанных и угловатых обломков гранитов, гнейсов, слюдяных сланцев, кварца, мелких обломков юрских глинистых сланцев и глыб светлых массивных кремнекислых лав с крупными вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Заполнителем в низах толщи служит туф кислого состава, который выше по разрезу сменяется супесью аркозового состава [Милановский, Короновский, 1973]. Предполагалось, что данная толща является мореной самого древнего оледенения БК [Milanovsky, 2008] и может иметь возраст 3,0–3,5 млн. лет, а обломки лав и туфовый заполнитель свидетельствуют о древнейших извержениях в районе Эльбруса, происходивших во время этого оледенения. Однако по своему строению, условиям залегания и наличию туфового материала, цементирующего обломки,

толща, вероятнее всего, представляет собой отложения аккумулятивной нагорной террасы и не является мореной.

С размывом и небольшим угловым несогласием выше по разрезу на конглобрекциях горизонтально залегают флюидолиты мощностью до 12–15 м. Флюидолиты характеризуются серым и сиренево-серым цветом, обломочной структурой и фьямме-текстурой, обусловленной наличием мелких уплощенных светло-коричневых стекловатых включений. В породах содержатся многочисленные ксенолиты гранитоидов. Флюидолиты прорваны серией даек фельзит-порфиров мощностью до 1 м [Газеев, 2003].

Залегающая в основании описываемого разреза кора выветривания была образована в постмэотическое время, поскольку только в верхнем мэотисе, соответствующем в настоящее время верхам тортона [Легенда..., 2009], эрозия достигла пород кристаллического цоколя центрального сегмента Большекавказского орогена. Об этом свидетельствует состав отложений лысогогорской свиты, обнажающейся в пределах западного и юго-западного окончания Терско-Каспийского прогиба и относимой к верхам верхнего сармата(?)–мэотису-понту [Легенда..., 2009]. В конгломератах и галечниках, принимающих участие в строении разреза свиты, обнажающейся на северо-восточной периферии Эльбрусской вулканической области на борту Кабардинской впадины в междуречье Аргудан – Баксан, и состоящих из гальки известняков, в нижней части свиты присутствует редкая галька кварца, в средней части – в них появляется галька гранитов, а в верхней части – количество гальки гранитов заметно увеличивается и появляется галька кристаллических сланцев [Письменный и др., 2001]. Галька гранитов и кристаллических сланцев присутствует в конгломератах и галечниках в подчиненном количестве, что свидетельствует о том, что, по всей видимости, породы кристаллического ядра БК во время образования отложений лысогогорской свиты вскрывались только в руслах наиболее крупных водотоков, что также отмечено в работе [Седенко, 1976]. При продвижении в восточном направлении, в Осетинской впадине, содержание гальки гранитов в конгломератах свиты уменьшается, однако она продолжает присутствовать в породах наряду с галькой известняков и песчаников верхнеюрского и мелового возраста [Стеклов, 1966].

В конгломератах более древних сарматских отложений Предкавказских краевых прогибов и Центрального Предкавказья отсутствуют обломки пород кристаллического ядра БК. Так, в южном борту Западно-Кубанского передового прогиба в нижней части разреза среднего сармата присутствует пачка конгломератов, состоящих из глыб и валунов известняков и мелких слабо окатанных галек глин и мергелей [Геология..., 1968]. В центральной части Ставропольского свода в песчаниках нижней подсвиты томузловской свиты (нижняя часть среднего сармата) часто отмечаются обломки мергелей, а в нижней части калиновской

свиты (верхи среднего сармата) – галька мергелей, известняков и песчаников [Государственная..., 1999]. Там же в песчано-гравийных отложениях залегающей выше бешпагирской свиты (верхи среднего сармата – нижняя часть верхнего сармата) гравий представлен обломками песчаников, кремней, кварца, сланцев и эффузивов [Государственная..., 1999]. В конгломератах перекрывающей ее кофановской свиты (верхняя часть верхнего сармата) гравий и галька представлены обломками карбонатных пород, песчаников, кремней, кварца, с незначительным количеством гальки темно-серых, до черных, порфириров. Все это свидетельствует о том, что в среднем сармате эрозии подвергались отложения палеогена и верхнего мела, к концу среднего сармата эрозия достигла нижнемеловых пород, а в позднем сармате – ниже-среднеюрских.

Таким образом, кора выветривания могла образоваться не ранее понтического века, когда породы кристаллического ядра БК в его центральной части были в достаточной степени вскрыты эрозией, и, в условиях замедления тектонических движений, происходило выравнивание существовавшего рельефа. Это могло произойти в понтическое время во время выделяемой И.Н. Сафроновым второй эпохи планации, происходившей во время максимального развития понтической трансгрессии [Сафронов, 1969], либо позже, в акчагыльскую эпоху планации.

Наиболее обширный выход пород игнимбритового и туфового облика изометричной формы размером $2,0 \times 1,2$ км в Северном Приэльбрусье расположен **восточнее ледника Уллумалиендерку** на абсолютных высотах от 3000 м до 3400 м. В нижней части разреза непосредственно на палеозойских гранитах залегают светло-серые флюидолиты риодацитового состава. В ходе полевых исследований, проведенных автором в 2009 году, в расчищенном обнажении в северо-западной части тела флюидолитов в основании правого склона безымянного ручья у юго-западной окраины котловины подпрудного озера («немецкий аэродром»), описанного в пункте 3.1.1, было установлено, что они залегают на остаточных продуктах коры выветривания, развитой на палеозойских гранитах и представленной структурным каменным элювием, в котором сохранились структурные особенности материнских пород (рис. 40). Данная кора выветривания, аналогично коре выветривания на палеозойских гранитах в районе описанного выше автономного центра извержений у перевала Ирикчат, вероятно, была образована в понтическое время, либо позже, в акчагыльскую эпоху планации. Видимая мощность флюидолитов составляет в южной части их выходов около 150 м и постепенно уменьшается в северном направлении вниз по склону рельефа до 40–30 м в средней части и вплоть до полного выклинивания у основания склона перед котловиной подпрудного озера.

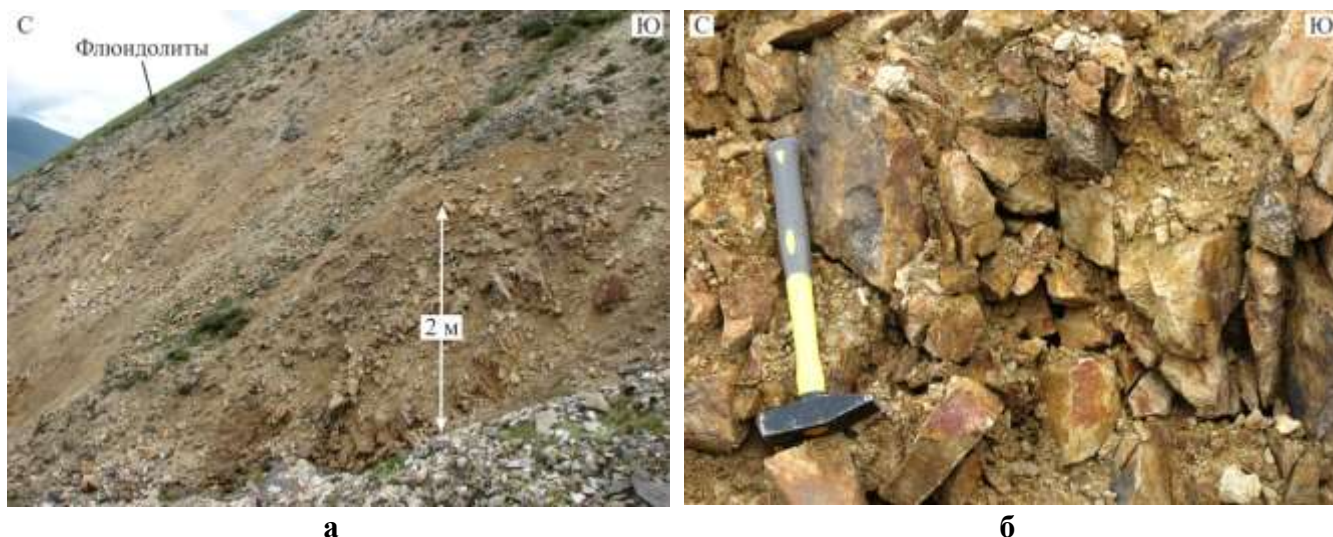


Рис. 40. Кора выветривания, развитая на палеозойских гранитах и перекрытая флюидами риодацитового состава (восточнее ледника Уллумалиендерку): а – общий вид обнажения с запада; б – фрагмент расчистки (кора выветривания, представленная структурным элювием палеозойских гранитов)

Потоки, сформировавшие тело флюидолитов, согласно отдельности и общему характеру залегания пород, стекали вниз по склону палеорельефа, облекая граниты. В нижней части вскрытого разреза флюидолиты имеют глыбовую отдельность, переходящую вверх по разрезу к верхней части тела в плитчатую отдельность с элементами плейчатой расслоенности в прикровельной части потока (рис. 41).

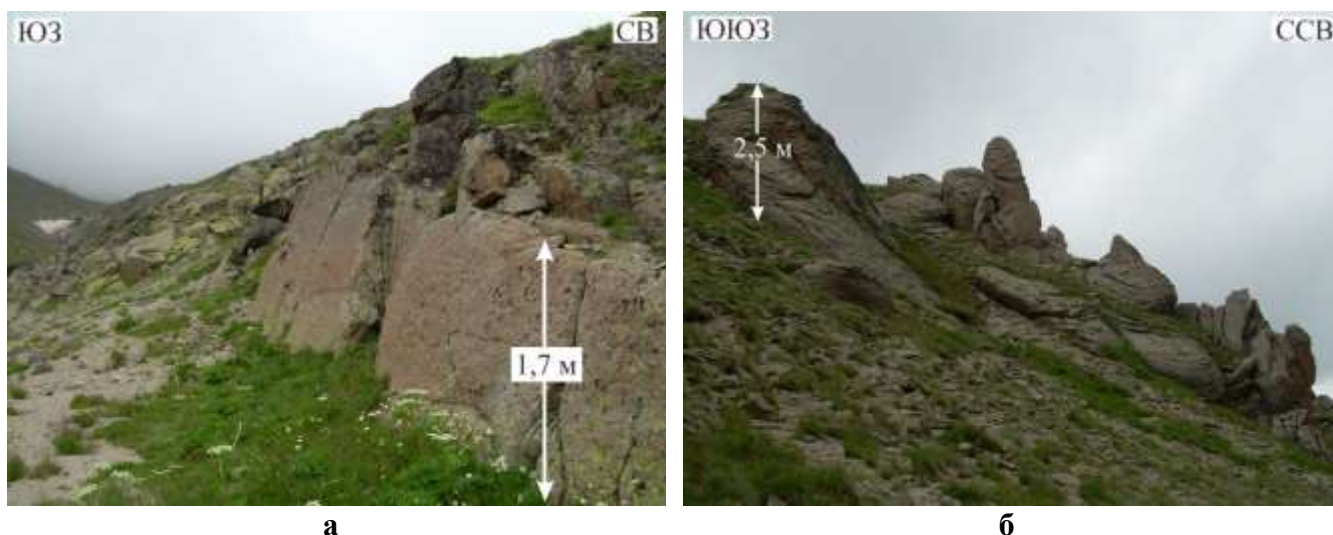


Рис. 41. Глыбовая и плитчатая отдельность в флюидах нижней части разреза (восточнее ледника Уллумалиендерку): а – глыбовая отдельность в флюидах; б – плитчатая отдельность в флюидах (с элементами плейчатой расслоенности)

Флюидолиты характеризуются светло-серым цветом на свежем сколе и светло-серо-розовым на выветрелой поверхности, обломочной структурой и фьямме-текстурой, обусловленной наличием небольших включений черного вулканического стекла линзовидной, нитевидной или неправильной формы часто с расщепленными концами. Содержание их

невелико и составляет 3–5% от общего объема породы. На фоне основной массы светло-серого цвета наблюдаются обломки розового кварца, полевых шпатов, чешуйки биотита. Ксенолиты представлены гранитоидами и кристаллическими сланцами.

Данные флюидолиты были перекрыты мореной, остатки которой сохранились на высоте 3350 м (рис. 42). Моренные отложения, достигающие здесь мощности в несколько метров, представлены плохо- и среднеокатанными обломками протерозойских мигматитов и палеозойских гранитов диаметром до 2 м [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003]. Возраст морены установить трудно, отсутствие в ней обломков каких-либо вулканитов дает основание считать ее достаточно древней, в работе [Пурига и др., 2001] ее относят к гляциальным отложениям терского оледенения. Однако поскольку в морене, сохранившейся в правом борту ледника Кукуртли под флюидолитами, также отсутствуют обломки вулканитов, моренные отложения, залегающие на нижней части разреза флюидолитов восточнее ледника Уллумалиендерку, могут быть связаны с тем же оледенением, то есть предположительно с 1-ой фазой безенгийского оледенения.



Рис. 42. Морена, залегающая между нижней и верхней частями разреза флюидолитов восточнее ледника Уллумалиендерку (вид с севера)

На описанные образования нижней части разреза несогласно налегают светло-серые слабо уплотненные флюидолиты риодацитового состава. В крайней восточной части мощность их достигает 110–120 м и уменьшается в западно-юго-западном направлении до первых метров (рис. 43).

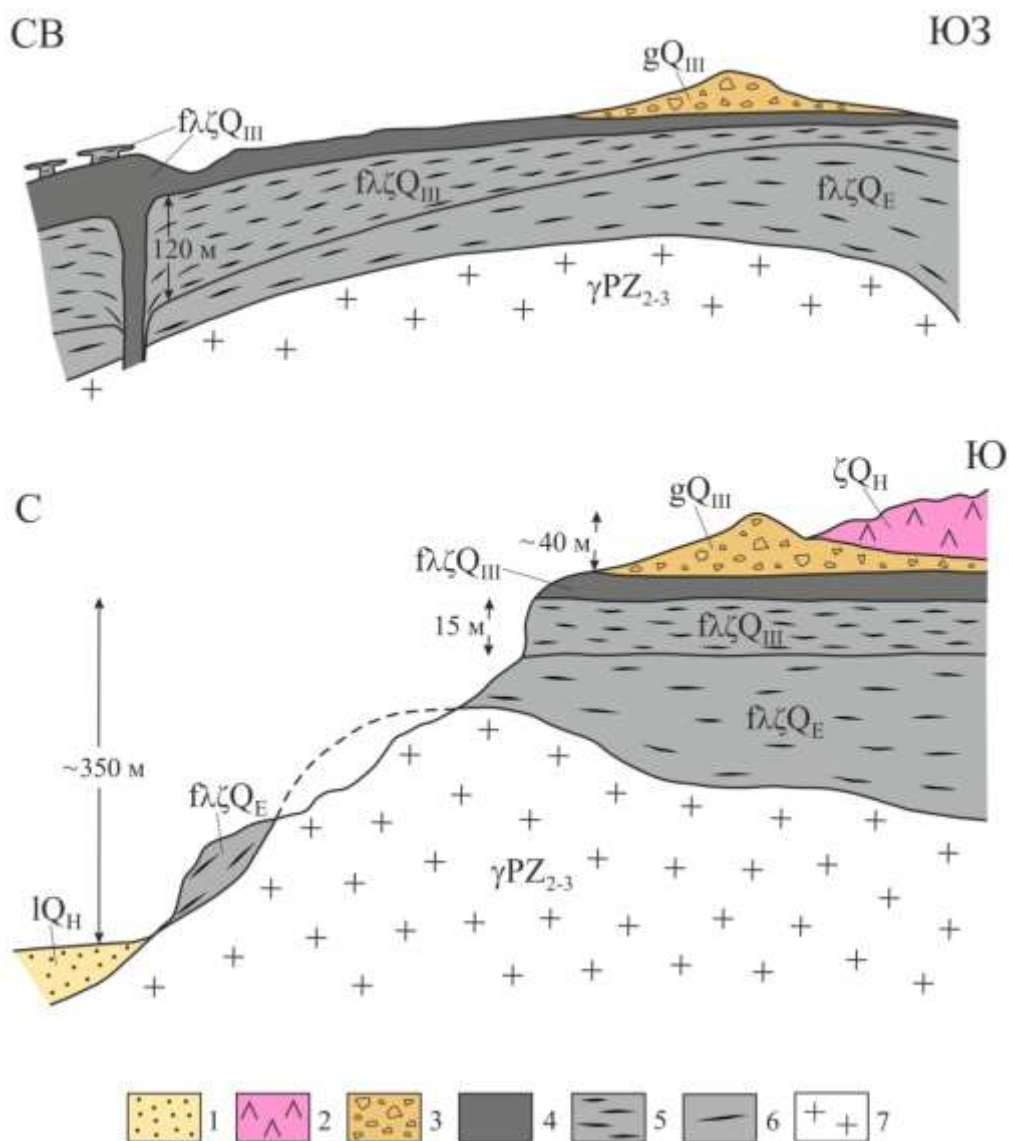


Рис. 43. Схематические разрезы через толщу флюидолитов, обнажающуюся восточнее ледника Уллумалиендерку

1–2 – голоцен: 1 – озерные отложения (IQ_H), 2 – дацитовые лавы (ζQ_H), **3–5 – верхний неоплейстоцен:** 3 – ледниковые отложения (gQ_{III}); 4–5 – флюидолиты риодацитового состава ($f\lambda\zeta Q_{III}$): 4 – темно-серые и черные флюидолиты, 5 – серые флюидолиты; 6 – эоплейстоценовые серые флюидолиты риодацитового состава ($f\lambda\zeta Q_E$); 7 – средне-позднепалеозойские гранитоиды (γPZ_{2-3})

Выше по разрезу они перекрываются темно-серыми плотными флюидолитами со столбчатой и грубой столбчатой отдельностью. Их мощность в вертикальных обрывах составляет от 10–15 м до 30 м. Темно-серые флюидолиты бронируют нижележащую менее прочную разность и образуют плато длиной 1870 м и шириной от 250 до 700 м, наклоненное на северо-восток (рис. 44). Макроскопически темно-серые флюидолиты характеризуются обломочной структурой и миндалекаменной такситовой текстурой, выраженной в чередовании массивных и тонкополосчатых участков флюидального строения. Обе разности флюидолитов содержат ксенолиты гранитоидов, кристаллических сланцев, редкие обломки голубовато-серых

дацитов, похожих на лавы вулкана Палео-Эльбрус или экструзивного массива Кюкюртли, а также глинистых сланцев и песчаников, предположительно пермских и юрских соответственно [Короновский, 1968; Пурига и др., 2001].



а



б

Рис. 44. Северная обрывистая стенка плато, образованного флюидолитами верхней части разреза восточнее ледника Уллумалиендерку: а – общий вид на северную стенку плато (1) с северо-востока; б – вид на северную стенку плато с востока

На северо-восточном окончании плато расположено куполовидное тело высотой 120 м, полностью сложенное темно-серыми прочными флюидолитами, аналогичными описанным

выше (рис. 45; рис. 46). В них в некоторых местах отмечаются следы сульфидной минерализации и интенсивного ожелезнения.

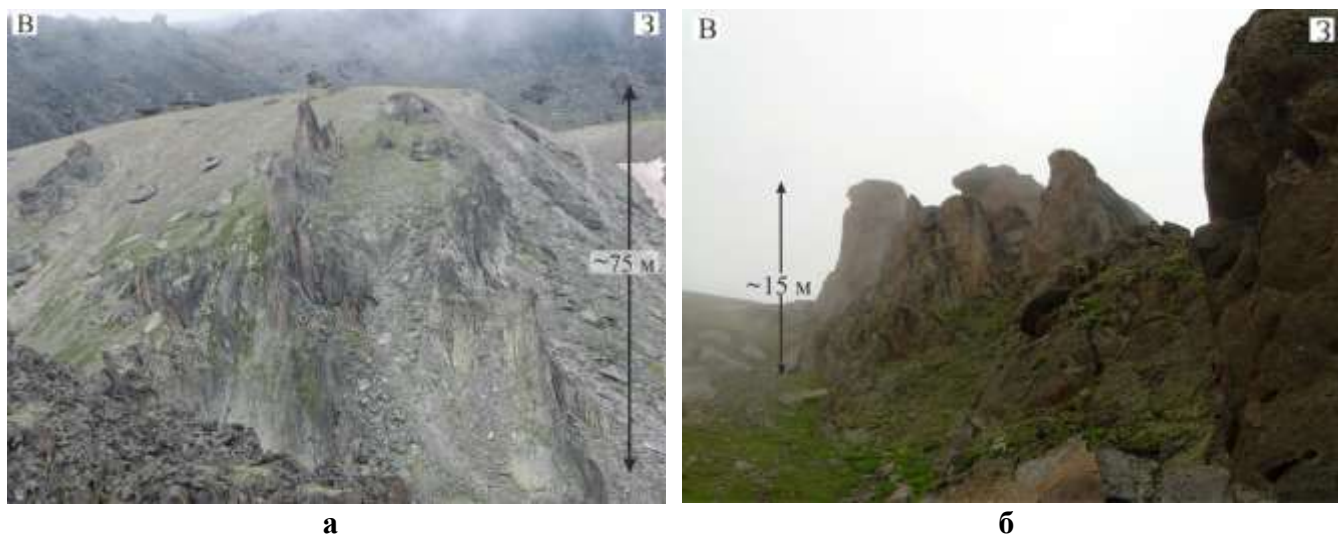


Рис. 45. Куполовидное тело на северо-восточном окончании плато риодацитовых флюидолитов (восточнее ледника Уллумалиендерку): а – общий вид тела с севера; б – фрагмент части тела с клиновидными формами внедряющихся флюидолитов



Рис. 46. Темно-серый флюидолит куполовидного тела с обломочной структурой, миндалекаменной такситовой текстурой

По периферии вершины куполовидного тела расположены грибообразные формы денудации (рис. 47). «Ножка» грибообразных форм сложена серыми не прочными флюидолитами с плитчатой и тонкой плитчатой отдельностью, характеризующихся обломочной структурой и фьямме-текстурой. Последняя обусловлена наличием включений черного вулканического стекла (до 2%) нитевидной и линзовидной формы шириной до 0,5 см и длиной до нескольких сантиметров, часто с расщепленными концами (рис. 48, а).



Рис. 47. Грибообразные формы денудации флюидолитов у вершины куполовидного тела на северо-восточном окончании плато: а, б – общий вид грибообразных останцов флюидолитов, облекающих вершину куполовидного тела; в, г – отдельный грибообразный останец флюидолитов

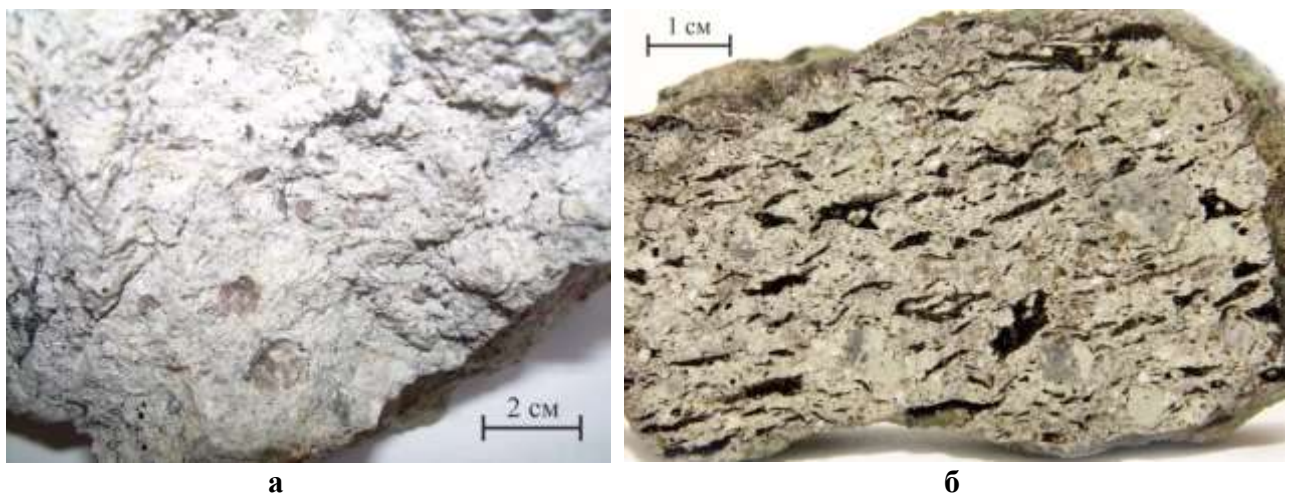


Рис. 48. Серые флюидолиты из грибообразного останца на вершине куполовидного тела: а – флюидолит из «ножки» останца, видны облекающие ксенолиты тонкие фьямме черного вулканического стекла и трещиноватые овальные обломки розового кварца; б – приполированный срез образца флюидолита из «шляпки» останца

Мощность слагающих «ножку» пород увеличивается от первых десятков сантиметров на вершине куполовидного тела до нескольких метров на склонах в привершинной части. Контакт между ними и перекрывающими породами «шляпки» крайне резкий без каких-либо постепенных переходов. «Шляпка» грибообразных форм сложена в целом аналогичными породами, отличающимися несколько повышенным содержанием в них фьямме (5–6%) и повышенной прочностью, поскольку увеличение количества фрагментов расплава свидетельствует о большем прогреве и цементации пород (рис. 48, б). Мощность их более выдержана и не превышает 1,5 м. Данные разности пород облекают вершину куполовидного тела (рис. 49) и являются самими молодыми членами разреза вулканогенной толщи.



а



б

Рис. 49. Облекание двумя разностями флюидолитов разной прочности вершины куполовидного тела, расположенного на северо-восточном окончании плато (а – yuriavakyan.com/Nord_Elbrus/12.jpg; б – yuriavakyan.com/Nord_Elbrus/79.jpg)

Согласно выраженности структур в рельефе, строению разреза и составу ксенолитов можно предположить следующую последовательность образования данной толщи. Сначала произошло образование светло-серых слабо уплотненных и бронирующих их темно-серых флюидолитов в результате извержений из центра, располагавшегося, вероятно, юго-западнее плато в районе распространения нижненеоплейстоценовых толщ вулкана Палео-Эльбрус или экструзивного массива Кюкюртли. Приблизительно одновременно с данными извержениями был образован экструзивный купол у северо-восточного окончания плато. После этого произошло образование двух маломощных пластов флюидолитов разной прочности, в результате выветривания которых образовались грибообразные формы денудации. Извержения происходили либо из того же центра, из которого образовались залегающие в нижней части разреза светло-серые слабо уплотненные и перекрывающие их темно-серые флюидолиты, либо из центра извержения, с которым связан экструзивный купол. Поверхность плато сглажена ледниковой экзарацией и практически повсеместно перекрыта гляциальными отложениями 2-ой фазы безенгийского оледенения.

К востоку от Эльбруса присутствуют продукты автономных центров извержений, характеризующиеся более основным составом. В 18 км к востоку от Восточной вершины Эльбруса на водоразделе рек Кыртык и Сылтрансу расположены остатки пяти вулканических аппаратов, впервые обнаруженных Н.В. Короновским и Е.Е. Милановским во время геолого-съемочных и тематических работ, проводимых в Приэльбрусье Баксанской партией Кавказской экспедиции МГУ им. М.В. Ломоносова [Короновский, Милановский, 1958]. Вулканические аппараты расположены в виде цепочки, приуроченной к субширотному Сылтранскому разлому, уходящему на запад под массив Эльбруса и отделяющему в районе Кыртык-Сылтранского водораздела кристаллические породы протерозойского метаморфического комплекса в северном блоке от палеозойских гранитов в южном блоке. Лавовые потоки, спускающиеся с водораздела в долины рек Кыртык и Сылтрансу, по петрохимическому составу соответствуют дацитам и макроскопически схожи со средненеоплейстоценовыми лавами южного склона Эльбруса. На правом борту долины р. Кыртык в 800 м к юго-востоку от слияния ее истоков – рек Субаши и Мкяра – под лавами на высоте около 320–350 м над современным руслом р. Кыртык в ее правом борту залегают остатки морены без обломков эффузивных пород мощностью 14–15 м [Короновский, Милановский, 1958; Короновский, 1968]. Плечи трога, в который излились лавы, хорошо прослеживаются примерно на такой же высоте по обоим склонам долины р. Кыртык вниз по ее течению. Данную морену относят к средненеоплейстоценовой [Короновский, Милановский, 1958; Короновский, 1968], однако с какой именно фазой терского оледенения она связана – 1-ой или 2-ой – однозначно установить трудно. В левом борту р. Сылтрансу подошва лав располагается на высоте 100–150 м над

современным руслом реки [Пурига и др., 2001]. Более низкое положение подошвы лав в долине р. Сылтрансу по сравнению с таковым в долине р. Кыртык объясняется: а) влиянием тектоники и различным статусом рек, где р. Сылтрансу только формируется, а р. Кыртык является «состоявшимся» водотоком более высокого порядка [Пурига и др., 2001]; б) еще одним более поздним импульсом вулканической активности, происходившим в позднем неоплейстоцене между двумя фазами безенгийского оледенения, во время которого лавы с Кыртык-Сылтранского водораздела стекали в долину р. Сылтрансу и достигали ее днища [Короновский, 1968].

Следующий автономный центр извержений – вулкан Ташлысырт – расположен в 33 км к северо-востоку от Восточной вершины Эльбруса на правом борту долины р. Тызыл в междуречье ее правых притоков рек Таллыкол и Ташлысырт на высоте 2470 м над уровнем моря. Здесь на размытую поверхность ниже-среднеюрских отложений налегают лавы и шлаки дацитового состава [Лебедев и др., 2010а]. Вулканиды залегают на высоте 240–250 м над современным руслом р. Тызыл.

В 10 км ниже по течению р. Тызыл на ее левом борту расположены продукты еще одного центра извержений – вулкана Тызыл. Центр извержений находится на абсолютной высоте 2145 м на правом борту долины левого притока Тызыла – р. Кинжал, в 2,3 км выше по течению от ее устья, где он впервые был обнаружен в 1956 г. Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским [Короновский, Милановский, 1958]. Продукты активности данного вулкана в нижней части разреза представлены лавами трахиандезибазальтового состава, в верхней части разреза – лавами трахиандезитового состава [Лебедев и др., 2010а]. Подошва вулканитов залегает на высоте около 280–300 м над современным руслом р. Тызыл и 230–280 м над современным руслом р. Кинжал. Разрозненные останцы лав прослеживаются на расстоянии 6 км вниз по долине р. Тызыл на обоих бортах реки.

Возраст продуктов вулканов Ташлысырт и Тызыл остается дискуссионным, поскольку согласно мнению, высказанному в работе [Милановский, Короновский, 1973], высота подошвы лав над современным руслом небольшой реки, такой как Тызыл, в северной части Северо-Юрской депрессии и на склоне Скалистого хребта может указывать на достаточно древний возраст излияний. Вулканические аппараты водораздела рек Кыртык и Сылтрансу, вулкан Ташлысырт и вулкан Тызыл расположены в пределах линейной зоны, вытянутой в северо-северо-восточном направлении.

В долине р. Баксан в районе г. Тырнауза на дневной поверхности обнажаются малые интрузии и некки, сложенные кремнекислыми магматическими породами, а также эльджуртинский гранитный массив, которые объединяют в Тырнаузский гранитовый гипабиссальный комплекс [Государственная..., 2013б]. В его составе на основании

взаимоотношений магматических образований друг с другом выделяют несколько разобобщенных во времени фаз: первая фаза – дайки и штоки лейкократовых плагиогранитов, вторая – эльджуртинские граниты (рис. 50), третья – некки, дайки гранит-порфиров, риолитов и риодацитов [Письменный и др., 2005; Государственная..., 2013б]. Эльджуртинский гранитный массив, расположенный южнее г. Тырнауза, представляет собой крутопадающий шток, сложенный крупнозернистыми порфировидными гранитами I-типа [Письменный и др., 2005; Hess et al., 1993]. Ю.П. Масуренковым было установлено, что глубина кристаллизации их должна быть не меньше 3000–4000 м, а время становления на основании высотного положения кровли интрузии и мощности вскрыши, предшествовало плиоцену [Масуренков, 1961].



Рис. 50. Обнажение эльджуртинских гранитов в левом борту р. Баксан к югу от г. Тырнауза

В левом борту долины р. Кыртык напротив участка, где с Кыртык-Сылтранского водораздела по правому борту спускаются дацитовые лавы, обнажается пластовая интрузия гранит-порфиров – кыртыкский лакколит – внедрившаяся вдоль поверхности несогласного контакта между кристаллосланцами протерозойского метаморфического комплекса и нижнеюрскими терригенными отложениями, а также частично в толщу последних. Согласно данным геоморфологического анализа, а также сходству гранит-порфиров с составом и обликом пород, слагающих тырнаузские некки, предполагалось, что внедрение кыртыкского лакколита происходило в позднем плиоцене [Короновский, 1968] или в начале позднего плиоцена [Милановский, Короновский, 1973], однако следует учитывать, что в то время граница между неогеновой и четвертичной системами проводилась на уровне 0,7 млн. лет [Алексеев и др., 1997].

В заключение необходимо отметить, что образование описанных в данном подразделе вулканитов туфового и игнимбритового облика в результате извержений из 11 автономных центров доказывается формой слагаемых ими тел, характером залегания пород и составом содержащихся в них ксенолитов, представляющих собой обломки находящихся под конкретным центром извержений пород субстрата. Черты строения продуктов описанных центров извержений свидетельствуют против их образования в результате осаждения и последующего спекания материала пирокластического потока, что подтверждается:

- 1) морфологией и элементами залегания геологических тел на горе Тузлук, в правом борту р. Бирджалысу и восточнее ледника Уллумалиендерку;
- 2) повсеместным отсутствием отложений пирокластических приземных волн и/или вулканического пепла облаков пирокластических потоков, которые не всегда, но часто подстилают и перекрывают единицы пирокластического потока соответственно [Sparks et al., 1973; Sparks, Walker, 1977; Brown, Andrews, 2015];
- 3) большой мощностью черных/темно-серых разностей пород, которые могут быть интерпретированы как интенсивно спекшиеся игнимбриты, превращенные в витрофиры, при сравнительно небольшой для спекания мощности перекрывающих отложений, а также присутствием в этих разностях крупных пор;
- 4) отсутствием постепенных переходов между черными/темно-серыми разностями и выше- и/или нижележащими менее плотными разностями пород с ярко выраженной фьямме-текстурой.

3.2. Петрографическая характеристика пород⁵

Темно-серые и черные флюидолиты, залегающие в низах разреза продуктов центра извержений **Битюк-Тюбе**, характеризуются обломочной структурой и такситовой текстурой. Кристаллокласты (35–40%) представлены обломками кварца, плагиоклаза, биотита,

⁵ При подготовке данного подраздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Дёмина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Признаки импактогенеза в продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья // Континентальный неовулканизм Альпийської складчастої зони Східної Європи. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. КГУ Київ, 2013. С. 34–39 (0,625 п.л. / авторский вклад 20%).
2. Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Мышенкова М.С. Флюидолиты – горные породы нового генетического типа Эльбрусского вулканического района // ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 1–4 (0,438 п.л. / авторский вклад 25%).
3. Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Мышенкова М.С. Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 1. С. 8–14 (1,125 п.л. / авторский вклад 20%).
4. Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Промыслова М.Ю., Мышенкова М.С. Признаки глубинных взрывов флюидов в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 2. С. 7–15 (1,125 п.л. / авторский вклад 20%).

микроклина, идиоморфными зернами гиперстена и их обломками. Литокласты представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и гранитами без реакционных кайм и характеризуются остроугольной и округлой формой. Размеры обломков варьируют в широком диапазоне, обломки погружены в мелко- и микрообломочный матрикс аналогичного состава. Основная масса темно-бурого цвета слабо девитрифицирована, в ней местами прослеживаются участки с флюидалльной текстурой и редкие мелкие фьямме шириной до 2 мм. Фьямме имеют довольно сложное зональное строение, при этом разные зоны сложены стеклами, существенно отличающимися по химическому составу. Стекла светлого цвета во фьямме (приложение 1, анализ 1) заметно обогащены калием ($K_2O/Na_2O=2,63$) и обеднены натрием и кальцием по сравнению со стеклами более темного цвета (приложение 1, анализы 2, 3), где соотношение K_2O/Na_2O составляет всего 0,15–0,61 (рис. 51, а).

Светло-серые линзовидные включения, достигающие нескольких сантиметров в длину, сложены обломками корродированного стеклом незонального основного и среднего плагиоклаза, которые часто имеют нечеткие края, как бы растворяющиеся в матриксе. Редко встречаются крупные зерна с хорошо выраженными гранями кристаллов. Матрикс представлен преимущественно светлым стеклом с редкими участками стекла темного цвета (рис. 51, б). Светлые стекла (приложение 1, анализы 4, 5) по сравнению с темными (приложение 1, анализ 6) обогащены калием, железом, титаном, магнием и обеднены натрием и кальцием. Девитрификация проявлена в образовании каплевидных микровыделений (до 5 мкм) калиевого полевого шпата в светлых стеклах и альбита в темных, интерстиции между которыми выполнены материалом кварцевого состава. На отдельных участках матрикса находятся скопления стеклянных шариков размером 30–50 мкм кварцевого и плагиоклазового состава. В крупных зернах плагиоклаза отчетливо проявлены следы плавления с образованием плагиоклазового стекла (приложение 1, анализ 7). В центральных частях расплавленных участков находится кварцевое стекло с заметной примесью натрия и алюминия (приложение 1, анализ 8) (рис. 51, в). Выделения кварцевого стекла в матриксе содержат еще более высокое количество этих элементов (приложение 1, анализ 9). Подобные стекла относятся к лешательеритам, широко распространенным в импактных эндогенных и экзогенных образованиях. Следует отметить, что лепешковидные образования весьма характерны для зювитов – туфоподобных обломочных пород ударного происхождения [Маракушев и др., 1993]. Залегающие выше по разрезу **серые флюидолиты** сложены обломками тех же самых минералов и пород, которые погружены в мелко- и микрообломочный матрикс аналогичного состава. От темно-серых и черных флюидолитов породы отличаются большим содержанием фьямме (до 10–15%). Для отдельных участков фьямме характерна перлитовая отдельность. И в матриксе, и во фьямме присутствуют светлые и темные стекла, первые из которых

обогащены калием и обеднены натрием и кальцием (приложение 1, анализ 10) по сравнению со вторыми (приложение 1, анализ 11) (рис. 51, г). Реликты пепловой структуры в слабо девитрифицированной основной массе отсутствуют.

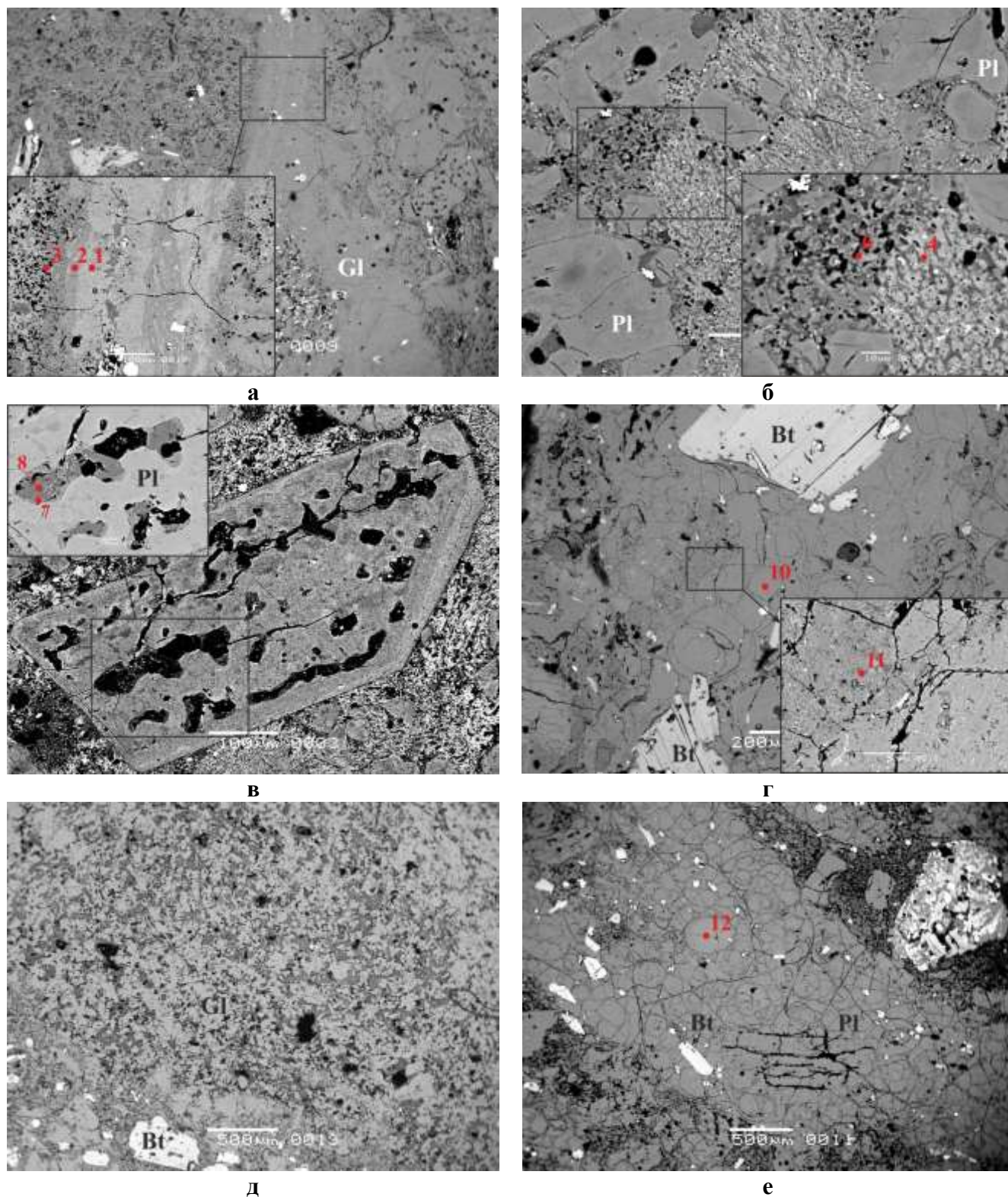


Рис. 51. Структурно-текстурные особенности продуктов центра извержений Битюк-Тюбе [Короновский и др., 2013]. Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов, приведенные в приложении 1. Объяснения см. в тексте

В замещающих серые флюидолиты выше по разрезу **черно-розовых дацитах** содержание стекла в матриксе достигает 50%, породы характеризуются фьямме-текстурой, местами переходящей во флюидальную. В породах также выделяется два стекла (рис. 51, д), однако разница в химическом составе между ними не столь существенна, как для вышеописанных разностей (приложение 1, анализы 12, 13). Тонкие черные стекловатые полосы сложены перлитами (рис. 51, е).

Обломки кварца, плагиоклаза и иногда биотита в описанных разностях помимо оскольчатой имеют иногда округлую и овальную форму (рис. 52). Зерна кварца сильно раздроблены, похоже, что он взорван изнутри (рис. 52, б, в). Некоторые обломки плагиоклазов разбиты серией трещин (рис. 53, а–в), часто с образованием планарных структур, иногда части некогда целого зерна смещены по отношению друг к другу (рис. 52, г; рис. 53, а–в). Также обломки плагиоклазов интенсивно корродированы стеклом (рис. 52, б, д; рис. 53, а, в, г), причем степень резорбции преобладает над механической дезинтеграцией. В темно-серых и черных флюидолитах плагиоклазы представлены обломками практически незональных лабрадоров и андезинов, в которых основность незначительно понижается лишь в тонкой краевой кайме (приложение 2, анализы 1, 2). В серых флюидолитах крупные обломки кристаллов лабрадора (An_{55}) разбиты грубыми трещинами, вдоль которых происходит перекристаллизация с понижением основности до An_{34} (приложение 2, анализы 3, 4). В обеих разностях флюидолитов часто встречаются блокованные обломки зерен. В черно-розовых дацитах присутствуют два типа плагиоклазов: ксеногенные обломки незональных андезинов, менее кислых в матриксе (An_{43}) и более кислых в стекле (An_{35}) (приложение 2, анализы 5, 6), и содержащиеся в стекле кристаллизовавшиеся из расплава мелкие и средние кристаллики зонального строения с количеством зон разного состава порядка одного-двух десятков.

Зерна биотита в черных, темно-серых и залегающих выше серых флюидолитах опацифицированы (рис. 53, д), некоторые из них сильно деформированы, имеют оборванные концы, содержат полосы смятия, при этом наблюдается изогнутость без разрыва сплошности (рис. 53, е) или смещение отдельных частей зерен по отношению друг к другу по трещинам спайности. Биотиты из залегающих в основании разреза пород резко отличаются от биотитов из вышележащих разностей повышенной магнезиальностью ($X_{Mg}=0,67-0,64$) и значительным содержанием фтора (приложение 3, анализы 1, 2), который отсутствует в биотитах других продуктов извержений данного центра. Подобные высокофтористые безводные биотиты обычны в глубокометаморфизованных гнейсах гранулитовой фации и, несомненно, являются ксеногенными. Химический состав биотитов, находящихся в обломочном матриксе, и биотитов, приуроченных к фьямме, практически одинаков. Для них характерен аномальный плеохроизм

до бесцветного по Nm=Ng. В серых флюидолитах крупные деформированные биотиты из матрикса и мелкие чешуйки из фьямме имеют одинаковый состав (приложение 3, анализы 3, 4).

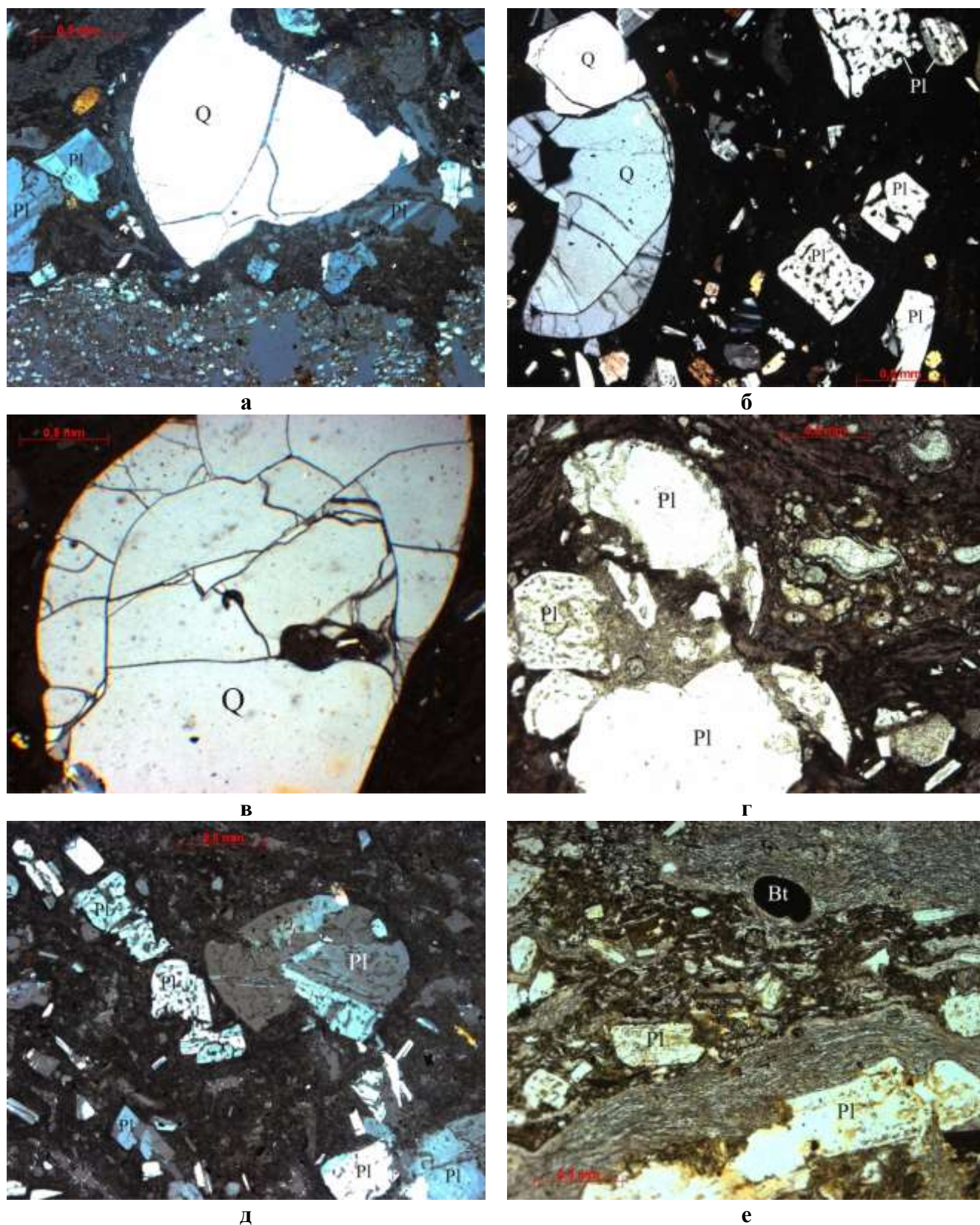


Рис. 52. Особенности строения черных, темно-серых и серых пород туфового и игнимбритового облика центра извержений Битюк-Тюбе, присущие флюидолитам:
а, б, в, д – фото с анализатором, г, е – фото без анализатора. Объяснения см. в тексте

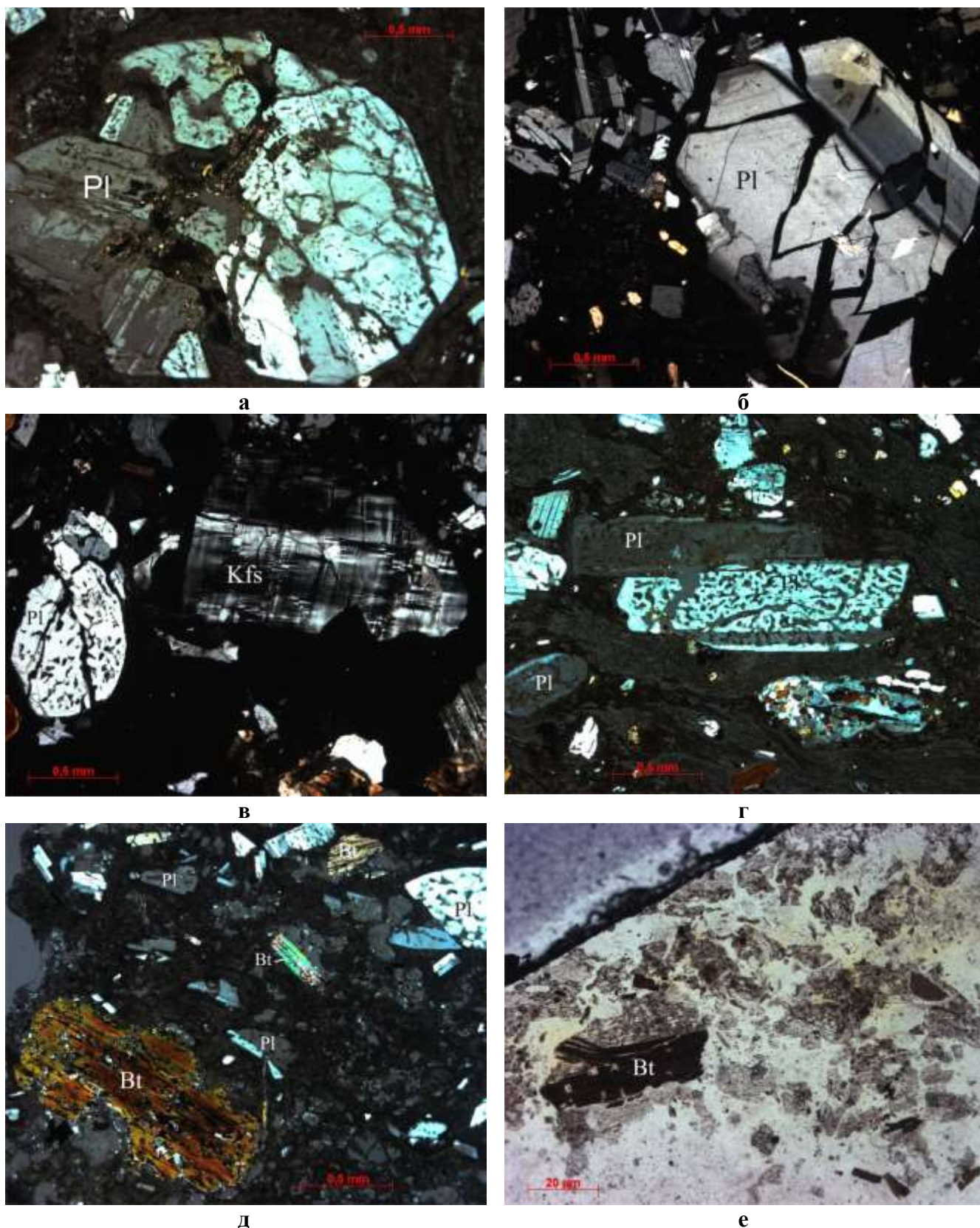


Рис. 53. Особенности строения черных, темно-серых и серых пород туфового и игнимбритового облика центра извержений Битюк-Тюбе, присущие флюидолитам:
 а–д – фото с анализатором, е – фото без анализатора. Объяснения см. в тексте

В то же время во фьямме содержатся недеформированные пластинки длиной до 0,5 мм, отличающиеся от предыдущих пониженными значениями магнизиальности и

глиноземистости (приложение 3, анализ 5). В черно-розовых дацитах помимо заметно опациitized биотитов встречаются слабо опациitized или неопациitized, недеформированные обломки, однако они представлены ксеногенными минералами, поскольку их химический состав весьма схож с составом биотита из обломка гнейса (приложение 3, анализы 6, 7).

Содержащиеся в породах зерна гиперстена разделяются на два типа. К первому относятся крупные (до 0,5 мм), разбитые грубыми трещинами, часто измененные, имеющие пятнистое либо зональное строение зерна неправильной формы. Темные пятна, а также центральные части отдельных зерен гиперстена характеризуются присутствием хрома, более высокой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,73-0,70$) и глиноземистостью (приложение 4, анализы 1, 4, 6) по сравнению с каймами и светлыми пятнами ($X_{Mg}=0,54-0,57$) (приложение 4, анализы 2, 5, 7) (рис. 54, а, б). Данные гиперстены встречаются как в обломочном матриксе, так и во фьямме. Ко второму типу относятся мелкие (до 0,07 мм) кристаллы правильной формы, развитые исключительно во фьямме. Зональность в них либо отсутствует (приложение 4, анализ 3), либо проявлена слабо, причем прямо противоположна тому, что наблюдается в гиперстенах первого типа: от центров кристаллов к их краям происходит незначительный рост магнезиальности (рис. 54, в) (приложение 4, анализы 8, 9), а химический состав этого типа гиперстенов близок к таковому у краевых частей минералов первой разновидности. Очевидно, что гиперстены первого типа имеют ксеногенное происхождение и представляют собой обломки пород субстрата, которые впоследствии были перекристаллизованы по краям или трещинкам. Гиперстены второго типа имеют магматическое происхождение.

Акцессорные минералы во всех разновидностях пород представлены апатитом, цирконом; единичными зернами ортита, титаномagnetита, ильменита.

Завершающие разрез **пемзы** практически нацело состоят из стекла светло-охристого цвета, практически однородного по химическому составу (приложение 1, анализы 14, 15). Минералы-вкрапленники составляют всего 5% от общего объема породы и представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом и гиперстеном. Зерен округлой и овальной формы не наблюдается. Плагиоклаз представлен обломками олигоклазов (An_{28}) (приложение 2, анализ 7) и мелкими зональными идиоморфными кристалликами; биотит – изогнутыми чешуйками, имеющими аналогичный состав с биотитами из серых флюидолитов и черно-розовых дацитов (приложение 3, анализ 8), и мелкими зернами и включениями в плагиоклазах, имеющих близкий состав с недеформированными биотитами из фьямме серых флюидолитов. Гиперстены представлены трещиноватыми зернами со слабо выраженной зональностью (приложение 4, анализы 10, 11) (рис. 54, г).

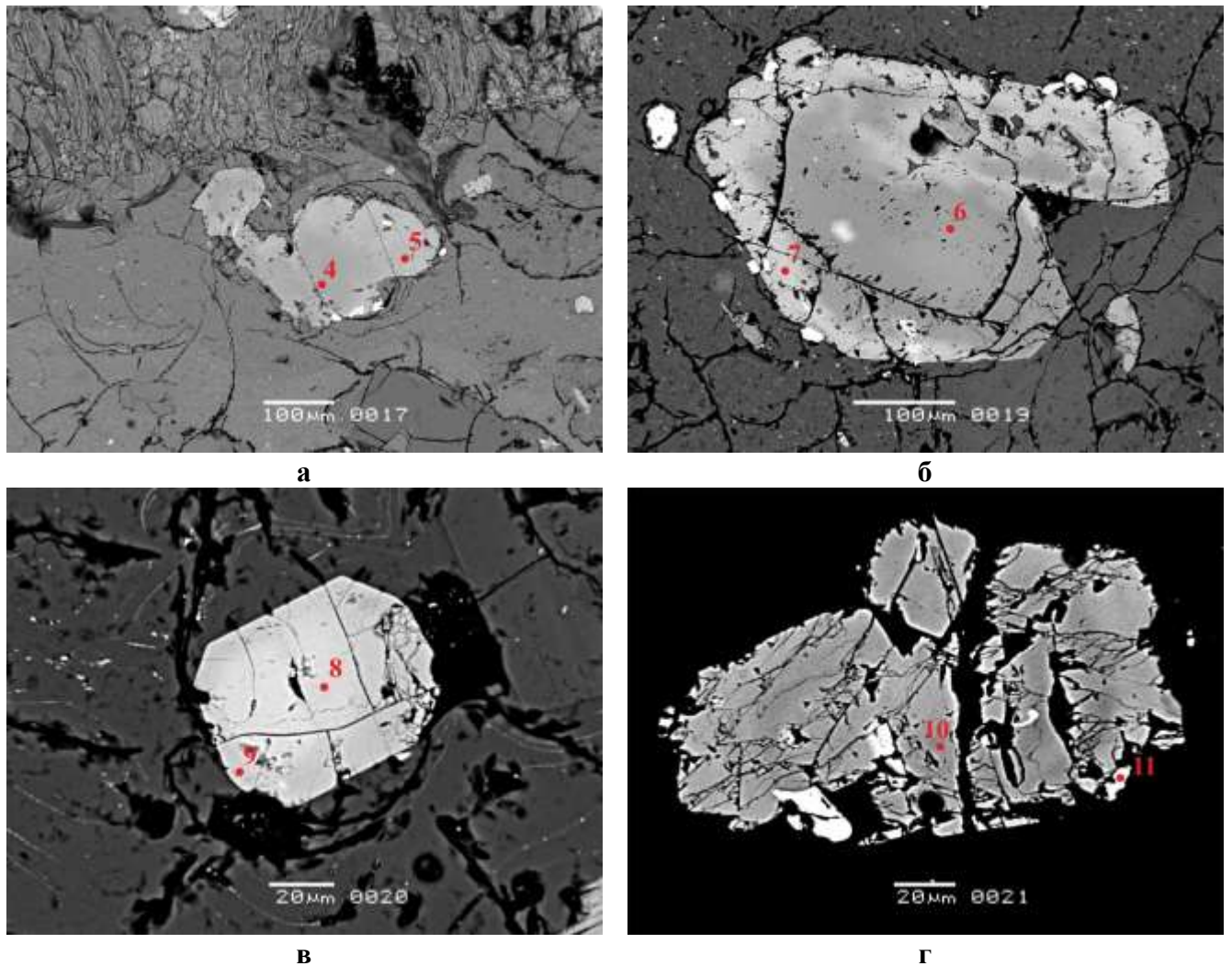


Рис. 54. Гиперстены из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе [Короновский и др., 2013]. Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов, приведенные в приложении 4. Объяснения см. в тексте

Разности пород, слагающих разрезы в долинах рек Битиктёбе, Чучкур и Чемарткол на микроскопическом уровне схожи друг с другом за исключением состава обломков пород субстрата, который был указан в предыдущем подразделе.

По всей вероятности одновозрастные с вышеописанными темно-серые флюидолиты, кровля которых образует плато **восточнее ледника Уллумалиендерку** в Северном Приэльбрусье, также характеризуются обломочной структурой и фьямме-текстурой. Кристаллокласты (25–30%) представлены оскольчатыми или округлыми, часто растрескавшимися изнутри и фрагментированными обломками кварца, обломками первоначально идиоморфных плагиоклазов с составом от олигоклаза до андезина, санидина, диопсида, не опациitized биотита, единичными зернами мусковита, ксенокристами граната. Обломки полевых шпатов также разбиты трещинами, несколько растащены на отдельные фрагменты. Примерно половина всех обломков плагиоклазов корродирована стеклом. Для некоторых пластинок биотита характерна пластическая деформация без разрыва

сплошности, или смещение частей зерна по трещинам спайности (рис. 55, а). Зерна санидинов представлены двумя разностями: интрателлурическими и ксеногенными, последние пелитизированы и идентичны санидинам из присутствующих в породах обломков мигматитов. Литокласты представлены гранитоидами, мигматитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами без реакционных кайм. В породах также содержатся уплощенные овальные обломки осадочных кварц-полевошпатовых пород с алевритовой размерностью зерен (рис. 55, б), обломки древних (палеозойских?) лав с лейстами плагиоклаза (рис. 55, в), опациitized биотитом, девитрифицированной, с образованием фельзитового агрегата, основной массой. Фьямме (до 10%) расположены в виде длинных параллельных полос, огибающих кристаллокласты; отношение длины к ширине в наиболее удлинённых из них составляет более 10:1. Во фьямме наблюдаются редкие вкрапленники гиперстена, полевых шпатов, апатита, биотита, крупные пластины которого корродированы стеклом, некоторые пластично деформированы. Также во фьямме содержатся линзовидные участки длиной до 3 мм, состоящие из корродированных изометричных обломков полевых шпатов, напоминающие сгруппированные мелкие фрагменты раздробленного большого кристалла. Стекло во фьямме девитрифицировано с образованием фельзитового и сферолитового агрегатов; границы фьямме с основной массой четкие, в них наблюдается стекловатая эндоконтактная зона. Основная масса девитрифицирована с образованием микрофельзитового агрегата.

В вышележащей рыхлой разности, слагающей «ножки» грибообразных форм денудации, стекло во фьямме недевитрифицировано и характеризуется флюидальной, реже плотной однородной текстурой. Присутствуют фьямме, которые практически нацело, за исключением краевых частей, выполнены изометричными зернами плагиоклаза; фьямме, содержащие линзовидные участки и полосы, сложенные корродированными обломками и изометричными зернами плагиоклаза; а также фьямме с редкими вкрапленниками, аналогичными описанным выше. Содержание фьямме по отношению к общему объёму породы существенно меньше, чем в нижележащих темно-серых флюидолитах, и составляет первые проценты. Округлые оплавленные растресканные зерна кварца имеют здесь максимальный размер (до 1 см). Отдельные части фрагментированных зерен биотита и плагиоклаза иногда смещены по отношению друг к другу. В основной массе, девитрифицированной с образованием микрофельзитового агрегата, присутствуют более мелкие, чем фьямме, обособления стекла.

В разности, слагающей «шляпки» грибообразных форм денудации, существенно более интенсивно проявлена коррозия стеклом зерен плагиоклаза и биотита, как находящихся в основной массе, так и во фьямме. Размер и количество вкрапленников в крупных фьямме здесь существенно больше, чем в породах «ножки». Часто можно наблюдать расположенные на

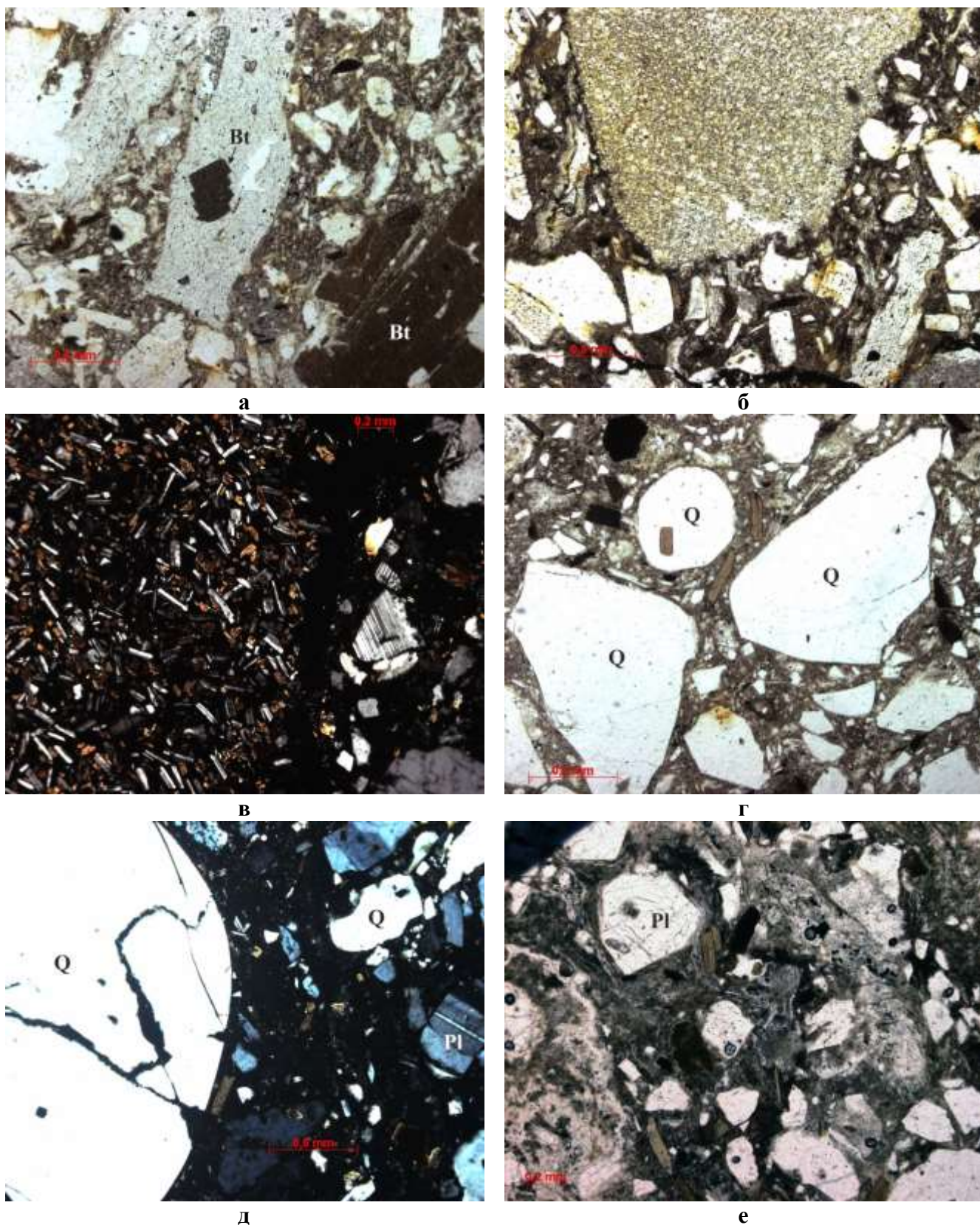


Рис. 55. Структурно-текстурные особенности флюидолитов автономных центров извержений Северного Приэльбрусья [Короновский и др., 2011]: а, б, г, е – фото без анализатора, в, д – фото с анализатором. Объяснения см. в тексте

границе фьямме и основной массы пластинки биотита, часть зерен которых, находящаяся в основной массе, пластично деформирована до границы с фьямме. В породах есть и более

мелкие фьямме, не содержащие вкрапленников. В некоторых фьямме с плотной однородной текстурой развиты трещины перлитовой отдельности. В целом здесь содержится чуть больше фьямме, чем в породах «ножки». Гиперстен присутствует только во фьямме, в основной массе пироксенов не наблюдается. Основная масса девитрифицирована в микрофельзитовый агрегат.

Породы, слагающие разрез флюидолитов в правом борту ледника **Кукуртли**, в целом схожи с разностями, слагающими верхнюю часть толщи восточнее ледника Уллумалиендерку. В серо-черных и черных плотных разностях из-за большого количества стекла текстура породы приобретает такситовый облик. В них обращает на себя внимание интенсивная резорбция обломков плагиоклаза, присутствие повышенного содержания гиперстена, как в основной массе, так и во фьямме, а также в различной степени опациitized биотита.

Все вышеописанные разности пород содержат 68,68–69,83% SiO_2 , 7,22–7,89% $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ при 3,35–3,72% K_2O . Они относятся к известково-щелочной петрохимической серии, хотя значительная их часть по соотношению в них содержаний SiO_2 , K_2O и Na_2O приближается к породам субщелочных серий [Чернышев и др., 2014].

Флюидолиты, слагающие **г. Тузлук**, характеризуются обломочной структурой и массивной текстурой, сложены обломками кристаллов и пород (40–50%), погруженных в неравномерно девитрифицированную основную массу. Достаточно крупные кристаллокласты размером от 0,2 до 5 мм и более представлены оскольчатыми или округлыми и овальными часто растрескавшимися изнутри и фрагментированными обломками кварца (рис. 55, г), в которых отдельные осколки иногда смещены по отношению друг к другу (рис. 55, д); а также обломками плагиоклазов с составом от олигоклаза до андезина, санидина, не опациitized биотита, единичными зернами мусковита и микроклина. Крупные обломки полевых шпатов также разбиты трещинами, несколько растащены на отдельные фрагменты. Среди обломков плагиоклазов присутствуют частично сосюритизированные, которые имеют явно ксеногенное происхождение. Для некоторых зерен биотита характерна пластическая деформация без разрыва сплошности или смещение частей зерна по трещинам спайности. Кристаллокласты размером в среднем меньше 0,2 мм представлены оскольчатыми обломками тех же минералов и совместно с основной массой образуют матрикс породы. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, рудным минералом, единичными зернами ортита. Обломки пород представлены гранитоидами, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, вулканитами, глинистыми породами. Размер литокластов составляет от долей сантиметра до нескольких сантиметров, края некоторых обломков сглажены. Все литокласты характеризуются отсутствием реакционных кайм. Основная масса светло-бурого цвета девитрифицирована с образованием микрофельзитового агрегата. В ней наблюдаются более светлые фрагменты стекла (2%) с растрепанными размочаленными концами, изометричные, либо с отношением

длины к ширине до 3:1, реже до 5:1, девитрифицированные с образованием фельзитового агрегата или метельчатой структуры. Границы таких участков с основной массой светло-бурого цвета плавные и нечеткие. По краям порового пространства наблюдается перисто-волокнистая раскристаллизация основной массы, при которой волокна свободными расходящимися концами обращены внутрь пор. Реликты пепловой структуры в основной массе отсутствуют.

Флюидолиты, слагающие гребневидное тело на правом борту **р. Бирджалысу**, характеризуются обломочной структурой и такситовой текстурой (рис. 55, е). Состав, количество и форма кристаллокластов аналогичны таковым в породах г. Тузлук, за исключением того, что: а) помимо оскольчатых зерен слюд и полевых шпатов встречаются также и идиоморфные; б) небольшое количество зерен биотита и полевых шпатов корродировано стеклом. В породах присутствуют обломки кварца с включениями игольчатого силлиманита, широко распространенного среди глубокометаморфизованных пород гранулитовой фации, что указывает на ксеногенное происхождение этих обломков. Общее количество обломков биотита здесь существенно выше, чем в породах г. Тузлук; среди них встречаются разности, плеохроирующие от почти бесцветного до черного цвета, что обусловлено потерей глинозема во взрывной волне. Подобное явление было установлено для силикатов импактитов [Фельдман, 1990]. Обломки пород представлены гнейсами, кварц-полевошпатовыми породами и палеотипными лавами без реакционных кайм. Распределение витро- и литокластов в породе крайне неравномерное. Основная масса бурого цвета девитрифицирована с образованием микрофельзитового агрегата, флюидальная текстура обусловлена наличием многочисленных светлых участков и полос, сложенных мелкими сферолитами с крестообразным погасанием. Реликты пепловой структуры отсутствуют.

Флюидолиты, обнажающиеся у перевала **Ирикчат**, характеризуются схожим строением с породами, слагающими гребневидное тело на правом борту **р. Бирджалысу**. Отличия заключаются в существенно меньшем содержании литокластов и их составе – здесь они представлены гранитоидами и метаморфитами.

Более древние вулканы Северного и Восточного Приэльбрусья по своему составу отвечают чуть более кислым, чем верхненеоплейстоценовые флюидолиты, риодацитам ($70,82\text{--}72,21\%$ SiO_2 , $6,88\text{--}7,44\%$ $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при $3,63\text{--}3,99\%$ K_2O) и относятся к известково-щелочной петрохимической серии [Чернышев и др., 2014].

На микроскопическом уровне описанные породы схожи с игнимбритами, однако некоторые особенности их строения не свойственны пирокластитам в целом и отложениям пирокластических потоков в частности.

1. Растрескивание кристаллокластов *in situ*, их фрагментация и заполнение образовавшихся трещин основной массой или вторичными минералами отмечаются в

игнимбритах, связанных с кальдерообразующими извержениями [Willcock et al., 2015; Van Zalinge et al., 2018]. Но наиболее интенсивные деформации обломков, такие, как изгиб зерен, вращение и смещение отдельных фрагментов относительно друг друга, образование линзочек из мелких фрагментов раздробленного крупного обломка, обусловлены вторичной фрагментацией во время уплотнения и спекания и могут проявляться на достаточно больших глубинах от кровли отложений пирокластического потока – более 200 м [Van Zalinge et al., 2018]. Подобные деформации отмечаются в ряде случаев практически по всему разрезу образований игнимбритового или туфового облика, например, даже в верхней части разреза толщи, расположенной восточнее ледника Уллумалиендерку, в том числе в серых не прочных флюидолитах, залегающих в верхах разреза и слагающих «ножки» грибообразных форм денудации, перекрытых лишь более прочной разностью мощностью не более 1,5 м.

2. Во флюидолитах и дацитах автономных центров извержений Западного Приэльбрусья содержится в различной степени опацитизированный биотит. Опацитизация характерна для излившихся пород и не отмечается в игнимбритах даже самой высокой степени спекания [Устиев, Джигаури, 1971].

3. Во многих разностях описанных пород обломки плагиоклаза, а иногда и биотита, интенсивно корродированы стеклом. Некоторая резорбция может проявляться и в пирокластитах, однако она не преобладает над механической дезинтеграцией. Наиболее интенсивно резорбция проявляется в эффузивных породах [Simões et al., 2014].

Более того, следующие черты строения, выявленные при петрографическом изучении у всех разностей пород, кроме черно-розовых дацитов и пемз, являются признаками флюидолитов, петрографические особенности которых перечислены в Петрографическом кодексе России [2008]: 1) сочетание остроугольных и округлых обломков пород и части минеральных зерен (чаще кварца); 2) достаточно большое количество ксеногенных минералов, а в некоторых разностях пород – практически повсеместное их присутствие; 3) разрушение кристаллической решетки каркасных силикатов (в данном случае – плагиоклазов) и их переход без плавления в стеклоподобное состояние (в темно-серых и черных разностях центра извержений Битюк-Тюбе); 4) микровзрывная фрагментация зерен кварца с центробежным расположением их частей; 5) дезинтеграция и блокирование зерен, образование планарных элементов в плагиоклазах; 6) пластичные изгибы зерен; 7) перекристаллизация плагиоклаза вдоль трещин с понижением основности; 8) изменение оптических свойств минералов – аномальный плеохроизм у биотита.

В заключение следует отметить, что впервые на наличие флюидолитов в Эльбруском вулканическом районе обратила внимание к.г.-м.н., внс кафедры динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова Л.И. Дёмина при петрографическом изучении образцов пород,

отобранных автором настоящей работы из обнажений в Северном и Западном Приэльбрусье при проведении полевых работ в 2008–2010 гг. Описания всех разностей пород изложены в работах [Короновский и др., 2010; 2011; 2013].

3.3. Геохимические особенности пород⁶

Флюидолиты и дациты автономных центров извержений, расположенных по периферии Эльбруса, и верхненеоплейстоценовые и голоценовые дацитовые лавы последнего характеризуются схожим характером распределения REE на соответствующей диаграмме (рис. 56; рис. 57): для них в целом характерно обогащение LREE относительно HREE ($(La/Lu)_N=12,8–50,9$), слабая отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^*=0,44–0,62$) и слабая положительная Yb аномалия, что связано с особенностями Эльбрусского магматического очага.

Для флюидолитов Северного и Восточного Приэльбрусья характерна чуть более заметно выраженная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0,44–0,53$) и меньшая интенсивность фракционирования REE ($(La/Lu)_N=18,55–30,93$) по сравнению с верхненеоплейстоценовыми и голоценовыми дацитовыми лавами Эльбруса, где $Eu/Eu^*=0,60–0,61$ и $(La/Lu)_N=31,4–33,5$.

Для продуктов автономных центров извержений, расположенных в долинах рек Битиктёбе и Чучкур в Западном Приэльбрусье, характерно резкое увеличение интенсивности фракционирования REE и HREE вверх по разрезу. Так, от черных флюидолитов низов разреза к черно-розовым дацитам Битюк-Тюбинского центра значение отношения $(La/Lu)_N$ изменяется от 12,83 до 35,27, $(Gd/Yb)_N$ от 2,12 до 4,53. Также происходит небольшое увеличение интенсивности фракционирования LREE ($(La/Sm)_N=4,28–4,36$) и уменьшение отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0,55–0,58$). Такой же тренд изменений характерен для продуктов Чучкурского центра: от серых флюидолитов к залегающим выше черно-розовым дацитам происходит увеличение значения отношения $(La/Lu)_N$ от 32,58 до 50,90, $(La/Sm)_N$ от 4,43 до 4,66, $(Gd/Yb)_N$ от 3,46 до 6,18 и изменение Eu/Eu^* от 0,57 до 0,62.

На мультиэлементных диаграммах для всех изученных пород характерно наличие отрицательных Ba, Nb-Ta, Sr, Zr, Ti и положительных Th-U, Pb аномалий (рис. 58; рис. 59).

⁶ При подготовке данного подраздела диссертации использована следующая публикация автора, в которой, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Строение западного склона вулкана Эльбрус и Приэльбрусья // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 2. С. 60–73 (1,512 п.л. / авторский вклад 50%).

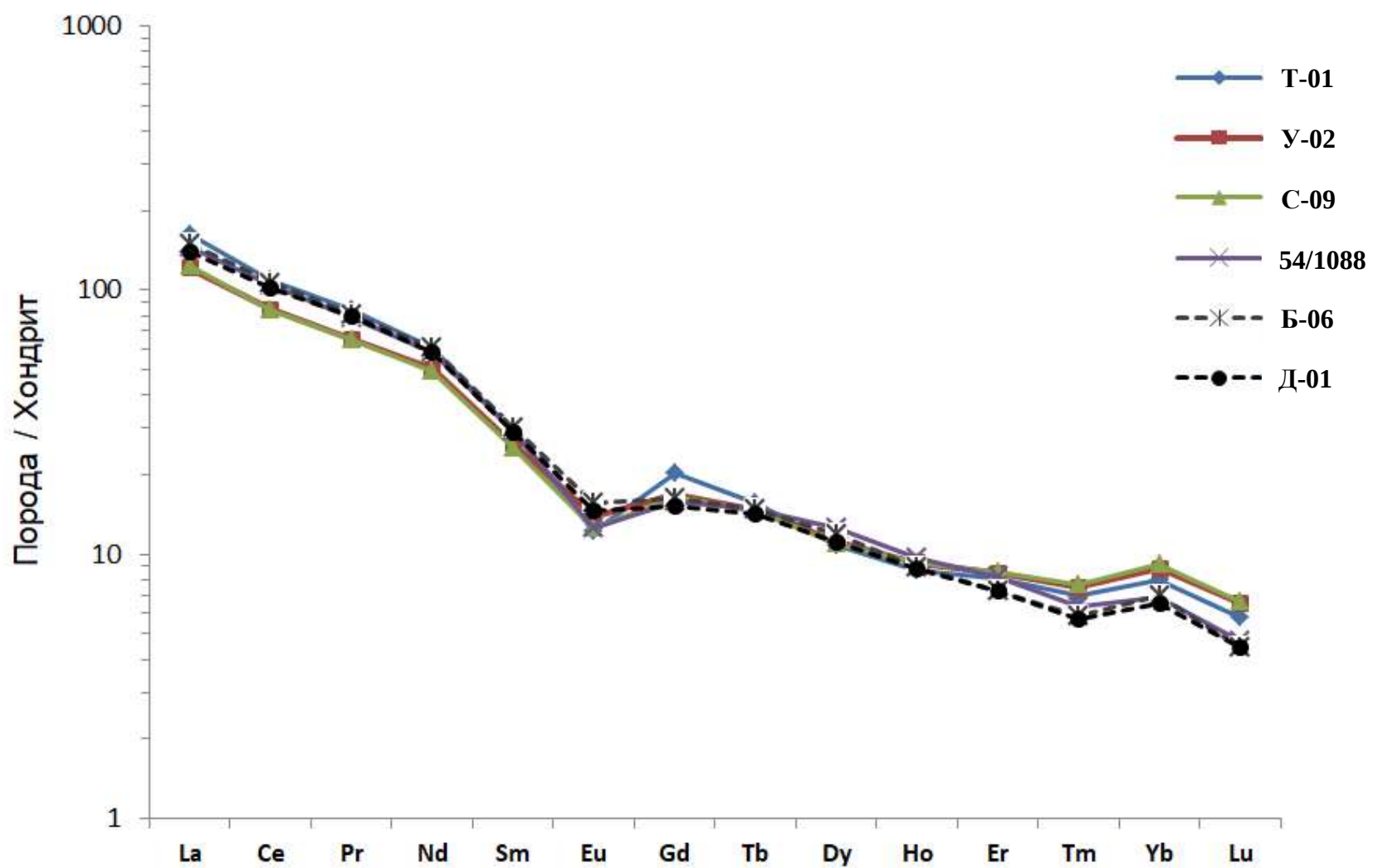


Рис. 56. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989], в «древних» флюиолитах Северного и Восточного Приэльбрусья и молодых лавах Эльбруса

Т-01 – г. Тузлук; Y-02 – флюиолиты нижней части толщи, обнажающейся восточнее ледника Уллумалиендерку; C-09 – вулканическая постройка на правом борту р. Бирджалысу; 54/1088 – скальная гряда у перевала Ирикчат; Б-06 – верхнелепестовые дацитовые лавы Эльбруса (Западное Приэльбрусье); Д-01 – голоценовые дацитовые лавы южного склона Эльбруса

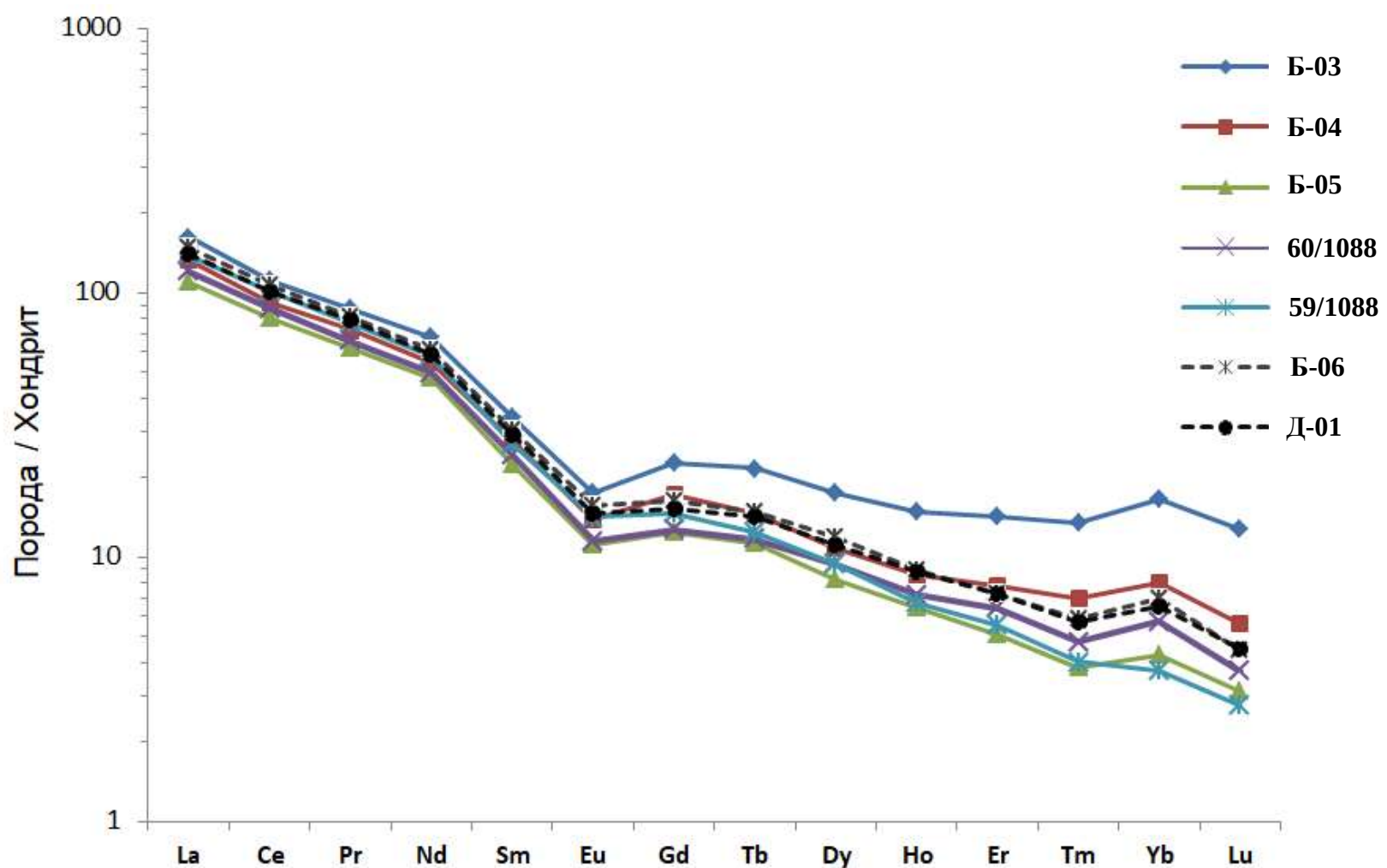


Рис. 57. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989], в «молодых» флюиолитах Западного Приэльбрусья и молодых лавах Эльбруса

Б-03 – черные флюиолиты центра извержений Битюк-Тюбе; Б-04 – серые флюиолиты центра извержений Битюк-Тюбе; Б-05 – черно-розовые дациты центра извержений Битюк-Тюбе; 60/1088 – серые флюиолиты центра извержений в долине р. Чучкур; 59/1088 – черно-розовые дациты центра извержений в долине р. Чучкур; Б-06 – верхнелепестовые дацитовые лавы Эльбруса (Западное Приэльбрусье); Д-01 – голоценовые дацитовые лавы южного склона Эльбруса

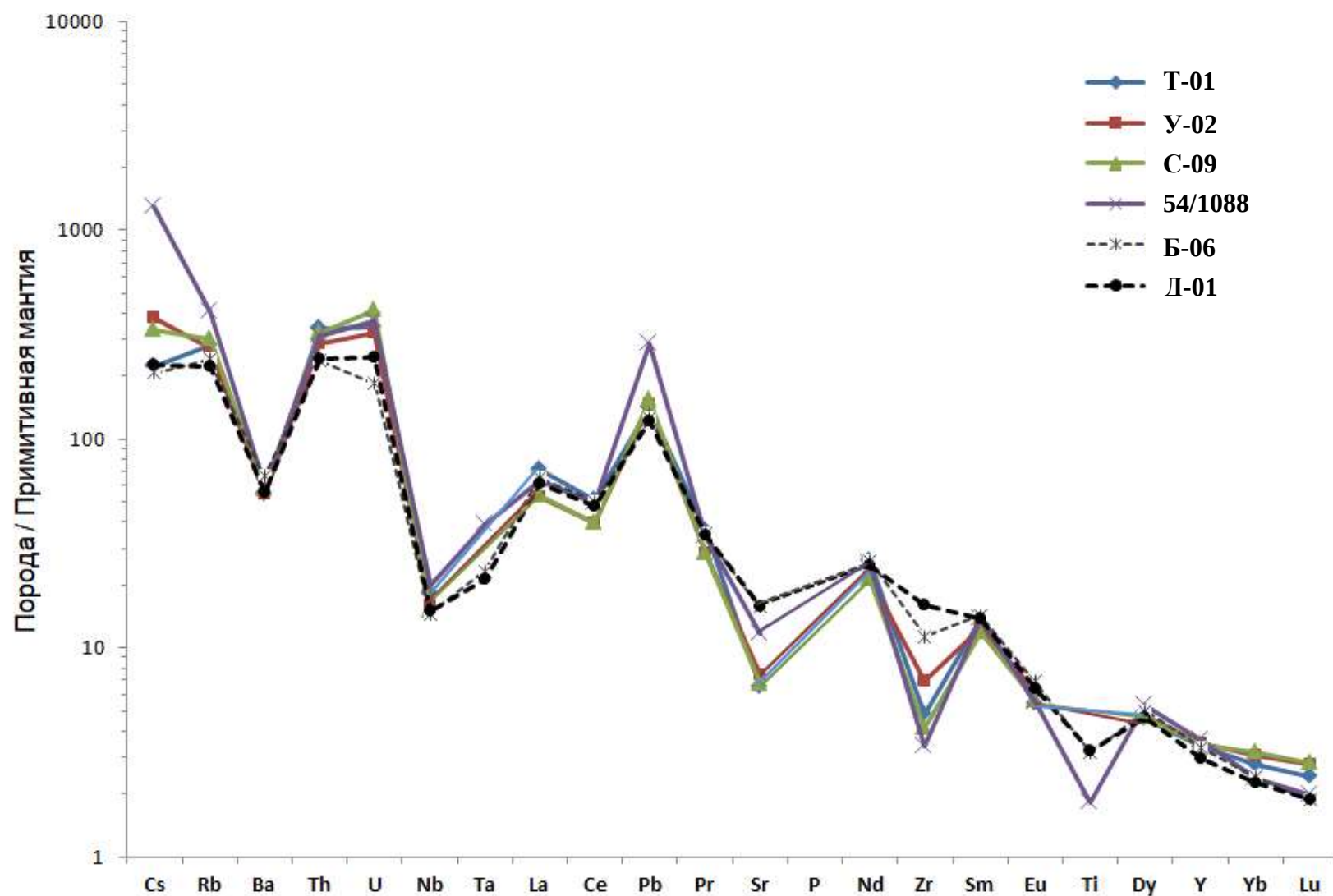


Рис. 58. Диаграмма распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в «древних» флюидах Северного и Восточного Приэльбрусья и молодых лавах Эльбруса

Т-01 – г. Тузлук; Y-02 – флюидолиты нижней части толщи, обнажающейся восточнее ледника Уллумалиендерку;
 С-09 – вулканическая постройка на правом борту р. Бирджалысу; 54/1088 – скальная гряда у перевала Ирикчат;
 Б-06 – верхнеплейстоценовые дацитовые лавы Эльбруса (Западное Приэльбрусье); Д-01 – голоценовые дацитовые лавы южного склона Эльбруса

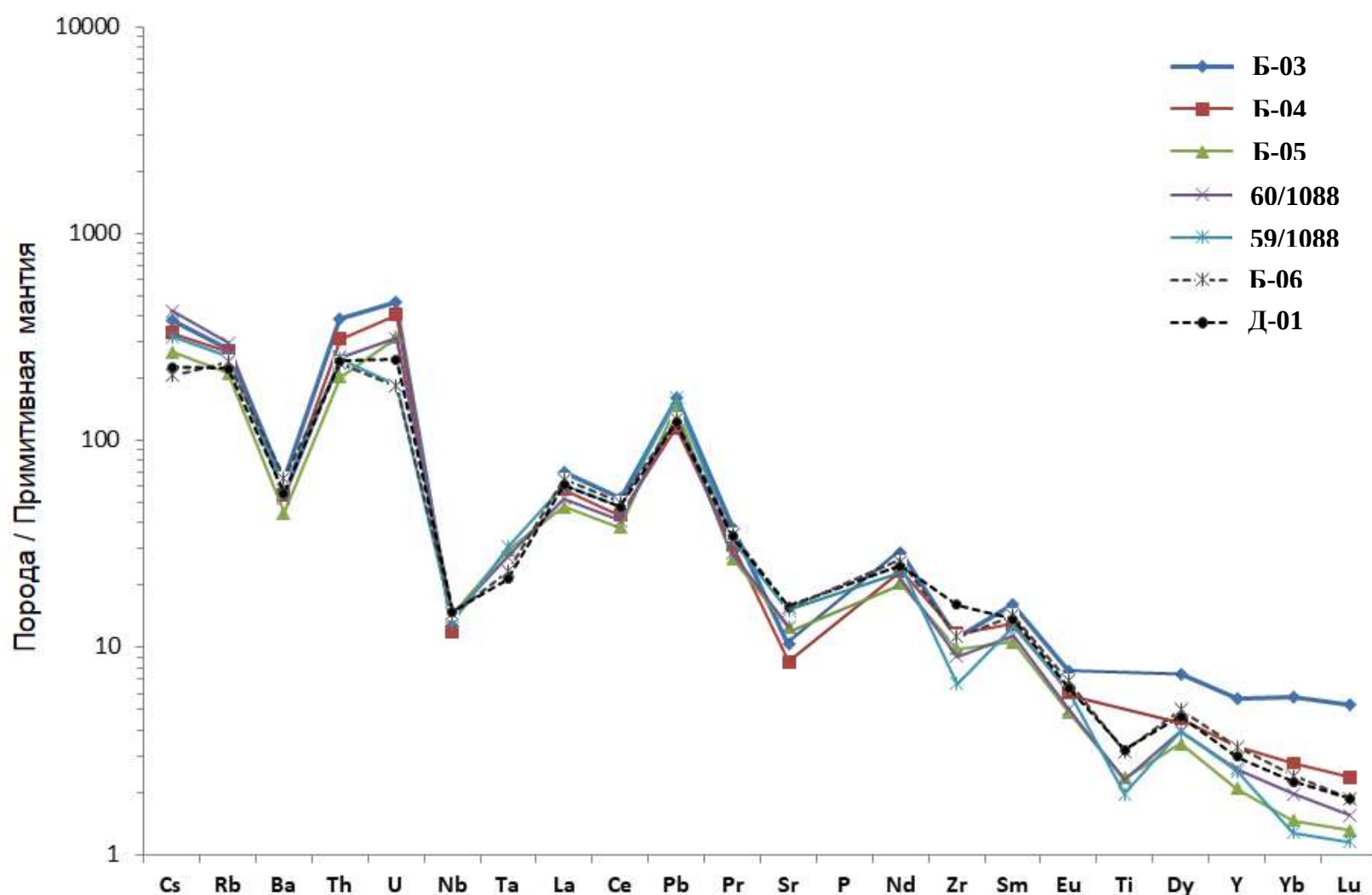


Рис. 59. Диаграмма распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в «молодых» флюидах Западного Приэльбрусья и молодых лавах Эльбруса

Б-03 – черные флюидолиты центра извержений Битюк-Тюбе; Б-04 – серые флюидолиты центра извержений Битюк-Тюбе;
 Б-05 – черно-розовые дациты центра извержений Битюк-Тюбе, 60/1088 – серые флюидолиты центра извержений в долине р. Чучкур;
 59/1088 – черно-розовые дациты центра извержений в долине р. Чучкур; Б-06 – верхнеплейстоценовые дацитовые лавы Эльбруса (Западное Приэльбрусье); Д-01 – голоценовые дацитовые лавы южного склона Эльбруса

Поскольку в полевых шпатах Sr замещает Ca, а Ba замещает K в анортитовой и ортоклазовой молекулах соответственно, аномалии Sr и Ba могут быть связаны с фракционированием полевых шпатов. Последние также, скорее всего, контролируют слабую Eu аномалию, а Zr аномалия контролируется цирконом.

Ранее для выявления характера распределения REE в изучаемых породах были использованы данные из работы [Богатилов и др., 2002]. Следует отметить, что приведенные в этой работе результаты анализов были получены инструментальным нейтронно-активационным методом. Построенные графики распределения REE имели экзотический, абсолютно не свойственный магматическим породам вид, на основании чего был сделан вывод о том, что ведущая роль в образовании данных пород, вероятно, принадлежит эксплозиям глубинных трансмагматических флюидов, и причины такого поведения элементов связаны с их определенным составом [Короновский и др., 2011; 2013]. Однако полученные автором новые данные методом ICP-MS (приложение 5) свидетельствуют о не столь аномальном содержании редких и редкоземельных элементов во флюидолитах по сравнению с эльбрусскими дацитовыми лавами. Поскольку петрохимический состав флюидолитов также соответствует известным видам магматических пород и в целом вписывается в эволюционный тренд изменения состава продуктов эльбрусского вулканического центра, флюидолиты могли быть образованы при взрывном отделении газовой составляющей из флюидизированной магмы в магматической камере в результате декомпрессии, реализованной в благоприятной тектонической обстановке, например, в условиях растяжения. Идею об образовании игнимбритовидных пород в результате подземных взрывов в магматической камере высказывал еще В.И. Влодавец в своей работе [Влодавец, 1953]. Существование этого процесса допускалось и позже [Голубева, 2003].

В заключение следует подчеркнуть, что, несмотря на сходства геохимического и петрохимического составов кислых вулканитов туфового и игнимбритового облика, расположенных по периферии Эльбруса, на основании петрографических и геолого-геоморфологических особенностей их строения, а именно, формы слагаемых породами тел, их взаимоотношений с рельефом, состава ксенолитов, строения разреза и отсутствия горизонтальной зональности все они были образованы в результате извержений из автономных центров. Проведенные исследования позволили подтвердить выводы Н.В. Короновского и его коллег [Короновский, 1968; Короновский, 1983б; Короновский, Дёмина, 2007] о том, что данные вулканиты были образованы в результате извержений из 11 самостоятельных центров, и они не являются разрозненными останцами единого пирокластического покрова или нескольких пирокластических потоков.

3.4. Возраст вулканитов: сопоставление изотопного возраста пород с их относительным возрастом⁷

Для определения изотопного возраста молодых магматических образований Эльбрусского района применялись Rb-Sr, ^{14}C , K-Ar, U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $\text{Io}/^{234}\text{U}$ методы, а также метод Q-ЭПР датирования. У каждого из них есть свои ограничения.

Так, на БК в лавах различного состава обнаружена первичная неуравновешенность (неидентичность) изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сосуществующих фазах четвертичных вулканитов, в связи с чем к получаемым Rb-Sr датировкам согласно И.В. Чернышеву с коллегами [2002] следует относиться с осторожностью. Данная неуравновешенность вносит неопределенность в результаты расчета содержания $^{87}\text{Sr}_{\text{рад}}$ в биотите, однако она является источником генетической информации и служит дополнительным критерием при оценке надежности K-Ar датировок [Чернышев и др., 2002].

Радиоуглеродный (^{14}C) метод, позволяющий датировать объекты не древнее 50 тыс. лет, дает косвенные оценки возраста новейших вулканитов, поскольку для датирования используется органическое вещество из осадочных пород или горизонтов почв, подстилающих или перекрывающих вулканические образования.

Результаты метода Q-ЭПР датирования в применении к молодым вулканитам рассматриваются частью исследователей как приближенно оценочные [Лебедев и др., 2010б; Чернышев и др., 2014]. Применившими данный метод для датирования вулканитов Эльбруса специалистами в коллективной монографии [Природные..., 2004] был сделан вывод о том, что полученные Q-ЭПР датировки, скорее всего, отражают верхний возрастной предел образования пород.

К получаемым K-Ar датировкам четвертичных вулканитов также следует относиться с осторожностью ввиду неуравновешенности изотопного состава аргона в различных фазах породы, возникающей за счет захвата аргона с избыточно высоким отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ [Чернышев и др., 2002]. Сотрудниками лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН для датирования четвертичных вулканитов БК был применен специальный вариант K-Ar метода, который обеспечивает определение весьма малых (0.00п–0.0п нг/г) количеств $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, накопившихся в четвертичных вулканитах за первые десятки-сотни тыс. лет. На основании данных о распределении отношения $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/^{40}\text{K}$ в различных фазах новейших лав БК

⁷ При подготовке данного подраздела диссертации использована следующая публикация автора, в которой, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Динамическая геология. 2020. № 1. С. 15–27 (1,357 п.л. / авторский вклад 80%).

было высказано предположение, что вкрапленники биотита, плагиоклаза и других минеральных фаз в молодых лавах содержат избыточный радиогенный аргон [Чернышев и др., 2002]. Датировки, получаемые по этим минералам-вкрапленникам, являются удревленными и не отвечают времени образования пород. В работе [Чернышев и др., 2002] также было высказано предположение, что основная микролитовая масса лав чаще всего не содержит избыточного агрона, и поэтому отношение $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/^{40}\text{K}$ в основной массе обычно отражает время излияния лав.

Температура закрытия U-Pb системы в цирконе составляет $>900\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Lee et al., 1997; Cherniak, Watson, 2000]. Температура кислых магм перед извержениями в Приэльбрусье неизвестна, однако у многих гранитных магм она составляет $\sim 750\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Lee et al., 1997]. В ряде мест распространения кислых вулканитов согласно оценкам температура магмы перед извержением составляла $<900\text{ }^{\circ}\text{C}$: $\sim 830\text{ }^{\circ}\text{C}$ (риолиты плато Овайхи, юго-запад Айдахо, США [Manley, 1996]), $\sim 885\text{ }^{\circ}\text{C}$ (минойские риодациты вулкана Санторин, Греция [Cottrell et al., 1999]), $\sim 850\text{--}860\text{ }^{\circ}\text{C}$ (риодациты вулкана Мазама, Орегон, США [Bacon, Lowenstern, 2005]), $\sim 870\text{ }^{\circ}\text{C}$ (дациты вулкана Куизапú, Чили [Ruprecht, Bachmann, 2010]) и др. Вполне возможно, что U-Pb датировки, полученные по цирконам из пород риодацитового и дацитового состава Приэльбрусья, не отражают времени извержений.

Сопоставление изотопного возраста пород, определенного различными методами, с возрастом, установленным на основании геолого-геоморфологических данных, приведено на рис. 60. Показанные на рисунке результаты Q-ЭПР датирования взяты из работ [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003]. Результаты Q-ЭПР датирования большей части проб из работы [Газеев, 2003] опубликованы также в коллективной монографии [Природные..., 2004], однако значения возраста тех же самых проб в последней повсеместно завышены по сравнению с данными из работы В.М. Газеева. Разница составляет от 0,9 до 55,2 тыс. лет, в среднем – 14,8 тыс. лет. Приведенные в работе [Газеев, 2003] результаты Q-ЭПР датирования были выбраны для сопоставления с результатами определения возраста вулканитов другими методами по причине наличия в ней более детальной схематической геологической карты, на которую вынесена подавляющая часть точек отбора проб для датирования и, как следствие, более точного определения местоположения опробованных пород, а также соответствия наименований пород с наименованием образований, развитых в местах опробования.

Совпадение значений K-Ar возраста, полученных по основной массе и кристаллокластам (биотита и санидина) из одних и тех же пород, свидетельствующее, по мнению [Чернышев и др., 2011], о замкнутости изотопных K-Ar систем различных компонентов пород, наблюдается нечасто. Согласно [Лебедев и др., 2011a] температура закрытия K-Ar системы в основной массе составляет $<200\text{ }^{\circ}\text{C}$, однако определенный по ней K-Ar возраст в некоторых

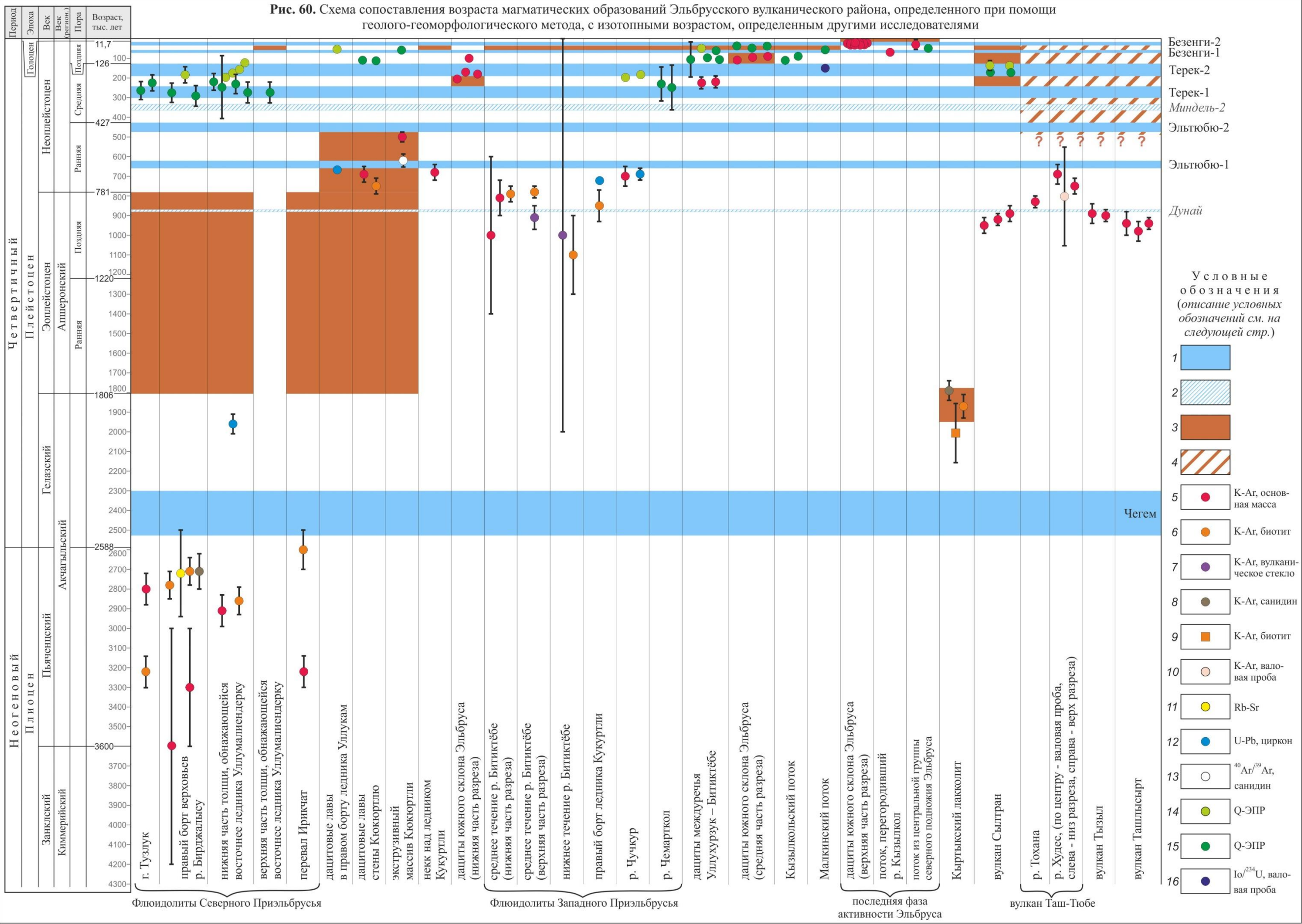


Рис. 60. Схема сопоставления возраста магматических образований Эльбрусского района, определенного при помощи геолого-геоморфологического метода, с изотопным возрастом, определенным другими исследователями

1 – кавказские оледенения (см. подраздел 2.1); **2** – альпийские оледенения, хронологические эквиваленты которых не выявлены на Большом Кавказе; **3** – относительный возраст продуктов магматической активности с уверенно установленными нижним и верхним возрастными пределами их образования; **4** – предполагаемый относительный возраст; **5–16** – изотопный возраст, определенный другими исследователями: **5** – К-Аг по основной массе [Лебедев и др., 2010а; 2010б; 2011а; Чернышев и др., 2011], **6** – К-Аг по биотиту [Лебедев и др., 2011а; Чернышев и др., 2011], **7** – К-Аг по вулканическому стеклу [Лебедев и др., 2011а], **8** – К-Аг по санидину [Чернышев и др., 2011], **9** – К-Аг по биотиту [Аракелянц и др., 1968], **10** – К-Аг по валовой пробе [Борсук, 1979], **11** – Rb-Sr [Чернышев и др., 2011], **12** – U-Pb цирконометрия (SHRIMP) [Газеев, 2003; Gurbanov et al., 2004], **13** – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по санидину [Газеев, 2003], **14** – Q-ЭПР [Пурига и др., 2001], **15** – Q-ЭПР [Газеев, 2003], **16** – $\text{Io}/^{234}\text{U}$ по валовой пробе [Станкевич, 1976]. Для некоторых возрастов не показаны доверительные интервалы, поскольку они не превышают размеров маркера.

случаях получился древнее возраста, установленного по биотиту или санидину (рис. 60). По мнению автора настоящей работы это свидетельствует о высоком содержании в породах кристаллокластов, имеющих ксеногенное происхождение, в том числе мелких, содержащихся в матриксе.

Поскольку флюидолиты г. Тузлук налегают на поверхность Бечасынского плато, являющейся акчагыльской поверхностью выравнивания, возраст их определяется как постакачагыльский. Близкий петрографический облик и петрохимические особенности флюидолитов, слагающих г. Тузлук, полуразрушенную коническую постройку в правом борту верховьев р. Бирджалысу, узкую скальную гряду у перевала Ирикчат и нижнюю часть толщи, обнажающейся восточнее ледника Уллумалиендерку, свидетельствуют в пользу их одновременного, с позиции геологического времени, образования. Эволюция же химического состава продуктов Эльбрусского центра свидетельствует в пользу образования флюидолитов до начала проявления активности вулкана Палео-Эльбрус или Кюкюртли. По результатам палеомагнитных исследований, проведенных в 70-х гг. прошлого века, все новейшие вулканы Приэльбрусья обладают прямой первичной остаточной намагниченностью [Станкевич, 1976]. Е.К. Станкевичем был сделан вывод о том, что все эти вулканы были образованы во время эпохи прямой магнитной полярности Брюнес. Принимая во внимание эти палеомагнитные характеристики, в работе [Чернышев и др., 2014] было высказано мнение о том, что «древние» вулканы туфового и игнимбритового облика могли быть извержены с равной вероятностью не только во время эпохи прямой полярности Брюнес, но и, например, во время эпизода прямой полярности Олдувей, Реюньон либо в течение эпохи прямой полярности Гаусса. Однако данные результаты палеомагнитных исследований в настоящее время не соответствуют критериям надежности и нуждаются в уточнении. Вулкан Палео-Эльбрус или Кюкюртли, продукты

которого также обладают прямой первичной остаточной намагниченностью, гипотетически мог проявить активность до начала раннего неоплейстоцена – в эоплейстоцене, после образования вышеупомянутых флюидолитов.

Особенности залегания флюидолитов, распространенных в долинах рек Битиктёбе и Чучкур, а также положение их подошвы над современными руслами рек указывают на их образование в позднем неоплейстоцене после отступления ледников 1-ой фазы безенгийского оледенения. Сходство петрографического облика и петрохимических особенностей данных пород с остальными флюидолитами Западного Приэльбрусья и верхней части толщи восточнее ледника Уллумалиендерку свидетельствует в пользу их одновременного, с позиции геологического времени, образования. Близкое значение U-Pb датировок K-Ar-датам принимается за подтверждение надежности последних [Лебедев и др., 2011a], однако в работе [Gurbanov et al., 2004], где приводятся результаты U-Pb датирования, указано, что во всех выборках цирконов присутствовали зерна, захваченные из пород фундамента, ассимилированные магмой зерна более ранних событий кристаллизации (2,1 млн. лет; 1,5–1,0 млн. лет), а также более молодые, чем давнее единый пик большинство зерен, кристаллы. Авторы допускают, что если извержениям предшествовала кристаллизация, продатированные U-Pb (SHRIMP) методом по цирконам породы могли быть образованы позже 600 тыс. лет назад [Gurbanov et al., 2004].

В работе [Природные..., 2004] высказывается мнение о том, что «игнимбриты» в долине р. Битиктёбе занимают столь низкое положение по отношению к современному руслу реки и в среднем течении еще не вскрыты эрозией до своего основания, поскольку находятся в узкой грабен-структуре меридионального простирания, и, как и другие «игнимбриты» Западного Приэльбрусья, имеют средненеоплейстоценовый (?) возраст. В пользу этого приводятся следующие аргументы: а) положение основания толщи «игнимбритов», распространенных в долине р. Чемарткол, на высоте 400–450 м над современным руслом реки; б) «наличие реликтов денудационных поверхностей с редкой окатанной галькой пород зоны Главного Кавказского хребта, обнаруженных на поверхности дацитовых лав Бийтик-Тебинского разреза; абсолютные отметки этих поверхностей составляют 3350 м (левый борт долины р. Кюкюртли) и 3650–3700 м (водораздел рек Бийтик-Тебе и Кюкюртли), а их относительные превышения над руслами современных рек составляют более 300 м» [Природные..., 2004]. На космоснимках отчетливо видно, что подошва флюидолитов среднего течения р. Чемарткол в пределах двух расположенных ближе к руслу реки останцов – северном и восточном – находится на относительной высоте 100–120 м и 60 м соответственно. Реликты вышеупомянутой денудационной поверхности в рельефе междуречья Уллухурзук – Битиктёбе отчетливо не выделяются; вместо этого на правом борту последней на относительной высоте 400–500 м

прослеживаются реликты трога эльтюбинского (ранненеоплейстоценового) оледенения, а выше, на абсолютных высотах 3100–3300 м – реликты акчагыльской денудационной поверхности. Если бы флюидолиты имели ранненеоплейстоценовый или эоплейстоценовый возраст, они бы располагались на соответствующих высотах.

Проведенное О.А. Богатиковым с коллегами датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по валовым пробам «туфов риолитового состава», отобранным в долинах рек Битиктёбе и Малка, выявило наличие пяти возрастных ступенек, вариации которых распределились от 296 до 4,3 млн. лет [Шабалин, 2002; Природные..., 2004]. Вариации возрастных ступенек, выявленных в результате датирования по биотитам этим же методом, распределились от 45 до 1,17 млн. лет [Природные..., 2004]. На основании полученных результатов данные исследователи пришли к выводу о том, что в породах присутствуют многочисленные включения дезинтегрированного материала гранитно-метаморфического субстрата размером от первых сантиметров до долей миллиметра, в связи с чем изотопные датировки пород удревнены в неизвестном масштабе и не отражают времени их образования. Проведенные в рамках настоящей работы петрографические исследования позволяют подтвердить данный вывод О.А. Богатикова и его коллег.

Дацитовые лавы, перекрывающие в левом борту р. Битиктёбе образовавшиеся после отступления ледников 1-ой фазы безенгийского оледенения флюидолиты, имеют, соответственно, более молодой возраст. Судя по наличию в районе междуречья Битиктёбе – Уллухурзук налегающих на лавы гляциальных отложений, весь разрез залегающих здесь вулканитов был образован после образования флюидолитов до начала наступания ледников 2-ой фазы безенгийского оледенения. Некки и дайки, прорывающие эти дацитовые лавы, должны быть моложе них, таким образом, полученные по породам из лавовых потоков и некка района междуречья Битиктёбе – Уллухурзук значения К-Аг возраста являются удревненными.

Расхождение значений К-Аг датировок по основной массе с относительным возрастом пород наблюдается для части потоков, распространенных на северном подножии Эльбруса и обладающих свежим морфологическим обликом. Так, К-Аг возраст дацитов наиболее протяженного потока центральной группы, перегородившего долину р. Кызылкол, составляет 70 ± 20 тыс. лет (см. рис. 60). Данный возраст, несомненно, является удревненным. Поверхность потока характеризуется бугристым микрорельефом, которая в случае воздействия на нее ледника 2-ой фазы безенгийского оледенения была бы как минимум сглажена, как максимум – перекрыта моренными отложениями или их остатками, что характерно для более древних потоков – Малкинского и Кызылкольского – протягивающихся вдоль правых бортов одноименных рек и образовавшихся во время предыдущей фазы вулканической активности Эльбруса после отступления ледников 1-ой фазы безенгийского оледенения. Накопление толщи в подпрудном озере, образовавшемся выше по течению р. Кызылкол после преграждения

потоком русла реки, происходило в голоценовое время, о чем свидетельствует значение ^{14}C возраста торфа из центральной части толщи, составляющее 9440 ± 30 лет [Газеев, 2003]. Возраст потока не может быть существенно древнее полученного значения, и он также является голоценовым [Мышенкова, Короновский, 2020].

Все потоки западной группы северного подножия Эльбруса, как и поток, перегородивший долину р. Кызылкол, В.А. Лебедевым с коллегами были отнесены к предпоследней фазе вулканической активности Эльбруса, происходившей, по мнению исследователей, 110–70 тыс. лет назад [Лебедев и др., 2010б]. Однако данные потоки имеют исключительно свежий морфологический облик и затронуты лишь моренами стадии XIX в. Более того, около ледника Уллукол под одним из наиболее молодых потоков западной группы захоронена морена исторической стадии голоценового оледенения, происходившего 2–2,5 тыс. лет назад [Короновский, 1968; Милановский, Короновский, 1973].

К-Аг возраст дацитов одного из наиболее молодых по геолого-геоморфологическим данным потоков центральной группы северного подножия Эльбруса составляет 30 ± 25 тыс. лет. Для молодых дацитов южного склона, обнажающихся между ледниками Большой Азау и Малый Азау, получены значения 35 ± 20 , 25 ± 15 , 10 ± 10 тыс. лет; выступающих между ледниками Малый Азау и Гарабаши и спускающихся в троговую долину р. Азау – 35 ± 20 , 20 ± 10 , 15 ± 15 , 30 ± 20 и ≤ 30 тыс. лет; обнажающихся в двух бортах ледника Терскол – ≤ 30 тыс. лет. Для дацитов Западной вершины получено значение 25 ± 15 тыс. лет [Лебедев и др., 2010б]. Радиогенный аргон в опробованной основной массе пород содержится в ультрамалом количестве; в образцах, по которым итоговая погрешность определения возраста ($\pm 2\sigma$) составила 100% отн., радиогенный аргон обнаружен не был. В целом данные результаты свидетельствуют о крайне молодом возрасте вулканитов [Мышенкова, Короновский, 2020].

Следует также упомянуть о полученных О.А. Богатиковым с коллегами [1998в] радиоуглеродных ^{14}C датировках древесных углей и гумусированных погребенных почв из почвенно-пирокластического чехла на северном и южном подножиях Эльбруса, свидетельствующих как минимум о трех эпизодах эксплозивной активности, проявившихся во второй половине голоцена.

Первый из них выявлен на основании датировки (6250 ± 50 лет) древесного угля из углистой линзы, приуроченной к кровле линзы вулканического пылеватого песка длиной около 5 м и мощностью до 70 см [Богатиков и др., 1998в]. Последняя залегает на глыбовой осыпи на борту потока, перегородившего р. Кызылкол, в его фронтальной части. В данном разрезе, как справедливо было замечено авторами, прямо датируется только пирокластика, хотя полученное значение возраста впоследствии было распространено и на сам поток [Газеев, 2003; Природные..., 2004]. Реальный возраст потока, как было указано ранее, с наибольшей долей

вероятности близок к ^{14}C датировке торфа (9440 ± 30 лет) из центральной части озерной толщи, поскольку данное подпрудное озеро было образовано после излияния потока в долину р. Кызылкол.

Второй, более поздний, эпизод выявлен на основании датировки (4270 ± 70 лет) кусочков древесного угля из почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего поток, который спускается в троговую долину р. Азау [Богатиков и др., 1998в]. Под современной почвой в нем захоронены три маломощных горизонта вулканического песка, разделенных горизонтами палеопочв, накопившихся во время периодов затишья между тремя импульсами эксплозивной активности. Датированный образец был отобран из палеопочвы, залегающей между нижними двумя из трех горизонтов вулканических песков. Полученное значение возраста, наиболее вероятно, существенно моложе возраста потока, на котором залегают почвенно-пирокластический чехол, что отмечается и в работе [Лебедев и др., 2010б].

Третий эпизод выявлен на основании датировки (1770 ± 60 лет) образца из подошвы современного почвенного слоя, залегающего на слоистой пачке вулканических песков общей мощностью около 20 см в 10 км к юго-юго-востоку от Западной вершины Эльбруса [Богатиков и др., 1998в]. Пачка вулканических песков в свою очередь залегают на морене исторической стадии голоценового оледенения, происходившего 2–2,5 тыс. лет назад, что является нижним возрастным пределом ее образования.

Возраст продуктов вулкана Таш-Тюбе или Худесского щитового вулкана остается дискуссионным. Радиоуглеродный ^{14}C возраст углефицированных остатков из аллювиальных отложений в основании одного из останцов лавового потока этого аппарата, равный $33,1 \pm 0,7$ тыс. лет [Газеев, 2003], скорее всего, как отмечено в работе [Лебедев и др., 2011а], отражает время образования аллювиальных отложений, прилегающих к лавовому останцу. В пользу более древнего возраста свидетельствует интенсивно сглаженная экзарацией поверхность лав и расположение подошвы останцев потока на высоте десятков [Пурига и др., 2001; Газеев, 2003] или даже сотен метров [Лебедев и др., 2011а] над современным руслом р. Худес. Однако и позднеоплейстоценовый или раннеоплейстоценовый возраст, установленный К-Аг методом по основной массе и валовой пробе, может быть удревнен.

Явно удревненным является К-Аг возраст дацитов аппаратов Кыртык-Сылтранского водораздела. Нижний возрастной предел их образования определяется временем окончания 1-ой фазы терского оледенения, а верхний – началом 2-ой фазы безенгийского оледенения (см. пункт 3.1.3).

Установить относительный возраст продуктов вулканов Ташлысырт и Тызыл при помощи геолого-геоморфологического метода не представляется возможным. Согласно

мнению, высказанному в работе [Милановский, Короновский, 1973], высота подошвы лав над современным руслом небольшой реки, как Тызыл, в северной части Северо-Юрской депрессии и на склоне Скалистого хребта может указывать на достаточно древний возраст излияний.

Отдельно следует рассмотреть возраст эльджуртинских гранитов, не показанный на рис. 60. Значения К-Аг возраста, определенного по биотиту разными исследователями в 50–70-х гг. XX в., варьируют от 116 млн. лет до $1,6 \pm 0,3$ и $1,05$ млн. лет; значения К-Аг возраста, определенного по полевоому шпату, – от 45 до $0,85$ млн. лет [Лебедько, Усик, 1985]. Позже К-Аг методом по биотиту и калиевому полевоому шпату было установлено, что породы, отобранные на дневной поверхности, имеют возраст $1,8–1,9 \pm 0,15$ млн. лет [Борсук, 1979]. Изотопно-геохронологические исследования пород, также отобранных из массива на дневной поверхности, впоследствии проводились и Rb-Sr методом: по изохроне, построенной по биотиту, ортоклазу и плагиоклазу, возраст гранита составляет $1,98 \pm 0,01$ млн. лет [Журавлев, Негрей, 1993].

Изотопный возраст эльджуртинских гранитов определялся также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту и калиевому полевоому шпату. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст биотитов из образцов, отобранных из двух скважин по вертикальному профилю от кровли массива на высоте 750 м выше современного русла р. Баксан и до глубины 3825 м ниже русла, варьирует от $2,48 \pm 0,03$ до $1,26 \pm 0,03$ млн. лет, при этом для гранулометрических фракций, кроме фракции 50–100 мкм, наблюдается снижение возраста с глубиной [Hess et al., 1993]. Было выявлено, что возраста биотитов разных гранулометрических фракций из одного и того же образца являются дискордантными, что связано с температурой закрытия системы, обусловленной, в том числе, размером зерна. Авторы подчеркивали, что время внедрения гранитов не может быть определено из текущего набора данных, однако предположили, что оно должно быть близко к 2,5 млн. лет [Hess et al., 1993]. Чуть позже в работе [Gazis et al., 1995] были приведены результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по биотиту и калиевому полевоому шпату из образцов, также отобранных из обнажений и из скважины. Возраст, определенный по биотиту, снижался с глубиной от $1,90 \pm 0,24$ млн. лет (670 м над современным руслом р. Баксан) до $0,83 \pm 0,26$ млн. лет (3970 м ниже устья скважины). Значения возраста, определенного по калиевому полевоому шпату, в целом варьировали от $2,78 \pm 0,09$ млн. лет до $2,09 \pm 0,09$ млн. лет, однако в целом наиболее древние значения возраста характерны для наиболее глубоких образцов, отобранных из скважины, что связывают с избытком Ar [Gazis et al., 1995].

Температура закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы в биотите, составляющая 350–400 °C [Reiners et al., 2005], в данном случае была равной ~350–360 °C [Hess et al., 1993; Gazis et al., 1995]. Таким образом, полученные датировки в общем виде отражают время остывания конкретного участка массива ниже данной температуры. Предполагаемое на

сегодняшний день время внедрения интрузии около 2,5 млн. лет не согласуется с геолого-геоморфологическими данными и структурными особенностями пород. В настоящее время в результате эрозии массив вскрыт более чем на 1,5 км, его кровля поднимается до высоты 2560 м, что ниже акчагыльского уровня денудации не более чем на 1 км. Таким образом, в случае внедрения гранитов 2,5 млн. лет назад в середине акчагыла их кровля располагалась на глубине не более 1 км от дневной поверхности. На такой глубине условия кристаллизации были бы существенно разными на контактах, у кровли и на расстоянии 1,5 км внутрь интрузии, чего в действительности не наблюдается. Глубины кристаллизации порфировидных эльджуртинских гранитов, содержащих мегакристаллы анортоклаза, должны быть не меньше 3–4 км. На указанные особенности обращал внимание Ю.П. Масуренков, обосновывая в работе [Масуренков, 1961] доплиоценовое время внедрения интрузии. В соответствии с последним вариантом общей геохронологической шкалы, принятой в России (по состоянию на 2019 г.), эльджуртинские граниты могли внедриться в плиоцене, однако они должны быть древнее 2,5 млн. лет.

Значения определенного разными исследователями в 50–80-х гг. XX в. возраста даек гранит-порфиров третьей фазы Тырнаузского гранитового гипабиссального комплекса К-Аг методом по породе варьируют от $7,4 \pm 0,3$ до $1,5 \pm 0,15$ млн. лет; по калиевому полевому шпату – от $2,2 \pm 0,5$ до $1,3 \pm 0,2$ млн. лет; по биотиту – $1,6 \pm 0,15$ [Лебедько, Усик, 1985]. К-Аг возраст некков и даек риолитов и риодацитов составляет: по породе – $2,8 \pm 0,23$; $1,7 \pm 0,25$ млн. лет; по калиевому полевому шпату – $1,5 \pm 0,25$ млн. лет; по биотиту – от 18 до 3,9 млн. лет [Лебедько, Усик, 1985]. Согласно последним К-Аг данным он равен 1,95–1,90 млн. лет [Лебедев и др., 2004], что соответствует концу акчагыла. Структурные особенности пород, свидетельствующие о приповерхностных и поверхностных условиях их образования, а также присутствие даек и некков в обоих бортах р. Баксан на абсолютных высотах до 3000–3200 м, указывают на то, что они действительно могли быть образованы в конце акчагыла около 1,95–1,90 млн. лет.

Кыртыкский лакколит, обнажающийся в левом борту р. Кыртык, сложен гранит-порфирами, схожими по составу и структурным особенностям с породами тырнаузских некков и даек. По всей видимости, он был образован примерно в то же время, таким образом, его относительный возраст согласуется с последними К-Аг данными (рис. 60).

Таким образом, в ряде случаев возраст новейших магматических образований Эльбурского района, установленный каким-либо методом изотопного датирования, совпадает с возрастом, определенным на основании геолого-геоморфологических данных, однако для некоторых объектов имеются существенные расхождения. Безусловно, при помощи геолого-геоморфологического метода не всегда можно уверенно установить нижний и/или верхний

возрастной предел образования определенных продуктов магматической активности. Однако в тех случаях, когда это возможно, полученные результаты следует критично сопоставлять с результатами изотопно-геохронологических исследований, поскольку ни один из применявшихся изотопных методов не является универсальным и надежным для определения абсолютного возраста новейших вулканитов и восстановления истории развития магматизма Эльбрусского района. Проведенный анализ на примере новейших магматических образований Эльбрусского района демонстрирует наиболее объективную информативность геолого-геоморфологического метода при изучении истории развития молодых вулканических центров и необходимость при палеогеологических реконструкциях их деятельности сопоставления данных, полученных методами изотопной и относительной геохронологии.

Раздел 4. Особенности геологической позиции, состава, возраста и генезиса плиоцен-четвертичных кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского вулканических районов

4.1. Геологическая позиция вулканитов

4.1.1. Верхнечегемский вулканический район⁸

Верхнечегемский (ВЧ) вулканический район расположен между Скалистым хребтом и Главным Кавказским хребтом в верховьях р. Чегем. Преобладающая часть вулканитов района – продукты **позднеплиоценовой** фазы активности, залегающие в овальной в плане (11×15 км) крупной вулcano-тектонической депрессии, а также к югу и юго-востоку от нее в виде нескольких останцов, сохранившихся на вершинах водоразделов правых притоков р. Чегем. В целом плато, которое образует выполняющая вулcano-тектоническую депрессию толща, сильно расчленено процессами эрозии. Структура фундамента и нижней части толщи, выполняющей депрессию, и в продольном и в поперечном сечении имеет форму ступенчатого грабена, переходящего в ее верхних горизонтах во все более пологую брахисинклиналь (рис. 61; рис. 62). В крайней северной и южной частях вулcano-тектонической депрессии вулканиты залегают на кристаллических сланцах и гранитах зоны горст-антиклинория Главного хребта, а между ними – на терригенных и карбонатных юрских отложениях (рис. 63).

⁸ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Мышенкова М.С., Короновский Н.В.* Башильский вал - позднеплейстоценовая экструзия в кальдере Верхнего Чегема (Северный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2015. № 6. С. 28–35 (0,938 п.л. / авторский вклад 80%).
2. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Формирование и генезис риолитовой толщи Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 4. С. 3–12 (1,188 п.л. / авторский вклад 50%).

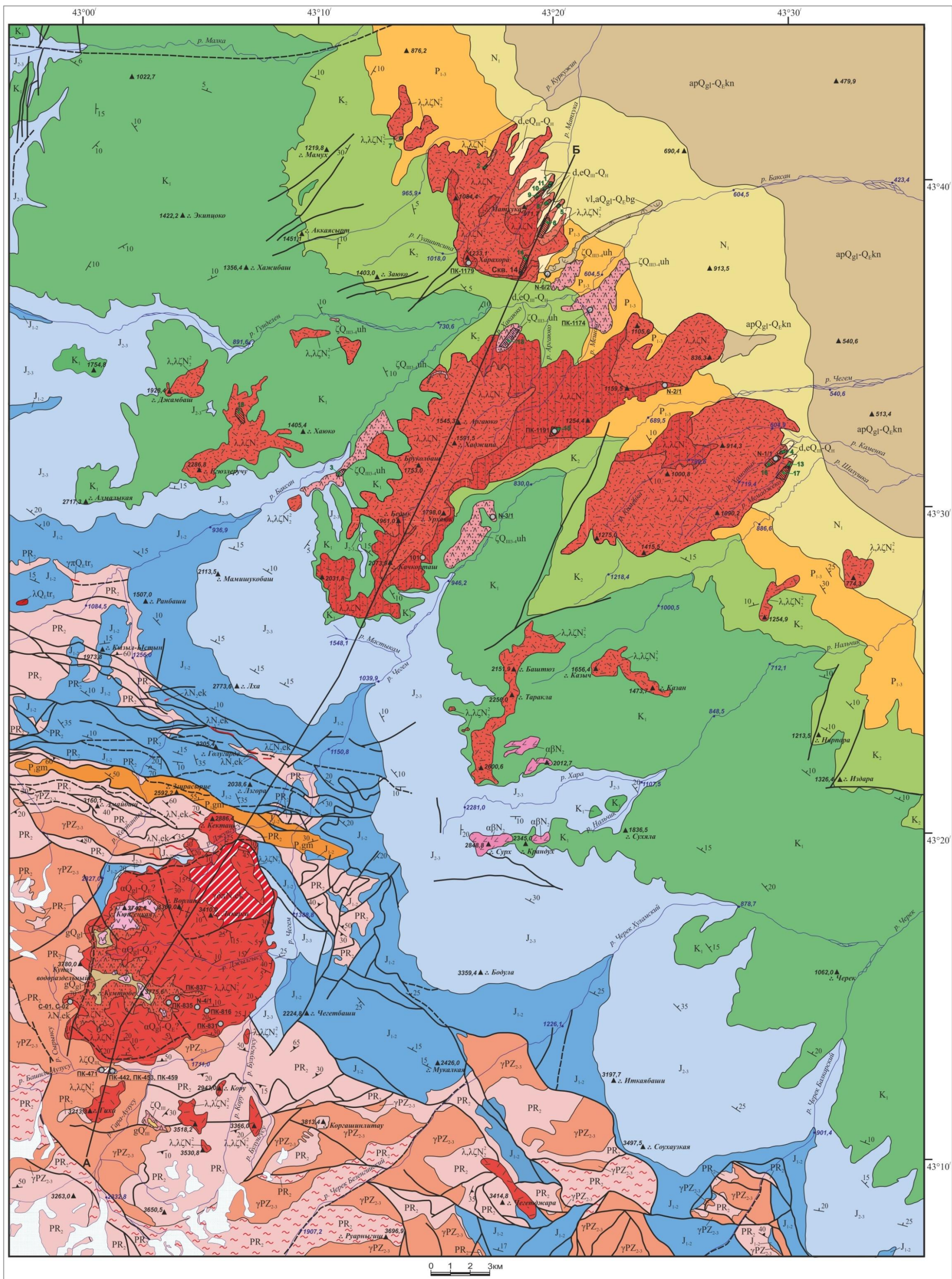


Рис. 61. Геологическая карта Верхне- и Нижнечегемского вулканических районов
 (составлена по данным [Короновский, 1979; Liptan et al, 1993; Письменный и др., 2001; Государственная..., 2013а; Емкужев и др., 2014] с изменениями автора). Условные обозначения см. на следующей стр.

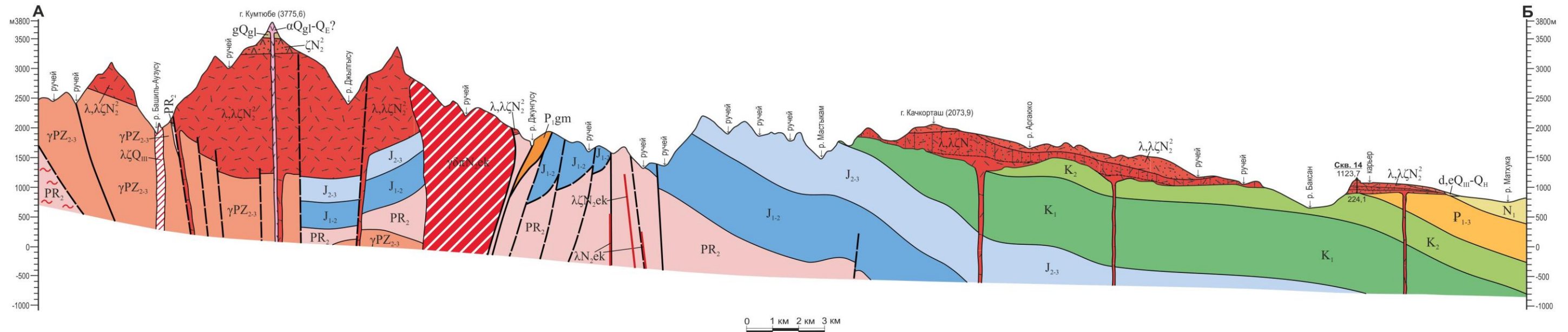
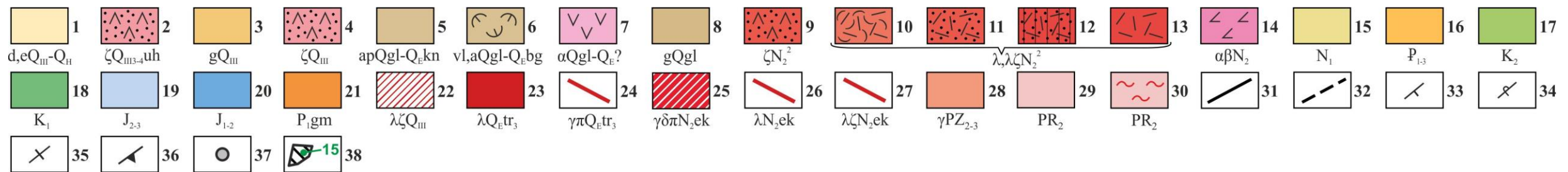


Рис. 62. Геологический разрез по линии А-Б (к геологической карте Верхне- и Нижнегемского вулканических районов)

Условные обозначения (для карты и разреза):



Стратифицированные отложения:

Четвертичная система: 1 – верхний неоплейстоцен – голоцен (неразделенные – $Q_{III}-Q_H$): делювиально-элювиальные отложения неразделенные мощностью более 30 м (суглинки, супеси, глины) ($d,eQ_{III}-Q_H$); 2-4 – верхний неоплейстоцен (Q_{III}): 2 – урхаюковская вулканогенная толща дацитового состава ($\zeta Q_{III-4uh}$): дацитовые туфы, риодацитовые спекшиеся туфы (игнимбриты ?), туффиты, глыбовые брекчии; 3 – ледниковые отложения первой фазы безенгийского оледенения (gQ_{III}); 4 – туфы дацитового состава (ζQ_{III}); 5-7 – **гелазий** – **верхний эоплейстоцен** (неразделенные – $Q_{gl}-Q_E$): 5 – аллювиально-пролювиальная кенженская толща ($apQ_{gl}-Q_Ekn$) (галечники валунные, пески, глины); 6 – пирокластическая, вулканогенно-осадочная и вулканомиктовая баксангэсская толща ($vl,aQ_{gl}-Q_Ebg$): валуны, глыбы, гравий риолитовых туфов и игнимбритов, туфоконглобрекции, туфоалевролиты, пепловые туфы, туфогенно-глинистые мергели, пеплы; 7 – лавы андезитового состава ($\alpha Q_{gl}-Q_E?$); 8 – **гелазий** (Q_{gl}): ледниковые отложения полупокровного оледенения (gQ_{gl}). **Неогеновая система:** **верхний плиоцен** (N_2^2): 9 – туфы дацитового состава (ζN_2^2); 10-13 – вулканогенные образования риолитового и риодацитового состава ($\lambda,\lambda\zeta N_2^2$): 10 – пепел вулканический, 11 – туфы, 12 – туфы спекшиеся, 13 – лавы; 14 – **плиоценовые** лавы андезибазальтового состава ($\alpha\beta N_2$); 15 – **миоценовые** отложения неразделенные (N_1) (глины, песчаники, пески, мергели, галечники, конгломераты). **Палеогеновая система:** 16 – палеогеновые отложения неразделенные (P_{1-3}) (мергели, известняки, мергелистые глины, аргиллиты). **Меловая система:** 17 – **верхнемеловые** отложения неразделенные (K_2) (известняки, глинистые известняки, мергели, песчаники), 18 – **нижнемеловые** отложения неразделенные (K_1) (известняки, песчаники, алевролиты). **Юрская система:** 19 – **средне-верхнеюрские** отложения неразделенные (J_{2-3}) (известняки, гипсы, карбонатные брекчии, аргиллиты), 20 – **нижне-среднеюрские** отложения неразделенные (J_{1-2}) (аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты). **Пермская система:** 21 – **раннепермские** отложения гималдыкской свиты (P_{1gm}) (конгломераты, аргиллиты, алевролиты, гравелиты, песчаники).

Субвулканические и интрузивные образования: 22 – **поздненеоплейстоценовые** автомагматические брекчии Башильского вала риодацитового состава ($\lambda\zeta Q_{III}$); 23-24 – **плиоцен-эоплейстоценовый** Тырнаузский гранитный гипабиссальный комплекс (третья фаза): 23 – неки риолитов (λQ_{Et3}), 24 – дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi Q_{Et3}$); 25-27 – **плиоценовый** Эльбруско-Казбекский андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс (субвулканическая фация): 25 – гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi N_2ek$), 26 – дайки риолитов (λN_2ek), 27 – дайки риодацитов ($\lambda\zeta N_2ek$); 28 – **средне-позднепалеозойские** гранитоиды неразделенные (γPZ_{2-3}).

Метаморфические образования: 29-30 – **позднепротерозойские** метаморфические образования (PR_2): 29 – кристаллические сланцы и гнейсы (неразделенные); 30 – мигматиты, анатектиты с пачками и линзами мигматизированных гнейсов, сланцев и амфиболитов (неразделенные).

Разрывные нарушения: 31 – достоверные, 32 – предполагаемые и погребенные под новейшими образованиями.

Элементы залегания: 33-36 – типы залегания слоистости (пластов): 33 – наклонное залегание, 34 – опрокинутое залегание, 35 – вертикальное залегание; 36 – наклонное залегание метаморфической полосчатости, гнейсовидности.

37 – места отбора образцов пород, изученных методами сканирующей электронной микроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.

38 – **контуры границ месторождений и их номера на карте:** **месторождения вулканического пепла:** 1 – Багатуко, 2 – Батоко, 3 – Бедык-Су, 4 – Северо-восточный фланг участка № 1 Каменского месторождения, 5 – Кокху, 6 – Куркужинское, 7 – Курукское, 8 – Матхуко, 9 – Нартхуко, 10 – Нартхуко-1, 11 – Северный фланг Куркужинского месторождения, 13 – «Винт»; **месторождения вулканического туфа:** 14 – Заюковское, 15 – Лечинкайское, 16 – Каменское, участок № 1, 17 – Каменское, участок № 2, 18 – Казганчийское; **месторождение перлитового сырья:** 12 – Хакаюкское.

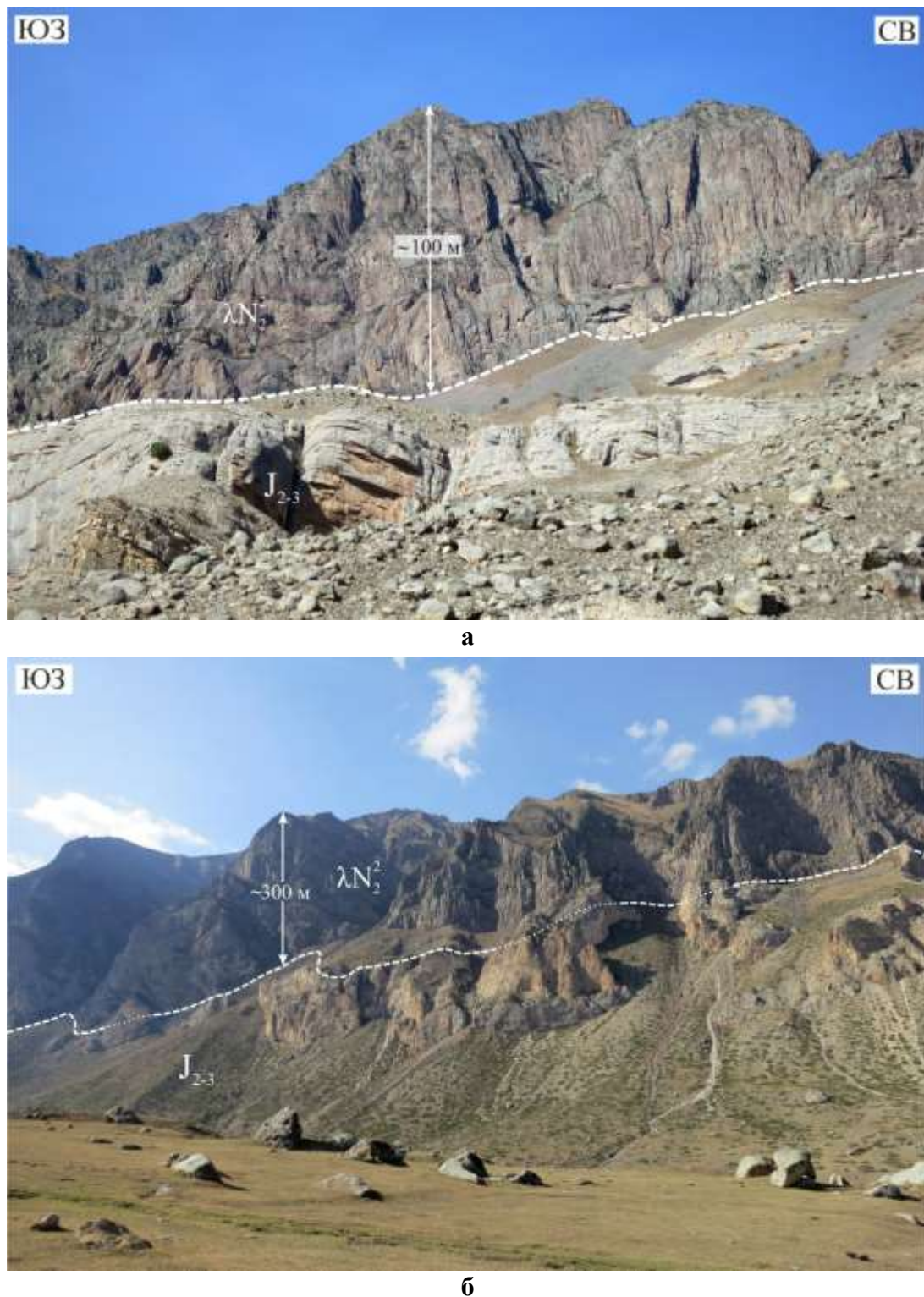


Рис. 63. Налегание верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии на средне-верхнеюрские известняки в ее восточном борту

Приведенное ниже описание обобщенного разреза составлено на основании опубликованных данных [Масуренков, 1961; Седенко, 1962; Милановский, Короновский, 1973; Короновский, 1976б; 1979 и др.], а также первичной геологической информации (геологической документации маршрутов – полевых дневников), полученной при проведении геологосъемочных работ Баксанской партией Кавказской экспедиции МГУ в 1958 г. и при

проведении в 1973 г. полевых работ Чегемским отрядом геологического факультета МГУ с участием группы сотрудников КГУ им. Т.Г. Шевченко, возглавляемой В.Г. Молявко. Полевые дневники были предоставлены Н.В. Короновским, входившим в состав Баксанской партии и являвшимся руководителем Чегемского отряда.

1. Светло-серые туфы и туффиты, связанные с эксплозивными извержениями, с которых началась вулканическая активность в ВЧ районе. Наблюдаются в основании разреза новейших вулканитов на западном и южном склонах расположенного на водоразделе рек Башиль-Аузусу и Гара-Аузусу останца Гихи, где их мощность достигает 20 м; в основании останца, расположенного на водоразделе рек Чегем и Булунгусу около 0,5 км вверх по течению от места их слияния, где их мощность составляет 0,2–0,3 м. Чаще продукты начального импульса вулканической активности эксплозивного характера представлены туфовым цементом, которым сцементированы брекчии пород субстрата.

2. Горизонт черных смоляновидных риолитов, распространенный почти повсеместно кроме района купола Водораздельного и г. Кекташ. Черные смоляновидные риолиты характеризуются порфировой структурой и массивной либо фьямме-текстурой, где на фоне черной основной массы выделяются линзовидные обособления длиной от первых миллиметров до 5 см, обладающие более ярким блеском. Вкрапленники представлены бесцветным кварцем и светлыми полевыми шпатами размером 1–5 мм. Контакт с ниже- и вышележащими породами различен в разных участках депрессии. Иногда черные смоляновидные риолиты залегают непосредственно на субстрате (2,0 км вверх по течению р. Этмюшкол от ее устья), а также на туфах начального импульса вулканической активности эксплозивного характера (в основании небольшого останца, расположенного на водоразделе рек Чегем и Булунгусу около 0,5 км вверх по течению от места их слияния) или брекчии пород субстрата, обломки которой сцементированы туфовым цементом (левый борт р. Чегем в 1 км к северо-северо-востоку от устья р. Булунгусу). Во всех этих случаях граница черных стекловатых риолитов с нижележащими породами резкая (рис. 64). Чаще между туфами и черными стекловатыми риолитами залегают светло-серые риолиты с массивной или фьямме-текстурой мощностью от 0,5 до 5 м. Также есть участки, на которых светло-серые риолиты, подстилающие черные, залегают непосредственно на субстрате. Мощность их также обычно не превышает 5 м. Контакт светло-серых риолитов с черными во всех этих случаях, где он не задернован и доступен изучению, постепенный.

Термическое воздействие на субстрат выразилось в слабой перекристаллизации известняков и изменении цвета гранитов и кристаллических сланцев. Мощность зоны термического воздействия обычно не превышает 0,5–1 м, однако иногда достигает первых метров. В местах, где черные смоляновидные риолиты залегают на туфах, в последних

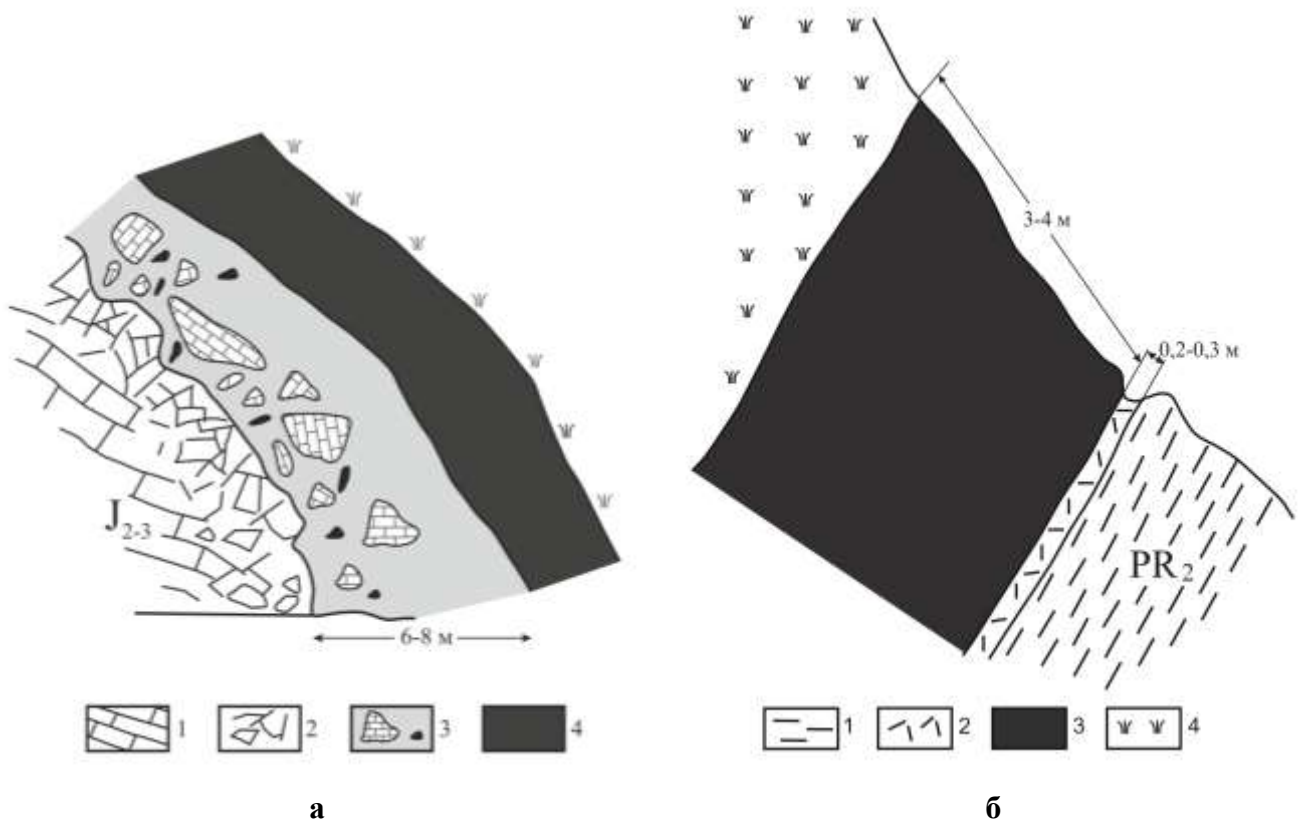


Рис. 64. Контакт черных смоляновидных риолитов, залегающих в низах толщи верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии и нижележащими породами

а – левый борт р. Чегем в 3 км к юго-западу от с. Эльтубю: **1** – средне-верхнеюрские известняки, **2** – зона брекчий известняков, **3** – обломки средне-верхнеюрских известняков в риолитовом цементе, **4** – черные смоляновидные риолиты;

б – левый борт р. Булунгусу в 1 км к югу от с. Булунгу: **1** – позднепротерозойские слюдяные сланцы, **2** – рыхлые риолиты с белой основной массой, **3** – черные смоляновидные риолиты, **4** – недоступно для изучения

наблюдается зона вторичного спекания мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

Контакт черных смоляновидных риолитов с перекрывающими их светло-серыми и серыми риолитами либо резкий, либо постепенный, при этом характер верхнего контакта не зависит от характера нижнего.

В местах крутого перегиба субстрата, достигающего 35–40°, а иногда – 70–75°, отмечаются пережимы горизонта черных смоляновидных риолитов, вплоть до выклинивания, или раздувы; зубчатое замещение по простиранию вышележащих пород; расщепление единого горизонта на ряд линзовидных прослоев; внедрение в выше- и, в редких случаях, нижележащие породы в виде жилоподобных тел, нахождение в них в виде небольших изолированных фрагментов. В таких случаях фьямме в черных риолитах располагаются параллельно контактам и повторяют форму тел, а во вмещающих светло-серых и серых риолитах на контакте с ними наблюдается тонкая, но хорошо видимая, корочка закалки толщиной до 2–3 см. Однако

подобное строение данного горизонта характерно не для всех мест резких перегибов поверхности субстрата. Однако подобное строение данного горизонта характерно не для всех мест резких перегибов поверхности субстрата. Например, в 1,5–2 км выше по течению от устья р. Джылгысу в месте крутого перегиба поверхности верхнеюрских известняков, обусловленного наличием сингенетического извержению сброса, черные риолиты залегают параллельно неровностям субстрата (рис. 65), а переход к вышележащим светлым риолитам происходит постепенно через темно-коричневую смоляновидную разность на протяжении 2–2,5 м.

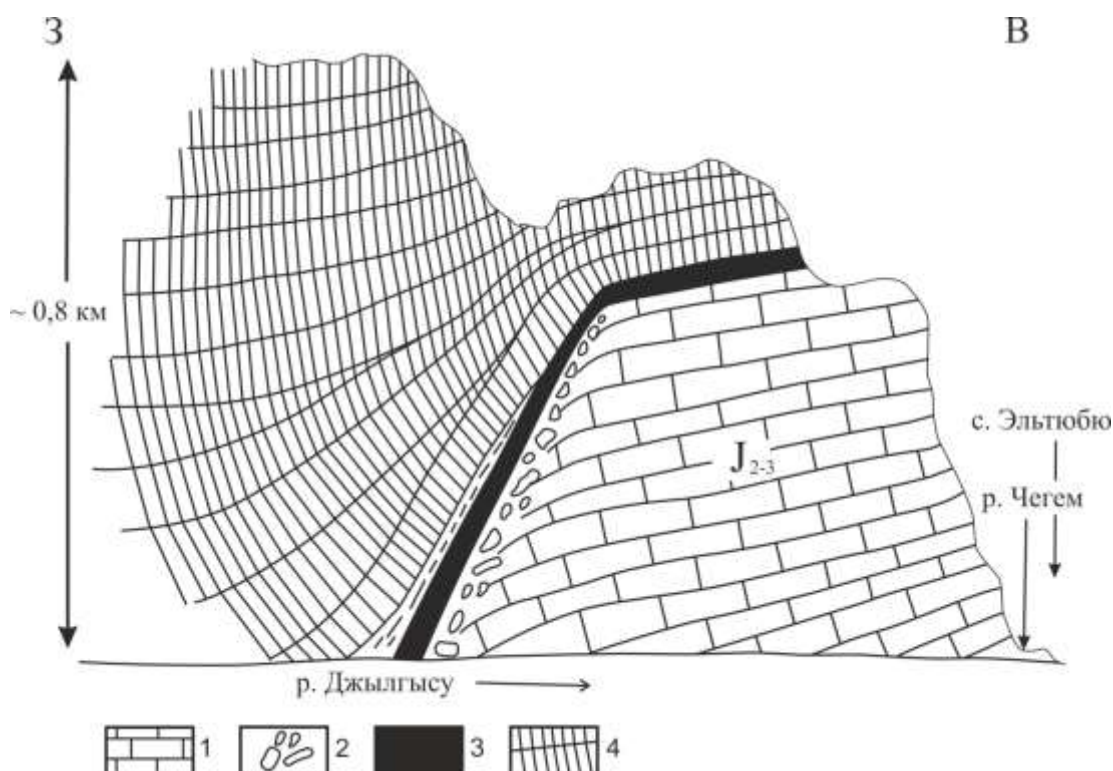


Рис. 65. Строение горизонта черных смоляновидных риолитов в месте крутого перегиба субстрата в 1,5–2 км выше по течению от устья р. Джылгысу

1 – средне-верхнеюрские известняки, 2 – брекчия известняков, 3 – черные смоляновидные риолиты; 4 – столбчатая отдельность в верхнеплиоценовых кислых аулканитах

В южной части вулcano-тектонической депрессии в местах крутого перегиба субстрата в верхней части горизонта черных риолитов и/или на его верхней границе часто наблюдаются сферолоиды, сложенные коричневыми риолитами с массивной текстурой. Сферолоиды встречаются и в подошве черных риолитов, но существенно реже по сравнению с кровлей. Диаметр сферолоидов, в среднем составляющий 0,2–0,3 м, иногда достигает 1,5 м. По их внешнему краю наблюдается корочка закалки толщиной до 0,5 см, в центральной части местами присутствует ксенолит либо крупный кристалл размером в первые сантиметры. Иногда сферолоиды облекаются черными риолитами. Данные сферолоиды помимо мест крутого

перегиба субстрата в южной части вулcano-тектонической депрессии также наблюдаются в верхней части горизонта черных риолитов, присутствующего в основании небольшого останца, расположенного на водоразделе рек Чегем и Булунгусу около 0,5 км вверх по течению от места их слияния, и на западном склоне останца Гихи.

Мощность горизонта черных смоляновидных риолитов составляет от нескольких метров до 30–35 м.

3. Светло-серые, серые и сиренево-серые вулканиты с порфировой структурой и массивной либо фьямме-текстурой. Последняя подчеркивается присутствием более рыхлых, чем основная масса, изометричных в плане и линзовидных в поперечном сечении включений преимущественно белого, светло-серого, редко темно-серого цвета, размер которых в целом варьирует от 0,5 до 10 см в длину. Состав вулканитов постепенно изменяется снизу вверх по разрезу от риолитового до риодацитового. В разрезе намечаются отдельные макроскопически неоднородные горизонты, отличающиеся друг от друга цветом, присутствием фьямме и их размерами, характером отдельности. Для самых нижних частей данного участка разреза характерна тонкоплитчатая отдельность, для нижних и средних – грубая столбчатая и столбчатая (рис. 66).

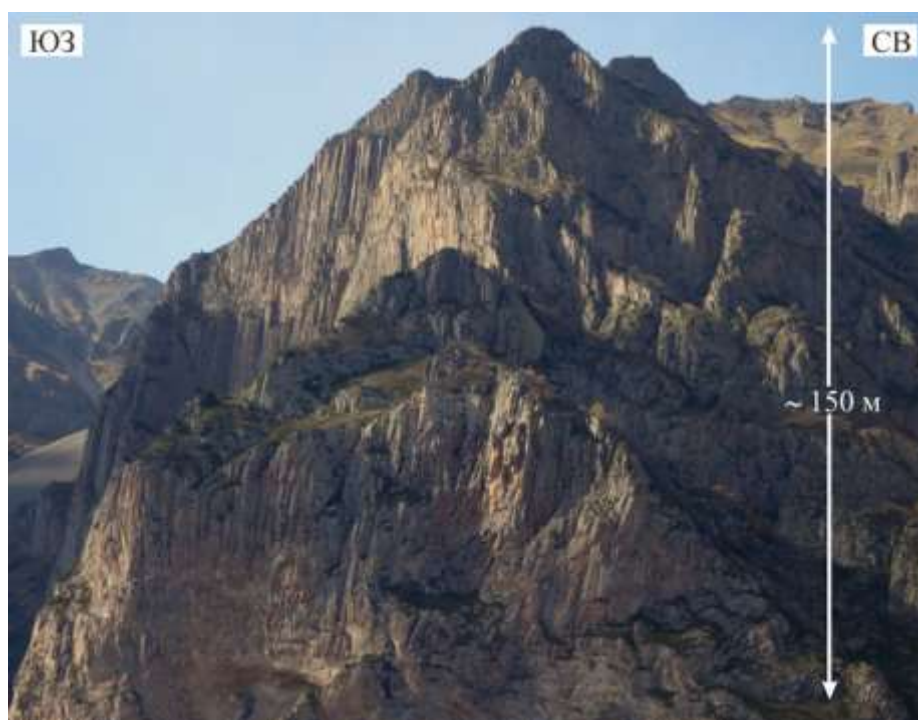
В самых верхах столбчатая отдельность, как правило, отсутствует, или выражена очень слабо. В отвесных восточных стенах ясно выделяются «порции» или потоки вулканитов, отделенные друг от друга поверхностями раздела, при этом столбчатая отдельность пронизывает границы между «порциями» и переходит из одной «порции» в другую. Следует подчеркнуть, что между макроскопически ясно выделяющимися «порциями» вулканитов нет явных перерывов, следов брекчий и прослоев пепла. Вулканиты часто пористые, причем иногда в содержащих вытянутые фьямме разностях пород нижней половины разреза (а), и даже его основания, где они залегают непосредственно на черных смоляновидных риолитах (б, в), поры характеризуются изометричной формой (а – в правом борту р. Джылгысу в 3,5 км вверх по течению от ее устья; б – в левом борту р. Чегем напротив устья р. Камсу; в – на высоте около 2,4 км в 1,6 км к северо-востоку от слияния рек Гара-Аузусу и Башиль-Аузусу). Мощность данной (основной) части толщи вулканитов достигает 1500–2000 м в осевой зоне депрессии, на ее крыльях резко сокращается за счет выклинивания нижних и трансгрессивного налегания на субстрат все более верхних горизонтов.

4. Темно-серые, местами черные, стекловатые риодациты, перекрывающиеся по резкой границе сиреневыми плотными породами того же состава. Распространены, как и все вышележащие горизонты, в западной части структуры, и уменьшаются в мощности в юго-западном направлении вплоть до полного выклинивания в южной части купола Водораздельного. На последние налегают красные риодациты с многочисленными

темно-серыми и черными стекловатыми прожилками мощностью 0,1–8 см и длиной 1–30 см. Мощность красных линзовидно-полосчатых риодацитов достигает максимальных отметок в 250 м на куполе Водораздельном.



а



б

Рис. 66. Столбчатая отдельность в толще верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья (а – из [Короновский, Мышенкова, 2020])

На последние налегают красные риодациты с многочисленными темно-серыми и черными стекловатыми прожилками мощностью 0,1–8 см и длиной 1–30 см. Мощность красных

линзовидно-полосчатых риодацитов достигает максимальных отметок в 250 м на куполе Водораздельном. К северу, востоку и югу от купола красные риодациты замещаются разностью серого цвета такого же строения. К северу, по направлению к г. Южная Кюйгенкая, красные риодациты замещаются разностью серого цвета и вверх по разрезу.

У западной границы вулкано-тектонической депрессии, к югу от седловины, расположенной южнее купола Водораздельного, на сиренево-серых риодацитах вышеописанной основной части толщи залегают белые пористые риодациты мощностью 5–6 м. На них налегают два потока темно-серых плотных риодацитов, содержащих светлые стекловатые включения. Между потоками залегает горизонт белых плитчатых туфов с включениями обломков пемзы мощностью 8–10 м. Общая мощность темно-серых риодацитов и туфов составляет 40–45 м, в южном и юго-восточном направлении мощность туфов увеличивается. Точное положение данной вулканогенной пачки в описываемой части разреза вулканитов не ясно. Предполагается, что вся пачка или какая-то ее часть является возрастным аналогом серых и красных линзовидно-полосчатых риодацитов.

5. Светло-серые, светло-желтые и желтые дацитовые туфы, содержащие лапилли, вулканические бомбы и обломки пемзы размером до первых сантиметров. Вверх по разрезу туфы становятся все более рыхлыми. К югу от купола Водораздельного представлены разностями серого и розового цвета. Мощность туфов достигает 70–80 м.

6. Туфопесчаники и туфоалевролиты с прослоями крупно- и среднеобломочных туффитов, горизонтально слоистые, накопившиеся в период затухания вулканической активности в мелководной среде. Распространены в районе г. Кюйгенкая и у западной границы вулкано-тектонической депрессии южнее купола Водораздельного. Мощность до 10 м.

7. Вышеописанный комплекс с незначительным размывом и небольшим несогласием перекрывается мореной полупокровного оледенения, сложенной глыбово-щебнистой супесью, глыбы от 0,1–0,8 до 1–1,5 м. Материал представлен плохо окатанными и угловатыми обломками кристаллических сланцев, гранитов, мигматитов, кислых вулканитов и кварца. Морена сохранилась на водоразделах к северо-, юго-юго- и юго-востоку от купола Водораздельного. Мощность до 80 м.

8. Черные, темно-серые, серые, сиренево-серые, красные и красно-черные пятнистые (такситовые) андезиты. Залегают на размывтой неровной поверхности моренной толщи или подстилающих вулканитов и слагают верхние части гор Кумтюбе и Кюйгенкая. Образуют несколько потоков, разделенных горизонтами лавобрекчий и шлаков. Мощность 200–300 м.

В северной части вулкано-тектонической депрессии риолиты прорываются интрузивным массивом Джунгусу (см. рис. 61; рис. 62), сложенным гранодиорит-порфирами

[Масуренков, 1961; Короновский, 1983б; Письменный и др., 2001], а по [Лятифова, 1993] – гранит-порфирами. Интрузия имеет форму штока и является частью резургентного купола, поднятого по ограничивающим его кольцевым разломам. Гранодиорит-порфиры содержат ксенолиты вмещающих вулканитов, гранитов, кристаллических сланцев, а также гомеогенные включения диоритового и андезибазальтового состава [Лятифова, 1993]. В зоне экзоконтакта риолиты частично перекристаллизованы с образованием роговикоподобной или фельзитовой структуры, раздроблены и пронизаны тонкой волосовидной сеткой интрузирующего материала. В зоне эндоконтакта гранодиорит-порфиры характеризуются мелкокристаллической структурой. По своим петрохимическим и геохимическим свойствам они отличаются от вмещающих риолитов и сходны с риодацитами верхней части нагорья [Лятифова, 1993]. Апикальная часть интрузива по оценке Ю.П. Масуренкова [1961] располагалась на глубине не более 400 м от дневной поверхности. Считается, что гранодиорит-порфиры сформировались до полупокровного оледенения на конечных этапах формирования толщи кислых вулканитов, когда последние были еще высоко нагретыми.

Как было упомянуто ранее, к югу и юго-востоку от вулcano-тектонической депрессии расположено несколько разобщенных останцов верхнеплиоценовых вулканитов. В основании разреза вулканитов всех останцов, кроме расположенного на водоразделе рек Башиль-Аузусу и Гара-Аузусу останца Гихи, присутствует горизонт черных смоляновидных пород, по структурно-текстурным особенностям схожих с черными смоляновидными риолитами низов толщи, выполняющей вулcano-тектоническую депрессию. В дальнейшем, исходя из структурных особенностей черных смоляновидных пород, присутствующих в разрезах останцов, они будут именоваться витрофитами, поскольку их петрохимический состав неизвестен. Примечательным является наличие в самом крупном из останцов, расположенных на водоразделе рек Кору и Гара-Аузусу, и останце, расположенном на водоразделе рек Булунгусу и Кору, помимо горизонта черных смоляновидных витрофитов в основании разреза еще одного и двух горизонтов черных витрофитов в верхней половине разреза соответственно. В останце Гихи присутствует как минимум два горизонта витрофитов, первый из которых залегает на высоте от 110 до 180 м над подошвой залегающих в основании разреза туфов и туффитов начального импульса вулканической активности взрывного характера, которые перекрываются пачкой вулканитов, состоящей из нескольких слоев светлоокрашенных кремнекислых лав.

Единственным достоверно установленным центром извержений верхнеплиоценовых кислых вулканитов нагорья является дайка, расположенная в левом борту р. Сырынсу в ее верхнем течении [Масуренков, 1961; Седенко, 1962;

Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973 и др.]. Строение данного центра детально описано в работе [Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973] и показано на рис. 67.

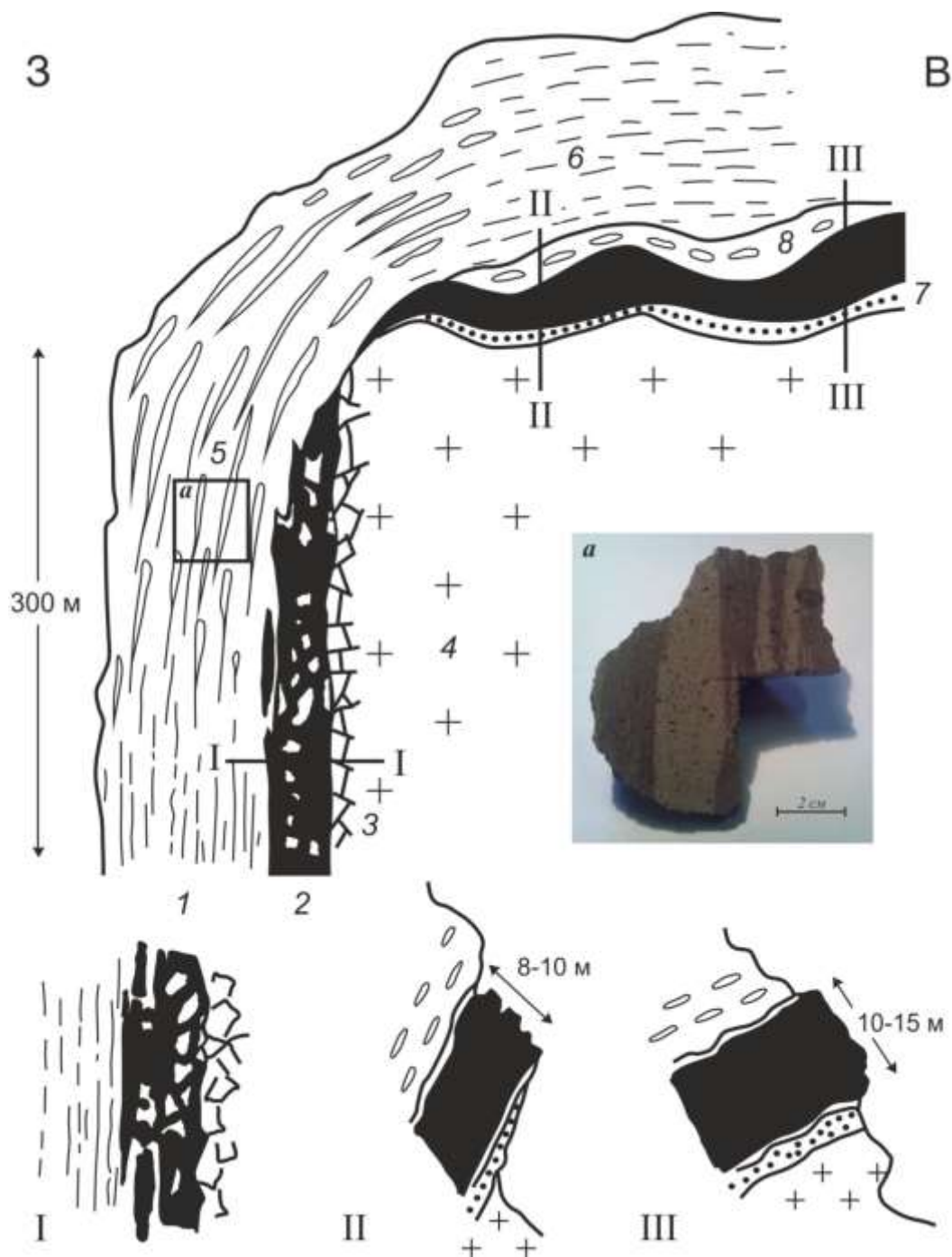


Рис. 67. Схема подводящего канала в долине р. Сыренсу [Короновский, Мышенкова, 2020].

1 – тонкофлюидальные риодациты; 2 – черные смоляновидные риодациты с блоками гранитов; 3 – брекчия гранитов; 4 – палеозойские граниты; 5 – бежево-сиреневые риодациты со светлыми полосами, расширяющимися вверх по каналу; 6 – светло-сиреневые риодациты без фьямме; 7 – туфы; 8 – светло-серые риодациты с белыми фьямме.

Отдельные фрагменты разреза подводящего канала: I – зона контакта, II – верхняя часть канала после выхода риодацитов на горизонтальную поверхность, III – разрез по простиранию черных риодацитов.

На врезке а – фото образца бежево-сиреневых риодацитов.

Прорывающая палеозойские граниты дайка Сырынсу имеет видимую мощность до 100–150 м и на высоте 300–350 м над самой низкой ее частью, вскрытой эрозией, испытывает резкий перегиб и переход в собственно вулканический покров. Этот подводящий канал уникален тем, что позволяет проследить, как флюидалные риодациты, залегающие в канале на глубине ~300 м от поверхности, выше постепенно переходят в полосчатую разность, в которой полосы бежевого цвета, увеличивая свою мощность, разрываются, образуя линзовидные обособления с расщепленными концами (фьямме). Таким образом, по мере подъема на более высокие гипсометрические уровни в вулканическом аппарате риодациты приобретают облик пород, которые многими исследователями определяются как игнимбриты – отложения пирокластических потоков. Подводящий канал Сырынсу в юго-юго-западном направлении суживается и, после задернованного участка речной долины, обнажается в ее правом борту в виде дайки мощностью в 5–7 м, краевые части которой сложены черными стекловатыми риодацитами, а середина – более светлыми разностями.

В 15 м ниже водораздельного гребня между рек Джайлыксу и Сырынсу в правом борту последней на абсолютной высоте 2750 м обнажается эрозионный останец дайки высотой 15–18 м и длиной 30 м, ориентированный в юго-юго-западном направлении (рис. 68). Дайка сложена серыми риодацитами с ксенолитами гранитов и кристаллических сланцев и включениями белых и черных стекловатых фьямме, которые падают на юго-восток (120°) под углом 80° .

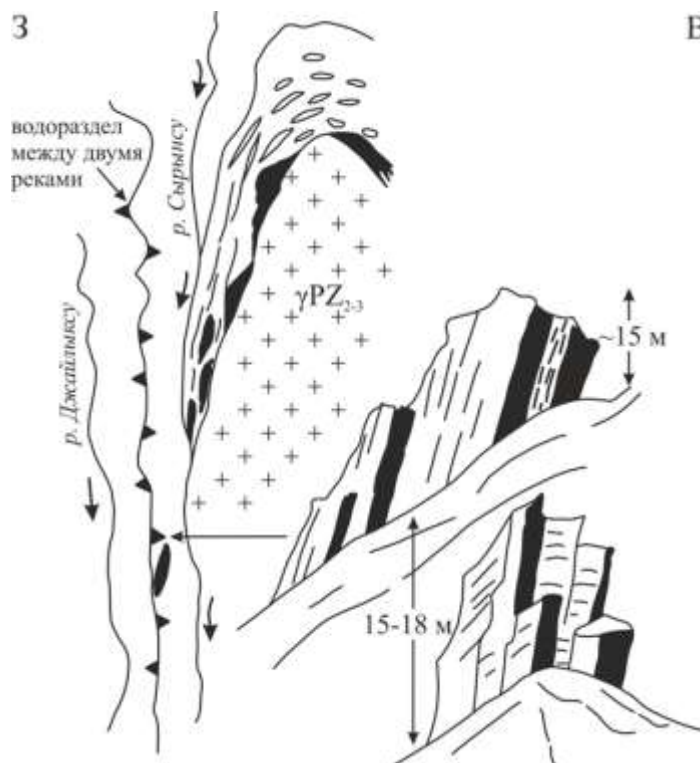


Рис. 68. Схематический рисунок подводящего канала в долине р. Сырынсу, переходящего в узкую дайку, расположенную на правом борту реки. В центре дайки – серые риодациты с включениями белых и черных стекловатых фьямме

Вероятно, что еще один подводящий канал трещинного типа существовал в районе устья притока р. Чегем – р. Булунгусу, где проходит субширотный разлом, отделяющий толщу верхнеюрских отложений от протерозойских кристаллических пород (рис. 69). На наличие данного центра извержений указывают жилы черных смоляновидных риолитов, интрузирующих светло-серые массивные риолиты низов толщи вулканитов на высоту до 30–40 м, а также обильное присутствие в породах разнообразных по составу и размеру (до 0,3–0,4 м) ксенолитов. На контакте с черными риолитами в светлых наблюдается корочка закалки, что свидетельствует об образовании жил черных риолитов в результате внедрения новой порции расплава. Присутствие еще двух центров извержений можно предположить в северной части нагорья в долине р. Джунгусу, а также между горами Лакарги и Ворлан. В обоих случаях на это указывает почти вертикальная, веерообразно расходящаяся кверху, ориентировка фьямме [Милановский, Короновский, 1973], а в последнем – еще и обнаруженные в вулканитах крупные обломки известняков, претерпевших высокотемпературные контактовые изменения [Газеев и др., 2006].

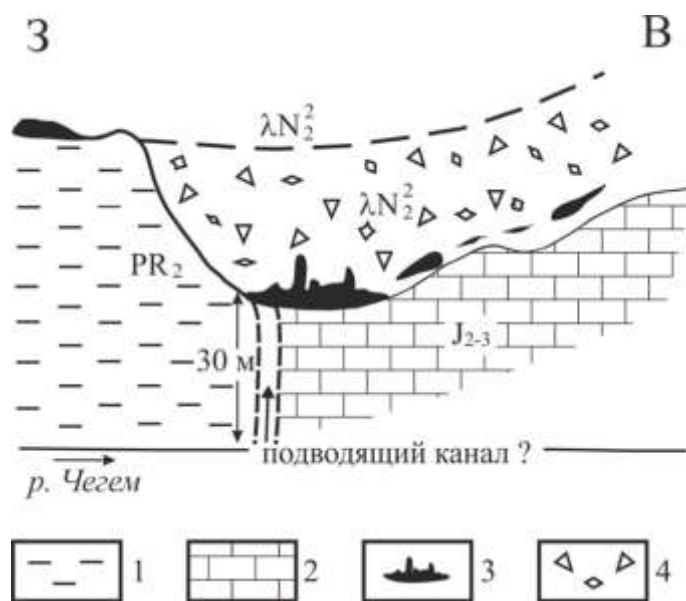


Рис. 69. Предполагаемый подводящий канал в районе устья р. Чегем – р. Булунгусу

1 – позднепротерозойские слюдяные сланцы; **2** – средне-верхнеюрские известняки; **3** – черные смоляновидные риолиты; **4** – ксенолиты известняков в верхнеплиоценовых риолитах

Обилие известняков в останцах вулканитов на правом борту р. Чегем – гор Кору, Гихи и Булунгу – доказывает поступление содержащего их материала из предполагаемого центра в районе устья р. Булунгусу. Наличие еще одного центра извержений предполагается в районе г. Гихи на основании присутствия в строении разреза останца горизонтов, переполненных обломками кристаллических сланцев и гранитов, размер которых местами достигает 40–60 см в поперечнике, а также разностей пород темно-вишневого и бурого цвета, не встречавшихся в

разреze толщи, выполняющей вулканог-тектоническую депрессию. Кроме этого в отложениях конуса выноса левого притока р. Гара-Аузусу в 4,5 км к юго-юго-западу от устья последней присутствуют гальки пород, возможно, являющихся представителями дайковой или некковой фации – обогащенные ксенолитами темно-бурых риолитов с раскристаллизованной основной массой и крупными вкрапленниками полевого шпата до 2–3 см в длину.

Главным каналом истечения магмы в начале позднеплиоценовой фазы извержения, по мнению Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского, являлась зона основного субмеридионального шва Чегемского глубинного разлома, проходящая вдоль оси ВЧ впадины [Милановский, Короновский, 1973]. На более поздних стадиях вулканического процесса магма уже поступала по ступенчатым субмеридиональным разломам, расположенным к западу от осевого. Большая часть разломов фундамента проявляется лишь в низах толщи вулканитов, а выше переходит во флексуры и затухает. Подвижки и приоткрытие разломов происходили во время излияния андезитов Кумтюбе и Кюйгенкая. Один из разломов в западной части вулканог-тектонической впадины смещает андезитовые лавы Кюйгенкая и, вероятно, имеет четвертичный возраст [Милановский, Короновский, 1973].

Следует отметить, что в междуречье Джунгусу – Кестанты к западу и юго-западу от г. Кекташ в поле развития кристаллических сланцев присутствуют дайки риолитов, относимые к позднеплиоценовой фазе активности. Дайки риолитов и риодацитов также распространены в Северо-Юрской депрессии между ВЧ вулканог-тектонической депрессией и Скалистым хребтом. Мощность даек достигает 15 м, а протяженность – 1,5 км, некоторые из них приурочены к разломам [Письменный и др., 2001].

Помимо продуктов позднеплиоценовой фазы активности в ВЧ районе во время геологосъемочных и тематических работ, проведенных в 1958 и 1973 гг. соответственно, были выявлены продукты **позднелеоплейстоценовой** фазы вулканической активности.

В бортах долины правого притока р. Гара-Аузусу, второго по счету вверх по течению последней от места ее слияния с р. Башиль-Аузусу, были обнаружены и описаны обнажения светло-серых плотных туфов с включениями пемзы, остроугольных обломков кристаллических сланцев размером от нескольких миллиметров до 0,5–1 м в поперечнике, обломков зерен кварца и полевых шпатов. В отложениях отмечена грубая слоистость, снизу вверх по разрезу они становятся более грубообломочными. В 1 км вверх по течению притока от места его впадения в р. Гара-Аузусу, в толще туфов, обнажающихся в левом борту, выработаны башнеобразные останцы высотой до 2 м, которые образовались благодаря крупным обломкам, содержащимся в верхней части толщи и сдерживающим процессы выветривания. Мощность туфов достигает 50 м, выше по разрезу они перекрываются мореной мощностью 70–80 м. Е.Е. Милановским и Ф.В. Каминским возраст туфов на основании геолого-геоморфологических данных был

установлен как поздненеоплейстоценовый, ограниченный началом 1-ой фазы безенгийского оледенения, ледники которой отложили перекрывающие туфы флювиогляциальные и моренные отложения.

В долине р. Башиль-Аузусу были выявлены продукты еще одного, более молодого эпизода поздненеоплейстоценовой фазы активности. В 2 км вверх по течению р. Башиль-Аузусу от места ее слияния с р. Гара-Аузусу располагается валообразное поднятие длиной около 1 км и высотой до 100–150 м, прорезанное рекой, и на фоне троговой долины, выпаханной во время 1-ой фазы безенгийского оледенения, оно выглядит явно инородным и более молодым (рис. 70). Валообразное поднятие было образовано между двумя фазами безенгийского оледенения, поскольку оно подрезано трогом 2-ой фазы безенгийского оледенения и на его поверхности отсутствуют следы обработки ледником 1-ой фазы данного оледенения [Милановский и др., 1962]. Участок долины, в которой располагается Башильский вал, выработан в средне-позднепалеозойских гранитах. В районе Башильского вала очень близко к нему с севера подходит основание толщи верхнеплиоценовых вулканитов (рис. 71), выполняющих вулcano-тектоническую депрессию, а с юга – останец Гихи, и, судя по ориентировке различных структурных элементов в вулканитах, все они достаточно круто, под углами 35–40°, наклонены к северу и югу соответственно.



Рис. 70. Башильский вал в долине р. Башиль-Аузусу, вид с востока
 [https://ssl.panoramio.com/photo/75855084]. Башильский вал выглядит как инородное и более молодое тело в корытообразной троговой долине, выработанной во время первой фазы безенгийского оледенения [Мышенкова, Короновский, 2015]

1 – Башильский вал; 2 – верхнеплиоценовые риолиты и риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии; 3 – средне-позднепалеозойские граниты

Описанные разности, слагающие тело вала, в его восточной части прорваны черными смоляновидными и серыми риодацитами (рис. 72), содержащими зерна кварца и полевого шпата размером до 1–2 мм, ксенолиты кристаллических сланцев, а черные разности – также и ксенолиты гранитов. Черные смоляновидные риодациты в виде нескольких вертикальных языков протягиваются вверх по всему юго-восточному склону или в самой верхней его части залегают на автомагматических брекчиях в виде глыбового развала. В данных глыбах обнаружены шаровые обособления (сферолоиды) диаметром от 3–5 см до 1 м. Сферолоиды характеризуются концентрическим строением и аналогичным с вмещающими породами составом. В западной части вала наблюдается внедрение темно-коричневых и коричневых

плотных пород в виде суживающихся кверху, часто изогнутых жил. Темно-коричневые и коричневые риодациты содержат черные линзовидные включения стекла длиной до 2–3 см, в среднем 4–5 мм, а также бесцветные и светло-серые зерна кварца и полевого шпата. Среди всех разновидностей пород Башильского вала больше всего черных линзовидных включений стекла содержится в коричневых риодацитах.

В юго-западной части вала к западу от седловины у самого уреза воды на участке шириной 100–150 м наблюдается аналогичное внедрение светло-серых плотных пород туфового облика, содержащих многочисленные ксенолиты преимущественно кристаллических сланцев (реже гранитов) размером до 0,5–0,6 м, которые располагаются в виде отдельных зон и в целом ориентированы в вертикальной плоскости (рис. 72). Здесь ксенолиты часто имеют оглаженную форму, что придает им некоторое сходство с окатанными обломками – гальками и валунами. Эти содержащие многочисленные ксенолиты плотные туфовидные породы внедряются довольно большими языками в светло-серые и светло-бежево-желтые сравнительно рыхлые автомагматические брекчии основной массы вала.

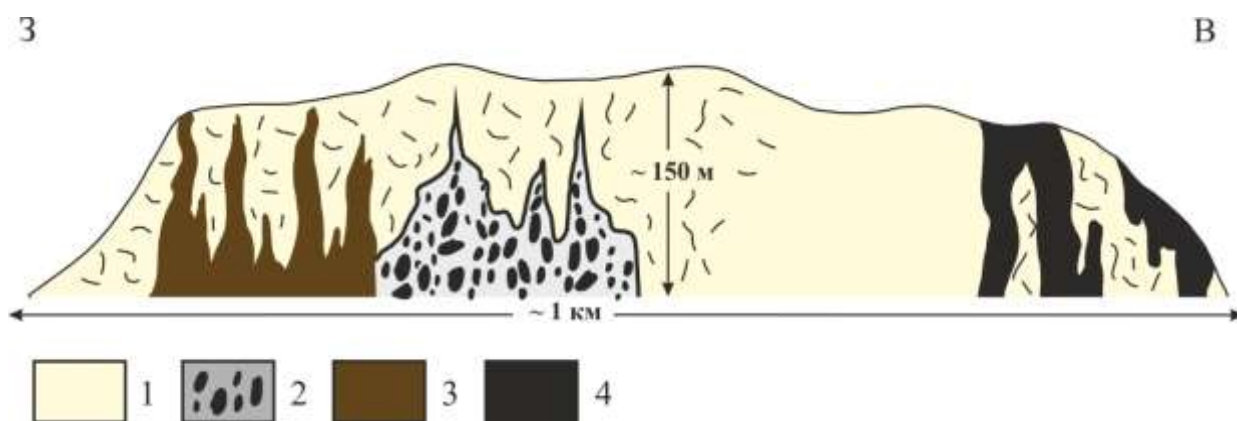


Рис. 72. Схематический продольный разрез Башильского вала в левом борту р. Башиль-Аузусу [Мышенкова, Короновский, 2015].

- 1 – светло-серые и светло-бежево-желтые сравнительно рыхлые автомагматические брекчии;
- 2 – светло-серые плотные автомагматические брекчии с многочисленными ксенолитами кристаллических сланцев и гранитов;
- 3 – коричневые риодациты;
- 4 – черные смоляновидные риодациты

В непосредственной близости от Башильского вала находятся еще три мелких экструзивных тела. Два из них расположены на левом борту р. Башиль-Аузусу (одно – в нескольких десятках метров к востоку от северо-восточного окончания вала, другое – в 0,5 км к северо-востоку), а третье – на правом борту р. Башиль-Аузусу, в 1–1,5 км ниже по течению реки от Башильского вала. В пределах данных тел также установлена преобладающая вертикальная ориентировка всех макро- и микроэлементов. Совместно с валом в плане они

образуют вытянутый овал, ориентированный чуть косо по отношению к долине р. Башиль-Аузусу.

Таким образом, в позднем неоплейстоцене проходила еще одна фаза вулканической активности с двумя эпизодами, первый из которых происходил до начала 1-ой фазы безенгийского оледенения, а второй – между двумя фазами этого оледенения. Продукты поздненеоплейстоценовой фазы на основании геолого-геоморфологических данных были выявлены еще в 1958 г., однако ряд исследователей полагает, что после извержения андезитов вулканов Кум-Тюбе и Кюген-Кая на территории ВЧ нагорья вулканическая активность полностью прекратилась [Гурбанов и др., 2013]. В актуализированной легенде Кавказской серии листов ГК-200 вместо верхнеоплейстоценовых вулканитов фигурируют голоценовые, «развитые в правом борту долины р. Гара-Аузусу на ледниковом ригеле» [Легенда..., 2009]. Данный момент нуждается в уточнении, поскольку к отложениям голоцена в этом районе ранее относились лишь приуроченные к дну долины р. Гара-Аузусу нагромождения туфов и туфобрекчий с линзовидными включениями галечника и гравия из обломков древних кристаллических пород, считающиеся либо продуктами эксплозивного извержения, либо обвальными отложениями [Милановский, Короновский, 1973].

Также на ГК-200/2 (лист К-38-VIII, XIV) [Письменный и др., 2001] и ГК-1000/3 (лист К-37, К-38, К-39) [Государственная..., 2011б] новейшие кислые вулканиты Верхнечегемского нагорья показаны как игнимбриты. К игнимбритам их относят и некоторые другие исследователи [Лятифова, 1993; Lipman et al., 1993; Новейший..., 2005, с. 346–347; Газеев и др., 2006]. Следует отметить, что выводы о пирокластическом генезисе толщи сделаны как на основании строения пород на макроскопическом и микроскопическом уровнях (что будет рассмотрено в подразделе 4.2), так и на основании строения толщи вулканитов, поскольку в ней присутствуют признаки, которые, по мнению многих исследователей, присущи отложениям пирокластических потоков, а именно:

1. Горизонт черных смоляновидных риолитов, практически повсеместно присутствующий в основании толщи вулканитов. Черные витрофиры часто встречаются в нижней части толщи вулканитов, определяемых как отложения пирокластических потоков, и интерпретируются как максимально спекшиеся игнимбриты. Подобные наблюдаемым в ВЧ депрессии особенности строения горизонта черных витрофиров в местах перегиба субстрата в других регионах земного шара встречаются нередко. Они считаются результатом реоморфических деформаций – вторичного течения массы во время или после спекания, происходящего либо вследствие осаждения материала на склоне, либо относительно низкой плотности пород данного слоя по сравнению с вышележащими на пологих участках [Wolff, Wright, 1981; Branney, Kokelaar, 1992; Mundula et al., 2013 и др.].

2. Столбчатая отдельность, которая проходит через многие потоки вулканитов, называемые зарубежными исследователями «cooling units» – единицами охлаждения. Подобное явление наблюдается в толщах игнимбритов и свидетельствует, по мнению исследователей, об остывании быстро сформированной толщи как единого тела [Knott et al., 2016; Soden et al., 2016].

3. Отсутствие автобрекчий в основании «порций» вулканитов, что характерно для игнимбритов в отличие от лав [Branney, Kokelaar, 2002; Knott et al., 2016].

Вместе с тем в строении толщи присутствуют следующие признаки, противоречащие ее пирокластическому генезису:

1. Повсеместное отсутствие между поверхностями раздела «порций» вулканитов отложений пирокластических приземных волн и/или вулканического пепла облаков пирокластических потоков, которые не всегда, но часто подстилают и перекрывают единицы потока соответственно [Sparks et al., 1973; Sparks, Walker, 1977; Brown, Andrews, 2015].

2. Постоянство объемного веса пород толщи кислых вулканитов, за исключением залегающих в верхах горизонта туфов дацитового состава. Черные смоляновидные риолиты и вышележащие светлоокрашенные риолиты и риодациты мощностью до 1500–2000 м на всем протяжении разреза имеют постоянный объемный вес, равный $\sim 2,4 \text{ г/см}^3$ [Короновский, 1979]. Объемный вес скачкообразно снижается лишь в перекрывающих все разности риодацитов туфах дацитового состава, где его минимальные значения достигают $1,5 \text{ г/см}^3$. Постоянство объемного веса пород, равного $2,4\text{--}2,5 \text{ г/см}^3$, характерно также для разреза вулканитов самого крупного из останцов, расположенных на водоразделе рр. Кору и Гара-Аузусу, а также для разреза останца Гихи, исключая залегающие в основании туфы и туффиты начального импульса вулканической активности эксплозивного характера [Короновский, 1979]. Для мощных толщ игнимбритов характерно изменение степени спекания и пористости в разрезе и, как следствие, – изменение объемного веса пород.

3. Наличие пор, в том числе изометричных, в черных смоляновидных риолитах и перекрывающих их разностях пород нижней части толщи кислых вулканитов. Пористость в игнимбритах варьирует от 50% в неспекшихся разностях до 0% в наиболее сильно спекшихся. Черными витрофирами часто являются игнимбриты с пористостью меньше 19%, когда первичная пористость в них становится меньше 10%, они начинают вести себя как когерентная масса и испытывать реоморфические деформации [Brown, Andrews, 2015]. Поэтому факт наличия пор, в том числе изометричных, размером до 3–4 см в поперечнике в пределах некоторых участков горизонта черных смоляновидных вулканитов не согласуется с представлением о том, что данный горизонт представляет собой максимально спекшиеся игнимбриты.

4. Наличие в верхней части горизонта черных риолитов и/или на его верхней границе в местах крутого перегиба субстрата присущих лавам сферолоидов, диаметр которых достигает 1,5 м, а в среднем составляет 0,2–0,3 м.

5. Присутствие черных смоляновидных риолитов и пород с фьямме-текстурой в интрузивном (подводящий канал Сырынсу; дайка в правом борту р. Сырынсу, расположенная в 15 м ниже водораздельного гребня с р. Джайлыксу; Башильский вал) или вертикальном (долина р. Джунгусу) залегании.

6. Присутствие черных смоляновидных витрофиров не только в основании толщи, выполняющей вулcano-тектоническую депрессию, но и в верхах разреза в западной части структуры, а также в верхних половинах разрезов останцев, расположенных на правом борту р. Чегем. При этом мощность данных горизонтов сопоставима с мощностью горизонта, залегающего в основании толщи. Темно-серые, местами черные, риодациты, залегающие в высоких частях разреза в западной части вулcano-тектонической депрессии, а также горизонты черных витрофиров в останце Гихи и горизонт в самом крупном из останцов, расположенных на водоразделе рек Кору и Гара-Аузусу, имеют с ниже- и вышележащими породами резкие границы.

В свете существующих описаний разрезов толщ игнимбритов с несколькими горизонтами черных витрофиров [Knott et al., 2016; Soden et al., 2016] объяснить образование горизонтов черных смоляновидных пород высокой степенью спекания пирокластического материала можно для верхней половины разреза останца, расположенного на водоразделе рек Кору и Булунгусу, поскольку только кровля нижнего из двух расположенных в верхней половине разреза горизонтов является резкой. Однако с учетом взаимоотношений черных смоляновидных витрофиров с подстилающими и перекрывающими отложениями в других участках Верхнечегемского нагорья данное предположение не выглядит убедительно.

Перечисленные признаки не позволяют безоговорочно согласиться с точкой зрения о пирокластическом происхождении толщи верхнеплиоценовых кремнекислых вулканитов ВЧ нагорья; вместе с тем некоторые особенности строения толщи нетипичны и для толщи кремнекислых лав. Ввиду конвергенции признаков представляется наиболее вероятным, что основная часть толщи была образована в результате извержения очень подвижного, пенистого, но лавового материала. Данный механизм извержения, скорее всего, похож на режим извержения, называемый «boil over» или «boiling-over», и представляющий собой очень низкое кипение эруптивной колонны у выхода из жерла вулкана, по сути, немедленное обрушение плотной нестабильной эруптивной колонны [Branney et al., 1992; Kano et al., 1997; Sulpizio et al., 2014; Dufek et al., 2015 и др.]. Этот процесс относится к длительным непрерывным явлениям с высокой скоростью поступления материала. Однако в отличие от

режима «boil over» во время извержений в ВЧ нагорье у выхода из жерла вулкана происходило кипение не пирокластической смеси, а силикатного расплава. Данный механизм извержения, по нашему мнению, может быть обусловлен характером фазового перехода сверхкритического водного флюида, который, в отличие от воды, может смешиваться с расплавом в любых количествах [Арсанова, 2019]. В начале вулканической активности, во время импульса взрывного характера произошел переход сверхкритического флюида преимущественно в газы, в результате чего магма была разорвана, и был образован пирокластический материал. Позже, когда в роли выводного канала выступала зона основного субмеридионального шва Чегемского глубинного разлома, проходящая вдоль оси ВЧ впадины, скорость подъема магмы могла опережать скорость фазового перехода. Некоторая часть сверхкритического водного флюида переходила в «перегретую» воду, некоторая оставалась в виде флюида, снижая вязкость и увеличивая мобильность пенистой массы. Данное предположение сделано с учетом мнения Г.И. Арсановой о том, что не весь флюид одновременно меняет фазу, и вода вблизи кратера – под ним или сразу после – может находиться в трех фазовых состояниях (помимо растворенной в магме): в состояниях сверхкритического флюида, газа и жидкости [Арсанова, 2019].

В заключение следует отметить, что основная часть толщи кислых вулканитов, выполняющих вулcano-тектоническую депрессию, в масштабе геологического времени была образована очень быстро. Одновременно с извержениями происходило проседание субстрата, что может указывать на неглубокое расположение периферической магматической камеры.

4.1.2. Нижнечегемский вулканический район⁹

Нижнечегемский (НЧ) вулканический район расположен севернее Скалистого хребта и ВЧ района, в тектоническом отношении он расположен в месте сочленения Лабино-Малкинской зоны с Кабардинской впадиной. В НЧ районе выделяется четыре вулканических комплекса, отвечающих четырем главным фазам вулканической активности:

1) плиоценовый комплекс вулканитов андезибазальтового состава;

⁹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Мышенкова М.С.* Сравнительный анализ кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов (Северный Кавказ) // Материалы Международного молодежного научного форума "Ломоносов-2017". / Отв. ред. А.И. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс]. М.: Макс Пресс, 2017 (0,059 п.л. / авторский вклад 100%).

2. *Myshenkova M.S.* Upper Pliocene acid volcanic rocks in the Upper Chegem and Lower Chegem highlands (Northern Caucasus, Russia) // Innovations in Geology, Geophysics and Geography-2017. Conference materials of the 2nd International Youth Scientific and Practice Conference. Moscow: Pero, 2017. P. 81–82 (0,106 п.л. / авторский вклад 100%).

2) верхнеплиоценовый комплекс кислых вулканитов водоразделов НЧ нагорья, образовавшийся во время наиболее мощной фазы вулканической активности;

3) четвертичный гелазий-эоплейстоценовый комплекс пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых отложений;

4) верхненеоплейстоценовый комплекс вулканогенных образований современных речных долин.

Следует отметить, что на территории района известно 25 месторождений или проявлений вулканогенных пород, опойскованных или разведанных с разной степенью детальности, частью разрабатываемых для производства пыльных строительных блоков, бутового камня, легких заполнителей бетонов и утеплителей. Важнейшими и наиболее крупными из них являются Заюковское месторождение туфов, Куркужинское и Кенженское месторождения вулканического пепла, связанные со вторым из упомянутых выше комплексов [Емкужев и др., 2014].

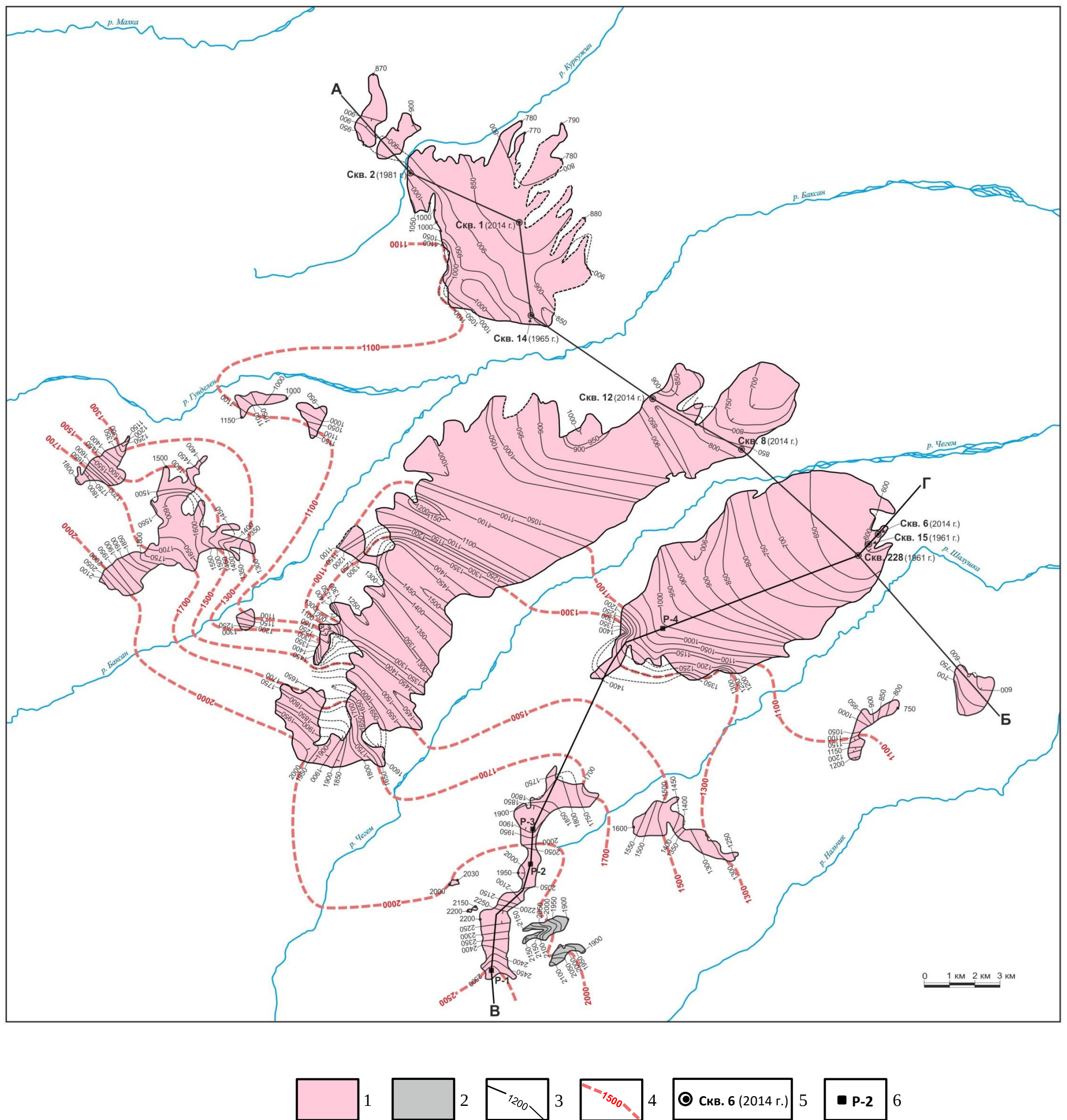
Плиоценовая фаза вулканической активности. Останцы продуктов самой древней фазы вулканической активности расположены на юге НЧ района в 25 км к юго-западу от г. Нальчик в междуречье Чегем – Черек Хуламский. Здесь на вершинах гор Сурх и Крандуж сохранились останцы вулканических аппаратов [Милановский, Короновский, 1973], а на восточном склоне хребта Шауханабаш под более молодыми кислыми вулканитами и в двух разобщенных выходах к востоку от него сохранились остатки лавовых потоков, распространявшихся от этих вулканических аппаратов (см. рис. 61). В ходе геологосъемочных работ, проводимых Баксанской партией Кавказской экспедиции МГУ в 1957 г., было установлено, что вулканиты данной фазы активности залегают либо непосредственно на известняках титона, берриасса и валанжина, либо на аллювиальных галечниках и валунно-галечных конгломератах, обломки в которых представлены гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, известняками и песчаниками. Галечники и конгломераты, ранее предположительно относимые к нижнему плиоцену [Письменный и др., 2001], согласно последним данным относятся к лысогорской свите верхов верхнего сармата(?)–мэотиса-понта [Легенда..., 2009]. Вулканическая активность началась с эксплозивных извержений, продуктами которых явились туфы, бомбы, шлаки и агломераты мощностью до 50 м, залегающие в отдельных местах сохранившихся останцов. Выше они перекрываются потоками лав, представленных андезибазальтами серыми и темно-серыми, порфировыми, пористыми и мелкопористыми, массивными, с вкрапленниками оливина, пироксена, плагиоклаза и редкими оплавленными зернами кварца [Милановский, Короновский, 1973; Лебедев и др., 2006]. Общая мощность лав достигает максимальных значений – до 300 м – на г. Сурх. На г. Крандуж андезибазальты с размывом перекрываются толщей аллювиальных галечников и озерных глин

мощностью до 20 м, на которых, в свою очередь, залегает морена, содержащая угловатые, слабоокатанные и полуокатанные глыбы и валуны андезибазальтов, известняков, сланцев, реже гранитов и риолитов мощностью до 30–50 м [Милановский, Короновский, 1969; 1973]. На склонах хребта Шауханабаш андезибазальты с размывом перекрываются кислыми вулканитами водоразделов следующей фазы вулканической активности.

Ранее предполагалось, что вулканиты андезибазальтового состава вулканов Сурх и Крандух были образованы в конце среднего – начале позднего плиоцена [Милановский, Короновский, 1973], что в настоящее время соответствует концу пьяченцкого – началу гелазского веков или середине акчагыла [Легенда..., 2009]. Однако в связи с тем, что вулканиты андезибазальтового состава вулканов Сурх и Крандух залегают на отложениях лысогогорской свиты, относимой к верхам верхнего сармата(?)–мэотису-понту, что соответствует второй половине тортона-мессинию, и с размывом перекрываются кислыми вулканитами водоразделов НЧ нагорья, образовавшимися согласно палеомагнитному анализу в эпоху прямой магнитной полярности Гаусса в позднем плиоцене [Письменный и др., 2001], по положению в разрезе их возраст определяется как плиоценовый.

Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский указывали, что вулканы Сурх и Крандух в тектоническом отношении принадлежат выделяемому ими более южному Эльбрус-Кюгенскому вулканическому району, в который входит ВЧ нагорье [Милановский, Короновский, 1969; 1973; Короновский, 1983б]. К вулканогенной толще последнего продукты вулканов Сурх и Крандух отнесены и в отчете по ГДП-200 и подготовке к изданию ГГК-200/2 листов К-38-VIII, XIV и К-38-II [Письменный и др., 2001]. Однако в связи с тем, что они являются более древними образованиями по сравнению с новейшими вулканитами обоих районов, а также перекрываются кислыми вулканитами водоразделов НЧ нагорья, они рассматриваются вместе с последними в настоящем пункте.

Позднеплиоценовая фаза вулканической активности. Продуктом следующей фазы активности является толща верхнеплиоценовых кислых вулканитов водоразделов, распространенная на площади более 270 км² [Письменный и др., 2001; Емкужев и др., 2014] и перекрывающая последовательно сменяющиеся к северо-востоку осадочные отложения от верхней юры до миоцена (см. рис. 61). На юге района на склонах хребта Шауханабаш вулканиты с размывом ложатся на останцы андезибазальтовых лавовых потоков вулканов Сурх и Крандух. Анализ построенной карты рельефа подошвы вулканогенной толщи (рис. 73; рис. 74; рис. 75) показал, что во время извержений уже существовал зачаточный куэстовый рельеф; при общем наклоне рельефа района с юго-запада на северо-восток на его поверхности были развиты локальные поднятия и впадины, в основном имеющие северо-восточное простирание. В то время территория будущего вулканического нагорья уже была прорезана



1-2 – плиоценовая вулканогенная толща (N_2V): 1 – туфы и игнимбриты риолитового и риодацитового состава, пепел вулканический риолитового состава (неразделенные), 2 – лавы андезибазальтового состава; 3-4 – стратоизогипсы по подошве плиоценовых вулканогенных образований: 3 – в пределах останцов вулканогенных образований, 4 – между останцами вулканогенных образований; 5 – скважина и её номер, в скобках год бурения; 6 – вертикальный литологический разрез и его номер по [Короновский, 1979].

Рис. 73. Карта рельефа подошвы плиоценовой вулканогенной толщи Нижнечегемского вулканического района
(разрезы по линиям А-Б и В-Г приведены на рис. 74 и рис. 75)

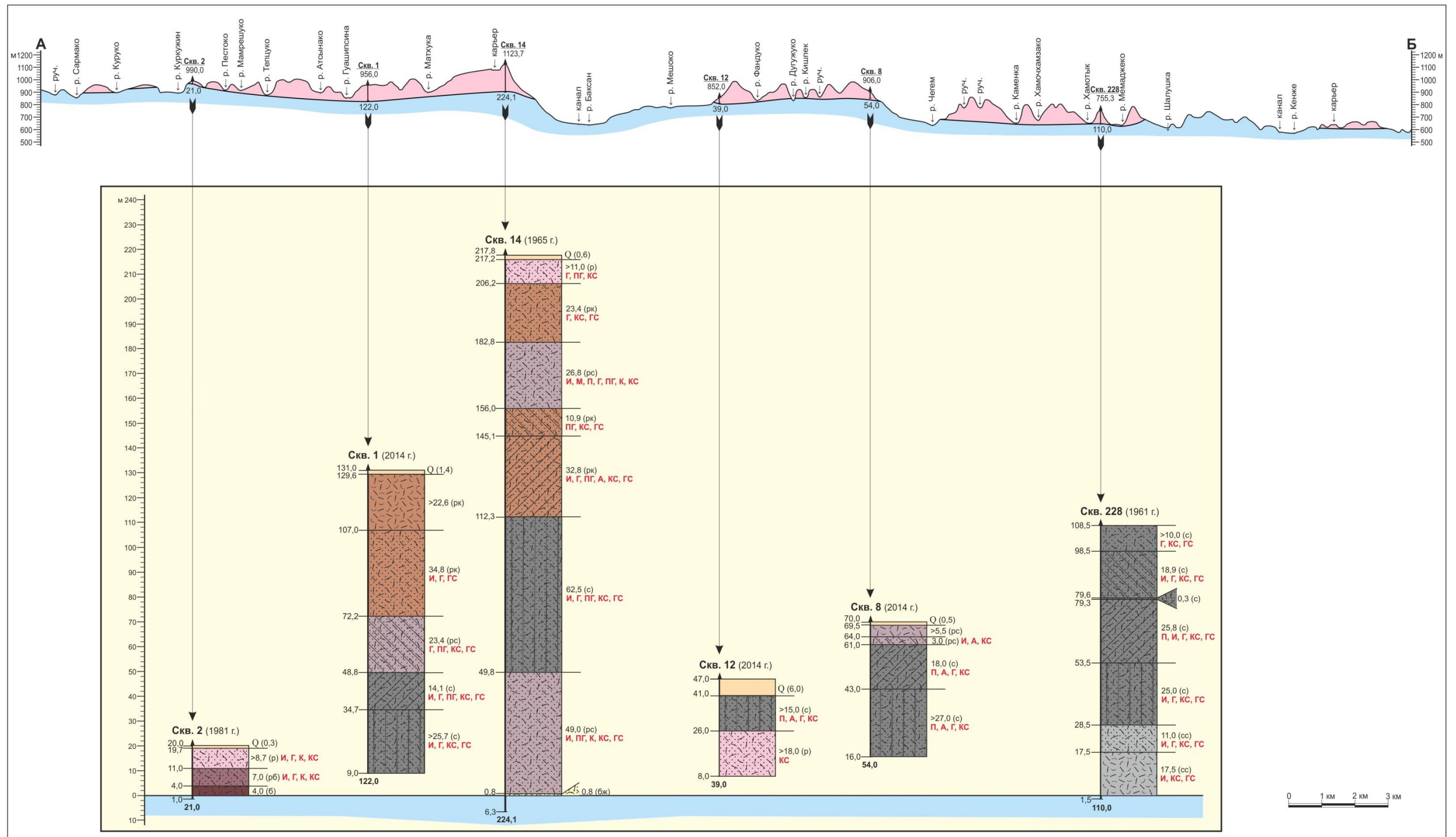


Рис. 74. Разрез по линии А-Б на карте рельефа подошвы плиоценовой вулканогенной толщи Нижнечегемского вулканического района (условные обозначения на стр. 157)

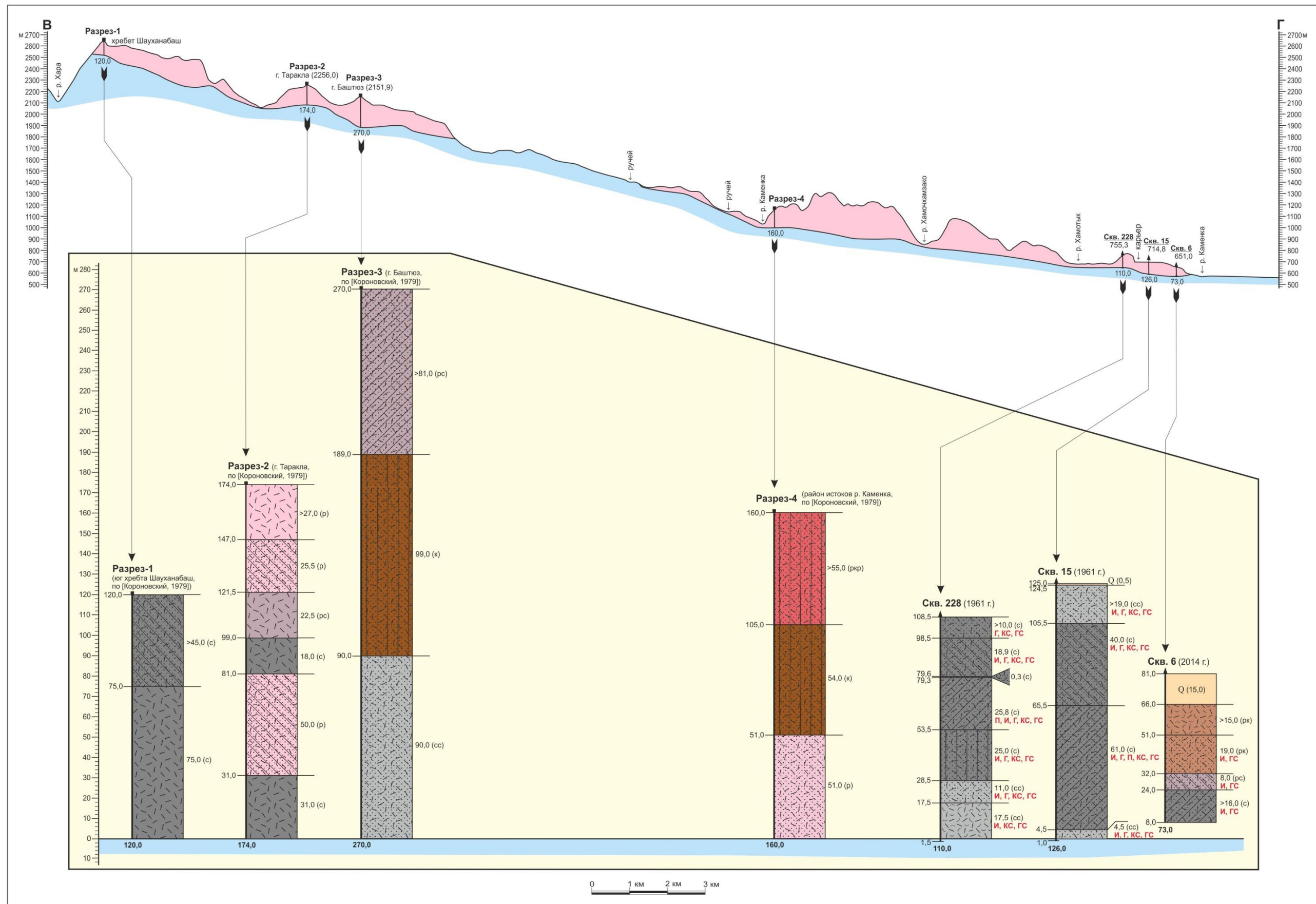


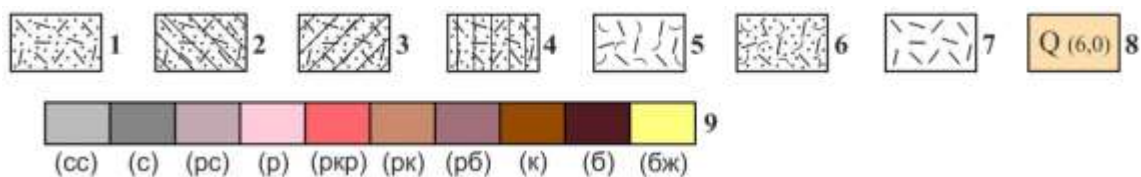
Рис. 75. Разрез по линии В-Г на карте рельефа подошвы плиоценовой вулканогенной толщи Нижнечегемского вулканического района (условные обозначения на стр. 157)

**Условные обозначения к разрезам по линиям А-Б и В-Г
на карте рельефа подошвы плиоценовой вулканогенной толщи
Нижнечегемского вулканического района**

-  – плиоценовая вулканогенная толща (N₂v) – туфы и игнимбриты риолитового и риодацитового состава, пепел вулканический риолитового состава (неразделенные)
-  – комплекс основания неразделенный, на котором залегает плиоценовая вулканогенная толща
- Скв. 14**
1123,7
↑
224,1
– скважина: обозначение сверху – в числителе номер скважины, в знаменателе абсолютная отметка устья в метрах; обозначение снизу – глубина скважины в метрах
- Разрез-2**
↑
174,0
– вертикальный литологический разрез и его номер, обозначение снизу – глубина описания разреза до подошвы плиоценовой вулканогенной толщи в метрах по [Короновский, 1979]

Обозначения на литологических колонках по скважинам и вертикальным литологическим разрезам:

- сверху – указан номер скважины (в скобках год бурения скважины) или номер вертикального литологического разреза;
- снизу – указана в метрах глубина скважины или глубина описания разреза до подошвы плиоценовой вулканогенной толщи;
- слева – указаны в метрах границы литологических разностей пород в отсчете от подошвы плиоценовой вулканогенной толщи;
- справа – указаны мощность в метрах слоев литологических разностей пород, их цвет, наличие и состав ксенолитов (сведения о наличии ксенолитов в описании пород по вертикальным литологическим разрезам отсутствуют).



Литологические разности пород: 1-4 – туфы/игнимбриты риолитового и риодацитового состава: 1 – не спекшиеся, 2 – слабо спекшиеся, 3 – средне спекшиеся, 4 – сильно спекшиеся; 5 – пепел вулканический риолитового состава; 6 – песок пемзовый риолитового состава; 7 – лавы риолитового состава; 8 – рыхлые четвертичные отложения (в скобках указана мощность в метрах).

Цвет пород: 8 – (сс) – светло-серый, (с) – серый, (рс) – розово-серый, (р) – розовый, (ркр) – розово-красный, (рк) – розово-коричневый, (рб) – розово-бурый, (к) – коричневый, (б) – бурый, (бж) – бело-желтый.

Состав ксенолитов: И – известняки, М – мергели, А – алевролиты, П – песчаники, Г – глинистые породы, ПГ – песчано-глинистые породы, К – кремнистые породы, ГС – глинистые сланцы, КС – кристаллические сланцы.

реками Палеочегем, Палеобаксан и Палеогунделен, между ними существовали водоразделы с относительными превышениями их над днищами долин в первые сотни метров. Граница подножия предгорий северного склона Большого Кавказа в месте их перехода на Предкавказскую равнину располагалась примерно в 10-15 км юго-западнее от ее современного положения.

Сейчас покров кислых вулканитов расчленен на ряд останцов различного размера, самыми крупными из которых являются Баксан-Куркужинский, Чегем-Баксанский и Чегем-Шалушкинский. Обнаженность вулканитов неудовлетворительная, практически повсеместно они перекрыты делювиальными, коллювиальными отложениями и/или задернованы.

Проведенный автором анализ первичной геологической информации (описания шлифов, литологические колонки скважин, документация обнажений и поверхностных горных выработок), приведенной в текстовых и графических приложениях к геологическим отчетам, позволил составить обобщенное описание разреза толщи вулканитов по наиболее изученным частям крупных массивов, в том числе: по юго-юго-восточной части Баксан-Куркужинского массива на основании материалов отчета [Харлов, 1966], по центральной и южной частям Чегем-Баксанского массива на основании материалов отчета [Рыбалко и др., 1985], по восточной части Чегем-Шалушкинского массива на основании материалов отчетов [Трегубов, 1961; Фугарова, Филимонов, 1962; Емкужев и др., 2014].

Баксан-Куркужинский массив. Площадь массива составляет 54 км². В направлении с юго-запада на северо-восток верхнеплиоценовые вулканогенные образования с размывом и угловым несогласием залегают на отложениях от верхнего мела до нижнего миоцена. Сверху они перекрыты делювием мощностью 0,5–50 м. Максимальная мощность вулканитов в пределах Баксан-Куркужинского массива составляет 270 м. В юго-юго-восточной части массива максимальная мощность вулканогенных пород составляет 220 м. Здесь вулканиты залегают на маастрихтских отложениях, представленных известняками с прослоями мергелей и глинистых известняков, и слабо наклонены в том же направлении под углом 3–7° (см. рис. 61).

Разрез толщи вулканитов в юго-юго-восточной части Баксан-Куркужинского массива в истоках р. Лампажуко, являющейся левым притоком р. Баксан, имеет следующее строение (снизу вверх по разрезу):

1. Песок пемзовый, бело-желтый, крупнозернистый. Мощность 0,8 м.
2. Туфы риодацитовые, розовато-серые, крупнообломочные, слабо сцементированные, состоят из обломков вулканического стекла (45–47%), обломков кристаллов (18–20%), пород (3–10%) и цементирующего их пеплового материала (32%). Обломки кристаллов представлены кварцем, полевыми шпатами, чешуйками биотита. Обломки вулканического стекла имеют

пенистую, губчатую структуру, размер их в поперечнике составляет 1–5 мм. У подошвы слоя содержится около 20% пемзы белого цвета. В интервале 23–31 м от подошвы залегает рыхлая разновидность туфов; выше, в пределах 0,5 м, наблюдается максимальное количество мелких ксенолитов (до 25%), представленных на макроуровне карбонатными и песчано-глинистыми породами. Далее туфы становятся менее рыхлыми, но в целом продолжают оставаться слабо сцементированными. В пределах всего слоя увеличение объемного веса и прочности пород происходит снизу вверх по разрезу. *Ксенолиты* на макро- и микроуровнях представлены известняками, песчано-глинистыми и кремнистыми породами, глинистыми и кристаллическими сланцами. Здесь и далее по разрезу размер ксенолитов примерно одинаков и не превышает 3 см. Максимальная мощность данных туфов в юго-восточной части массива достигает 50 м, к северо-западу они полностью выклиниваются.

3. Туфы риолитовые, серые, крупнообломочные, плотные, сильно спекшиеся, состоящие из линзовидно вытянутых обломков стекла – фьямме (27–45%), обломков кристаллов (22–27%), пород (1–5%) и цементирующего их пеплового материала (30–45%). Состав кристаллокластов такой же, как в нижележащих туфах. В нижней части слоя породы характеризуются фьямме-текстурой, обусловленной ориентированным расположением фьямме, отношение длины к ширине которых достигает 8:1. Выше по разрезу сплюсненность обломков стекла уменьшается. Также от подошвы к кровле слоя происходит уменьшение их количества от 45% до 27%. *Ксенолиты* представлены известняками, глинистыми и песчано-глинистыми породами, кристаллическими и глинистыми сланцами. Мощность 60–65 м.

4. Туфы риолитовые, розовато-коричневые, среднеобломочные, средне спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (35–45%), обломков кристаллов (24–28%), пород (1–6%) и цементирующего их пеплового материала (28–35%). Для них в основном характерна ориентированная текстура, обусловленная главным образом преобладанием обломков стекла, имеющих сильно вогнутую, сплюсненную в одном направлении, форму (фьямме); некоторые кристаллы полевых шпатов и биотита также ориентированы длинной стороной в том же направлении, что и фьямме. Однако в некоторых образцах, отобранных из середины пласта, обломки стекла не всегда имеют сильно сдавленную форму, а часто просто несколько удлинены в одном направлении. Состав кристаллокластов в целом такой же, как в нижележащих туфах, однако имеются небольшие отличия, заключающиеся в чуть более повышенном содержании обломков темноцветных минералов (до 4%) и более основном составе плагиоклазов (Ap_{28-30}). Данный состав и соотношение кристаллокластов присущ для всей вышележащей части разреза. *Ксенолиты* представлены известняками, глинистыми, песчано-глинистыми и алевритовыми породами, кристаллическими и глинистыми сланцами. В северной части описываемого участка

в нижней части слоя отмечена одна линза этих же пород со слабой степенью спекания. Мощность слоя 18–33 м.

5. Туфы риолитовые, розовато-коричневые, крупнообломочные, слабо спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (40–45%), обломков кристаллов (18–20%), пород (1–4%) и цементирующего их пеплового материала (32–35%). *Ксенолиты* представлены песчано-глинистыми породами, кристаллическими и глинистыми сланцами. Присутствуют только в южной части описываемого участка, в северном направлении полностью замещается разностью с существенно более слабой степенью спекания. Мощность 10–12 м.

6. Туфы риодацитовые, розово-серые, средне- и крупнообломочные, состоящие из обломков вулканического стекла (38–42%), обломков кристаллов (23–25%), пород (1–3%) и цементирующего их пеплового материала (32–35%). Присутствуют обломки белой пемзы размером до 2–4 см в количестве до 10%. К северу уменьшается прослеживаемая по всей мощности пласта степень вогнутости обломков стекла в одном направлении, при этом ориентировка обломков кристаллов и стекла в туфах отсутствует. *Ксенолиты* представлены кристаллическими сланцами, тонкозернистыми известняками, мергелями, песчаниками, глинистыми, песчано-глинистыми и кремнистыми породами. В северной части описываемого участка в нижней части пласта происходит фациальный переход через линзовидные клинья мощностью до 12 м в очень рыхлые слабо слабосцементированные туфы того же состава. Между собой данные клинья разделены плотными туфами мощностью 3–10 м. Мощность всего пласта составляет 28–30 м.

7. Туфы риолитовые, розовато-коричневые, грубо- и крупнообломочные, крепкие, распространены в пределах всего массива. Состоят из обломков вулканического стекла (40%), обломков кристаллов (22–25%), пород (1–5%) и цементирующего их пеплового материала (30–37%). Обломки пемзы светло-серой слагают до 5–10% породы, величина самых крупных из них достигает 5 см. *Ксенолиты* представлены глинистыми породами, кристаллическими и глинистыми сланцами. Их количество в верхней части слоя достигает 12%. В северо-западной части описываемого участка в нижней части слоя залегает линза рыхлых туфов мощностью 5 м. Эти туфы того же цвета и состава, что и вмещающие, и отличаются от них только прочностью – существенно более слабой цементацией. Мощность всего слоя 20–25 м.

8. Туфы риодацитовые, розовые, среднеобломочные, состоящие из обломков вулканического стекла (37–43%), обломков кристаллов (22–25%), пород (1–2%) и цементирующего их пеплового материала (32–38%). Присутствуют редкие обломки светло-серой пемзы размером до 3 см. У подошвы туфы слабо спекшиеся. *Ксенолиты* представлены глинистыми и песчано-глинистыми породами, кристаллическими сланцами. Данные туфы

завершают разрез Баксан-Куркужинского массива на данном участке. Максимальная мощность их составляет здесь 20 м.

Следует подчеркнуть особенности изменения объемного веса разностей вулканитов, слагающих разрез. Объемный вес туфов второго слоя увеличивается от 1,41 г/см³ в подошве до 1,54 г/см³ в кровле. Залегающие на них сильно спекшиеся туфы характеризуются самыми большими значениями – 1,95–2,07 г/см³, а выше по разрезу объемный вес пород начинает постепенно уменьшаться и в самых верхних частях толщи составляет 1,4 г/см³ [Харлов, 1966].

С учетом особенностей строения разреза толщи вулканитов в юго-юго-восточной части Баксан-Куркужинского массива можно предположить, что залегающие в низах разреза слабо сцементированные риодацитовые туфы (см. рис. 74), полностью выклинивающиеся в северном направлении, образовались в результате выброса пирокластики из центра, расположенного южнее описываемого участка, и последующей эоловой дифференциации осаждающегося материала. Вышележащие в различной степени спекшиеся туфы были образованы в результате отложения и дальнейшего спекания материала пирокластических потоков. Наблюдающиеся фациальные замещения игнимбритов в северном направлении можно объяснить поступлением материала из двух разных центров извержений.

В северо-западной части массива на водоразделе рек Куркужин и Пестоко на маастрихтских известняках залегают осадочно-вулканокластические и вулканокласто-осадочные отложения, представляющие собой пески, чаще суглинки и глины с примесью вулканического пепла и включениями обломков пемзы размером в среднем до 1 см, максимум – до 5 см. Соотношение осадочного и вулканогенного материала резко изменчиво по латерали, и местами разрез начинается с пеплов с примесью глины до 10%. Содержание обломков пемзы увеличивается к кровле до 20%. Мощность данных отложений составляет 4–7 м. Выше залегают туфы риодацитовые розово-бурые и светло-розовые, в целом аналогичные туфам второго слоя разреза вышеописанного участка, за исключением того, что обломки пемзы здесь на протяжении всей видимой мощности слагают около 25% породы. Размер обломков пемзы от 1 до 15 см, форма округлая и овальная. *Ксенолиты* в туфах представлены карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами, кристаллическими сланцами размером до 2 см, в среднем – 0,5 см. Максимальная мощность туфов на данном участке составляет чуть более 16 м [Филимонов, Червяков, 1981].

В целом в туфах центральной части Баксан-Куркужинского массива, выходящих на дневную поверхность на водоразделах или в бортах рек, независимо от их принадлежности к той или иной части разреза, встречаются обломки известняков, глин, аргиллитов, песчано-глинистых пород, кристаллических и глинистых сланцев. Обломки кремнистых пород

встречаются в туфах, залегающих в верхней и нижней третях массива, также в них содержатся редкие единичные ксенолиты мергелей [Трегубов и др., 1964; Филимонов, Червяков, 1981].

Последними продуктами позднеплиоценовой фазы вулканической активности являются пеплы, распространенные в основном на северо-восточной периферии массива и у южной окраины с. Верхний Куркужин. Пепел вулканический от светло- до темно-розового, мелко-тонкообломочный, содержащий куски светло-серой и розово-серой пемзы от 3 до 20%. Размер обломков пемзы в 2,6 км к юго-юго-западу от слияния рр. Гуашипсина и Матхука достигает 15–20 см, в среднем – 2–4 см. Максимальная мощность пеплов, завершающих обобщенный разрез вулканитов в пределах Баксан-Куркужинского массива, составляет 39,2 м.

Чегем-Баксанский массив. Площадь массива составляет около 120 км². В юго-западной части вулканиты перекрывают нижнемеловые и, местами, верхнеюрские отложения, к северо-востоку сменяющиеся более молодыми до среднемиоценовыми (см. рис. 61). Мощность разреза пирокластических образований достигает 200–250 м. На северо-востоке они с размывом и угловым несогласием перекрываются валунными галечниками кенженской толщи, относимой ранее к верхам плиоцена – эоплейстоцену [Легенда..., 2009], а в настоящее время в связи с понижением нижней границы квартера, по всей видимости, относимой к верхам гелазия – эоплейстоцену.

Разрез толщи вулканитов в центральной и южной частях Чегем-Баксанского массива имеет следующее строение (снизу вверх по разрезу):

1. Серый вулканический песок с обломками пемзы размером 0,5–0,7 см. Мощность 1,7–2 м.

2. Розово-белый вулканический песок кварц-полевошпатового состава с чешуйками слюды, с обломками пемзы размером 0,5–0,7 см. Данный вулканический песок мощностью 2–2,5 м постепенно переходит в розовые рыхлые туфы с включениями белой, а в верхней части слоя и коричневой, пемзы. Мощность 50–60 м.

3. Туфы риолитовые, сиреневые, мелко-, средне- и крупнообломочные, сильно спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (40–42%), обломков кристаллов (28–30%), пород (2–5%) и цементирующего их стекловатого мезостазиса с примесью пеплового материала (28%). Характеризуются наибольшей степенью спекания и динамического воздействия. Четко выраженная псевдофлюидальная текстура обусловлена ориентированным расположением сильно уплощенных, линейно вытянутых в одном направлении темно-коричневых стекловатых и черных, содержащих вкрапленники, фьямме длиной до 1–3 см с отношением длины к ширине до 7:1. Ксенолиты представлены обожженными аргиллитами, алевролитами, кристаллическими сланцами, а также выщелоченными известняками. Размер последних иногда достигает 5–10 см, в среднем размер ксенолитов составляет 1–2 см.

Распределение ксенолитов носит неравномерный характер и местами сгущается до 10%. Мощность 100–137 м.

4. Туфы риолитовые, розово-серые, мелко-, средне- и крупнообломочные, средне спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (40–49%), обломков кристаллов (20–25%), пород (1–4%) и цементирующего их частично спекшегося мезостазиса с примесью пеплового материала (30%). Степень уплотнения фьямме такая же, как в нижележащих туфах, они также представлены сдавленными темно-серыми и черными обломками, содержащими вкрапленники, и сдавленными обломками красно-коричневой пемзы. *Ксенолиты* представлены песчаниками, аргиллитами, алевролитами, метаалевролитами, кристаллическими сланцами, выщелоченными известняками. Размер последних в верхней части слоя достигает 5–6 см, в среднем размер ксенолитов составляет 1–2 см. Распределение ксенолитов здесь также носит неравномерный характер и местами сгущается до 10%. Мощность 14–22 м.

5. Туфы риодацитовые, розовато-коричневые, мелко-, средне- и крупнообломочные, слабо спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (35–47%), обломков кристаллов (22–30%), пород (1–5%) и цементирующего их пеплового материала (30%). Фьямме-текстура обусловлена наличием уплотненных обломков пемзы красно-коричневого цвета, также присутствуют уплотненные обломки с порфировой структурой и стекловатой основной массой темно-серого цвета. К кровле слоя степень спекания уменьшается: текстура пород становится беспорядочной, заметно уменьшается количество вышеперечисленных литокластов и начинают преобладать обломки темно-серой пемзы размером в среднем 0,5–2 см, редко 4–5 см. *Ксенолиты* представлены обожженными аргиллитами, спорадически – алевролитами, кристаллическими сланцами, а также выщелоченными известняками, размер которых в среднем составляет 0,5–2 см. Мощность туфов 35–45 м.

6. Туфы риодацитовые, розовые, мелко-, средне- и крупнообломочные, состоящие из обломков вулканического стекла (30–48%), обломков кристаллов (20–30%), пород (1–2%) и цементирующего их пеплового материала (30%). Присутствуют довольно часто встречающиеся крупные обломки светло-серой почти белой пемзы размером до 8–10 см. *Ксенолиты* представлены обожженными аргиллитами, песчаниками и кристаллическими сланцами. Данные туфы завершают разрез массива. Максимальная мощность составляет 20 м.

В заключение следует отметить, что к северо-востоку розовые туфы различной степени спекания слоев 3–6 сменяются серыми их разновидностями с сериями постепенных переходов.

Таким образом, видно, что при движении вверх по разрезу состав туфов становится более основным (риодацитовым), постепенно текстура изменяется от фьямме-текстуры через несовершенную ориентированную до беспорядочной, окраска обломков пемзы изменяется до белой совместно с уменьшением степени уплотнения обломков. Однако вместе с обломками

пемзы в туфах присутствуют обломки с порфировой структурой и стекловатой основной массой от темно-серого до черного цвета, представляющие собой сплюснутые ювенильные обломки лавы. Процесс спекания хорошо проявился на цементирующей массе и обломках пемзы, превратившихся в нижней части разреза в линзовидные обломки стекла темно-коричневого цвета.

В восточной части Чегем-Баксанского массива на левом берегу р. Чегем у с. Лечинкай в 1957 г. при проведении геологосъемочных работ Баксанской партией Кавказской экспедиции МГУ Н.В. Короновским было описано обнажение вулканитов высотой 40–50 м, в котором наблюдаются четыре поверхности раздела, четко трассирующиеся в виде ровных параллельных плоскостей (рис. 76, а). Согласно первичной геологической информации, приведенной в полевых дневниках Н.В. Короновского, и опубликованным данным [Милановский, Короновский, 1969] эти поверхности разделяют слои спекшихся туфов, отличающихся друг от друга количеством содержащихся в них фьямме и наличием или отсутствием крупных, видимых на макроскопическом уровне чешуек биотита. Нижняя поверхность раздела представляет собой резкую границу, по которой происходит смена двух разностей спекшихся туфов. Вторая и третья поверхности раздела выражены ровными и тонкими (до 6 см) прослоями грубо-среднезернистого вулканического песка с плохо выраженной слоистостью и большим количеством кварца. Прослои песков фиксируются в обнажении узкими нишами выветривания и по простиранию переходят в горизонтальные тонкие границы раздела (рис. 76, б).

Плохая сортировка обломков внутри слоев спекшихся туфов, горизонтальные поверхности раздела и наличие между слоями тонких прослоев вулканического песка свидетельствуют о том, что обнажающаяся в данном месте часть толщи вулканитов сложена продуктами нескольких пирокластических потоков, а разделяющие их прослои песка, судя по их характеристикам, являются отложениями пирокластических приземных волн. Приземные волны, идущие в основании пирокластических потоков и немного опережающие их, обычно не распространяются дальше 3–5 км от источника, чем может объясняться наблюдающееся выклинивание прослоев вулканических песков по простиранию.

Таким образом, с учетом установленного на основании особенностей строения разреза генезиса вулканитов, обнажающихся на левом берегу р. Чегем у с. Лечинкай, их будет корректней именовать игнимбритами. Следует отметить, что в толще игнимбритов наблюдается грубая столбчатая отдельность, пересекающая все границы раздела, что свидетельствует о быстром, несмотря на фиксируемые кратковременные перерывы, накоплении толщи с последующим спеканием и остыванием как единое тело. Столбы, как и в других местах

НЧ района, где в толще наблюдается столбчатая отдельность, имеют неправильную четырехгранную форму.

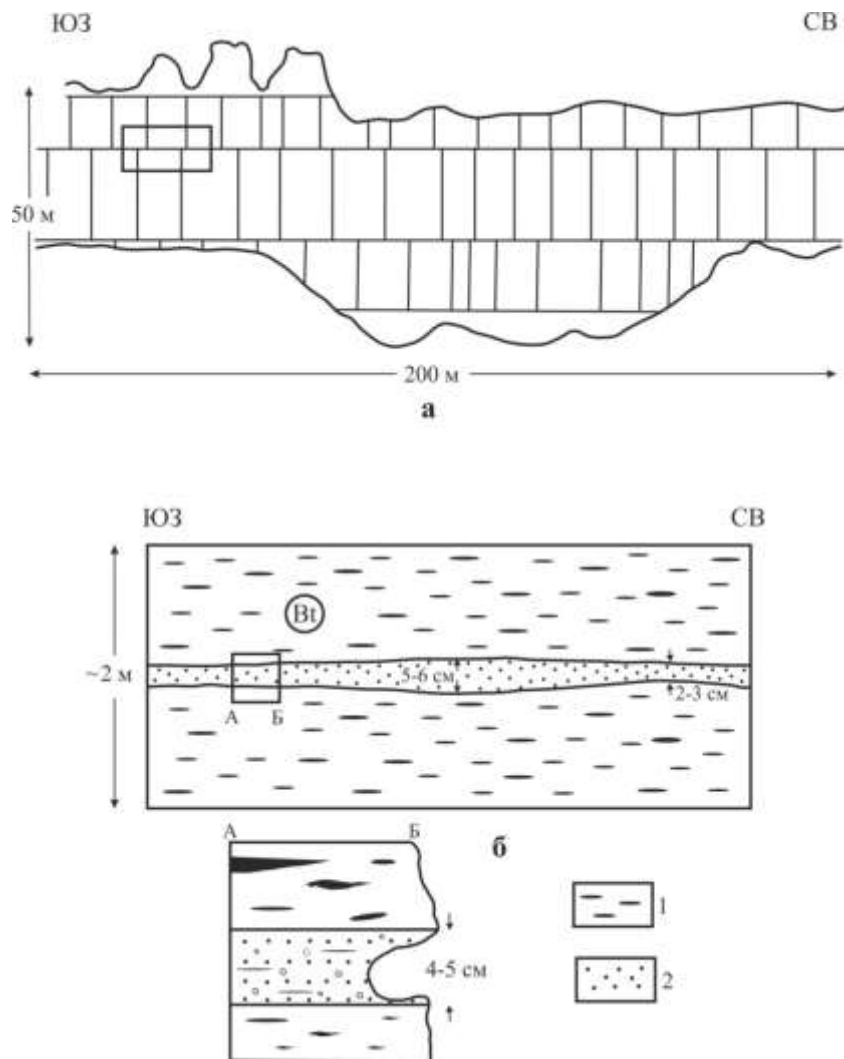


Рис. 76. Схематическая зарисовка обнажения игнимбритов в левом борту р. Чегем у с. Лечинкай по [Короновский, 1979] с изменениями автора:

а – четыре поверхности раздела в обнажении игнимбритов, трассирующиеся в виде ровных параллельных плоскостей; **б** – продольный разрез в месте контакта отложений двух разных пирокластических потоков, А – Б – поперечный разрез

Bt – игнимбриты с крупными, видимыми на макроскопическом уровне чешуйками биотита, ниже – игнимбриты без чешуек биотита на макроскопическом уровне

1 – игнимбриты с фьямме-текстурой, 2 – грубо-среднезернистый вулканический песок

Пеплы заключительной стадии позднеплиоценовой фазы вулканической активности на Чегем-Баксанском массиве практически отсутствуют, за исключением небольшого участка, пересеченного скважиной в левом борту р. Чегем в 100 м вверх по склону от северной окраины с. Лечинкай (см. рис. 74). Здесь разрез вулканогенной толщи завершают пеплы розовато-серого цвета мощностью более 5,5 м, содержащие редкие (до 5%) включения обломков серой пемзы до 1 см в поперечнике [Емкужев и др., 2014].

Чегем-Шалушкинский массив. Площадь массива составляет 82 км². В его восточной части мощность разреза вулканогенных образований составляет более 130 м, вулканиты падают здесь на северо-восток под углом 8–12°.

Разрез толщи на водоразделе рек Мемаджеко и Хамотык имеет следующее строение (снизу вверх по разрезу):

1. Серый пемзовый песок (местами), мощностью до 2 м.
2. Рыхлые вулканические пеплы, местами перекрывающие пемзовый песок и состоящие из несвязанных между собой комочков пемзы, обломков кристаллов кварца, полевых шпатов, чешуек биотита. Степень цементации пеплов вверх по разрезу увеличивается, и они постепенно переходят в пемзовые туфы светло-серые, среднеобломочные, пористые, непрочные, легко разламывающиеся руками. Максимальная мощность в юго-восточной части достигает 28,5 м и уменьшается к северо-западу до полного выклинивания.

3. Туфы серые, плотные, прочные, средне спекшиеся, состоящие из обломков вулканического стекла (33–50%), кристаллов (20–33%) и цементирующего их пеплового материала (23–40%). Содержат фьямме черного цвета размером до 5×0,6 см, и обломки пемзы от коричневого до светло-серого цвета. Размер обломков пемзы изменяется от 1,5 до 15 см, наиболее крупные куски (10–15 см) содержатся в нижней части слоя. Туфы характеризуются неравномерной степенью спекания и местами переходят в очень прочные породы, содержащие до 50% обломков вулканического стекла. Мощность таких прослоев колеблется от 24 до 53 м. В центральной части пласта залегает линза вулканического песка светло-серого цвета, разнотекстурного, с большим содержанием чешуек слюды, зерен кварца и мелких обломков темных пород. Максимальная мощность линзы составляет 0,3 м. Мощность всего слоя от 75 до 100 м.

4. Туфы светло-серые с кремовым оттенком, среднеобломочные, непрочные, пористые, состоящие из обломков вулканического стекла (40–43%), кристаллов (22–25%) и цементирующего их пеплового материала (33–35%). Содержат большое количество кусковой светло-серой пемзы размером 1–5 см (рис. 77), а также фьямме серого и темно-серого цвета со смоляно-жирным блеском. Переход между ними и нижележащими серыми средне спекшимися туфами постепенный. Максимальная мощность слоя 19,5 м.

В северо-восточной части описываемого участка светло-серые туфы постепенно переходят в рыхлую разность розовато-бурого цвета мощностью 27 м, которая перекрывается розовато-бурыми вулканическими пеплами мощностью 15 м, содержащими куски пемзы размером 2,5–3 см.

Во всех разновидностях вулканитов присутствуют *ксенолиты* кристаллических слюдистых и глинистых сланцев, карбонатных пород микротекстурного строения,

кристаллических кварц-полевошпатовых и глинистых пород, а также встречающихся значительно реже тонкозернистых песчаников.



а



б

Рис. 77. Пемзовые туфы, вскрытые в карьере в районе Каменского месторождения в восточной части Чегем-Шалушкинского массива:

- а** – искусственное обнажение пемзовых туфов в стенке заброшенного карьера;
- б** – структурно-текстурные особенности пемзовых туфов на макроуровне

Судя по строению разреза вулканитов, они вполне могли образоваться в результате отложения из пирокластического потока/потоков с последующим спеканием материала в результате его уплотнения под собственным весом и остыванием как единое тело.

В противоположной юго-западной части Чегем-Шалушкинского массива в верхнем течении р. Каменка разрез толщи вулканитов по данным Н.В. Короновского имеет иное строение (см. рис. 75): здесь на неспекшихся туфах залегают породы игнимбритового облика с фьямме-текстурой, которые в свою очередь перекрываются разностью, на макроуровне аналогичной предыдущей по структурно-текстурным особенностям и отличающейся от нее только цветом. Мощность всех трех слоев примерно одинакова и составляет немногим более 50 м. Судя по профилю рельефа (см. рис. 75) вулканиты в данном месте размыты р. Каменка не менее чем на 150 м, поэтому присутствие в верхней $\frac{2}{3}$ разреза пород игнимбритового облика с фьямме-текстурой можно объяснить спеканием под нагрузкой отложений, которые в настоящий момент уничтожены водной эрозией. Подобная картина нередко наблюдается и в других частях НЧ нагорья, где верхнеплиоценовые вулканиты явно сильно эродированы, например, в правом борту р. Баксан в восточной части Чегем-Баксанского массива (см. рис. 74).

В северо-западной части массива Баштюз у подножия одноименной горы в правом борту р. Чегем (см. рис. 61) разрез вулканогенной толщи начинается с эксплозивных ксенобрекчий светло-розового или белого цвета, рыхлых, неслоистых, несортированных, содержащих ~60–70% остроугольных обломков пород субстрата, представленных хлоритовыми и мусковитовыми сланцами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и карбонатными породами [Короновский, 1983б]. К центральной части г. Баштюз они сменяются светло-серыми туфами мощностью 90 м; с белых слабосцементированных пемзовых туфов мощностью 90–100 м также начинается разрез вулканитов и у расположенной в 8,5 км к востоку г. Казан. Здесь по наблюдениям Н.В. Короновского, сделанным в ходе геологосъемочных работ в 1957 г., белые туфы перекрываются светло-серой разностью мощностью 35 м, в которых, судя по описанию, ближе к кровле слоя появляются светло-серые стекловатые линзовидные включения. Разрез завершают светло-серые вулканиты мощностью 15 м с фьямме-текстурой, обусловленной наличием черных стекловатых фьямме. Описанные светло-серые вулканиты могут являться в различной степени спекшимися туфами.

Однако следует отметить, что в пределах массива Баштюз присутствуют участки, где строение разреза вулканитов довольно трудно объяснить спеканием материала в результате его уплотнения под воздействием веса вышележащих отложений. Так, в центральной части массива в районе г. Таракла в строении разреза присутствуют четыре слоя вулканитов игнимбритового облика с черными стекловатыми фьямме, один из которых залегает в самом основании разреза непосредственно на породах субстрата, два – в центральной части разреза и еще один – в его кровле (см. рис. 75). При этом в данном месте поверхность толщи практически не затронута эрозией. Вероятно, что в строении разреза здесь принимают участие эффузивные породы,

которые образовались так же, как риолиты и риодациты основной части толщи, выполняющей ВЧ вулканогенно-тектоническую впадину.

Приведенные описания разрезов демонстрируют изменчивость мощностей и разностей вулканитов даже в пределах небольшого участка массива, не говоря уже о разных частях одного массива (см. рис. 74; рис. 75). На основании строения разреза вулканогенной толщи в некоторых местах нагорья уверенно устанавливается факт образования пород в результате отложения и дальнейшего спекания материала пирокластических потоков (верхние $\frac{2}{3}$ разреза в юго-юго-восточной части Баксан-Куркужинского массива; восточная часть Чегем-Баксанского массива; восточная часть Чегем-Шалушкинского массива), в других – в результате эксплозивных извержений с последующим золовым переносом и дифференциацией осаждающегося материала (низы разреза в юго-юго-восточной части Баксан-Куркужинского массива; нижние части разрезов в районе г. Казан, северной части массива Баштюз). В южной части НЧ района, как минимум в центральной части массива Баштюз, в разрезе толщи вулканитов помимо пирокластитов устанавливается присутствие пород, вероятнее всего являющихся продуктами излияния очень подвижного, пенистого, но в принципе лавового материала. Сделанные в результате обобщения и анализа опубликованных и фондовых материалов выводы позволяют в общем виде согласиться с изложенной в работах [Короновский, 1979; 1983б] точкой зрения о том, что покров кислых вулканитов водоразделов слагают «пирокластические игнимбриты» и «лавовые игнимбриты», первые из которых развиты преимущественно в северной части покрова, а вторые – в центральной и южной частях.

Кислые вулканиты водоразделов традиционно относились к акчагылу [Милановский, Короновский, 1969; 1973], согласно данным палеомагнитного анализа они образовались между началом и концом позднего плиоцена в раннем акчагыле в эпоху прямой магнитной полярности Гаусса [Письменный и др., 2001].

Гелазий-эоплейстоценовая фаза вулканической активности. К продуктам данной фазы вулканической активности относят пирокластические, вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые образования, обнажающиеся в левом борту р. Баксан от центральной части с. Заюково до западной окраины с. Исламей. Они представлены двумя толщами – кызбурунской и баксангэсской – выполняющими древнюю долину р. Баксан. Нижняя толща, названная кызбурунской, залегает с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах майкопской серии. В ее строении выделены следующие комплексы пород:

1. Грубые туфоконглобрекции, по мнению Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского представляющие собой продукт обвалов и переотложения глыб и обломков туфов риолитового и риодацитового состава и пород майкопской серии со склонов древней долины р. Баксан [Милановский, Короновский, 1969; 1973]. Мощность 20–25 м.

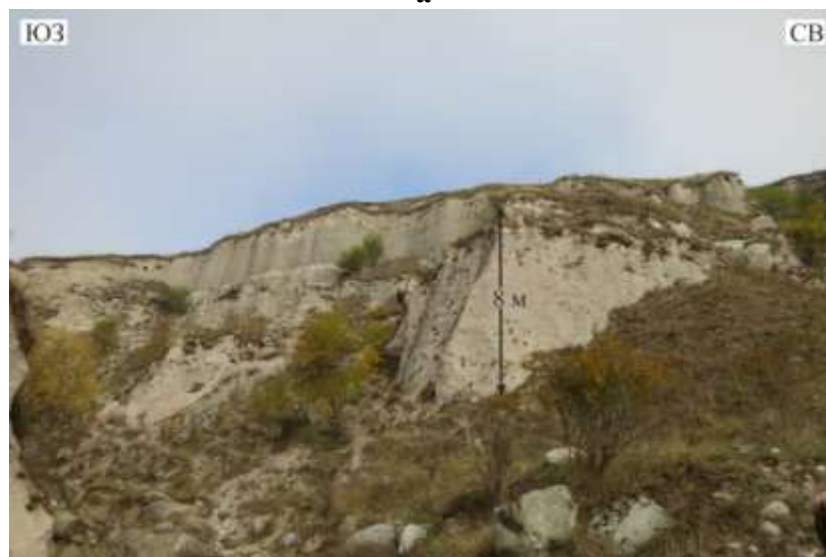
2. Грубослоистая пачка, сложенная чередующимися тонко- и грубообломочными вулканомиктовыми породами. Обломки в грубообломочных разностях представлены преимущественно гравием из розовато-серых и темно-серых риолитовых туфов. На отдельных участках в разрезе появляются плотные конгломераты, переслаивающиеся с валунами и глыбами размером до 2 м из таких же туфов. Заполнителем является грубозернистый песок, по составу аналогичный грубообломочному материалу. Мощность 25 м.

3. Тонкослоистая пачка, состоящая из переслаивающихся туфоалевролитов, пепловых туфов, галечников, туфогенно-глинистых мергелей с остатками наземных гастропод [Милановский, Короновский, 1969; Письменный и др., 2001]. Мощность 8–10 м.

Общая мощность кызбурунской толщи составляет 55–60 м. Выше на ней с размывом залегает баксангэсская толща (рис. 78), в строении разреза которой снизу вверх выделяются:



а



б

Рис. 78. Обнажения (а, б) гелазий–эоплейстоценовых пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых отложений баксангэсской толщи в левом борту р. Баксан над с. Заюково

1. Грубообломочная пачка из плохо окатанных глыб (0,3–0,7 м) туфов розовых и серых, реже темных дацитовых лав, с туфогравелитовым и туфопесчаным заполнителем (до 70%) (рис. 79). Мощность 5 м.



Рис. 79. Грубообломочная пачка в нижней части баксангэсской толщи, содержащая плохо окатанные глыбы серых и розовых туфов, реже темных дацитов, с туфогравелитовым и туфопесчаным заполнителем

2. Три хорошо сортированные пачки, состоящие из мелкого галечника (рис. 80, а) мощностью 10–15 м. Эти пачки разделены двумя пакетами пород мощностью до 3 м, содержащих включения глыб размером от 0,2 до 1 м. Обломочный материал в разностях пород состоит из кислых вулканитов, а также обломков различных палеозойских и мезозойских пород, принесенных из верховий Палеобаксана. Матрикс в породах туфовый, песчаный и мелкогалечниковый. В данной части разреза также отмечаются выдержанные по простиранию прослой светло-серых пеплов мощностью 0,1–0,8 м и включения черно-коричневых флюидалных обсидианов округлой формы размером от 0,02 до 0,2 м в поперечнике (рис. 80, б), которые, вероятно, представляют собой крупные лапилли и бомбы, впоследствии испытавшие перенос и переотложение. В работах [Милановский, Короновский, 1969; 1973; Короновский, 1983б] было отмечено, что в самой верхней части видимого разреза баксангэсской толщи появляются отдельные гальки и небольшие валуны лав, очень похожие на андезиты гор Кумтюбе и Кюйгенкая, которые могли перенестись р. Кестанты, впадающей в Баксан.

**а****б**

Рис. 80. Вулканогенно-осадочные отложения баксангэсской толщи: а – слой мелкого галечника с туфовым заполнителем; б – включения коричневых обсидианов округлой формы, серые – окатанные обломки известняков и верхнеплиоценовых кислых вулканитов

Общая мощность баксангэсской толщи составляет 60 м. В геологических отчетах [Письменный и др., 2001; Емкужев и др., 2014] описанный комплекс отложений объединен в одну толщу – баксангэскую аллювиальную и вулканогенную (включающую пролювий) с общей мощностью 100–120 м.

Однако в связи с тем, что верхняя толща залегает на нижней с разрывом, представляется более корректным разделить данный комплекс отложений на две общей мощностью 100–120 м. Однако в связи с тем, что верхняя толща залегает на нижней с разрывом, представляется более корректным разделить данный комплекс отложений на две толщи, как было предложено в работах [Милановский, Короновский, 1969; 1973]. Местоположение центров извержений, поставивших пирокластический материал для толщ, в настоящий момент остается неизвестным.

Кызбурунская и баксангэсская толщи характеризуются моноклинальным залеганием с падением на северо-восток под углом около 3–4°. Они с разрывом и слабым угловым несогласием перекрываются галечниками нижненеоплейстоценовой террасы Баксана (рис. 81), которые залегают более полого [Милановский, Короновский, 1969].

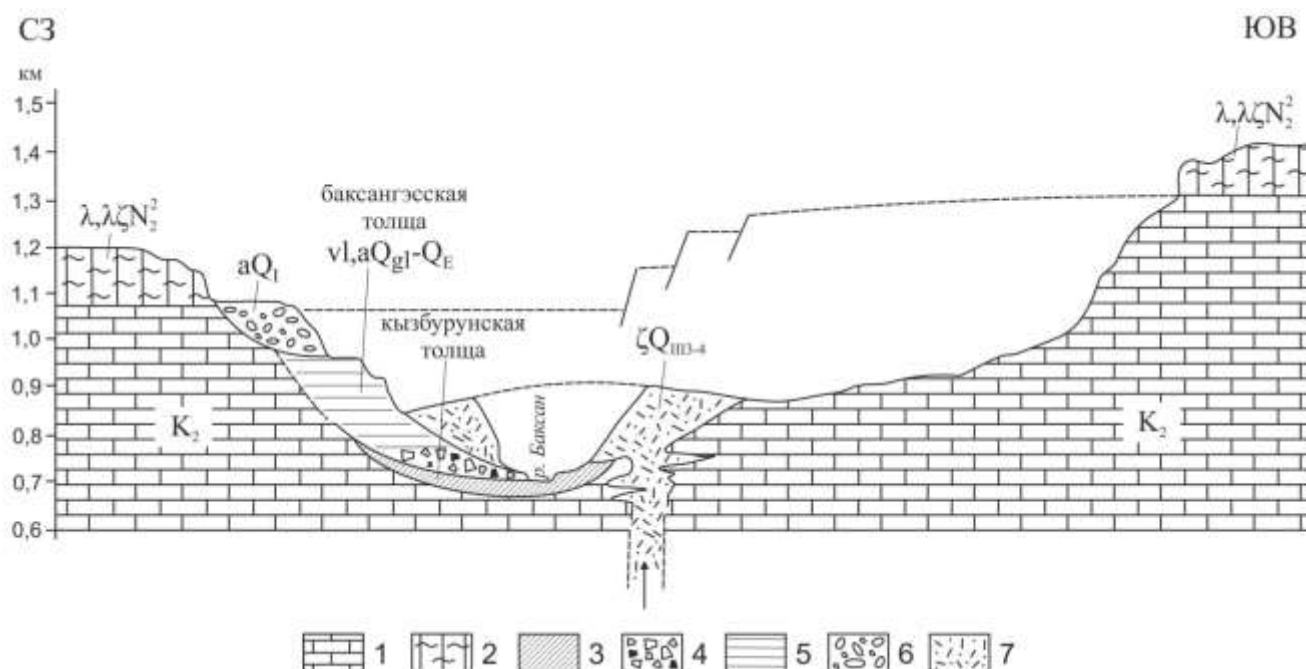


Рис. 81. Схематический поперечный разрез долины р. Баксан в районе с. Заюково.

Показано соотношение между кызбурунской и баксангэсской толщами, верхнеплиоценовыми и верхненеоплейстоценовыми пирокластическими отложениями. Возможно присутствие флексуры или разлома в этом месте, с которым может быть связан центр извержения молодых пирокластических отложений в долине руч. Мешоко

1 – верхнемеловые известняки, 2 – верхнеплиоценовые спекшиеся туфы/игнимбриты, 3 – гелазий-эоплейстоценовые пепловые туфы, туфоконглобрекции, туфоалевролиты, туфогенно-глинистые мергели, конгломераты, галечники кызбурунской толщи, 4 – глыбовая брекчия из плохо окатанных глыб светлых туфов и темных дацитовых лав с туфогравелитовым и туфопесчаным заполнителем баксангэсской толщи, 5 – пеплы и галечники баксангэсской толщи, 6 – нижненеоплейстоценовые аллювиальные отложения, 7 – верхненеоплейстоценовые пирокластические отложения

С учетом того, что породам обеих толщ свойственна обратная первичная остаточная намагниченность [Милановский, Короновский, 1973], они могли образоваться в гелазии или эоплейстоцене. Предполагается, что их возраст моложе 2,3 млн. лет, так как интенсивный

размыв верхнеплиоценовых вулканитов водоразделов и накопление продуктов размыва происходило, скорее всего, после отступления ледников чегемского полупокровного оледенения.

Поздненеоплейстоценовая фаза вулканической активности. К продуктам последней, поздненеоплейстоценовой фазы вулканической активности в настоящий момент уверенно относятся вулканогенные образования, обнажающиеся в обоих бортах р. Баксан у с. Заюково, в правом борту р. Гунделен в 7,5 км вверх по ее течению от места впадения в р. Баксан, в правом борту последней выше по течению от с. Лашкута и в обоих бортах р. Чегем у с. Нижний Чегем. В правом борту р. Баксан напротив восточной части с. Заюково расположен один из наиболее крупных в плане выходов продуктов данной фазы активности. Молодые вулканиты залегают здесь на отложениях верхнего мела и палеогена, а в нижней части долины Баксана на относительной высоте 20–40 м от его современного русла – на галечниках верхненеоплейстоценовой террасы, чем определяется нижний возрастной передел образования вулканитов. Самым древним членом разреза являются глыбовые брекчии неслоистые и несортированные, состоящие из обломков и глыб туфов риолитового состава и палеогеновых мергелей, сцементированных зеленовато-серой глинистой массой. Мощность брекчий достигает 50 м. На них или на породах субстрата местами залегают туфы риодацитовые, серые, плотные, содержащие черные стекловатые фьямме сильно спекшиеся (игнимбриты?) мощностью до 45–50 м (рис. 82). Во многих местах между породами субстрата или глыбовыми брекчиями, с одной стороны, и серыми туфами с фьямме-текстурой – с другой, залегают туфы дацитовые (рис. 82), светло-розовые и розовато-серые, рыхлые, с включениями белой пемзы размером до 3–5 см в поперечнике и ксенолитов пород субстрата, представленных кристаллическими сланцами, мергелями, глинами и известняками. Мощность их варьирует от 1–2 до 15–20 м. В работах [Милановский, Короновский, 1969; 1973] указано, что данные туфы залегают в виде силло- или лакколитоподобных тел, в кровле которых прослеживается зона контактовых брекчий, состоящая из обломков и глыб вышележащих серых туфов с фьямме-текстурой, сцементированных туфом «интрузии» (рис. 82). В брекчиях или породах субстрата, на которых залегают светло-розовые и розовато-серые туфы, видны их уходящие вниз «корни», послойные инъекции и апофизы в породы субстрата, а в находящихся выше серых туфах с фьямме-текстурой – их слепые, выклинивающиеся кверху прожилки. Контакты с выше- и нижележащими породами резкие и неровные, при этом подошва вышележащих туфов приблизительно повторяет форму кровли туфов «интрузии», образуя пологие куполообразные вздутия (рис. 82). Описанные взаимоотношения указывают на более молодой возраст светло-розовых и розовато-серых дацитовых туфов и наличие в данном месте центра извержений.

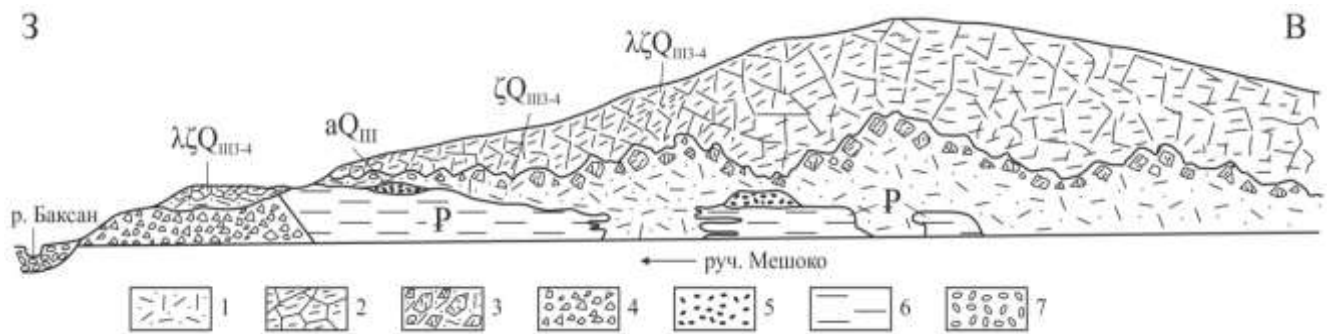


Рис. 82. Схема строения позднеплейстоценового центра извержений в правом борту р. Баксан у с. Заюково, руч. Мешоко

1 – розовато-серые дацитовые туфы, 2 – серые риодацитовые туфы с фьямме-текстурой (игнимбриты?), 3 – туфобрекчии, 4 – брекчии, состоящие из глыб палеоцен-эоценовых глин и мергелей, 5 – верхнеплейстоценовый аллювий, 6 – палеоцен-эоценовые мергелистые глины и мергели, 7 – современный аллювий

В левом борту долины р. Баксан над центральной частью с. Заюково гипсометрически ниже выходов баксангэсской толщи также на галечниках верхнеплейстоценовой террасы по данным Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1969] залегают светло-розовые и розовато-серые дацитовые туфы, аналогичные описанным выше (см. рис. 81). На основании характера поверхности молодых вулканогенных образований, обнажающихся в обоих бортах реки, ими было сделано предположение о том, что в долине Баксана в результате извержений было образовано куполообразное поднятие, которое впоследствии было размывто рекой и расчленено ей на две части.

Еще один достаточно крупный в плане выход продуктов данной фазы вулканической активности расположен в левом борту р. Чегем над с. Нижний Чегем. Здесь вулканиды залегают на валунно-галечниковой толще мощностью 15–20 м, которая перекрывает нижнемеловые отложения. Проследивая вниз по течению р. Чегем данную толщу можно убедиться в том, что она относится к верхнеплейстоценовой террасе реки. Валунно-галечниковая толща состоит из хорошо окатанных валунов и галек кристаллических сланцев и гранитов, обнажающихся в верхнем течении р. Чегем, верхнеюрских известняков, ниже- и среднеюрских песчаников, а также глыб верхнеплиоценовых риолитовых и риодацитовых туфов и игнимбритов размером до 2–2,5 м в поперечнике. Выше валунно-галечниковой аллювиальной толщи по ровной, очень пологой наклоненной вниз по течению реки границе залегает толща пирокластических и осадочно-вулканокластических пород мощностью до 250 м (рис. 83).

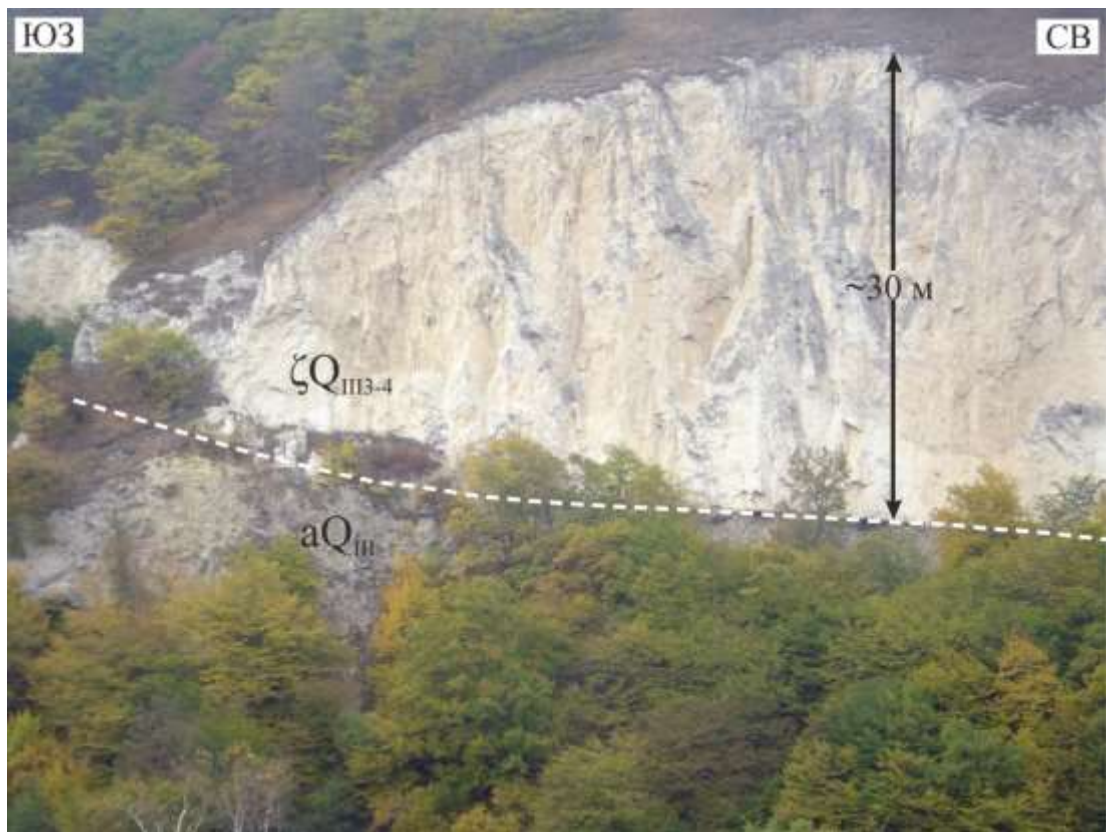


Рис. 83. Верхненеоплейстоценовые дацитовые туфы в левом борту р. Чегем над с. Нижний Чегем, залегающие на галечниках верхненеоплейстоценовой террасы

Эта толща характеризуется очень грубой, неясной слоистостью, обусловленной чередованием пачек туфов дацитовых, светло-бежевых, неслоистых, пепловых с пачками туфов, в которых содержатся линзы аллювиальных галечников и песков мощностью 2–3 метра, а также с пачками туффитов, обогащенных обломками и глыбами верхнеплиоценовых кислых пирокластитов, а также меловых терригенных пород и известняков размером до 1 м в поперечнике, снесенных со склонов долины (рис. 84).

Светлые дацитовые туфы обнажаются и в правом борту р. Чегем непосредственно выше с. Нижний Чегем (рис. 85). Здесь они занимают более ограниченную площадь и обладают куполовидной формой, поверхность которой не возвышается более чем на 200 м над рекой.

Вопрос о местоположении центра извержений данных дацитовых туфов остается нерешенным. Скорее всего, он размещался в левом борту долины, там, где мощность туфов максимальна, или же в самой долине, но сейчас размыт рекой.

В любом случае туфогенные образования вложены в хорошо разработанную речную долину и перекрывают верхненеоплейстоценовую валунно-галечниковую аллювиальную толщу. Верхнеплиоценовые вулканиты залегают на 300–500 м выше кровли дацитовых туфов, а в последних содержатся крупные обломки риолитовых и риодацитовых туфов и игнимбритов, очевидно снесенные во время обвалов с крутых склонов долины во время извержений. Процесс

формирования толщи не был быстрым, река успевала размывать туфогенные образования, о чем свидетельствуют содержащиеся в толще линзы аллювиальных песков и галечников, а также отсутствие остатков озерных отложений выше по течению р. Чегем.



а



б

Рис. 84. Верхнелепестовые туффиты, обогащенные обломками и глыбами верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбринов, меловых известняков и терригенных пород в левом борту р. Чегем: а – обнажение, б – структурно-текстурные особенности туффитов на макроуровне

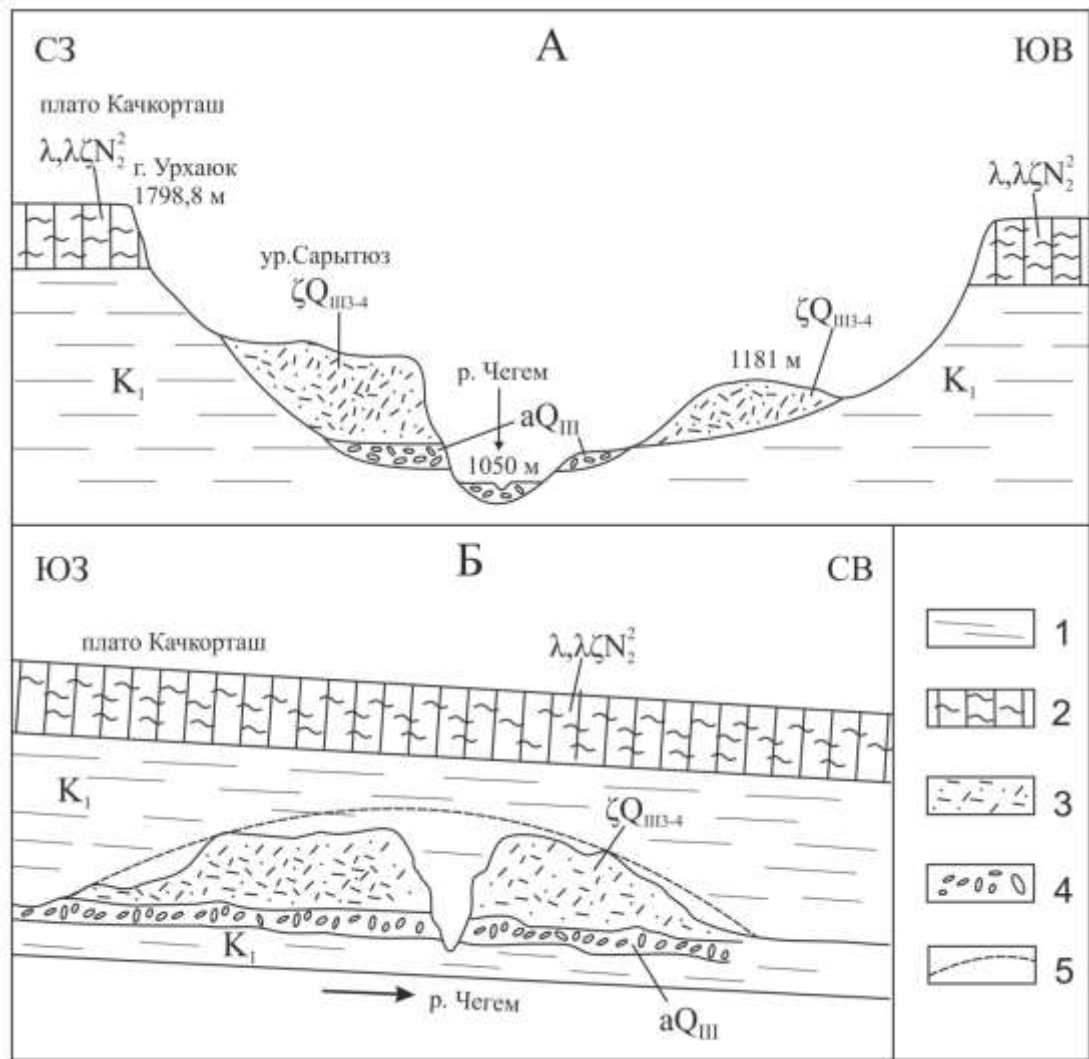


Рис. 85. Схематический поперечный (а) и продольный (б) профили через толщу дацитовых туфов в левом борту р. Чегем у с. Нижний Чегем

- 1 – нижнемеловые песчаники, алевролиты, аргиллиты, 2 – верхнеплиоценовые спекшиеся туфы риолитового и риодацитового состава, 3 – верхненеоплейстоценовые дацитовые туфы, 4 – верхненеоплейстоценовая аллювиальная валунно-галечниковая толща, 5 – поверхность верхненеоплейстоценовых дацитовых туфов

В правом борту р. Гунделен в 7,5 км вверх по ее течению от места впадения в р. Баксан у с. Кёндеден выявлен прорыв толщи галечников 15–17-метровой верхненеоплейстоценовой террасы [Милановский, Короновский, 1969] эруптивной вулканической брекчий, состоящей из остроугольных обломков и глыб пород игнимбритового облика риодацитового состава размером до 1–3 м в поперечнике, обломков алевролитов, известняков, а также гальки, захваченной из подстилающей аллювиальной толщи. Упомянутые обломки хаотически рассеяны в бурой неслоистой несортированной туфовой массе. По мнению Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского, данный выход представляет собой жерловину. На задернованном и залесенном склоне гипсометрически существенно выше находятся останцы толщи верхнеплиоценовых вулканитов, таким образом, положение молодых вулканогенных

образований относительно кислых вулканитов плиоцена у с. Кёнденен аналогично таковому у с. Нижний Чегем.

Еще один выход пород, давно относимых к данной фазе вулканической активности [Милановский, Короновский, 1969], расположен в правом борту р. Баксан выше по течению от с. Лашкута. Здесь в правом борту р. Бедык, являющейся правым притоком Баксана, расположено пепло-пемзовое месторождение Бедык-Су [Емкужев и др., 2014]. Однако имеющиеся в настоящий момент описания морфологии и размера вулканогенных образований, а также их вещественного состава [Милановский, Короновский, 1969; Емкужев и др., 2014] отличаются друг от друга. Более того, с учетом имеющихся описаний площадь выхода вулканогенных образований, показанная на геологической карте 1:200000 масштаба [Письменный и др., 2001], выглядит слишком большой.

Существует мнение, согласно которому описанные вулканогенные образования, залегающие в долинах рек, и кислые пирокластиты водоразделов являются одновозрастными образованиями, накапливавшимися одновременно на разновысотных уровнях [Рейснер, Богачкин, 1989]. Одним из приводимых Г.И. Рейснером и Б.М. Богачкиным аргументов в пользу данного предположения является отсутствие в аллювиальных отложениях, подстилающих вулканогенные образования, обломков пород вулканического происхождения, в том числе обломков игнимбритов и туфов водоразделов. Однако в работе [Милановский, Короновский, 1969] было указано, что в составе галек аллювиальных галечников, на которых залегают молодые вулканогенные образования в обоих бортах р. Баксан у с. Заюково, в изобилии присутствуют среднечетвертичные дациты Эльбруса. В валунно-галечниковой толще, на которой залегают туфы у с. Нижний Чегем, содержатся глыбы верхнеплиоценовых риолитовых и риодацитовых туфов и игнимбритов размером до 2–2,5 м в поперечнике. Их очень плохая степень окатанности обусловлена небольшим расстоянием перемещения от источника сноса. Подошва залегающих в долинах рек вулканогенных образований в их нижней части расположена на относительной высоте 15–40 м, что также подтверждает их молодой возраст.

В отчете по ГДП-200/2 и подготовке к изданию ГТК-200/2 листов К-38-VIII, XIV и К-38-II [Письменный и др., 2001] вышеописанные образования относятся к урхаюковской толще вулканогенной третьей и четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена. Однако в отчете [Емкужев и др., 2014] к данной толще также отнесены образования, обнажающиеся в среднем течении р. Ханагок и в 2,5 км к северо-востоку от северо-восточной окарины с. Лашкута.

В районе с. Заюково в правом борту р. Баксан в среднем течении ее правого притока р. Ханагок, ранее называвшейся р. Хакаюко, обнажаются вулканомиктовые песчано-гравийные отложения, содержащие плохо окатанные обломки розовых и серых риолитовых туфов,

обломки и бомбы черного и коричневого обсидиана, реже перлита. Порода слабо сцементирована глинисто-пепловым материалом с мельчайшими частицами вулканического стекла. Эти образования залегают на верхнеплиоценовых игнимбритах и верхнемеловых отложениях, подошва их в расположенной ближе к руслу Баксана части выхода находится на относительной высоте около 130 м. Согласно мнению, высказанному в отчете [Емкужев и др., 2014], они имеют аллювиально-пролювиальный генезис, и были образованы в результате разрушения, переотложения и природного обогащения вулканогенных пород.

В правом борту р. Баксан в 2,5 км к северо-востоку от северо-восточной окраины с. Лашкута на высоте около 1100 м над уровнем моря и 340 м над современным руслом реки на северном залесенном склоне небольшой возвышенности развиты валунно-песчано-гравийные отложения, среди которых выделен прослой вулканомиктового перлитового сырья. Данные отложения в плане имеют серпообразную форму и залегают на игнимбритах верхнего плиоцена. Мощность полезной толщи выделенного здесь перспективного Лашкутинского участка перлитового сырья увеличивается с запада на восток с 6 до 34 м [Емкужев и др., 2014].

В вулканомиктовых песчано-гравийных отложениях галька и гравий состоят в основном из туфов, известняков, кристаллических сланцев, лав и обсидиана, которые по объему занимают 30–60%. Песок, представленный преимущественно вулканическими стеклами с обломками кристаллов кварца и других пород, по объему занимает 30–70% породы. Валунны размером до 0,4–1,5 м представлены туфами и иногда образуют скопления и протяженные слои. Общее количество валунов изменяется по объему от 2 до 25%. В песчано-гравийной смеси куски и обломки обсидиана размером 2–5 см в поперечнике встречаются по разрезу повсеместно, составляя 0,5–10%, реже до 30–40% от общего объема породы. Пепел, глинистый материал, зерна кварца и полевого шпата, обломки пемзы и кристаллических сланцев сконцентрированы в основном в мелких фракциях. Во всех фракциях обломки пород в основном изометричной угловатой формы, слабо окатанные, что свидетельствует о небольших расстояниях переноса. Источником всех этих составляющих, скорее всего, были туфовые толщи, подвергавшиеся разрушению, перемыву и переотложению водными потоками [Емкужев и др., 2014].

Следует отметить, что в породах двух вышеописанных обнажений так же, как и в баксангэсской толще, содержатся куски обсидианов, более того, сами авторы подчеркивают сходство Лашкутинского участка с перспективным Заюковским участком, локализованным в баксангэсской толще. Данные вулканомиктовые отложения в обоих случаях залегают на верхнеплиоценовых вулканитах водоразделов, в отличие от всех остальных продуктов поздненеоплейстоценовой фазы активности. Ввиду вещественного состава отложений и их положения относительно вулканитов водоразделов они могут относиться к предыдущему

гелазий-эоплейстоценовому комплексу пород, однако для решения этого вопроса необходимо проведение дополнительных полевых исследований.

В заключение следует обсудить проблему взаимосвязи плиоценовых кислых вулканитов НЧ и ВЧ нагорий. Ряд исследователей полагает, что верхнеплиоценовые кислые вулканиты НЧ нагорья образовались в результате отложения субаэрально перенесенного пирокластического материала, возникшего при мощных эксплозивных извержениях в ВЧ нагорье [Лятидова, 1993; Новейший..., 2005, с. 346–347; Типы..., 2006, с. 285–292; Lipman et al., 1993; Gazis et al., 1995]. Однако следующие ключевые особенности не позволяют согласиться с данным предположением и свидетельствуют в пользу образования НЧ покрова в результате извержений из самостоятельных центров.

1. Резкая фациальная изменчивость вулканитов, проявляющаяся даже в пределах небольшого участка массива, не говоря уже о разных частях достаточно крупного останца покрова. Фациальная изменчивость, наблюдающаяся как вдоль, так и вкрест простираения, присуща и краевой северо-восточной части покрова, удаленной на максимальное расстояние от ВЧ депрессии.

2. Отсутствие закономерного уменьшения размера обломков пород, пемзы и улучшения сортировки материала в северо-северо-восточном и северо-восточном направлениях. Обломки пемзы размером до 10–15 см присутствуют как в южной, так и в северо-восточной частях покрова. В завершающих разрез вулканитов пеплах Баксан-Куркужинского массива, распространенных в 40 км к северо-северо-востоку от северного края ВЧ депрессии, содержатся куски пемзы размером до 15–20 см, что трудно объяснимо с точки зрения образования покрова в результате субаэрального переноса пирокластического материала из ВЧ нагорья.

3. Состав содержащихся в вулканитах ксенолитов, свидетельствующих об их образовании в результате извержений из автономных местных центров. По данным, приведенным в фондовых геологических отчетах и работах [Короновский, 1979; 1983б], в вулканитах содержатся не только ксенолиты юрских и протерозойских кристаллических пород, которые развиты на территории ВЧ нагорья, но и ксенолиты меловых и палеогеновых отложений. В случае, если бы обломки пород были захвачены с поверхности движущимися пирокластическими потоками, гипотетически возникшими при извержениях в ВЧ нагорье, они не содержались бы в вулканогенной толще НЧ нагорья на протяжении всего разреза, а присутствовали бы в ее нижней части, образованной материалом пирокластических потоков, непосредственно контактировавших с субстратом. Также обращает на себя внимание отсутствие в НЧ кислых вулканитах ксенолитов палеозойских гранитов, содержащихся в вулканитах ВЧ нагорья.

4. Присутствие в пределах территории НЧ района продуктов как более ранней (плиоценовой андезибазальтовой), так и более поздних (гелазий-эоплейстоценовой и поздненеоплейстоценовой) фаз вулканической активности, что свидетельствует о наличии собственных магматических камер в земной коре под НЧ районом (рис. 86).

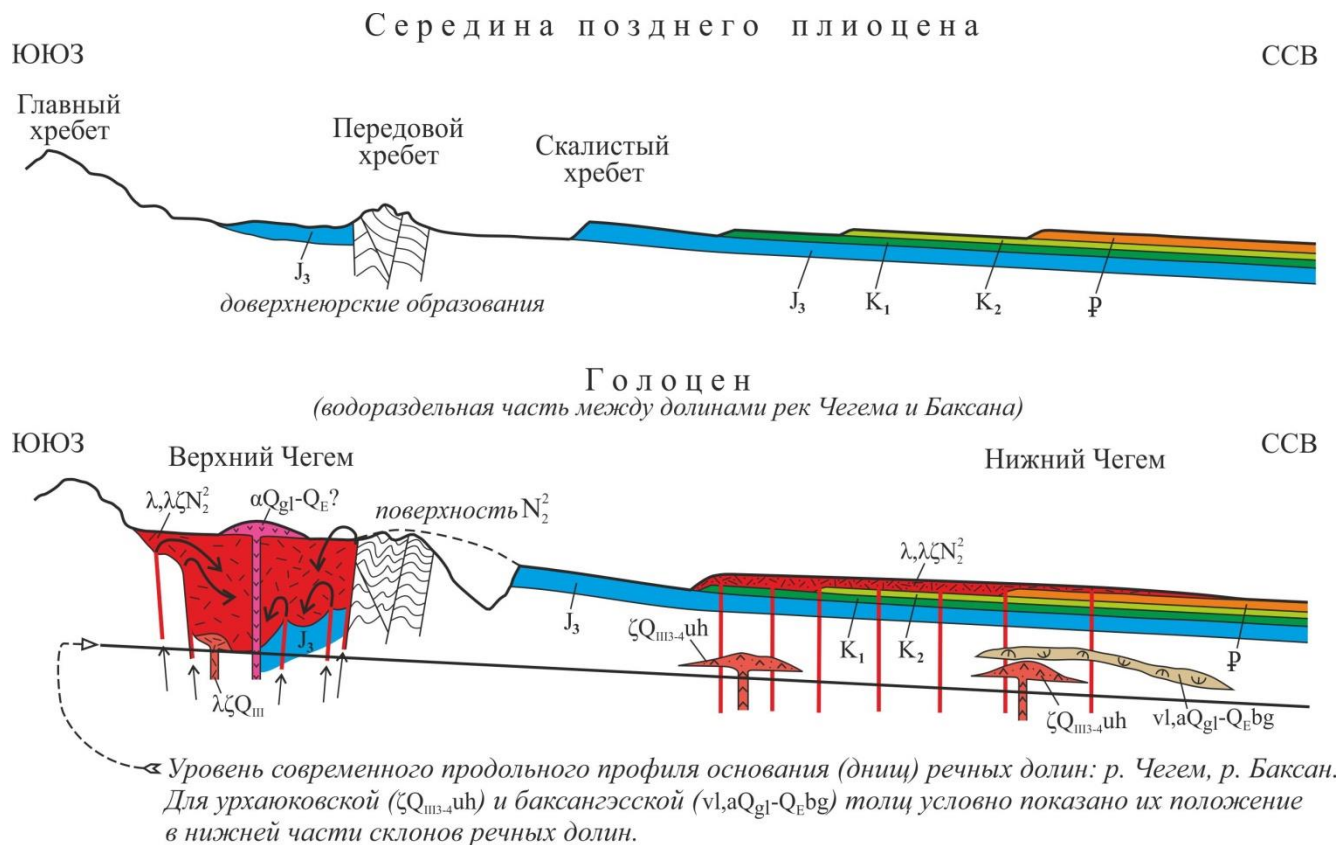


Рис. 86. Принципиальная схема образования разновозрастных кислых вулканитов в Верхне- и Нижнечегемском вулканических районах

5. Отсутствие вулканитов кислого состава в пределах разделяющей ВЧ и НЧ нагорья Северо-Юрской депрессии, присутствие которых ожидается здесь в случае прохождения пирокластических потоков и/или переносе материала воздушным путем из района ВЧ вулканотектонической депрессии на север и северо-восток.

Помимо сходства петрохимического состава верхнеплиоценовых кислых вулканитов обоих районов еще одним аргументом, которые приводят исследователи, придерживающиеся точки зрения об их образовании в результате извержений из расположенных в ВЧ нагорье центров, является отсутствие собственных центров извержений у кислых вулканитов НЧ покрова. Признающиеся всеми исследователями подводные каналы, аналогичные дайке Сырынсу в ВЧ нагорье, здесь действительно отсутствуют. В ходе изучения продуктов новейшего вулканизма на территории НЧ нагорья выдвигались предположения об общем количестве центров извержений для верхнеплиоценовых кислых вулканитов порядка 6700 [Масуренков, 1961]; сообщалось, что число установленных мелких эруптивных центров

измеряется первым десятком [Милановский, Короновский, 1969], позже – несколькими десятками [Милановский, Короновский, 1973]. В работе [Короновский, 1983б] указано, что пока известно не более 5–6 подобных центров, расположенных в северной части покрова, однако их было гораздо больше, в том числе, они располагались и на юге нагорья. Обилие фациальных переходов и распределение ксенолитов позволяют согласиться с данным мнением и предполагать наличие как минимум нескольких центров извержений, располагавшихся в разных частях нагорья. Присутствие центров извержений наиболее вероятно в непосредственной близости от тех мест, в которых выделяются участки разреза, отличающиеся обильным содержанием обломков пород субстрата, как, например, у подножия г. Баштюз в правом борту р. Чегем.

4.2. Петрографическая характеристика пород

4.2.1. Структурно-текстурные особенности пород на микроуровне¹⁰

Кислые вулканиты, слагающие основную часть толщи **Верхнечегемской** вулcano-тектонической депрессии, характеризуются порфировой структурой и такситовой текстурой. Вкрапленники, составляющие обычно 25–30% от общего объема породы, в риолитах низов разреза представлены (%) кварцем (13–15), санидином (5–6), плагиоклазом (5) и биотитом (2–4). Акцессории представлены цирконом, апатитом, ортитом, титаномagnetитом. Крупные вкрапленники калиевых минералов часто трещиноватые, иногда раздроблены с образованием осколков, которые в некоторых случаях растащены в разные стороны на небольшое расстояние. Некоторые вкрапленники кварца и плагиоклаза резорбированы и оплавлены, пластинки биотита иногда деформированы. Вверх по разрезу происходит увеличение содержания плагиоклаза с одновременным уменьшением содержания кварца и санидина, последний полностью исчезает в середине разреза. Вкрапленники риодацитов верхней части разреза представлены (%) кварцем (5–6), плагиоклазом (15), гиперстеном (3–4), биотитом (2–3) и единичными зернами роговой обманки. Ксенолиты в слагающих разрез разностях пород представлены известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами,

¹⁰ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Формирование и генезис риолитовой толщи Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 4. С. 3–12 (1,188 п.л. / авторский вклад 50%).

2. *Мышенкова М.С., Короновский Н.В.* Башильский вал - позднеплейстоценовая экструзия в кальдере Верхнего Чегема (Северный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2015. № 6. С. 28–35 (0,938 п.л. / авторский вклад 80%).

кристаллическими сланцами и гранитами. Для ксенолитов иногда характерно наличие тонких реакционных кайм.

Разности пород, содержащие светлые фьямме, характеризуются такситовой текстурой, обусловленной наличием в них участков различной структуры (рис. 87, а, б). Основная масса обычно светло-бурого или бурого цвета неравномерно девитрифицирована с образованием криптокристаллического или микрофельзитового кварц-полевошпатового агрегата с примесью мелкочешуйчатого хлорита. В ней наблюдаются участки линзовидной формы разного размера (фьямме) (рис. 87, в), чаще не имеющие с основной массой резких границ и характеризующихся фельзитовой, микрозернистой или сферолитовой структурой. Крупные фьямме имеют расщепленные окончания и содержат ксеноморфные зерна кварца размером до 0,2 мм (рис. 87, г).

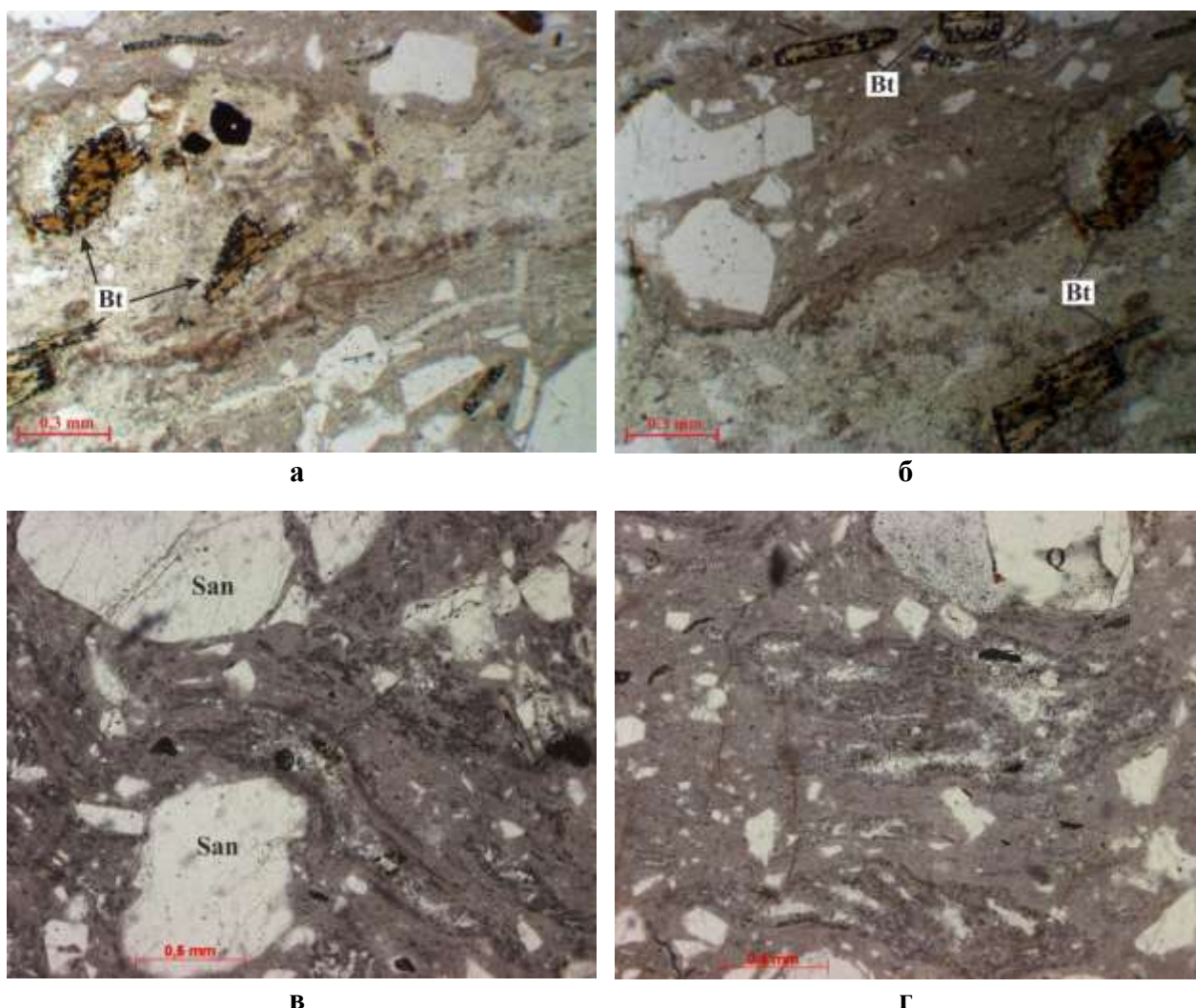


Рис. 87. Структурно-текстурные особенности пород, составляющих нижнюю и среднюю части разреза толщи верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии [Короновский, Мышенкова, 2020].

Фото без анализатора. Объяснения см. в тексте. а, б – шлифы Ф.В. Каминского

На микроскопическом уровне выявлено большое сходство черных смоляновидных риолитов, залегающих практически повсеместно в низах разреза, с пирокластитами. В отличие от разностей пород, слагающих основную часть вышележащей толщи вулканитов, зерна биотита в них неопацифицированы, а также в основной массе пород содержится много мелких различно ориентированных стекловатых включений неправильной формы, которые по внешнему облику похожи на пепловые частицы. Такой структурный рисунок наблюдается в трех разных взаимно перпендикулярных сечениях породы, что отличает пепловую структуру от псевдоигнимбритовой [Курчавов, 2009] (рис. 88, а–в). Более крупные линзовидные обособления, характеризующиеся стекловатой микроструктурой и волокнистым строением, могут быть интерпретированы как сплюснутые обломки пемзы. Однако если допустить, что эта разность кислых вулканитов представляет собой сильно спекшиеся, превращенные в черные витрофиры, игнимбриты, трудно объяснить строение основной массы породы, в которой мелкие пепловые частицы при высокой степени спекания под нагрузкой вышележащей двухкилометровой толщи вулканитов разобщены и не приобрели плоскостную ориентировку [Короновский, Мышенкова, 2020].

Сходство на микроскопическом уровне с пирокластитами отмечено также и для риодацитов верхней части разреза (рис. 88, г). Темно-серые фьямме в них представляют собой стекловатые обособления с перлитовой отдельностью (рис. 88, д), имеющие четкие границы с основной массой, девитрифицированной с образованием криптокристаллического агрегата. Существует мнение, что в риолитовых лавовых потоках в результате постоянного изменения в реологии движущейся массы могут образоваться обломочные структуры [Dadd, 1992].

Бежево-сиреневые риодациты, слагающие центральную часть подводящего канала Сырынсу, характеризуются афировой структурой и пористой эвтакситовой текстурой. Фенокристаллы составляют 2% от общего объема породы, представлены полевым шпатом и практически полностью опацифицированным биотитом. Эвтакситовая текстура обусловлена наличием полос, отличающихся степенью пористости и раскристаллизации стекла. Бежевые полосы характеризуются вторичной сферолитовой структурой с пятнами метасферолитов; сферолиты нечетко индивидуализированы, обладают радиально-волокнистым строением и секториальным погасанием. Полосы сиреневого цвета неравномерно девитрифицированы в микрофельзитовый агрегат, в них наблюдаются тонкие бежевые линзы, отличающиеся большей раскристаллизованностью (рис. 89, а, б). Исследование с помощью сканирующего электронного микроскопа показало, что в обоих случаях агрегаты, составляющие индивиды, представлены кварцем, санидином и редким рассеянным титаномагнетитом; поровое пространство частично заполнено мелкозернистым неоднородным агрегатом глинистого минерала.

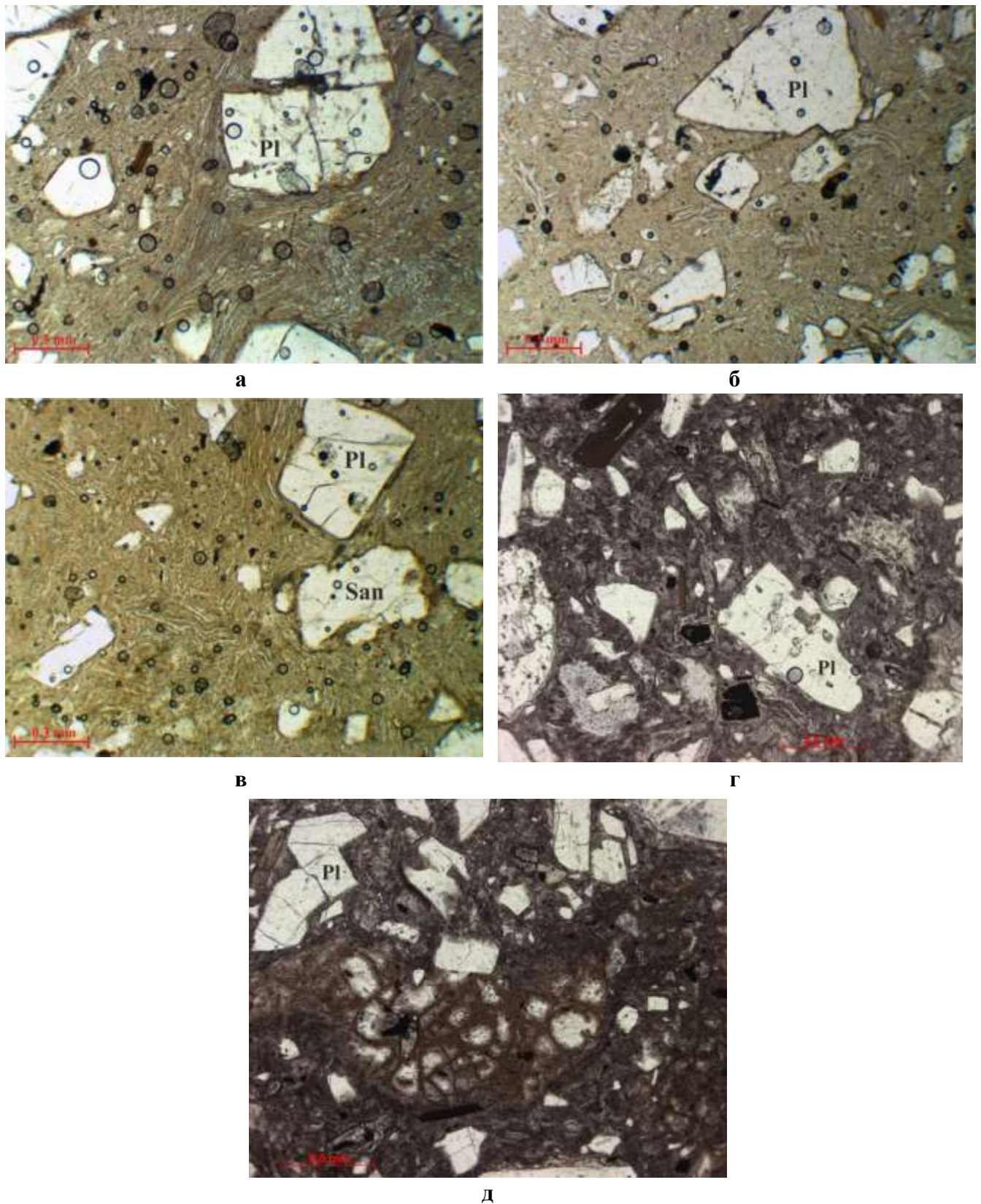


Рис. 88. Структурно-текстурные особенности черных смоляновидных риолитов (а–в), залегающих в низах разреза толщи верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии, и риодацитов верхней части разреза (г, д) [Короновский, Мышенкова, 2020].

Фото без анализатора. Объяснения см. в тексте

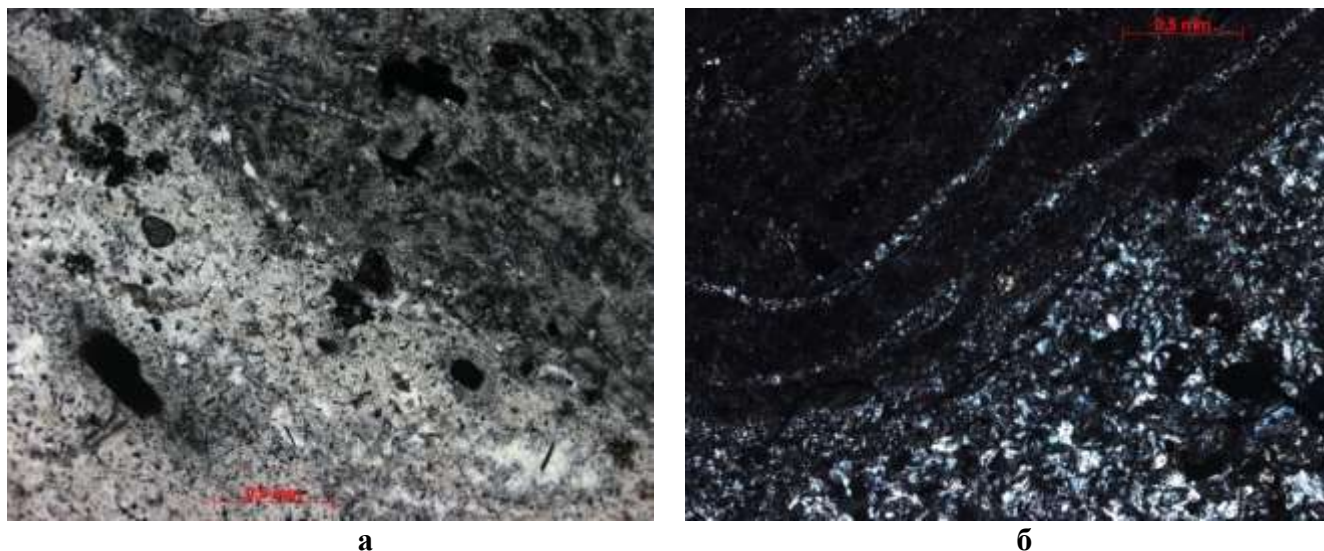
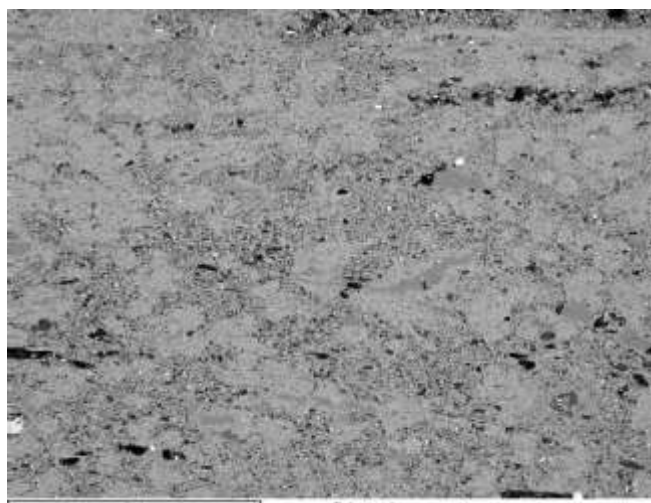


Рис. 89. Структурно-текстурные особенности бежево-сиреневых риодацитов, слагающих центральную часть подводющего канала Сырынсу для верхнеплиоценовых вулканигов Верхнечегемской вулкано-тектонической депрессии: а – фото без анализатора; б – фото с анализатором. Объяснения см. в тексте

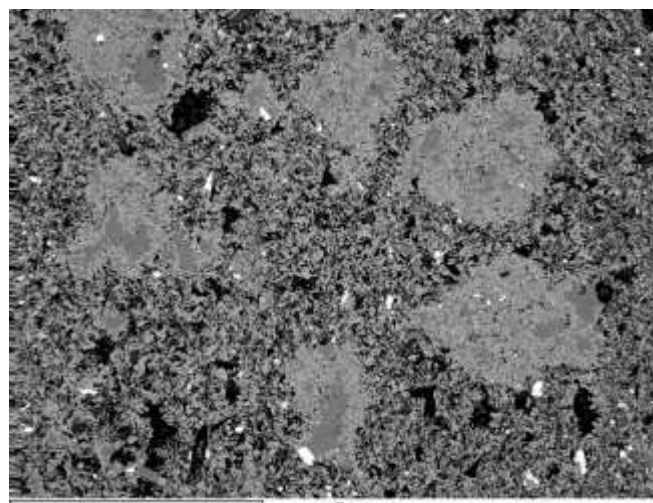
Полосы бежевого цвета в отличие от сиреневых помимо большей пористости и, соответственно, большего содержания заполняющего поры глинистого минерала, характеризуются меньшим содержанием индивидов санидина (рис. 90). Поскольку химический состав обеих фаз практически одинаков, очевидно, полосчатость риодацитов образовалась в результате ламинарного расслоения кислого расплава, обусловленного его неравномерной дегазацией.

Все разности верхнеплиоценовых туфов и игнимбритов **Нижнечегемского нагорья** характеризуются лито-кристалло-витрокластической, алеврито-псаммито-псефитовой структурой и пористой массивной или фьямме-текстурой. Кристаллокласты, независимо от разновидности породы, обычно составляют 20–30% от ее общего объема и представлены трещиноватыми, оскольчатыми, оплавленными обломками кристаллов (%) кварца (7–10), обломками и редкими идиоморфными кристаллами плагиоклаза (10) и санидина (5); идиоморфными пластинками биотита (1–3). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, титаномagnetитом. Для туфов, залегающих в верхних частях разрезов, характерно чуть более повышенное содержание биотита (до 5), более основной состав плагиоклаза (Ap_{28-30}) и появление единичных кристаллов гиперстена и роговой обманки. Розовая окраска пород обусловлена содержанием окислов и гидроокислов железа: в интенсивно окрашенных разностях размер листочков гематита достигает 0,5 мм. Обломки пород субстрата обычно составляют не более 2–3%, их состав и распределение в плане и разрезе описаны в предыдущем подразделе. Преимущественно они угловатые, однако встречаются редкие обломки округлой, как бы «окатанной» формы. Следует отметить, что в пределах одного

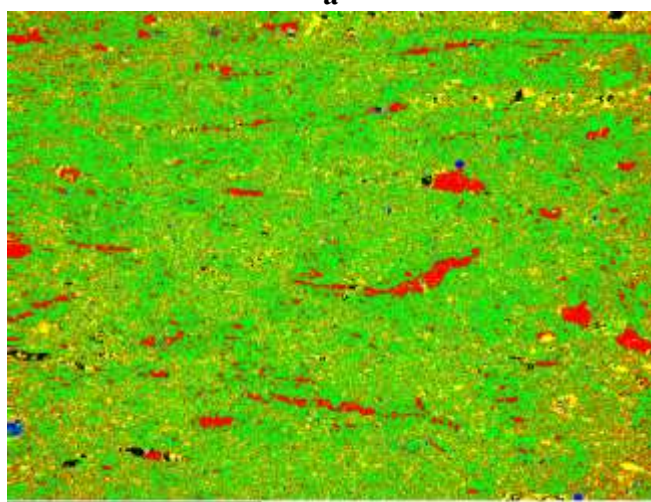
образца в равных количествах присутствуют ксенолиты как с реакционными каймами, так и без них; последнее чаще характерно для округлых обломков.



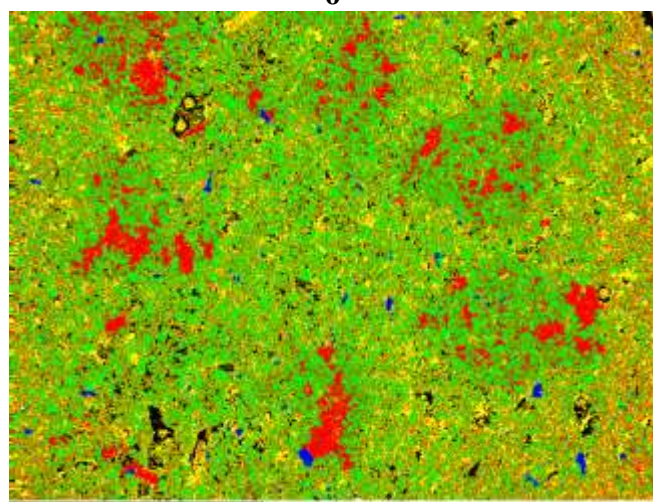
а



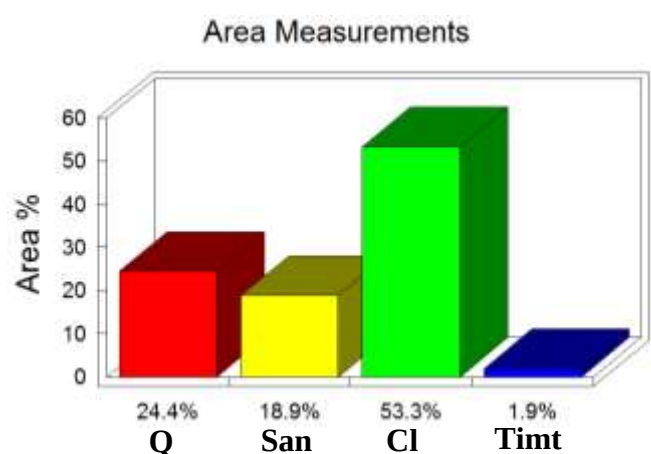
б



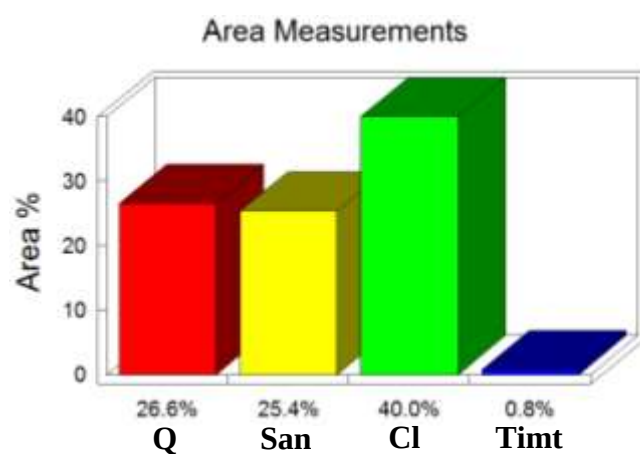
в



г



д



е

Рис. 90. Минеральный состав полос бежевого (а, в, д) и сиреневого (б, г, е) цвета в полосчатых риодацитах, слагающих центральную часть подводящего канала Сырынсудля верхнеплиоценовых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии. Фото в отраженных электронах. Объяснения см. в тексте

Отличия разновидностей пород обусловлены разной степенью спекания. Для **неспекшихся пемзовых туфов** характерно наличие стекловатых изометричных обломков пористо-волокнутой пемзы, недеформированных рогульчатых и острооскольчатых витрокластов размером до 0,25 мм (рис. 91, а). В **спекшихся туфах** поры сплющены, витрокласты стекловатые, плотные. Здесь одновременно присутствуют изометричные сильно пористые обломки пемзы и крупные удлиненные стекловатые обломки с ровными или расщепленными концами – фьямме (рис. 91, б). Во фьямме с отношением длины к ширине $< 4:1$ часть изометричных неуплощенных пор выполнена агрегатом радиально-лучистого строения, более крупные – криптокристаллическим агрегатом с радиально-лучистой раскристаллизацией по краям. В сильно удлиненных фьямме пор мало (рис. 91, в). Есть разности пород, содержащие помимо стекловатых фьямме линзы с вкрапленниками, аналогичными по размеру и составу кристаллокластам (рис. 91, г). Основная масса бурого цвета девитрифицирована с образованием микрофельзитового агрегата; вокруг пор, витрокластов и фьямме в основной массе развита перисто-волокустая раскристаллизация, причем индивиды полевого шпата свободными расходящимися концами обращены внутрь по направлению к обломкам и сплюснутым порам (рис. 91, д). В основной массе у границ с фьямме, содержащих вкрапленники, вышеописанной раскристаллизации не наблюдается.

Некоторые разности вулканитов подверглись слабым гидротермальным изменениям. В таких случаях стекло во всех витрокластах и фьямме девитрифицировано с образованием фельзитового агрегата и совместно с основной массой в различной степени неравномерно замещено кварц-серицит-карбонат-глинистым материалом, который полностью выполняет мелкие трещинки и заметно концентрируется у порового пространства (рис. 91, е).

Риолиты, залегающие в низах разреза толщи, выполняющей ВЧ депрессию, относятся к К-На субщелочной серии; перекрывающие их разности кислых вулканитов, а также гранодиорит-порфиры Джунгусу и андезиты гор Кумтюбе и Кюйгенкая – к известково-щелочной [Лятифова, 1993]. Верхнеплиоценовые кислые вулканиты НЧ нагорья также относятся к известково-щелочной серии [Короновский, 1983б]. Петрохимически они схожи, что продемонстрировано на TAS-диаграмме (рис. 92) и вариационных диаграммах (рис. 93).

В ходе петрографических исследований также были изучены разности пород, слагающих **Башильский вал**. Светло-серые и светло-бежево-желтые автомагматические брекчии, слагающие тело вала, характеризуются обломочной структурой и массивной текстурой, сложены субидiomорфными, реже ксеноморфными вкрапленниками и их обломками, представленными (%) кварцем (2–4), плагиоклазом (2–4), калиевым полевым шпатом (1–2) и единичным биотитом, а также ксенолитами (до 3%), погруженными в сильно замещенный матрикс. Крупные обломки кварца и плагиоклаза иногда трещиноваты, в некоторых случаях

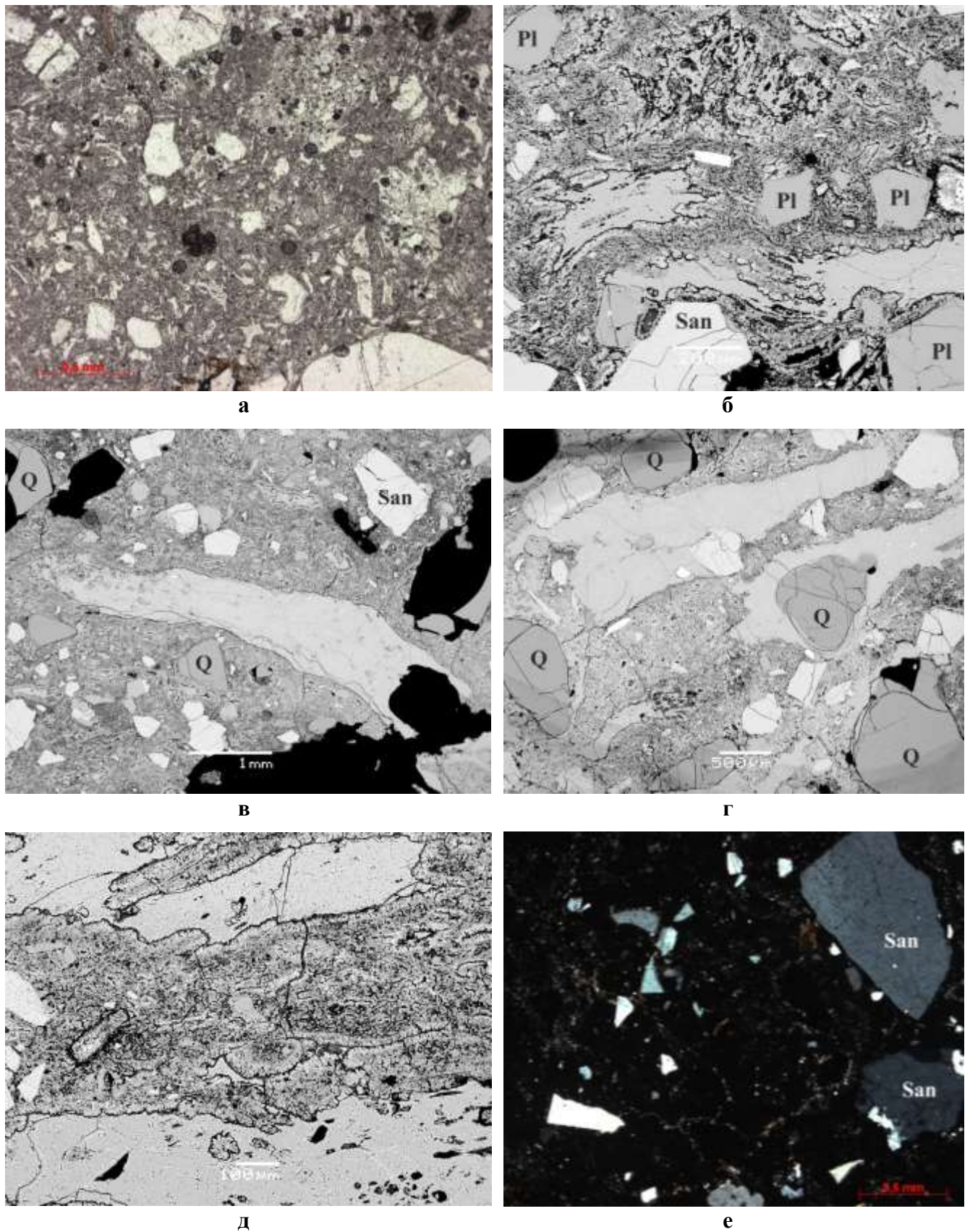


Рис. 91. Структурно-текстурные особенности верхнеплиоценовых кислых вулканитов Нижнечегемского района: а – фото без анализатора; б–д – фото в отраженных электронах; е – фото с анализатором. Объяснения см. в тексте

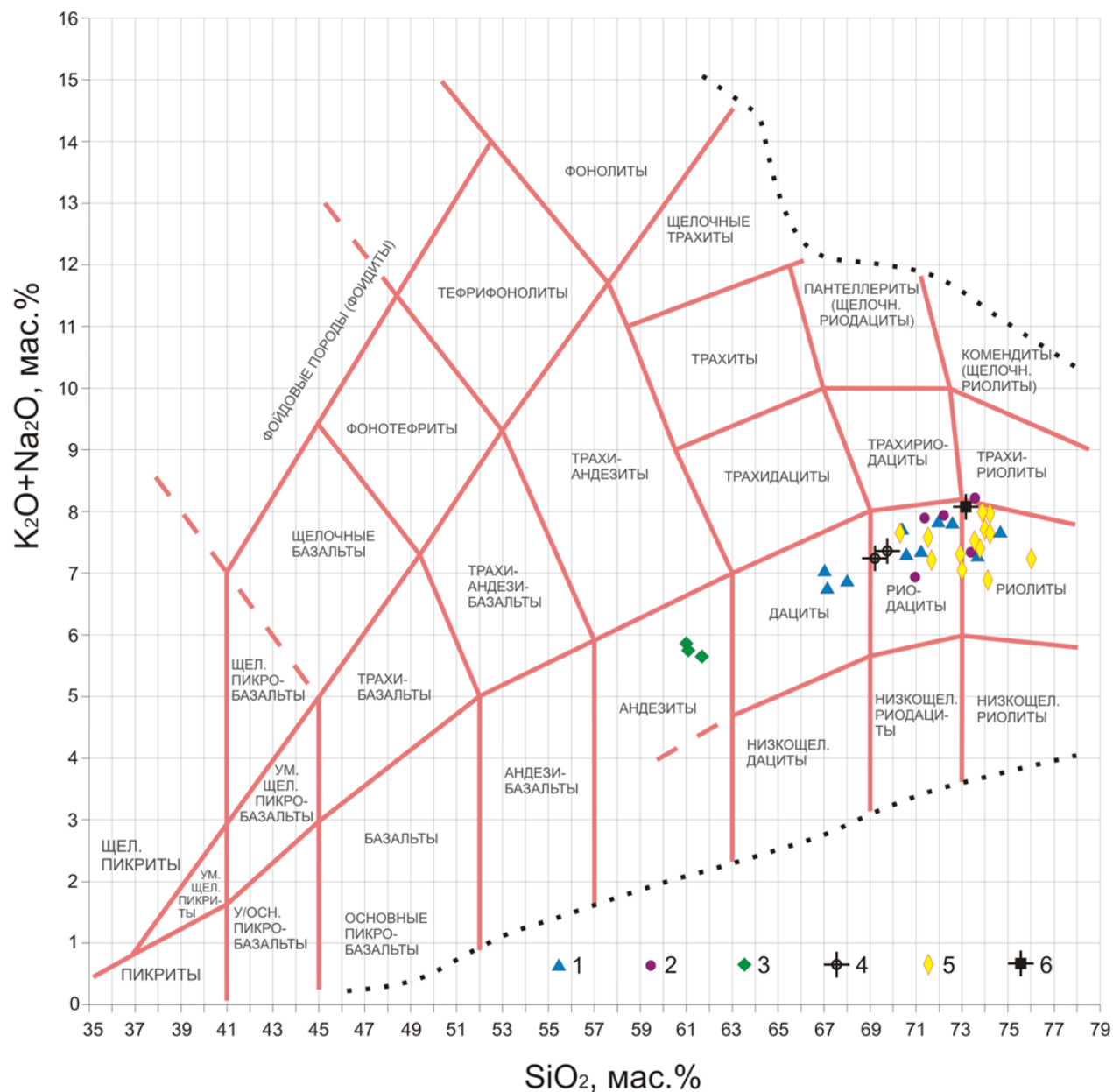


Рис. 92. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов

Поля составов вулканических пород нанесены по [Петрографический..., 2008]. Цифрами обозначены: *Верхнечегемский район*: **1** – верхнеплиоценовые вулканиты основной части толщи, **2** – вулканиты подводящего канала в долине р. Сырынсу, **3** – горы Кумтюбе и Кюйгенкая, **4** – Башильский вал (поздненеоплейстоценовый экструзивный массив); *Нижнечегемский район*: **5** – верхнеплиоценовые вулканиты водоразделов, **6** – верхненеоплейстоценовые туфы в правом борту р. Баксан у с. Заюково. Данные из работ [Короновский, 19836] и [Емкужев и др., 2014].



Рис. 93. Диаграммы Дж. Харкера, иллюстрирующие вариации содержаний петрогенных оксидов от SiO_2 в вулканитах Верхне- и Нижнечегемского районов. Фигуративные точки составов пород соответствуют рис. 92.

наблюдается залечивание трещин вторичными минералами. Изредка встречаются зерна кварца, разбитые мелкой сетью трещин и характеризующиеся волнистым погасанием, что свидетельствует о «сдавленности» обломков; также встречаются блокованные обломки плагиоклазов. Однако в большинстве крупных зерен и практически во всех более мелких отсутствуют следы компрессионных и декомпрессионных процессов, свойственные флюидолитам. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, цирконом. Ксенолиты представлены биотит-силлиманитовыми сланцами, гнейсами, аргиллитами и разнообразными карбонатными породами (микрозернистыми, микрокристаллическими, онколитовыми и т.п.) (рис. 94, а) как с тонкими реакционными каймами, так и без них. В матриксе выделяются многочисленные обособления (до 35%), имеющие вид изометричных и вытянутых витрокластов, местами с заливообразными очертаниями, практически повсеместно замещенные халцедоном (рис. 94, б; рис. 95, а). Наиболее крупные из них имеют вид фьямме с расщепленными окончаниями. Иногда в этих обособлениях встречаются участки, содержащие стекло, по составу соответствующее трахириолитам. Связующая масса девитрифицирована и карбонатизирована (рис. 94, в), в породах, отобранных из нижней части разреза, степень замещения основной массы карбонатными минералами возрастает до полного изменения ее первичной структуры.

Прорывающие автомагматические брекчии коричневые риодациты характеризуются порфировой структурой и фьямме-текстурой, сложены вкрапленниками и их редкими обломками (~15%) и ксенолитами (2%). Состав и морфологический облик вкрапленников в целом схож с таковым в вышеописанных породах за исключением того, что здесь содержится больше оплавленных и корродированных стеклом зерен кварца, и следы компрессии/декомпрессии проявлены только в виде трещиноватости некоторых зерен. Фьямме-текстура выражена в наличии обособлений бесцветного стекла (~20%), погруженных в неравномерно карбонатизированную, хлоритизированную и девитрифицированную основную массу бурого цвета. Обособления бесцветного стекла характеризуются витрофировой структурой и плотной текстурой; фрагменты размером в среднем 0,1–0,2 мм обладают изометричной формой, редкие крупные обособления размером до 1 см – удлиненной формой с расщепляющимися окончаниями с отношением длины к ширине до 10:1 (рис. 94, г). Стекло в них (светлое на фото в отраженных электронах) заметно обогащено калием ($K_2O/Na_2O=1,67-2,50$), магнием и кремнеземом по сравнению со стеклом из основной массы (более темное на фото в отраженных электронах), где отношение K_2O/Na_2O составляет 0,56–0,88, а магний не обнаружен (рис. 95, б, в). Эти две отличающиеся по химическому составу разновидности стекла могли образоваться благодаря возможным процессам ликвации или смешения магм [Короновский и др., 1976; Короновский, Фромберг, 1979; Голубева, 2003].

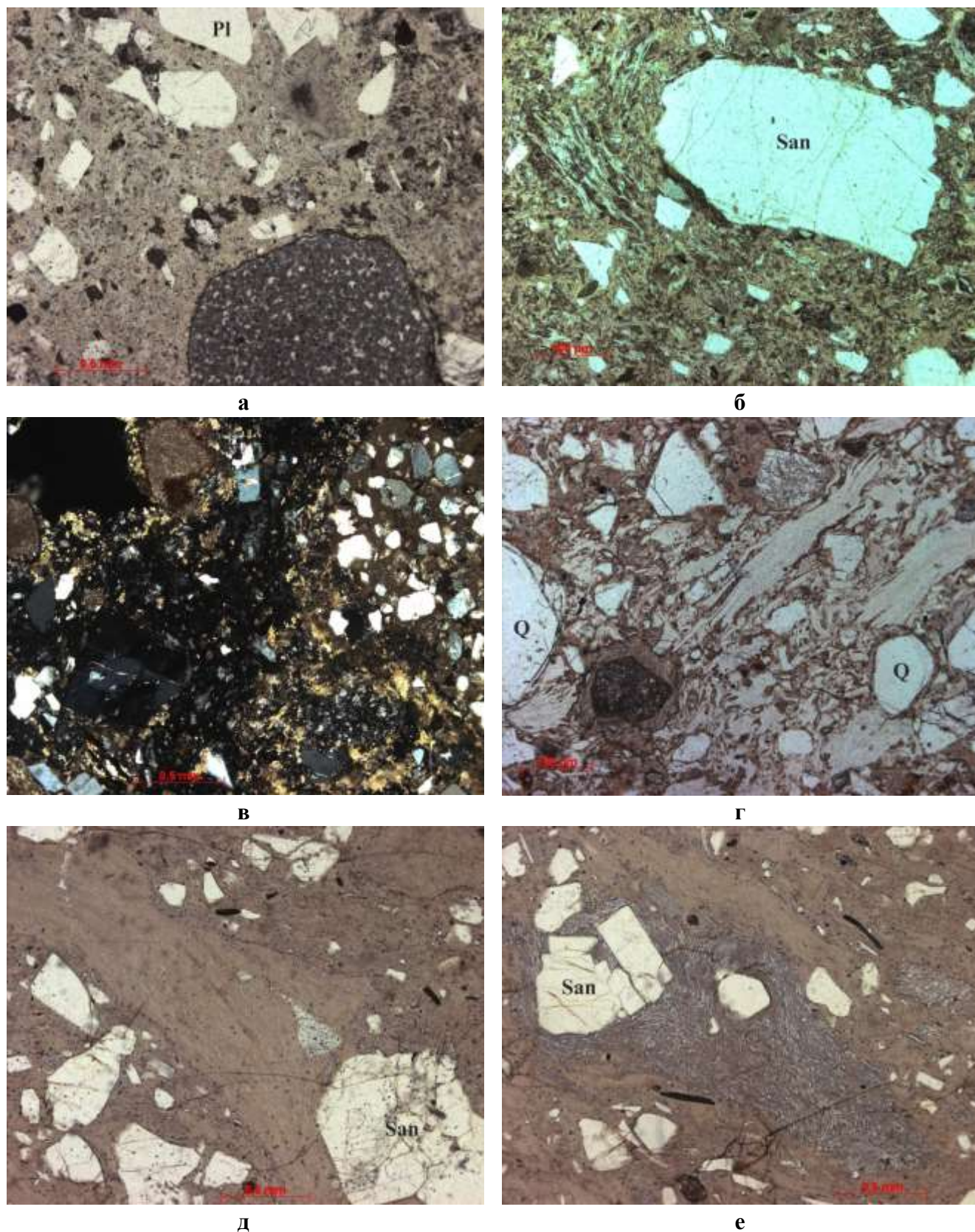


Рис. 94. Структурно-текстурные особенности пород, слагающий Башильский вал – поздненеоплейстоценовый экструзивный массив в Верхнечегемском районе
 Все фото, кроме фото в, выполнены без анализатора. Объяснения см. в тексте.

Черные и серые риодациты отличаются от вышеописанных разновидностей наличием флюидальной текстуры и витрофировой недевитрифицированной структуры основной массы (рис. 94, д, е;

рис. 95, г). Химический состав стекла в них однороден, отношение K_2O/Na_2O составляет 1,16–1,48.

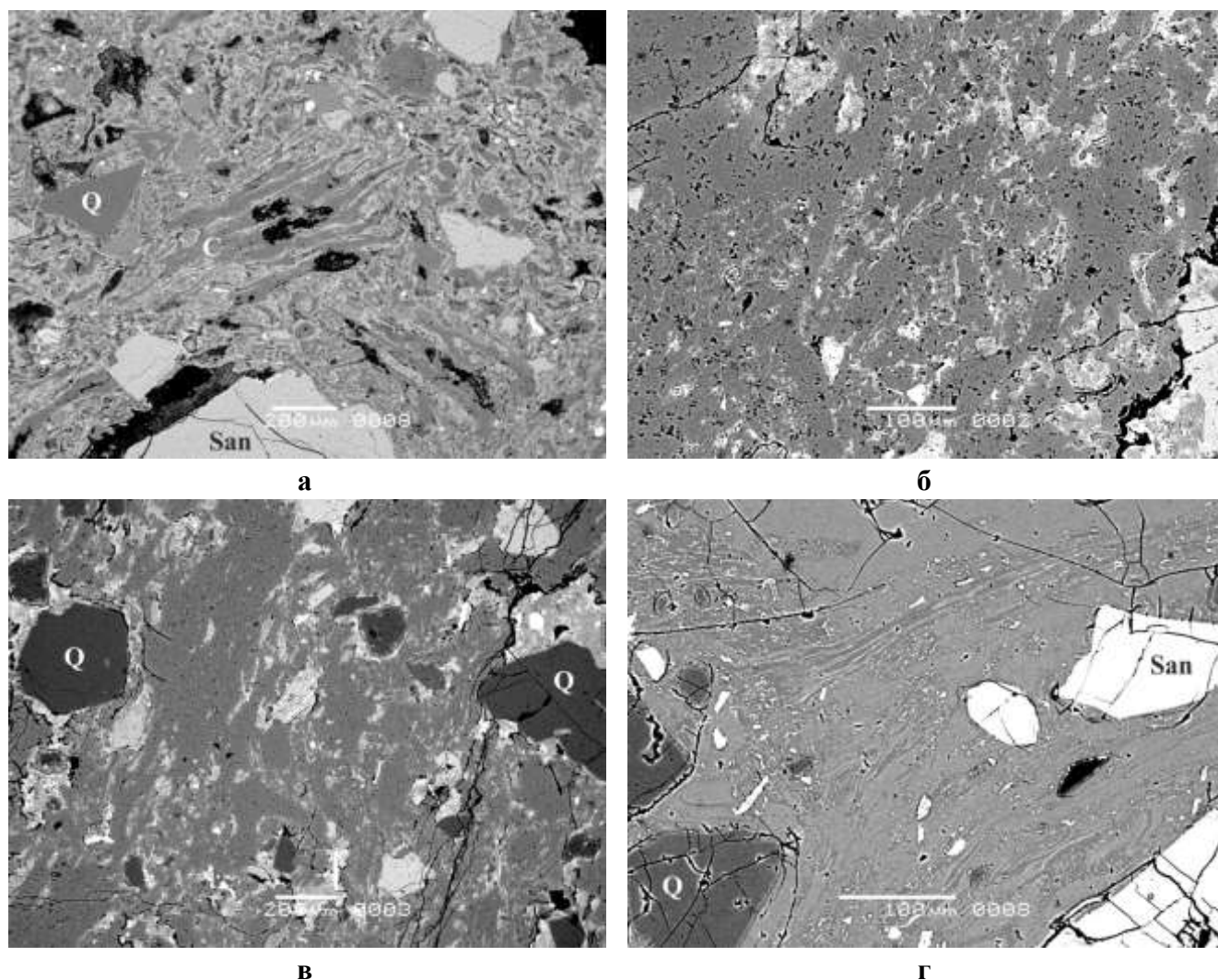


Рис. 95. Структурно-текстурные особенности пород, слагающий Башильский вал – поздненеоплейстоценовый экструзивный массив в Верхнечегемском районе [Мышенкова, Короновский, 2015]. Фото в отраженных электронах. Объяснения см. в тексте

Поствулканические гидротермальные изменения той или иной степени всех разновидностей пород, слагающих Башильский вал, являются еще одним аргументом в пользу образования данного тела в результате извержений из автономного центра, поскольку подводящие каналы – наиболее легко проницаемые зоны – служат путями движения разнообразных газовых эманаций и гидротермальных растворов [Мышенкова, Короновский, 2015]. Присутствие в автомагматических брекчиях и риодацитах ксенолитов разнообразных карбонатных пород, отсутствующих в строении субстрата непосредственно под Башильским валом, может объясняться закупоркой линейных центров извержений в пределах ВЧ депрессии, что привело к прорывам магм в позднем неоплейстоцене по боковым разломам.

4.2.2. Особенности химического состава породообразующих минералов

При помощи сканирующего электронного микроскопа был изучен состав и морфология биотитов и полевых шпатов из разностей кислых вулканитов нижней и средней части разреза толщи, слагающей ВЧ депрессию, черных риодацитов Башильского вала, а также из верхнеплиоценовых кислых вулканитов Баксан-Куркужинского и Чегем-Баксанского массивов НЧ нагорья.

Биотиты, содержащиеся в вулканитах ВЧ депрессии, опацитизированы; края всех без исключения пластин оборваны (рис. 96, а–г). Для биотитов из вулканитов низов разреза толщи характерна неясно полосчатая зональность, обусловленная небольшой разницей в содержании окислов магния и железа, что отражается в значениях магнезиальности (рис. 96, а). Для темных участков значения магнезиальности X_{Mg} колеблются от 0,6 до 0,63, в среднем составляют 0,62, для светлых участков диапазон X_{Mg} от 0,47 до 0,59, в среднем – 0,54. Биотиты относятся к высокотитанистым разностям ($TiO_2=4,61–4,93\%$) (приложение 6).

Биотиты из вулканитов середины разреза характеризуются повышенными значениями магнезиальности от 0,69 до 0,75, в среднем – 0,72, для них также характерно повышенное содержание титана ($TiO_2=5,03–5,76\%$) (приложение 6) (рис. 96, б–г).

Глиноземистость ($L=100\% \times Al/(Al+Si+Mg+Fe)$) биотитов из нижней и средней частей разреза одинакова (19–20%), в то время как железистость ($f=100\% \times Fe/(Fe+Mg)$) вверх по разрезу уменьшается – в среднем от 41% в нижней части разреза до 28% в середине разреза, что согласуется с увеличением основности содержащих их пород. Столь низкие значения железистости биотитов из изверженных пород встречаются не часто, но все же не необычны [Маракушев и др., 1981; Леонов, Гриб, 2004].

Биотиты из черных риодацитов Башильского вала характеризуются заметно более низкими значениями магнезиальности, чем верхнеплиоценовые вулканиты основной толщи – X_{Mg} от 0,29 до 0,33, содержание $FeO_{сумм.}$ практически в 2 раза больше, а MgO – в 2 раза меньше по сравнению с таковыми в биотитах из вулканитов, слагающих вулканотектоническую депрессию (приложение 6). Значение глиноземистости составляет 19%, железистости – в среднем 69%. Важной особенностью является отсутствие опацитизации и зональности (рис. 96, д, е).

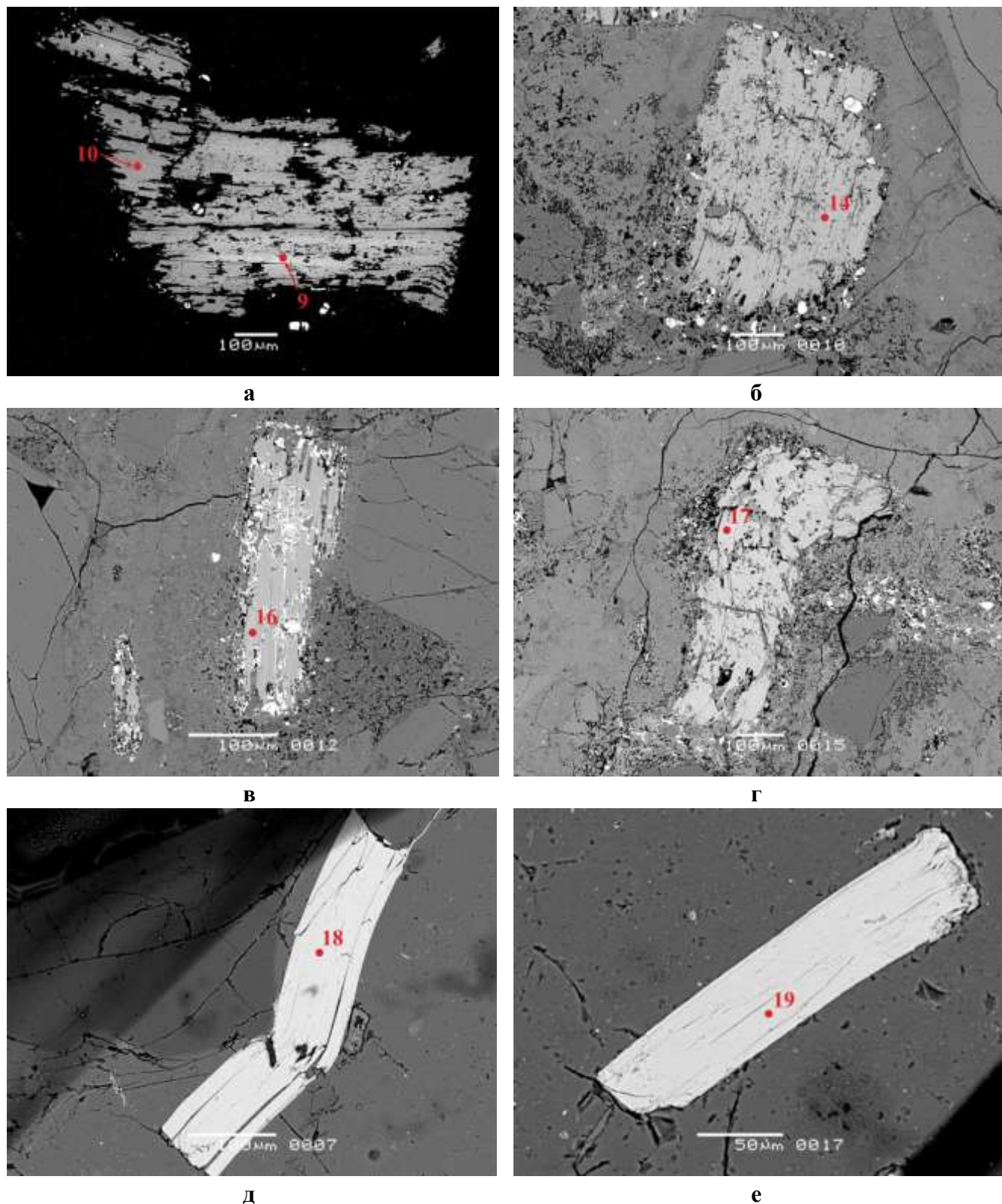


Рис. 96. Биотиты из верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии (а–г) и риодацитов Башильского вала – поздненеоплейстоценового экструзивного массива (д, е). Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов, приведенные в приложении 6. Объяснения см. в тексте.

Биотиты, содержащиеся в вулканитах НЧ, также относятся к высокотитанистым разновидностям ($\text{TiO}_2=4,48\text{--}4,97$), однако в отличие от биотитов из вулканитов ВЧ депрессии они характеризуются идиоморфной формой зерен, отсутствием зональности и опацификации (рис. 97). Наибольшие значения магнезиальности свойственны биотитам из вулканитов, составляющих г. Харахора ($X_{\text{Mg}}=0,44\text{--}0,45$) (рис. 97, а), в то время как для биотитов из вулканитов Чегем-Баксанского массива, они колеблются от 0,24 до 0,37 (приложение 7) (рис. 97, б–г).

Глиноземистость всех биотитов одинакова – 19–20%, в то время как железистость отличается – в биотитах из вулканитов г. Харахора значения меньше (в среднем $f=55\%$), чем в вулканитах Чегем-Баксанского массива (в среднем $f=67\%$). Следует отметить, что состав биотитов, приуроченных к фьямме, и биотитов, находящихся в матриксе, практически одинаков (рис. 97, б, в).

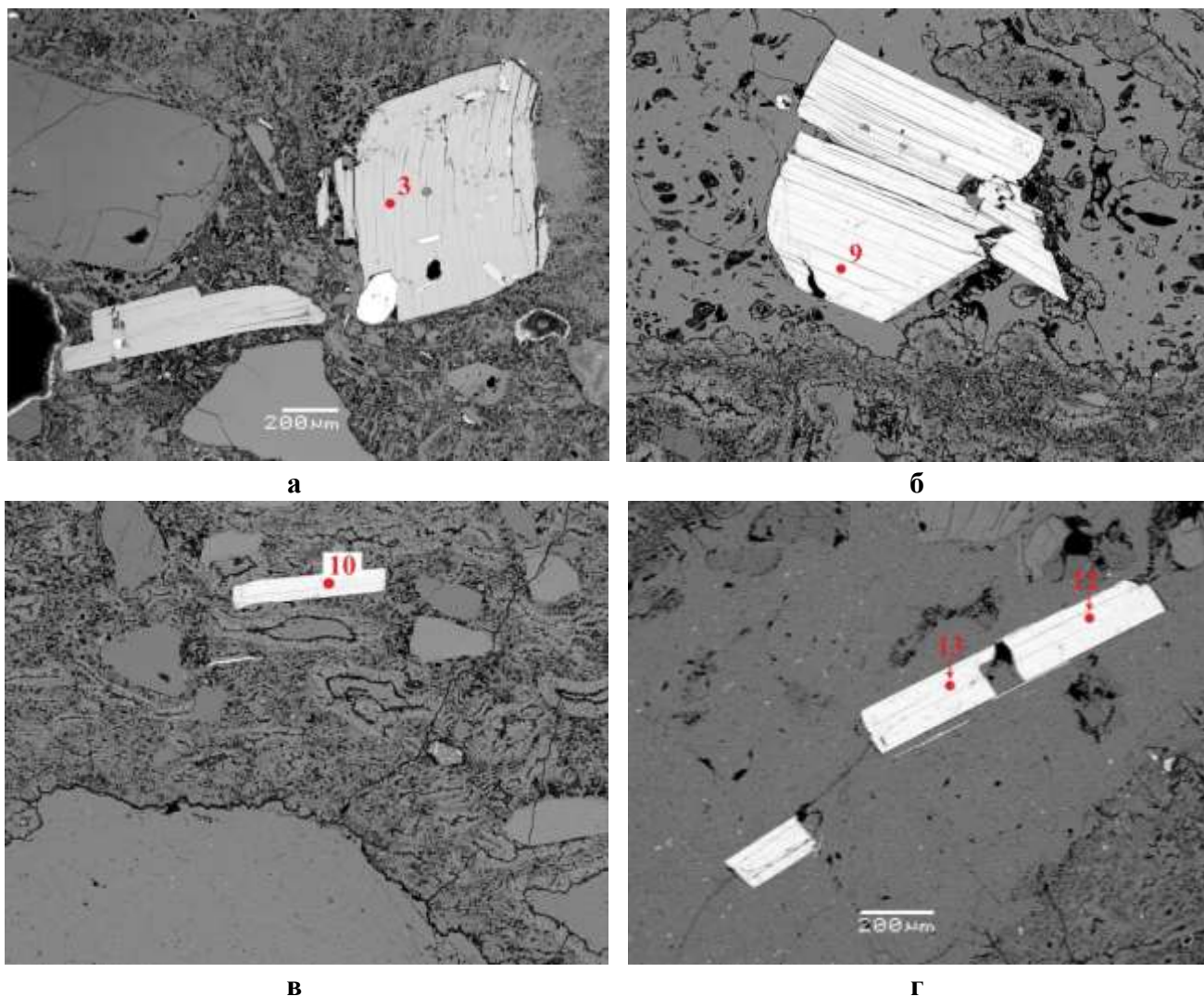


Рис. 97. Биотиты из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского района. Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов, приведенные в приложении 6. Объяснения см. в тексте.

Таким образом, биотиты из ВЧ депрессии по морфологическому облику и химическому составу резко отличаются от биотитов из автомагматических брекчий Башильского вала и вулканитов НЧ. Следует подчеркнуть, что биотит в риолитах и риодацитах, составляющих основную часть разреза толщи вулканитов ВЧ, достаточно интенсивно опацифицирован по объему. Опацификация характерна для излившихся пород и не отмечена в игнимбритах даже самой высокой степени спекания [Устиев, Джигаури, 1971]. Также можно утверждать, что по химическому составу биотиты из вулканитов разных массивов НЧ нагорья объединяются в самостоятельные природные кластеры.

Щелочные полевые шпаты из нижней и средней части разреза толщи ВЧ депрессии представлены трещиноватыми субидiomорфными и ксеноморфными слабо зональными Na-санидинами $Ab_{33-36}An_{1-2}Or_{62-66}$, а также их обломками. Краевые зоны от центральных отличаются слегка пониженными содержаниями SiO_2 , Na_2O и слегка повышенными содержаниями CaO , BaO (рис. 98, а, б). Также встречаются более мелкие трещиноватые незональные обломки, которые, вероятно, представляют собой растащенные обломки крупных слабо зональных кристаллов (рис. 98, в). Санидины, находящиеся в сростках с плагиоклазами, отличаются меньшим содержанием альбитовой составляющей – $Ab_{30}An_1Or_{69}$ (приложение 8, 9).

Щелочные полевые шпаты из спекшихся туфов и игнимбритов Чегем-Баксанского массива представлены редкими трещиноватыми идиоморфными, субидiomорфными и ксеноморфными кристаллами, чаще обломками незональных Na-санидинов $Ab_{32-37}An_1Or_{62-67}$ (рис. 98, г–е). Состав зерен во фьямме и в основной массе одинаков (приложение 10, 11).

Содержания главных петрогенных окислов в исследованных санидинах из вулканитов ВЧ и НЧ нагорий в целом примерно одинаково. Однако по содержанию BaO имеется существенное различие: в санидинах из вулканитов ВЧ нагорья BaO содержится (мас.%) от 0 до 1,25 (в среднем – 0,39), в санидинах из вулканитов НЧ нагорья – от 0 до 0,18 (в среднем – 0,03), таким образом, средние значения отличаются в 13 раз.

Плагиоклазы из вулканитов нижней и средней части разреза толщи ВЧ депрессии представлены трещиноватыми субидiomорфными и ксеноморфными зернами и их обломками, часто имеющими изометричную форму, а также более мелкими незональными зернами оскольчатой формы. Иногда части зерна незначительно смещены по отношению друг к другу с заполнением образовавшегося пространства основной массой породы. В риодацитах из середины разреза также присутствуют зерна, в которых трещины достигают толщины 0,07 мм и залечены кварцем. По составу, размеру и характеру зональности можно выделить 5 типов плагиоклазов.

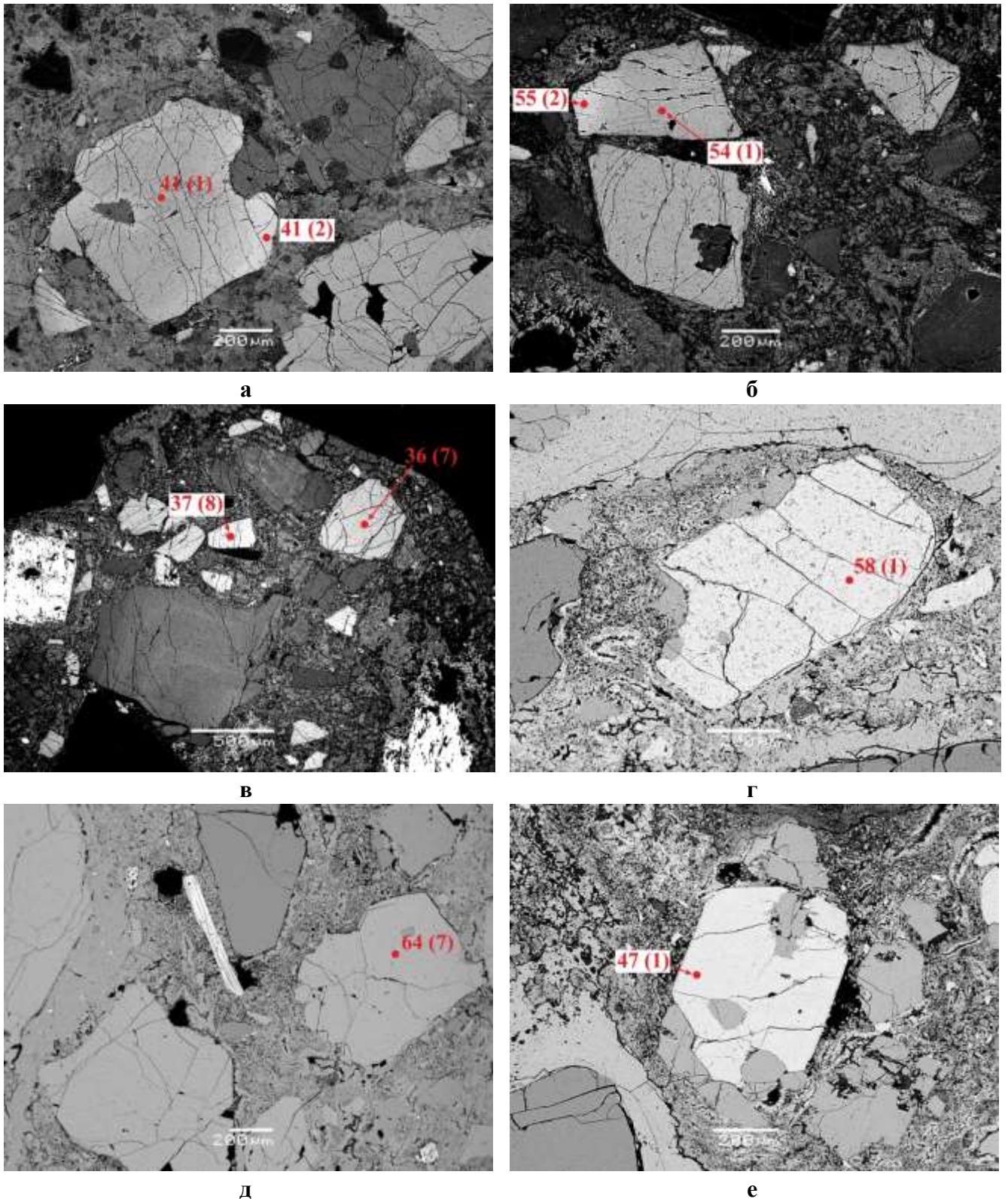


Рис. 98. Щелочные полевые шпаты из верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии (а–в) и Нижнечегемского района (г–е). Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов с указанием номера зерна и номера п/п (в скобках) из приложений 8–11.

Объяснения см. в тексте

Зерна плагиоклаза первого типа (Pl1) обладают средним составом в ядре ($An_{37}-An_{38}$), рекуррентной зональностью в средней зоне и кислым составом в краевой зоне ($An_{22}-An_{26}$) (рис. 99, а). Изменения содержания анортитового минала при переходе от зоны к зоне иногда носят незначительный характер в пределах 2–3 мол.% An (подтип Ia) (рис. 99, б), однако чаще изменения состава происходят скачкообразно на 6–24 мол.% An (подтип Ib) (приложение 13, анализы 1–3) (рис. 99, в). Зерна плагиоклаза второго типа (Pl2) характеризуются пятнистой зональностью, обусловленной неравномерным распределением областей анортитизации в олигоклазах (рис. 99, г). Содержание анортитового компонента в этих областях увеличено на 11–29 мол.% An (приложение 15, анализы 1, 2). Максимальные значения анортита (An_{58}) измерены в зернах данного типа в участках с пятнистой зональностью (рис. 99, а). К третьему типу (Pl3) относятся практически незональные олигоклазы. В риолитах из нижней части разреза присутствуют зерна, в которых содержание анортитового минала при переходе от центра к краю уменьшается на 1–2%, например от An_{25} до An_{23} (подтип IIIa) (рис. 99, д). В риодацитах из середины разреза встречаются незональные зерна олигоклаза ($An_{25}-An_{26}$) (приложение 15, анализ 7) или зерна с незначительным увеличением анортитового компонента от центра (An_{22}) к краю (An_{25}) (подтип IIIб) (рис. 99, в). К четвертому типу (Pl4) относятся субидiomорфные и идиоморфные зерна с прямой зональностью, характеризующейся уменьшением анортитового минала от ядра ($An_{43}-An_{42}$) к краевой зоне ($An_{25}-An_{21}$) (рис. 99, е). Они также присутствуют в виде включений в зернах санидина (приложение 13, анализы 4, 5). К пятому типу (Pl5) относятся более мелкие незональные олигоклазы ($An_{14}-An_{19}$) оскольчатого облика (приложение 13, анализы 6, 7). Следует отметить, что зерна плагиоклаза из кислых вулканитов ВЧ депрессии, в которых трещины залечены кварцем, являются ксеногенными. Такие зерна встречаются среди разновидностей Pl1, Pl2, Pl4.

Плагиоклазы из спекшихся туфов и игнимбритов Чегем-Баксанского массива представлены трещиноватыми непористыми обломками незональных олигоклазов, реже альбитов (An_8-An_{20}) (приложения 16, 17, 18) (рис. 100). В целом отдельные обломки, а также включения и сростки с санидином, как во фьямме, так и в основной массе обладают схожим составом. В спекшихся туфах южной части Чегем-Баксанского массива помимо незональных кислых плагиоклазов в основной массе также присутствуют единичные обломки ксеногенных плагиоклазов с разъеденными краями, наличием участков, состав которых варьирует в пределах $An_{23}-An_{33}$, и развитием пятен альбита во внутренней части ($An_{1,5}$) (приложение 18, анализы 1–3).

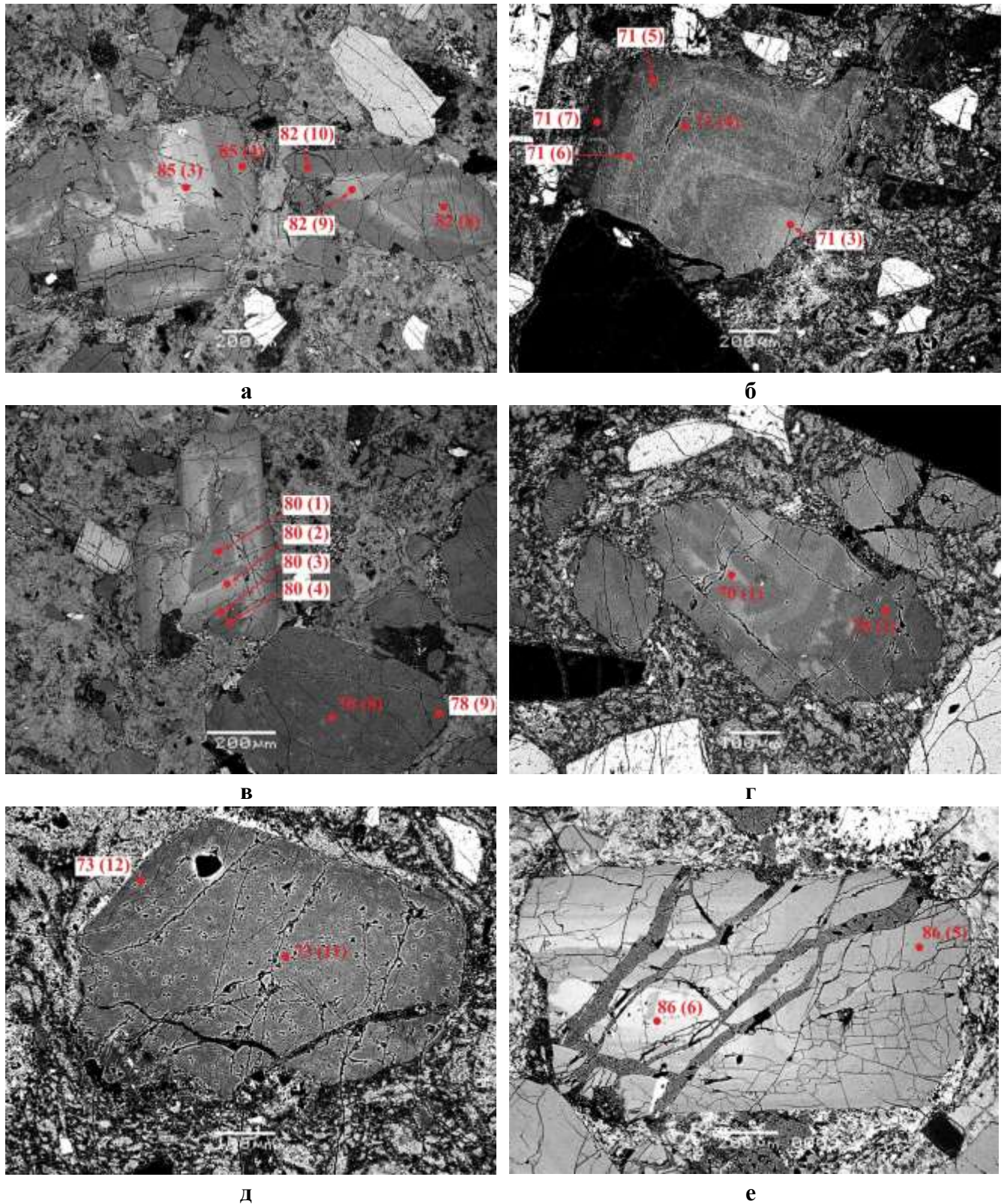


Рис. 99. Плагиоклазы из верхнеплиоценовых кислых вулканитов Верхнечегемской вулканно-тектонической депрессии. Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов с указанием номера зерна и номера п/п (в скобках) из приложений 12–15. Объяснения см. в тексте.

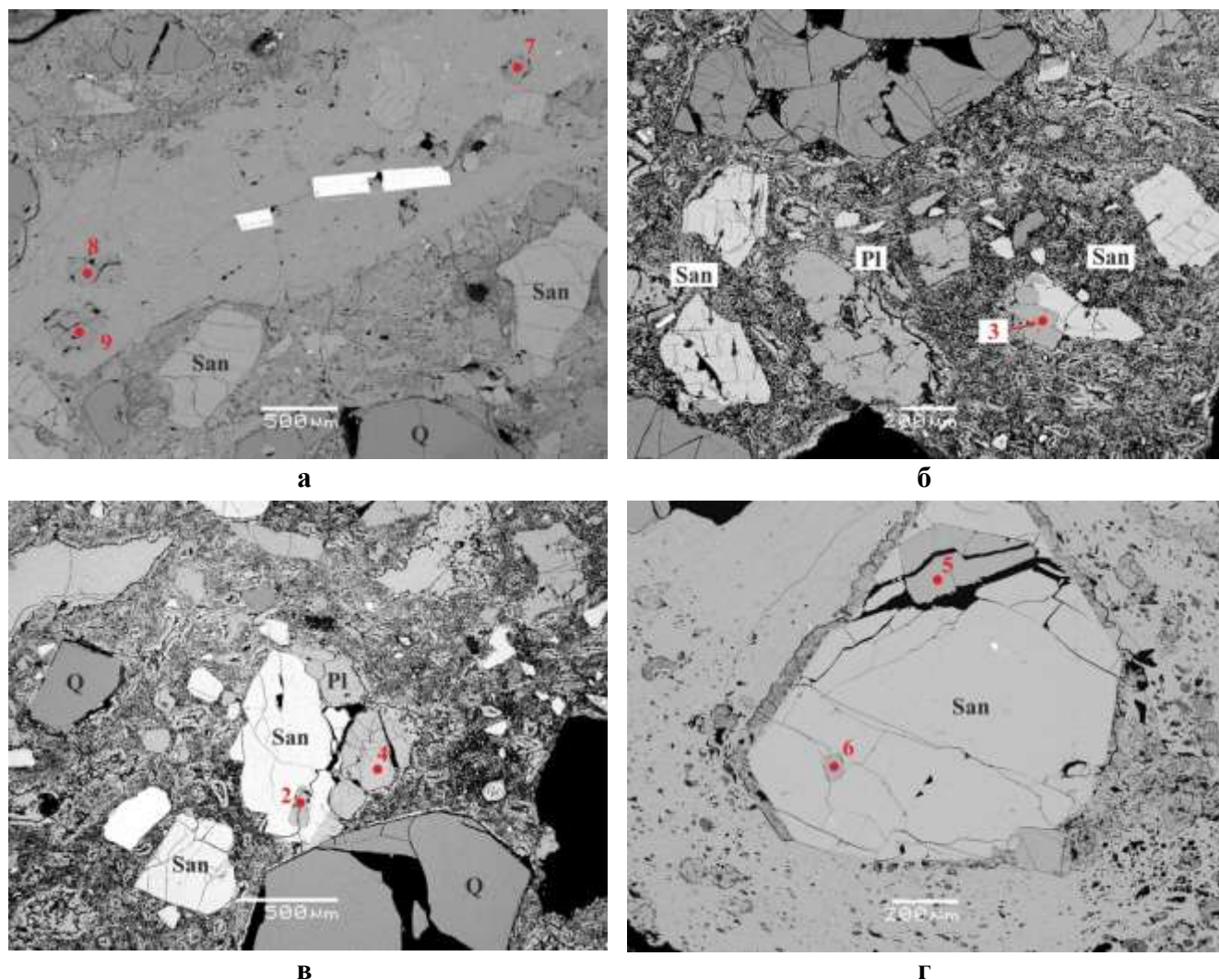


Рис. 100. Плагинклары из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского района. Фото в отраженных электронах. Красным показаны точки анализов, приведенные в приложении 16. Объяснения см. в тексте.

Таким образом, химический состав изученных породообразующих минералов свидетельствует о том, что содержащие их верхнеплиоценовые кислые вулканы НЧ и ВЧ районов не могли формироваться одновременно и кислые вулканы НЧ района не являются продуктами отложения субаэрально перенесенного пирокластического материала, возникшего при мощных эксплозивных извержениях в ВЧ нагорье.

4.2.3. Кластерный анализ результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы пород

Массив аналитических данных, по которым проводился кластерный анализ, приведен в таблице 1. Он включает полученные при помощи сканирующей электронной микроскопии результаты 79 анализов алюмосиликатных стекол и 89 анализов основной массы вулканитов, в том числе: 68 анализов стекол и 13 анализов основной массы верхнеплиоценовых вулканитов Баксан-Куркужинского и Чегем-Баксанского массивов НЧ района, 4 анализа стекол и

15 анализов основной массы верхнеплиоценовых вулканитов ВЧ депрессии, 7 анализов стекол и 7 анализов основной массы риодацитов Башильского вала и 54 анализа основной массы риодацитов подводящего канала Сырынсу. Переменными являлись содержания 8-ми основных петрогенных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , FeO , численные значения которых в ходе сканирующей электронной микроскопии были получены для всех анализируемых объектов.

Стандартизированные значения содержаний петрогенных окислов, по которым проводился кластерный анализ пятью методами: методом одиночной связи (методом ближайшего соседа), методом полной связи (методом наиболее удаленных соседей), методами взвешенного и невзвешенного попарного среднего и методом Варда, приведены в таблице 2.

Таблица 1

Результаты определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов (исходные данные)

№№ п/п	Номер анализа	Содержание петрогенных окислов, мас. %							
		Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	MnO	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Алюмосиликатные стекла									
Верхнеплиоценовые кислые вулканиты Нижнечегемского вулканического района									
1	101-01	3,68	0,00	12,19	73,27	5,62	0,10	0,00	0,22
2	101-02	3,59	0,00	12,11	72,90	5,63	0,13	0,03	0,12
3	101-03	3,65	0,02	12,16	73,22	5,68	0,13	0,00	0,20
4	101-04	3,70	0,00	12,15	73,19	5,66	0,12	0,00	0,16
5	101-05	3,76	0,02	12,08	72,59	5,51	0,11	0,00	0,21
6	101-06	3,79	0,01	12,23	73,41	5,55	0,10	0,00	0,21
7	101-07	3,81	0,00	12,22	73,68	5,50	0,08	0,00	0,25
8	101-08	4,14	0,01	11,98	74,09	4,75	0,11	0,01	0,16
9	101-09	3,64	0,00	11,94	71,76	5,38	0,08	0,01	0,10
10	101-10	4,10	0,02	12,30	73,37	4,99	0,11	0,01	0,20
11	101-11	3,52	0,00	12,44	74,46	5,68	0,10	0,00	0,14
12	101-12	3,49	0,00	12,20	73,06	5,68	0,11	0,03	0,14
13	101-13	3,78	0,00	12,06	74,01	5,20	0,10	0,01	0,25
14	101-14	3,88	0,00	12,30	74,07	5,33	0,13	0,01	0,10
15	101-15	3,34	0,01	12,24	74,43	5,93	0,09	0,02	0,25
16	101-16	3,56	0,06	11,88	73,38	5,50	0,25	0,03	0,32
17	101-17	3,15	0,01	11,81	72,92	5,85	0,09	0,00	0,22
18	101-18	3,75	0,05	12,00	72,35	5,33	0,22	0,00	0,69
19	101-19	3,86	0,02	12,11	73,08	5,21	0,12	0,01	0,52
20	101-20	3,89	0,00	12,19	73,30	5,31	0,08	0,01	0,19
21	101-21	3,55	0,01	12,19	73,36	5,79	0,18	0,00	0,50
22	101-22	3,80	0,00	12,43	74,22	5,48	0,08	0,00	0,15
23	ПК-1179-11	3,09	0,00	12,27	73,33	6,03	0,52	0,00	0,14
24	ПК-1179-12	3,13	0,00	12,20	73,67	6,06	0,48	0,00	0,15
25	ПК-1179-13	3,09	0,00	12,18	73,85	6,12	0,46	0,00	0,10
26	ПК-1179-14	2,95	0,00	12,27	73,55	6,07	0,50	0,00	0,09
27	ПК-1179-15	3,03	0,05	12,27	73,35	6,04	0,61	0,00	0,17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
28	ПК-1179-16	3,07	0,00	12,08	73,38	6,14	0,31	0,00	0,13
29	ПК-1179-17	2,93	0,00	12,20	73,08	6,20	0,38	0,00	0,18
30	ПК-1179-18	3,04	0,00	12,25	73,55	6,02	0,56	0,00	0,17
31	ПК-1179-19	3,09	0,00	12,19	73,30	6,05	0,48	0,00	0,16
32	ПК-1179-20	2,99	0,00	12,20	73,16	5,95	0,60	0,00	0,13
33	ПК-1191-01	3,66	0,01	12,29	73,89	5,19	0,17	0,00	0,33
34	ПК-1191-02	3,19	0,00	12,34	73,79	5,94	0,16	0,00	0,18
35	ПК-1191-03	3,80	0,00	12,15	73,33	5,08	0,14	0,02	0,49
36	ПК-1191-04	3,68	0,00	12,23	73,87	5,22	0,18	0,04	0,31
37	ПК-1191-05	3,66	0,04	12,20	73,29	5,50	0,21	0,03	0,35
38	ПК-1191-06	3,51	0,00	12,42	73,66	5,51	0,19	0,02	0,16
39	ПК-1191-07	3,26	0,05	12,27	73,40	5,91	0,28	0,04	0,69
40	ПК-1191-08	3,39	0,01	12,23	73,62	5,89	0,23	0,03	0,34
41	ПК-1191-09	3,05	0,02	12,42	73,78	6,04	0,24	0,02	0,19
42	ПК-1191-10	3,64	0,03	12,27	73,92	5,58	0,17	0,04	0,25
43	ПК-1191-11	3,91	0,00	12,44	74,18	5,17	0,09	0,04	0,17
44	ПК-1191-12	3,50	0,02	12,26	73,63	5,78	0,22	0,03	0,19
45	ПК-1191-13	3,40	0,02	12,34	73,21	5,90	0,24	0,01	0,22
46	ПК-1191-14	4,08	0,06	12,15	73,02	4,94	0,20	0,01	0,23
47	ПК-1191-15	4,10	0,03	12,17	73,10	5,01	0,17	0,00	0,57
48	ПК-1191-16	3,90	0,00	12,16	73,06	5,20	0,11	0,00	0,47
49	ПК-1191-17	3,26	0,03	12,09	72,88	5,88	0,26	0,00	0,68
50	ПК-1191-18	3,65	0,04	12,06	73,04	5,58	0,21	0,05	0,48
51	N-2/1-01	3,29	0,00	12,08	72,67	6,09	0,29	0,08	0,35
52	N-2/1-02	3,32	0,01	12,12	71,77	5,96	0,28	0,09	0,58
53	N-2/1-03	3,55	0,05	12,13	72,66	5,70	0,18	0,02	0,47
54	N-2/1-04	3,18	0,04	12,22	72,88	6,16	0,33	0,06	0,42
55	N-2/1-05	3,49	0,02	12,18	73,26	5,84	0,23	0,06	0,17
56	N-2/1-06	3,25	0,05	12,07	72,65	6,01	0,31	0,02	0,40
57	N-2/1-07	3,45	0,08	12,19	72,39	5,97	0,17	0,06	0,81
58	N-2/1-08	3,55	0,10	12,19	72,02	5,46	0,49	0,01	0,38
59	N-2/1-09	3,13	0,04	11,99	71,79	6,09	0,28	0,08	0,65
60	N-2/1-10	3,28	0,02	12,18	72,51	6,12	0,27	0,04	0,53
61	N-2/1-11	3,60	0,00	12,15	72,75	5,65	0,14	0,00	0,16
62	N-2/1-12	3,60	0,00	12,05	72,60	5,65	0,14	0,00	0,26
63	N-2/1-13	3,66	0,03	11,93	72,09	5,55	0,18	0,01	0,55
64	N-2/1-14	3,71	0,03	12,15	72,67	5,43	0,17	0,00	0,19
65	N-2/1-15	3,75	0,00	12,17	73,25	5,51	0,14	0,02	0,23
66	N-2/1-16	3,53	0,00	12,05	73,27	5,67	0,21	0,01	0,29
67	N-2/1-17	3,36	0,04	12,15	72,91	6,01	0,26	0,04	0,22
68	N-2/1-18	3,30	0,01	12,13	71,99	5,90	0,28	0,05	0,59
Верхнеплиоценовые риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии									
69	ПК-835-01	2,86	0,05	12,41	73,63	5,36	0,70	0,00	0,24
70	ПК-835-02	2,95	0,02	12,39	73,50	5,29	0,69	0,00	0,26
71	ПК-835-05	3,14	0,03	12,41	73,74	5,60	0,48	0,01	0,23
72	ПК-835-06	3,35	0,03	12,45	73,57	5,35	0,62	0,00	0,27
Риодациты Башильского вала (Верхнечегемский район)									
73	ПК-471-01	3,77	0,00	12,02	72,33	2,76	0,49	0,08	0,70
74	ПК-471-02	3,66	0,00	12,04	72,38	2,69	0,43	0,14	0,72
75	ПК-471-03	4,09	0,00	11,91	72,07	2,69	0,43	0,09	0,66
76	ПК-471-04	3,14	0,00	12,05	72,30	2,57	0,53	0,12	0,76
77	ПК-471-05	4,84	0,00	11,99	71,55	2,71	0,39	0,08	0,75
78	ПК-471-06	3,77	0,00	11,99	71,86	2,65	0,46	0,11	0,71
79	ПК-471-07	4,46	0,00	12,01	71,95	2,67	0,33	0,16	0,63

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Основная масса									
Верхнеплиоценовые кислые вулканыты Нижнечегемского вулканического района									
1	ПК-1191-19	3,36	0,13	10,74	63,24	3,61	0,70	0,00	0,34
2	ПК-1191-20	3,69	0,12	12,21	65,28	4,49	0,70	0,00	0,35
3	ПК-1191-21	3,45	0,18	11,14	64,27	3,86	0,70	0,03	0,41
4	ПК-1191-22	3,47	0,16	11,63	64,78	4,19	0,73	0,04	0,46
5	ПК-1191-23	3,43	0,10	11,45	64,38	4,00	0,72	0,00	0,31
6	ПК-1191-24	3,84	0,13	12,36	68,25	4,19	0,89	0,05	0,41
7	ПК-1191-25	3,56	0,12	11,59	67,80	4,20	0,72	0,01	0,37
8	ПК-1191-26	3,46	0,10	10,65	66,79	3,54	0,67	0,01	0,35
9	N-2/1-19	3,91	0,21	11,74	68,72	3,78	1,02	0,05	0,42
10	N-2/1-20	3,81	0,20	12,28	69,58	4,59	0,89	0,02	0,45
11	N-2/1-21	3,61	0,22	12,22	67,65	4,74	0,99	0,00	0,35
12	N-2/1-22	3,41	0,16	11,62	66,56	4,61	0,81	0,01	0,38
13	N-2/1-23	4,05	0,20	11,91	69,10	3,69	1,15	0,03	0,49
Верхнеплиоценовые риолиты и риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии									
14	ПК-831-3	3,43	0,00	12,64	73,39	4,33	0,90	0,00	0,50
15	ПК-831-4	3,16	0,00	12,66	72,86	5,26	0,65	0,00	0,57
16	ПК-831-5	3,58	0,07	12,40	72,96	3,83	0,98	0,00	0,61
17	ПК-831-8	3,27	0,00	12,26	73,27	4,79	0,75	0,00	0,62
18	ПК-831-15	3,23	0,00	12,54	73,55	5,33	0,66	0,00	0,64
19	ПК-831-19	3,52	0,06	12,51	74,94	4,79	0,76	0,00	0,81
20	ПК-831-20	3,58	0,00	12,63	72,35	4,72	0,76	0,00	1,34
21	ПК-831-21	3,57	0,00	12,49	73,49	4,75	0,72	0,00	1,08
22	ПК-831-22	3,73	0,00	12,32	73,04	4,15	0,87	0,00	1,07
23	ПК-831-23	3,23	0,00	12,47	73,02	5,37	0,60	0,00	0,82
24	ПК-837-02	4,96	0,19	13,68	74,17	1,87	2,29	0,01	0,58
25	ПК-837-03	3,83	0,23	11,43	77,43	3,21	1,30	0,04	0,48
26	ПК-837-04	4,33	0,24	12,86	76,07	1,98	2,24	0,01	0,75
27	ПК-837-05	4,08	0,12	11,74	79,06	2,19	1,67	0,00	0,35
28	ПК-837-06	4,19	0,19	12,73	75,89	3,02	1,75	0,00	0,70
Риодациты Башильского вала (Верхнечегемский район)									
29	ПК-471-08	3,52	0,19	13,32	73,48	6,50	0,49	0,00	0,71
30	ПК-471-09	3,66	0,16	12,67	75,47	6,10	0,47	0,00	0,29
31	ПК-471-10	3,39	0,18	13,27	72,74	6,93	0,71	0,00	0,49
32	ПК-471-11	3,39	0,13	12,30	75,98	5,93	0,56	0,00	0,49
33	ПК-471-12	3,49	0,12	12,86	75,34	6,48	0,27	0,00	0,50
34	ПК-471-13	3,03	0,16	12,77	74,59	7,10	0,74	0,00	0,27
35	ПК-471-14	3,05	0,12	13,35	74,07	7,63	0,41	0,00	0,41
Риодациты подводящего канала Сырынсу в Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии									
36	С-01-5-01	3,49	0,37	14,48	50,54	5,27	0,75	0,02	1,37
37	С-01-5-02	3,08	0,21	11,46	64,23	4,29	0,61	0,04	1,09
38	С-01-5-03	3,23	0,27	13,03	59,88	4,91	0,66	0,06	1,07
39	С-01-5-04	3,49	0,32	14,07	55,34	5,21	0,73	0,05	1,24
40	С-01-5-05	3,36	0,39	14,46	49,93	5,18	0,72	0,08	1,48
41	С-01-5-06	3,51	0,46	15,19	49,31	5,38	0,76	0,07	1,69
42	С-01-5-07	3,55	0,37	14,51	49,68	5,14	0,72	0,07	1,86
43	С-01-5-08	3,41	0,31	13,53	59,06	4,94	0,70	0,04	1,17
44	С-01-5-09	3,48	0,33	14,19	56,23	4,98	0,79	0,03	1,31
45	С-01-6-01	4,11	0,27	15,84	62,49	5,72	0,86	0,07	1,71

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
46	C-01-6-02	4,02	0,36	15,76	61,10	5,68	0,86	0,04	1,87
47	C-01-6-03	4,02	0,29	15,95	60,81	5,70	0,86	0,05	1,90
48	C-01-6-04	3,90	0,31	15,57	61,81	5,62	0,85	0,05	1,71
49	C-01-6-05	3,90	0,33	15,84	61,17	5,76	0,79	0,04	1,72
50	C-01-6-06	3,88	0,39	15,56	61,65	5,66	0,82	0,06	1,80
51	C-01-6-07	3,76	0,80	15,64	58,64	5,66	0,77	0,03	2,22
52	C-01-6-08	3,92	0,38	15,99	59,90	5,87	0,83	0,06	1,74
53	C-01-6-09	3,71	0,57	15,97	57,45	5,54	0,78	0,08	2,23
54	C-02-1-01	3,45	0,34	14,00	57,28	5,22	0,80	0,03	0,99
55	C-02-1-02	3,56	0,32	14,31	58,22	5,27	0,78	0,08	1,16
56	C-02-1-03	3,56	0,42	14,78	55,09	5,18	0,82	0,09	1,30
57	C-02-1-04	3,41	0,32	14,06	55,72	5,19	0,71	0,05	1,50
58	C-02-1-05	3,57	0,37	14,99	52,24	5,43	0,81	0,06	1,53
59	C-02-1-06	3,49	0,34	14,26	59,70	5,13	0,79	0,03	1,23
60	C-02-1-07	3,33	0,44	14,20	49,25	5,09	0,80	0,06	1,61
61	C-02-1-08	3,35	0,44	14,08	53,63	5,07	0,80	0,06	1,41
62	C-02-1-09	3,60	0,45	15,01	53,25	5,30	0,82	0,05	1,59
63	C-02-2-01	3,47	0,30	13,48	60,96	4,97	0,75	0,02	1,26
64	C-02-2-02	3,46	0,48	14,71	52,33	5,15	0,84	0,08	1,64
65	C-02-2-03	3,55	0,41	14,86	53,90	5,30	0,78	0,25	2,02
66	C-02-2-04	3,39	0,36	13,59	57,90	4,77	0,76	0,09	2,23
67	C-02-2-05	3,50	0,33	13,93	58,44	5,14	0,73	0,04	1,30
68	C-02-2-06	3,34	0,31	13,23	60,61	4,91	0,73	0,06	1,11
69	C-02-2-07	3,50	0,42	14,50	52,84	5,19	0,84	0,08	1,37
70	C-02-2-08	3,44	0,35	14,17	55,73	5,07	0,76	0,08	1,54
71	C-02-2-09	3,48	0,37	13,51	59,02	4,91	0,76	0,03	1,17
72	C-02-3-01	4,00	0,29	15,85	58,89	5,74	0,84	0,09	1,63
73	C-02-3-02	3,76	0,33	15,24	61,22	5,55	0,80	0,06	1,59
74	C-02-3-03	3,63	0,46	15,19	56,27	5,20	0,85	0,08	2,09
75	C-02-3-04	3,94	0,27	15,46	61,28	5,58	0,80	0,04	1,62
76	C-02-3-05	3,76	0,30	15,17	61,39	5,38	0,82	0,00	1,49
77	C-02-3-06	3,84	0,38	15,87	59,23	5,64	0,80	0,03	1,70
78	C-02-3-07	3,88	0,70	16,00	58,41	5,65	0,83	0,04	2,08
79	C-02-3-08	3,80	0,36	15,65	57,80	5,52	0,84	0,06	1,58
80	C-02-3-09	3,87	0,38	15,63	56,98	5,50	0,85	0,07	1,70
81	C-02-4-01	3,95	0,31	15,94	59,76	5,65	0,79	0,07	1,82
82	C-02-4-02	3,84	0,33	15,55	59,83	5,57	0,84	0,05	1,69
83	C-02-4-03	3,78	0,30	15,36	58,81	5,53	0,80	0,05	1,77
84	C-02-4-04	4,05	0,25	16,10	61,14	5,76	0,84	0,01	1,69
85	C-02-4-05	3,97	0,33	16,01	59,66	5,62	0,86	0,06	1,89
86	C-02-4-06	3,97	0,24	15,90	57,65	5,73	0,86	0,07	1,79
87	C-02-4-07	3,34	0,23	12,93	49,87	4,61	0,71	0,03	1,49
88	C-02-4-08	4,04	0,31	15,83	61,34	5,75	0,85	0,04	1,70
89	C-02-4-09	3,29	0,30	12,88	48,40	4,53	0,74	0,06	1,52

Результаты определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов (значения стандартизированы)

№№ п/п	Номер анализа	Стандартизированные значения содержаний петрогенных окислов							
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	MnO	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Алюмосиликатные стекла									
Верхнеплиоценовые кислые вулканиты Нижнечегемского вулканического района									
1	101-01	0,42	-0,76	0,13	0,23	0,25	-0,99	-0,72	-0,55
2	101-02	0,18	-0,76	-0,45	-0,32	0,26	-0,81	0,13	-1,04
3	101-03	0,34	0,16	-0,09	0,16	0,32	-0,81	-0,72	-0,65
4	101-04	0,47	-0,76	-0,16	0,11	0,30	-0,87	-0,72	-0,84
5	101-05	0,64	0,16	-0,66	-0,77	0,13	-0,93	-0,72	-0,60
6	101-06	0,72	-0,30	0,41	0,44	0,18	-0,99	-0,72	-0,60
7	101-07	0,77	-0,76	0,34	0,83	0,12	-1,11	-0,72	-0,40
8	101-08	1,67	-0,30	-1,38	1,44	-0,70	-0,93	-0,43	-0,84
9	101-09	0,31	-0,76	-1,66	-2,00	-0,01	-1,11	-0,43	-1,14
10	101-10	1,56	0,16	0,91	0,38	-0,44	-0,93	-0,43	-0,65
11	101-11	-0,01	-0,76	1,92	1,98	0,32	-0,99	-0,72	-0,94
12	101-12	-0,10	-0,76	0,20	-0,08	0,32	-0,93	0,13	-0,94
13	101-13	0,69	-0,76	-0,80	1,32	-0,21	-0,99	-0,43	-0,40
14	101-14	0,96	-0,76	0,91	1,41	-0,06	-0,81	-0,43	-1,14
15	101-15	-0,50	-0,30	0,48	1,94	0,59	-1,05	-0,15	-0,40
16	101-16	0,09	2,02	-2,09	0,39	0,12	-0,09	0,13	-0,06
17	101-17	-1,02	-0,30	-2,59	-0,29	0,51	-1,05	-0,72	-0,55
18	101-18	0,61	1,55	-1,23	-1,13	-0,06	-0,27	-0,72	1,76
19	101-19	0,91	0,16	-0,45	-0,05	-0,20	-0,87	-0,43	0,93
20	101-20	0,99	-0,76	0,13	0,27	-0,09	-1,11	-0,43	-0,70
21	101-21	0,07	-0,30	0,13	0,36	0,44	-0,51	-0,72	0,83
22	101-22	0,74	-0,76	1,85	1,63	0,10	-1,11	-0,72	-0,89
23	ПК-1179-11	-1,18	-0,76	0,70	0,32	0,70	1,54	-0,72	-0,94
24	ПК-1179-12	-1,07	-0,76	0,20	0,82	0,74	1,30	-0,72	-0,89
25	ПК-1179-13	-1,18	-0,76	0,06	1,08	0,80	1,18	-0,72	-1,14
26	ПК-1179-14	-1,56	-0,76	0,70	0,64	0,75	1,42	-0,72	-1,19
27	ПК-1179-15	-1,34	1,55	0,70	0,35	0,71	2,08	-0,72	-0,79
28	ПК-1179-16	-1,24	-0,76	-0,66	0,39	0,82	0,27	-0,72	-0,99
29	ПК-1179-17	-1,62	-0,76	0,20	-0,05	0,89	0,70	-0,72	-0,75
30	ПК-1179-18	-1,32	-0,76	0,56	0,64	0,69	1,78	-0,72	-0,79
31	ПК-1179-19	-1,18	-0,76	0,13	0,27	0,72	1,30	-0,72	-0,84
32	ПК-1179-20	-1,45	-0,76	0,20	0,07	0,62	2,02	-0,72	-0,99
33	ПК-1191-01	0,37	-0,30	0,84	1,14	-0,22	-0,57	-0,72	-0,01
34	ПК-1191-02	-0,91	-0,76	1,20	1,00	0,60	-0,63	-0,72	-0,75
35	ПК-1191-03	0,74	-0,76	-0,16	0,32	-0,34	-0,75	-0,15	0,78
36	ПК-1191-04	0,42	-0,76	0,41	1,11	-0,18	-0,51	0,41	-0,11
37	ПК-1191-05	0,37	1,09	0,20	0,26	0,12	-0,33	0,13	0,09
38	ПК-1191-06	-0,04	-0,76	1,77	0,80	0,13	-0,45	-0,15	-0,84
39	ПК-1191-07	-0,72	1,55	0,70	0,42	0,57	0,09	0,41	1,76
40	ПК-1191-08	-0,37	-0,30	0,41	0,75	0,55	-0,21	0,13	0,04
41	ПК-1191-09	-1,29	0,16	1,77	0,98	0,71	-0,15	-0,15	-0,70
42	ПК-1191-10	0,31	0,63	0,70	1,19	0,21	-0,57	0,41	-0,40

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
43	ПК-1191-11	1,04	-0,76	1,92	1,57	-0,24	-1,05	0,41	-0,79
44	ПК-1191-12	-0,07	0,16	0,63	0,76	0,43	-0,27	0,13	-0,70
45	ПК-1191-13	-0,34	0,16	1,20	0,14	0,56	-0,15	-0,43	-0,55
46	ПК-1191-14	1,50	2,02	-0,16	-0,14	-0,49	-0,39	-0,43	-0,50
47	ПК-1191-15	1,56	0,63	-0,02	-0,02	-0,41	-0,57	-0,72	1,17
48	ПК-1191-16	1,02	-0,76	-0,09	-0,08	-0,21	-0,93	-0,72	0,68
49	ПК-1191-17	-0,72	0,63	-0,59	-0,35	0,54	-0,03	-0,72	1,71
50	ПК-1191-18	0,34	1,09	-0,80	-0,11	0,21	-0,33	0,70	0,73
51	N-2/1-01	-0,64	-0,76	-0,66	-0,65	0,77	0,15	1,54	0,09
52	N-2/1-02	-0,56	-0,30	-0,37	-1,98	0,63	0,09	1,83	1,22
53	N-2/1-03	0,07	1,55	-0,30	-0,67	0,34	-0,51	-0,15	0,68
54	N-2/1-04	-0,94	1,09	0,34	-0,35	0,85	0,40	0,98	0,43
55	N-2/1-05	-0,10	0,16	0,06	0,21	0,49	-0,21	0,98	-0,79
56	N-2/1-06	-0,75	1,55	-0,73	-0,68	0,68	0,27	-0,15	0,34
57	N-2/1-07	-0,20	2,94	0,13	-1,07	0,64	-0,57	0,98	2,35
58	N-2/1-08	0,07	3,87	0,13	-1,61	0,08	1,36	-0,43	0,24
59	N-2/1-09	-1,07	1,09	-1,31	-1,95	0,77	0,09	1,54	1,57
60	N-2/1-10	-0,67	0,16	0,06	-0,89	0,80	0,03	0,41	0,98
61	N-2/1-11	0,20	-0,76	-0,16	-0,54	0,29	-0,75	-0,72	-0,84
62	N-2/1-12	0,20	-0,76	-0,88	-0,76	0,29	-0,75	-0,72	-0,35
63	N-2/1-13	0,37	0,63	-1,73	-1,51	0,18	-0,51	-0,43	1,07
64	N-2/1-14	0,50	0,63	-0,16	-0,65	0,05	-0,57	-0,72	-0,70
65	N-2/1-15	0,61	-0,76	-0,02	0,20	0,13	-0,75	-0,15	-0,50
66	N-2/1-16	0,01	-0,76	-0,88	0,23	0,31	-0,33	-0,43	-0,20
67	N-2/1-17	-0,45	1,09	-0,16	-0,30	0,68	-0,03	0,41	-0,55
68	N-2/1-18	-0,61	-0,30	-0,30	-1,66	0,56	0,09	0,70	1,27
Верхнеплиоценовые риодациты Верхнечемской вулcano-тектонической депрессии									
69	ПК-835-01	-1,81	1,55	1,70	0,76	-0,03	2,63	-0,72	-0,45
70	ПК-835-02	-1,56	0,16	1,56	0,57	-0,11	2,57	-0,72	-0,35
71	ПК-835-05	-1,05	0,63	1,70	0,92	0,23	1,30	-0,43	-0,50
72	ПК-835-06	-0,48	0,63	1,99	0,67	-0,04	2,14	-0,72	-0,30
Риодациты Башильского вала (Верхнечемский район)									
73	ПК-471-01	0,66	-0,76	-1,09	-1,16	-2,88	1,36	1,54	1,81
74	ПК-471-02	0,37	-0,76	-0,95	-1,08	-2,96	1,00	3,24	1,91
75	ПК-471-03	1,53	-0,76	-1,88	-1,54	-2,96	1,00	1,83	1,61
76	ПК-471-04	-1,05	-0,76	-0,88	-1,20	-3,09	1,60	2,67	2,11
77	ПК-471-05	3,57	-0,76	-1,31	-2,31	-2,93	0,76	1,54	2,06
78	ПК-471-06	0,66	-0,76	-1,31	-1,85	-3,00	1,18	2,39	1,86
79	ПК-471-07	2,54	-0,76	-1,16	-1,72	-2,98	0,40	3,80	1,47
Основная масса									
Верхнеплиоценовые кислые вулканы Нижнечемского вулканического района									
1	ПК-1191-19	-0,88	-0,90	-1,98	0,04	-1,46	-0,45	-1,04	-1,44
2	ПК-1191-20	0,19	-0,97	-1,03	0,30	-0,55	-0,45	-1,04	-1,42
3	ПК-1191-21	-0,59	-0,57	-1,72	0,17	-1,20	-0,45	-0,22	-1,32
4	ПК-1191-22	-0,52	-0,71	-1,40	0,23	-0,86	-0,35	0,05	-1,23
5	ПК-1191-23	-0,65	-1,10	-1,52	0,18	-1,05	-0,38	-1,04	-1,49
6	ПК-1191-24	0,67	-0,90	-0,93	0,66	-0,86	0,21	0,32	-1,32
7	ПК-1191-25	-0,23	-0,97	-1,43	0,61	-0,85	-0,38	-0,77	-1,39
8	ПК-1191-26	-0,55	-1,10	-2,04	0,48	-1,53	-0,55	-0,77	-1,42
9	N-2/1-19	0,90	-0,38	-1,33	0,72	-1,28	0,65	0,32	-1,30
10	N-2/1-20	0,57	-0,44	-0,98	0,83	-0,45	0,21	-0,49	-1,25
11	N-2/1-21	-0,07	-0,31	-1,02	0,59	-0,29	0,55	-1,04	-1,42
12	N-2/1-22	-0,71	-0,71	-1,41	0,45	-0,43	-0,07	-0,77	-1,37

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13	N-2/1-23	1,35	-0,44	-1,22	0,77	-1,37	1,10	-0,22	-1,18
Верхнеплиоценовые риолиты и риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии									
14	ПК-831-3	-0,65	-1,76	-0,75	1,30	-0,71	0,24	-1,04	-1,16
15	ПК-831-4	-1,52	-1,76	-0,74	1,23	0,24	-0,62	-1,04	-1,04
16	ПК-831-5	-0,17	-1,30	-0,91	1,24	-1,23	0,52	-1,04	-0,98
17	ПК-831-8	-1,17	-1,76	-1,00	1,28	-0,24	-0,28	-1,04	-0,96
18	ПК-831-15	-1,29	-1,76	-0,82	1,32	0,32	-0,59	-1,04	-0,93
19	ПК-831-19	-0,36	-1,37	-0,84	1,49	-0,24	-0,24	-1,04	-0,63
20	ПК-831-20	-0,17	-1,76	-0,76	1,17	-0,31	-0,24	-1,04	0,27
21	ПК-831-21	-0,20	-1,76	-0,85	1,31	-0,28	-0,38	-1,04	-0,17
22	ПК-831-22	0,32	-1,76	-0,96	1,25	-0,90	0,14	-1,04	-0,19
23	ПК-831-23	-1,29	-1,76	-0,86	1,25	0,36	-0,79	-1,04	-0,62
24	ПК-837-02	4,28	-0,51	-0,08	1,39	-3,25	5,02	-0,77	-1,03
25	ПК-837-03	0,64	-0,24	-1,53	1,79	-1,87	1,62	0,05	-1,20
26	ПК-837-04	2,25	-0,18	-0,61	1,63	-3,14	4,85	-0,77	-0,74
27	ПК-837-05	1,44	-0,97	-1,33	2,00	-2,92	2,89	-1,04	-1,42
28	ПК-837-06	1,80	-0,51	-0,69	1,60	-2,06	3,17	-1,04	-0,82
Риодациты Башильского вала (Верхнечегемский район)									
29	ПК-471-08	-0,36	-0,51	-0,31	1,31	1,52	-1,17	-1,04	-0,81
30	ПК-471-09	0,09	-0,71	-0,73	1,55	1,11	-1,24	-1,04	-1,52
31	ПК-471-10	-0,78	-0,57	-0,35	1,22	1,97	-0,41	-1,04	-1,18
32	ПК-471-11	-0,78	-0,90	-0,97	1,62	0,93	-0,93	-1,04	-1,18
33	ПК-471-12	-0,46	-0,97	-0,61	1,54	1,50	-1,93	-1,04	-1,16
34	ПК-471-13	-1,94	-0,71	-0,67	1,44	2,14	-0,31	-1,04	-1,56
35	ПК-471-14	-1,87	-0,97	-0,29	1,38	2,69	-1,45	-1,04	-1,32
Риодациты подводящего канала Сырынсу в Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии									
36	C-01-5-01	-0,46	0,68	0,44	-1,52	0,25	-0,28	-0,49	0,32
37	C-01-5-02	-1,78	-0,38	-1,51	0,17	-0,76	-0,76	0,05	-0,16
38	C-01-5-03	-1,29	0,02	-0,50	-0,37	-0,12	-0,59	0,59	-0,19
39	C-01-5-04	-0,46	0,35	0,17	-0,93	0,19	-0,35	0,32	0,10
40	C-01-5-05	-0,88	0,81	0,42	-1,60	0,16	-0,38	1,14	0,51
41	C-01-5-06	-0,39	1,27	0,89	-1,67	0,37	-0,24	0,86	0,87
42	C-01-5-07	-0,26	0,68	0,45	-1,63	0,12	-0,38	0,86	1,16
43	C-01-5-08	-0,71	0,28	-0,18	-0,47	-0,09	-0,45	0,05	-0,02
44	C-01-5-09	-0,49	0,42	0,25	-0,82	-0,04	-0,14	-0,22	0,22
45	C-01-6-01	1,54	0,02	1,31	-0,05	0,72	0,10	0,86	0,90
46	C-01-6-02	1,25	0,61	1,26	-0,22	0,68	0,10	0,05	1,18
47	C-01-6-03	1,25	0,15	1,38	-0,26	0,70	0,10	0,32	1,23
48	C-01-6-04	0,86	0,28	1,14	-0,13	0,62	0,07	0,32	0,90
49	C-01-6-05	0,86	0,42	1,31	-0,21	0,76	-0,14	0,05	0,92
50	C-01-6-06	0,80	0,81	1,13	-0,15	0,66	-0,04	0,59	1,06
51	C-01-6-07	0,41	3,52	1,18	-0,52	0,66	-0,21	-0,22	1,77
52	C-01-6-08	0,93	0,75	1,41	-0,37	0,87	-0,00	0,59	0,95
53	C-01-6-09	0,25	2,00	1,40	-0,67	0,53	-0,17	1,14	1,79
54	C-02-1-01	-0,59	0,48	0,13	-0,69	0,20	-0,10	-0,22	-0,33
55	C-02-1-02	-0,23	0,35	0,33	-0,58	0,25	-0,17	1,14	-0,04
56	C-02-1-03	-0,23	1,01	0,63	-0,96	0,16	-0,04	1,41	0,20
57	C-02-1-04	-0,71	0,35	0,16	-0,88	0,17	-0,41	0,32	0,54
58	C-02-1-05	-0,20	0,68	0,76	-1,31	0,42	-0,07	0,59	0,60
59	C-02-1-06	-0,46	0,48	0,29	-0,39	0,11	-0,14	-0,22	0,08

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
60	C-02-1-07	-0,97	1,14	0,25	-1,68	0,07	-0,10	0,59	0,73
61	C-02-1-08	-0,91	1,14	0,18	-1,14	0,05	-0,10	0,59	0,39
62	C-02-1-09	-0,10	1,21	0,78	-1,19	0,29	-0,04	0,32	0,70
63	C-02-2-01	-0,52	0,22	-0,21	-0,24	-0,05	-0,28	-0,49	0,13
64	C-02-2-02	-0,55	1,41	0,58	-1,30	0,13	0,03	1,14	0,78
65	C-02-2-03	-0,26	0,94	0,68	-1,11	0,29	-0,17	5,76	1,43
66	C-02-2-04	-0,78	0,61	-0,14	-0,62	-0,26	-0,24	1,41	1,79
67	C-02-2-05	-0,43	0,42	0,08	-0,55	0,12	-0,35	0,05	0,20
68	C-02-2-06	-0,94	0,28	-0,37	-0,28	-0,12	-0,35	0,59	-0,12
69	C-02-2-07	-0,43	1,01	0,45	-1,24	0,17	0,03	1,14	0,32
70	C-02-2-08	-0,62	0,55	0,24	-0,88	0,05	-0,24	1,14	0,61
71	C-02-2-09	-0,49	0,68	-0,19	-0,48	-0,12	-0,24	-0,22	-0,02
72	C-02-3-01	1,18	0,15	1,32	-0,49	0,74	0,03	1,41	0,77
73	C-02-3-02	0,41	0,42	0,93	-0,21	0,54	-0,10	0,59	0,70
74	C-02-3-03	-0,01	1,27	0,89	-0,82	0,18	0,07	1,14	1,55
75	C-02-3-04	0,99	0,02	1,07	-0,20	0,57	-0,10	0,05	0,75
76	C-02-3-05	0,41	0,22	0,88	-0,18	0,37	-0,04	-1,04	0,53
77	C-02-3-06	0,67	0,75	1,33	-0,45	0,64	-0,10	-0,22	0,89
78	C-02-3-07	0,80	2,86	1,42	-0,55	0,65	-0,00	0,05	1,54
79	C-02-3-08	0,54	0,61	1,19	-0,63	0,51	0,03	0,59	0,68
80	C-02-3-09	0,77	0,75	1,18	-0,73	0,49	0,07	0,86	0,89
81	C-02-4-01	1,02	0,28	1,38	-0,39	0,65	-0,14	0,86	1,09
82	C-02-4-02	0,67	0,42	1,13	-0,38	0,56	0,03	0,32	0,87
83	C-02-4-03	0,48	0,22	1,00	-0,50	0,52	-0,10	0,32	1,01
84	C-02-4-04	1,35	-0,11	1,48	-0,22	0,76	0,03	-0,77	0,87
85	C-02-4-05	1,09	0,42	1,42	-0,40	0,62	0,10	0,59	1,21
86	C-02-4-06	1,09	-0,18	1,35	-0,65	0,73	0,10	0,86	1,04
87	C-02-4-07	-0,94	-0,24	-0,57	-1,61	-0,43	-0,41	-0,22	0,53
88	C-02-4-08	1,31	0,28	1,31	-0,19	0,75	0,07	0,05	0,89
89	C-02-4-09	-1,10	0,22	-0,60	-1,79	-0,51	-0,31	0,59	0,58

Наилучшие результаты кластеризации были получены методом Варда, что в принципе соответствует рекомендациям практического плана по выбору алгоритма кластеризации [Дубровская, Князев, 2011].

Следует отметить, что метод Варда отличается от всех других методов, поскольку он использует методы дисперсионного анализа для оценки расстояний между кластерами. Идея метода Варда состоит в том, чтобы проводить объединение, дающее минимальное приращение внутригрупповой суммы квадратов отклонений.

Метод минимизирует сумму квадратов отклонений для любых двух (гипотетических) кластеров, которые могут быть сформированы на каждом шаге кластеризации. В целом метод является очень эффективным [Боровиков, 2003].

На рис. 101 и рис. 103 показаны полученные по результатам кластеризации методом Варда дендрограммы результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол и основной массы вулканитов.

На рис. 102 и рис. 104 приведены полученные линейные графики расстояний объединения по последовательным шагам кластеризации (графики схемы объединения).

Граница, соответствующая перегибу графика от горизонтально-слабонаклонного состояния на круто восходящее «в гору», и показанная красной горизонтальной линией (рис. 102; рис. 104), дает возможность определить верхнее значение расстояния объединения, до которого многие кластеры были сформированы на примерно одинаковом или близком расстоянии, и позволяет найти естественный «разрыв» между реально различными «совокупностями объектов» (кластерами) исходя из расстояний между наблюдаемыми объектами. Для более обоснованного выделения кластеров данная граница показана также красной горизонтальной линией на древовидных диаграммах (рис. 101; рис. 103). Соответственно выделяемые кластеры, сформированные на расстояниях численно меньших этой границы и связанные друг с другом на расстояниях, превышающих это значение, выделены на дендрограммах красным цветом.

По результатам кластеризации методом Варда результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол кислых вулканитов ВЧ и НЧ районов явно выделяются 8 кластеров, сформированных из «естественных» однородных групп природных объектов (рис. 101):

1) кластеры №№ 1–5 сформированы из стекол вулканитов Чегем-Баксанского массива с мерой сходства по евклидовому расстоянию между кластерами от 6,99 до 29,61;

2) кластер № 6 – из стекол риодацитов ВЧ депрессии и одного анализа стекла из игнимбритов Баксан-Куркужинского массива, что может быть отнесено к разряду случайных совпадений, связанных с индивидуальными особенностями одной из анализируемых площадок в стекле образца из игнимбритов Баксан-Куркужинского массива;

3) кластер № 7 – из стекол игнимбритов Баксан-Куркужинского массива;

4) кластер № 8 – из стекол риодацитов Башильского вала.

Кластеры № 6 и № 7 имеют меру сходства между собой 10,03 и в совместном виде удалены от кластеров №№ 1–5 на расстояние 33,01, что свидетельствует об удаленности стекол игнимбритов Баксан-Куркужинского массива и риодацитов ВЧ депрессии от стекол вулканитов Чегем-Баксанского массива по их свойствам (составу).

Наиболее удален (мера сходства 45,07) от всех кластеров алюмосиликатных стекол кластер № 8, состоящий из стекол риодацитов Башильского вала.

По результатам кластеризации методом Варда результатов определений химического состава основной массы кислых вулканитов ВЧ и НЧ районов явно выделяются 10 кластеров, сформированных из «естественных» однородных групп природных объектов (рис. 103):

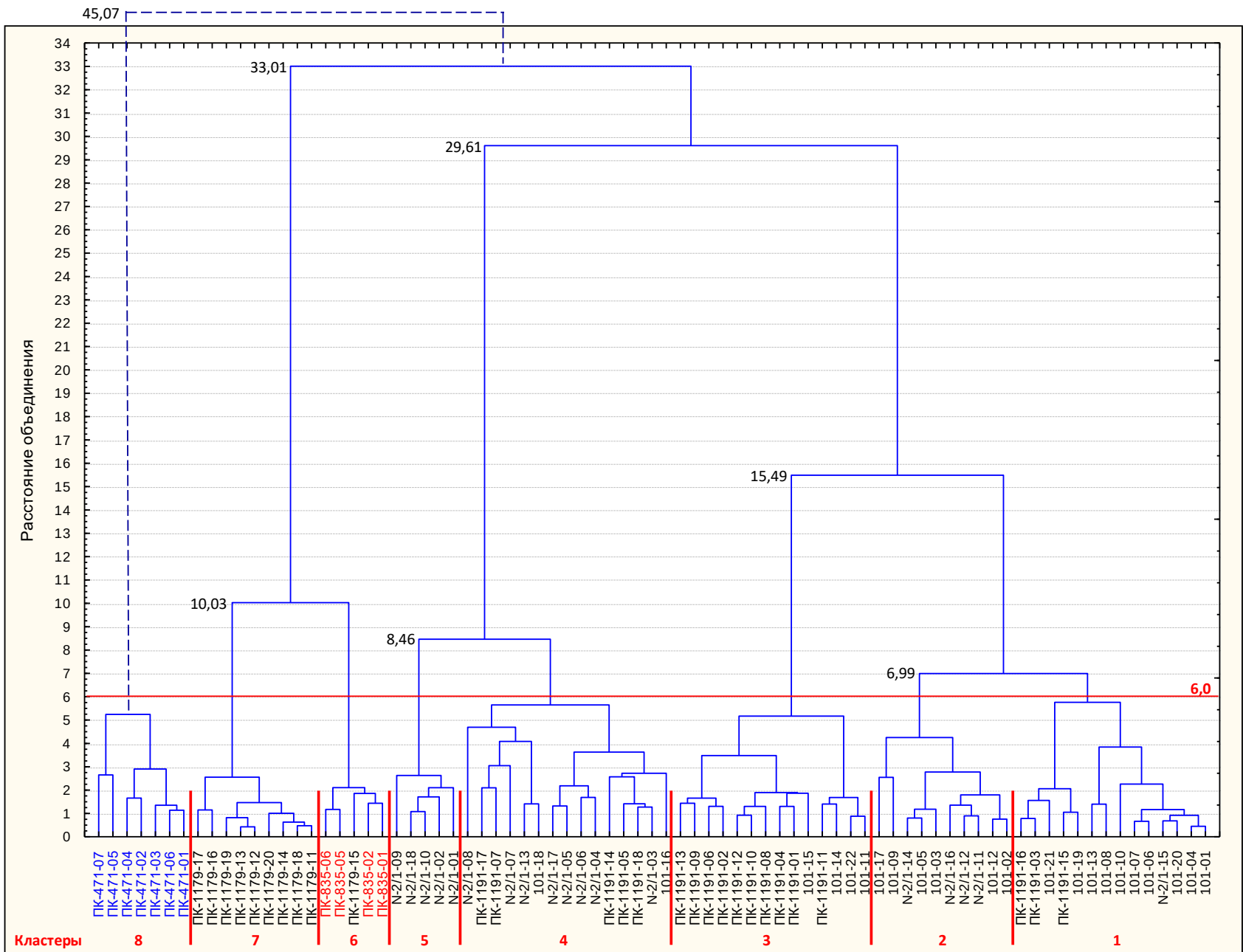


Рис. 101. Древоидная диаграмма объединения в кластеры методом Варда результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол кислых вулканитов Верхне- и Нижнегемского районов (79 анализов, евклидово расстояние, значения стандартизованы)

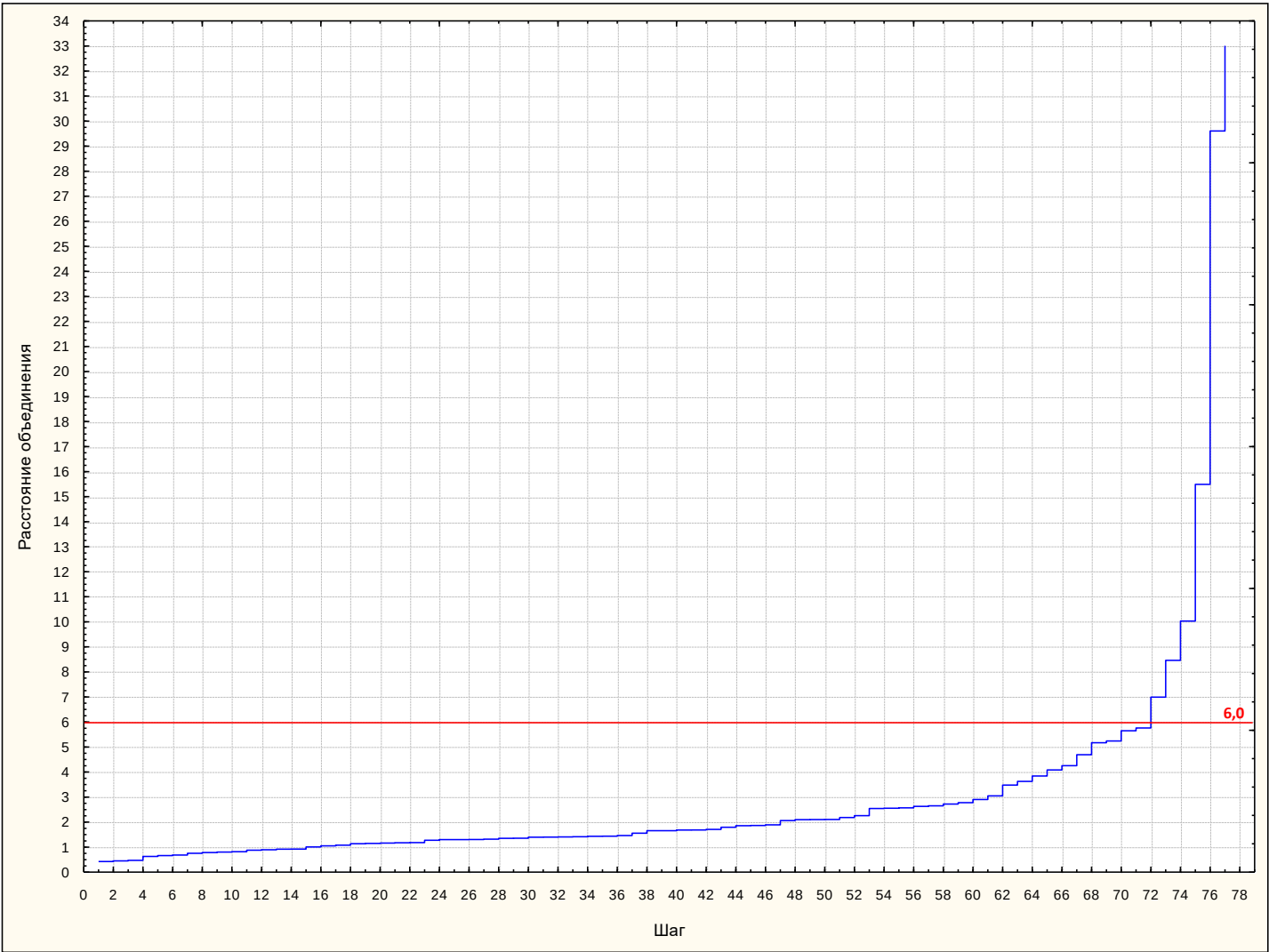


Рис. 102. График расстояний объединения по шагам кластеризации методом Варда результатов определений химического состава алюмосиликатных стекол кислых вулканитов Верхне- и Нижнегемского районов (79 анализов, евклидово расстояние, значения стандартизованы)

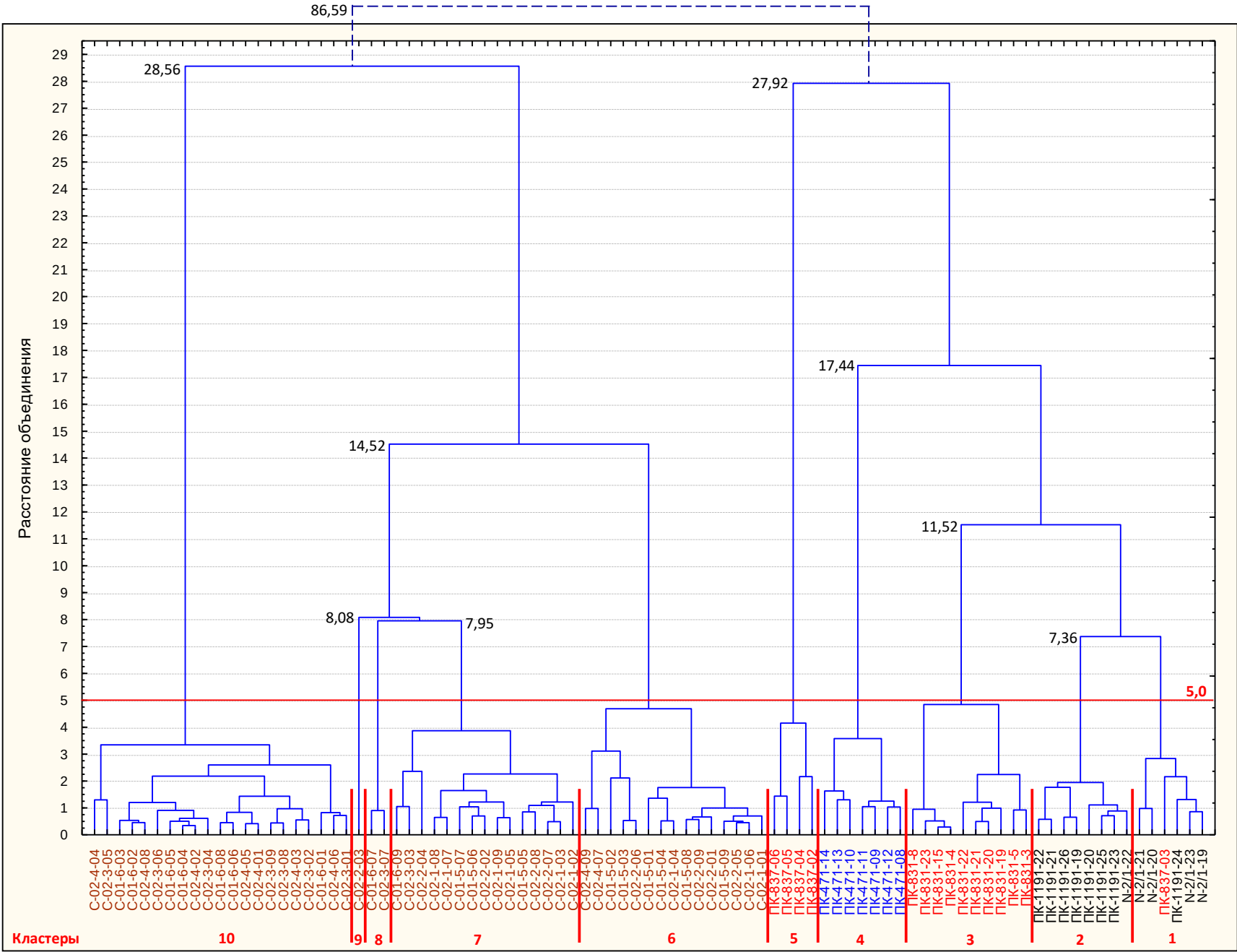


Рис. 103. Древоидная диаграмма объединения в кластеры методом Варда результатов определений химического состава основной массы кислых вулканитов Верхне- и Нижнегегемского районов (89 анализов, евклидово расстояние, значения стандартизированы)

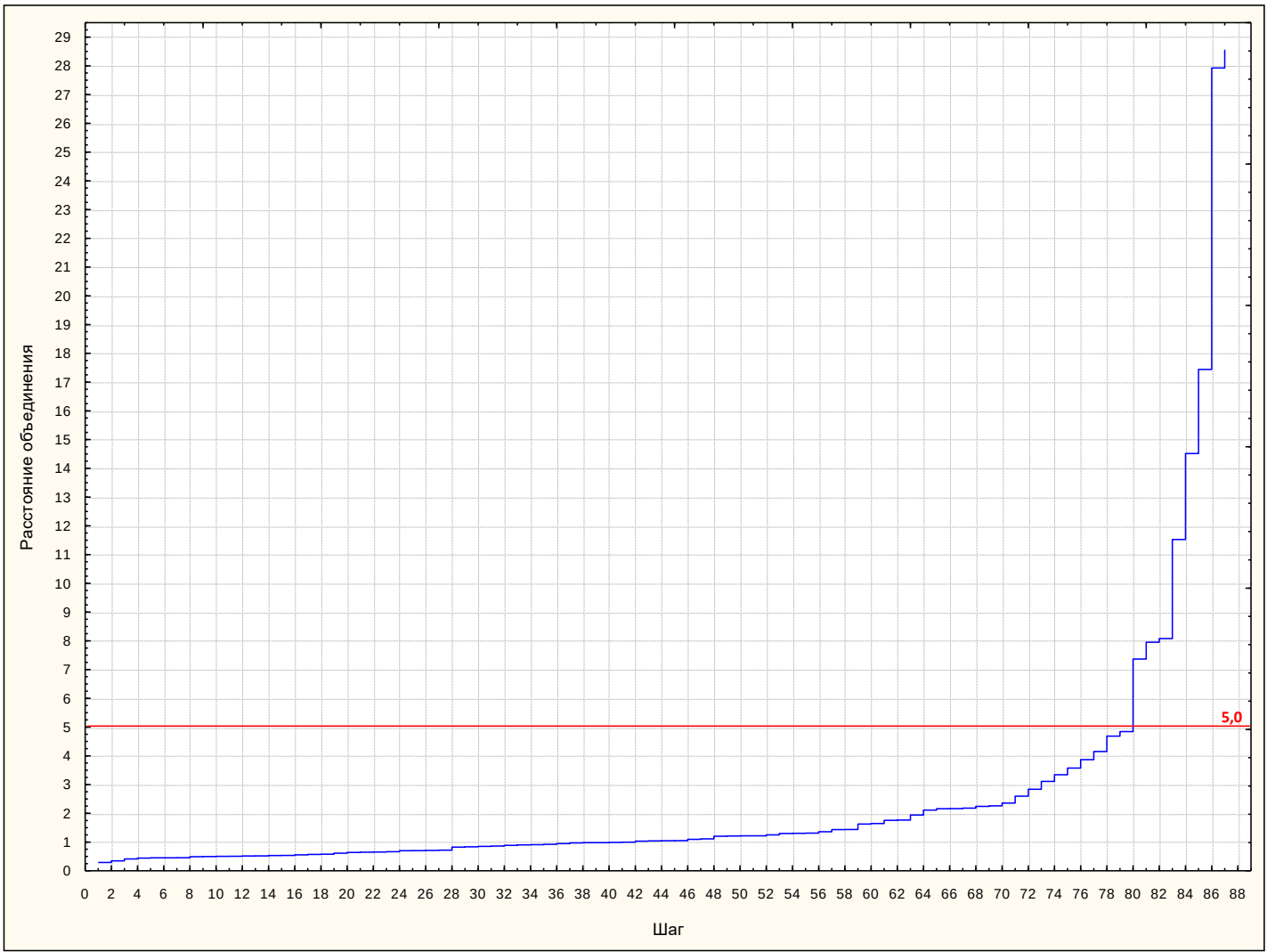


Рис. 104. График расстояний объединения по шагам кластеризации методом Варда результатов определений химического состава основной массы кислых вулканитов Верхне- и Нижнегегемского районов (89 анализов, евклидово расстояние, значения стандартизированы)

1) кластеры № 1 и № 2 сформированы из основной массы вулканитов Чегем-Баксанского массива с мерой сходства между кластерами по евклидовому расстоянию 7,36. В состав кластера № 1 попал один анализ основной массы риодацитов ВЧ депрессии, что может быть отнесено к разряду случайных совпадений, связанных с индивидуальными особенностями одной из анализируемых площадок в основной массе образца из риодацитов ВЧ депрессии;

2) кластеры № 3 и № 5 – сформированы из основной массы риолитов и риодацитов ВЧ депрессии;

3) кластер № 4 – сформирован из основной массы риодацитов Башильского вала;

4) кластеры №№ 6–10 – сформированы из основной массы риодацитов подводящего канала Сырынсу ВЧ депрессии с мерой сходства по евклидовому расстоянию между кластерами от 7,95 до 28,56.

По удаленности друг от друга в многомерном признаковом пространстве сформированные кластеры основной массы вулканитов расположены в следующей последовательности:

- от основной массы вулканитов Чегем-Баксанского массива (кластеры № 1 и № 2) основная масса риолитов ВЧ депрессии (кластер № 3) удалены на евклидово расстояние 11,52;

- от этой группы кластеров (кластеры №№ 1–3) на расстояние 17,44 удалена часть основной массы риодацитов Башильского вала (кластер № 4);

- далее от них (от кластеров №№ 1–4) на расстояние 27,92 удалена вторая часть основной массы риодацитов ВЧ депрессии (кластер № 5);

- группа кластеров из основной массы риодацитов подводящего канала Сырынсу (кластеры №№ 6–10) наиболее удалена (мера сходства 86,59) от всех других кластеров, состоящих из основной массы риодацитов Башильского вала, остальных вулканитов ВЧ и НЧ районов.

Таким образом, из массивов исходных данных результатов определений химического состава по их стандартизированным значениям кластерный анализ методом Варда позволил выполнить группировку алюмосиликатных стекол и основной массы вулканитов ВЧ и НЧ районов по степени их сходства по содержаниям 8-ми петрогенных окислов и организовать их в наглядные структуры в виде дендрограмм, наглядно характеризующих типизацию объектов по отдельным кластерам, состоящих из «естественных» однородных групп стекол и основной массы, соответствующих самостоятельным природным объектам: 1 – вулканиты Нижнего Чегема; 2 – вулканиты Верхнего Чегема; 3 – вулканиты Башильского вала; 4 – вулканиты подводящего канала Сырынсу.

Из этого можно сделать вывод, что по составу алюмосиликатных стекол и основной массы верхнеплиоценовые вулканиты ВЧ и НЧ нагорий, Башильского вала и подводящего канала Сырынсу являются разными природными объектами. Наиболее обособлены в

многомерном признаковом пространстве риодациты Башильского вала (по стеклам) и риодациты Сырынсу (по основной массе). Образование самостоятельных кластеров из верхнеплиоценовых вулканитов ВЧ и НЧ нагорий как по стеклам, так и по основной массе, свидетельствует об их разном составе и образовании не из одного вулканического аппарата. Это можно сказать также и о вулканитах Нижнего Чегема, образующих самостоятельные кластеры по стеклам и основной массе из вулканитов Чегем-Баксанского и Баксан-Куркужинского массивов, что также может свидетельствовать о том, что в пределах НЧ района существовали отдельные самостоятельные центры вулканических извержений.

Таким образом следует констатировать, что полученные и охарактеризованные в данном разделе результаты кластеризации по стандартизированным результатам определений химического состава доказывают, что по составу алюмосиликатных стекол и основной массы верхнеплиоценовые вулканиты НЧ района и ВЧ депрессии, риодациты позднеплейстоценового экструзивного массива, называемого Башильским валом, и риодациты подводящего канала Сырынсу классифицируются отдельно друг от друга и принадлежат к различным природным объектам.

4.3. Геохимические особенности пород¹¹

Кислые вулканиты, выполняющие ВЧ депрессию, отличаются в целом идентичным характером распределения REE с отношением $(La/Lu)_N$ от 24,9 до 43,8, а также четко проявленным трендом уменьшения незначительной отрицательной европиевой аномалии от низов ($Eu/Eu^*=0,35$) к верхам разреза ($Eu/Eu^*=0,98$) (рис. 105). Более интенсивному фракционированию подверглись LREE ($(La/Sm)_N=6,79-8,12$), чем HREE ($(Gd/Yb)_N=2,79-3,52$). Вверх по разрезу происходит значительное увеличение концентрации Ba и Sr, и уменьшение концентрации Li, Rb, Th, U. В пробе из верхней части разреза количество Cs в 17,8 раз превышает кларк этого элемента в кислых породах, при том, что содержание близких к нему Li и Rb меньше кларка (для определения кларков концентрации здесь и далее

¹¹ При подготовке данного подраздела диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. *Мышенкова М.С.* Сравнительный анализ кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов (Северный Кавказ) // Материалы Международного молодежного научного форума "Ломоносов-2017". / Отв. ред. А.И. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс]. М.: Макс Пресс, 2017 (0,059 п.л. / авторский вклад 100%).

2. *Myshenkova M.S.* Upper Pliocene acid volcanic rocks in the Upper Chegem and Lower Chegem highlands (Northern Caucasus, Russia) // Innovations in Geology, Geophysics and Geography-2017. Conference materials of the 2nd International Youth Scientific and Practice Conference. Moscow: Pero, 2017. P. 81–82 (0,106 п.л. / авторский вклад 100%).

использованы средние содержания элементов в кислых породах по А.П. Виноградову [Войткевич и др., 1990, С. 87–88]) (приложение 19). Увеличение концентрации Cs может быть связано с его повышенным содержанием в плагиоклазах и биотитах, или же с рассеянием ионов Cs в силикатном каркасе стекла, как это было установлено для риолитов и жил перлитов Тырныауза [Ляхович, 1973]. Также для риодацитов верхней части разреза характерно повышенное содержание Ni (приложение 19), кларк концентрации которого здесь составляет 12,5. Изменение Ba, Rb и Sr может быть связано с фракционированием биотита и полевого шпата, последний также контролирует Eu аномалию.

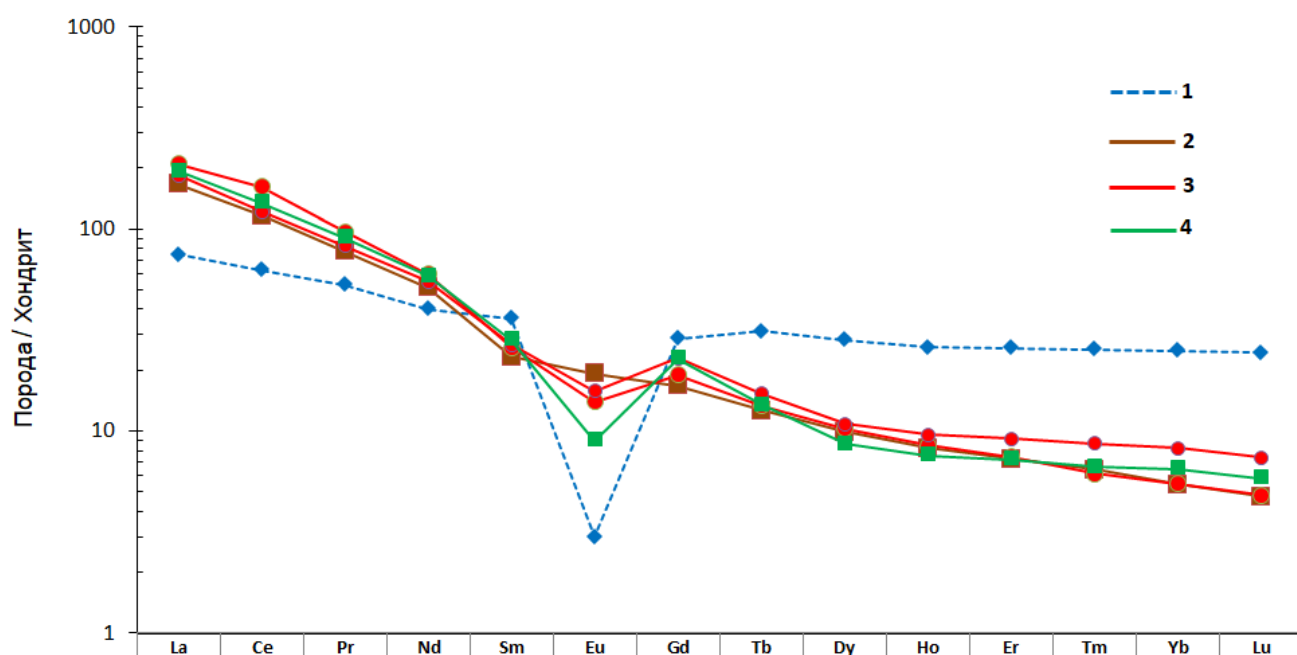


Рис. 105. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989], в кислых вулканитах Верхнечегемского района

1 – коричневые риодациты Башильского вала; риолиты и риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии: **2** – верх разреза, **3** – середина разреза, **4** – низы разреза

Для коричневых риодацитов Башильского вала характерно отношение $(La/Lu)_N=3,1$, низкое фракционирование LREE $((La/Sm)_N=2,06)$ и HREE $((Gd/Yb)_N=1,14)$ и резкая отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*=0,09)$ (рис. 105), что связано с фракционированием полевых шпатов. Обращает на себя внимание резкое обеднение Sr и Ba, их кларки концентрации составляют 0,04 и 0,07 соответственно. Содержание Rb и U наоборот выше, чем в вулканитах, слагающих основную толщу ВЧ депрессии.

Содержание редкоземельных элементов в породах, слагающих разные массивы НЧ, отличается от такового в вулканитах ВЧ и между собой. Для пемзовых туфов Каменки (Чегем-Шалушкинский массив) характерна резкая отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*=0,04)$ и

отношение $(La/Lu)_N=12,6$, в то время как для игнимбритов с фьямме-текстурой Чегем-Баксанского массива отношение $(La/Lu)_N$ составляет 3,4 при $(Gd/Yb)_N=0,95$, $Eu/Eu^*=0,14$ (рис. 106). Розовато-коричневые игнимбриты Баксан-Куркужинского массива характеризуются наименьшей отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0,46$) и наибольшей интенсивностью обогащения LREE относительно HREE ($(La/Lu)_N=23,1$). Игнимбриты Чегем-Баксанского массива резко обеднены Ba и Sr (приложение 20), их кларки концентрации составляют 0,05 и 0,03 соответственно. Туфы Каменки резко обеднены Ba и V, их кларки концентрации составляют 0,08 и 0,05.

Продукты более поздних фаз вулканической активности – туфы из баксангэсской толщи, дацитовые туфы в правом борту р. Баксан у с. Заюково и в левом борту р. Чегем над с. Нижний Чегем – характеризуются незначительной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0,24-0,40$) и низким фракционированием HREE ($(Gd/Yb)_N=1,36-2,26$). Дацитовые туфы в правом борту р. Баксан у с. Заюково отличаются наибольшими значениями отношений $(La/Lu)_N=32,4$ и $(La/Sm)_N=7,18$ (рис. 106).

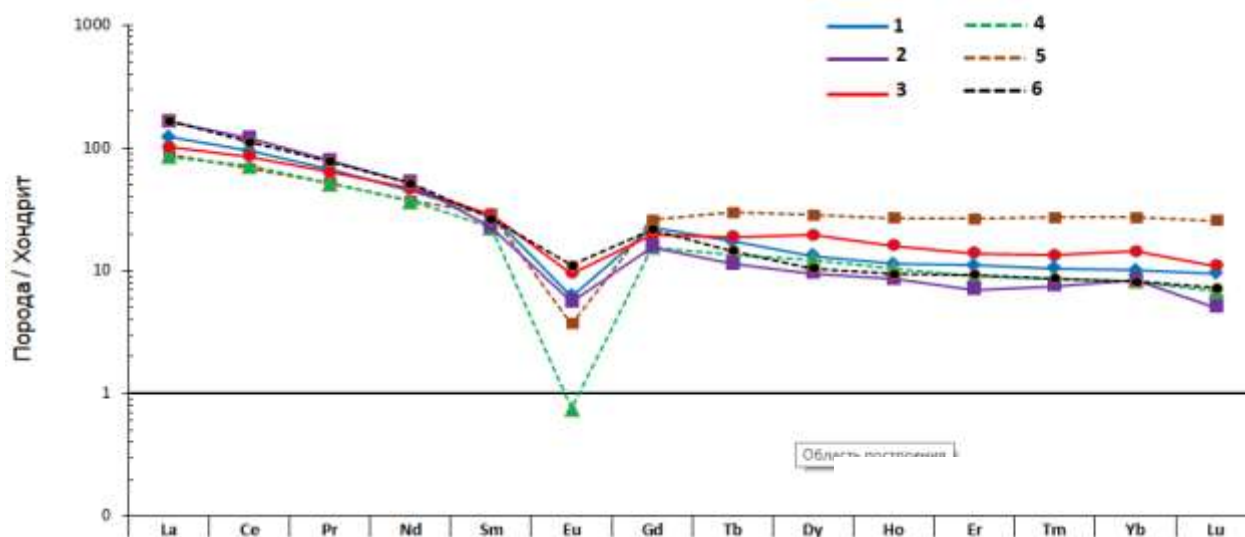


Рис. 106. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989], в кислых вулканитах Нижнечегемского района

Продукты гелазий–эоплейстоценовой фазы вулканической активности: 1 – Баксангэсская толща; продукты позднеэоплейстоценовой фазы вулканической активности: 2 – дацитовые туфы руч. Мешоко, 3 – дацитовые туфы над с. Нижний Чегем; продукты позднеплиоценовой фазы вулканической активности: 4 – пемзовые туфы, вскрытые в карьере в районе Каменского месторождения в восточной части Чегем-Шалушкинского массива, 5 – игнимбриты у с. Лечинкай, Чегем-Баксанский массив, 6 – игнимбриты г. Харахора, Баксан-Куркужинский массив

В целом для исследованных вулканитов НЧ и ВЧ районов характерно наличие отрицательных Ba, Sr, Nb-Ta, Zr, Ti аномалий и положительной Pb аномалии (рис. 107; рис. 108).

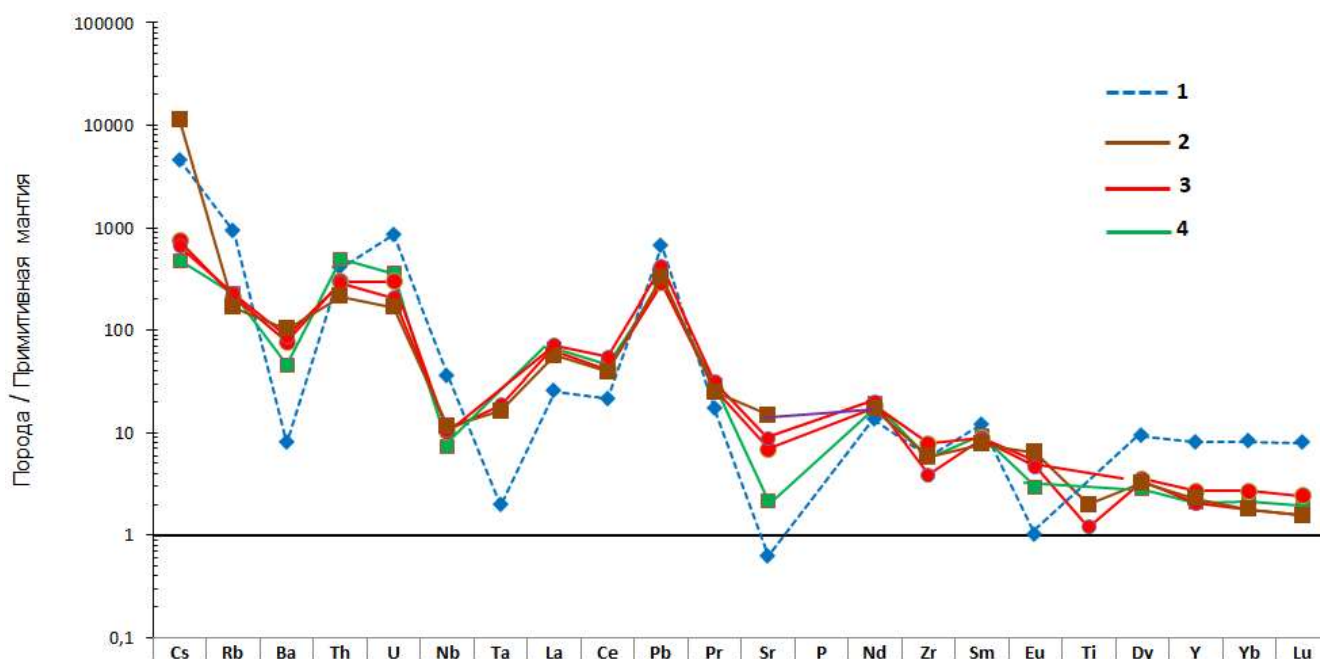


Рис. 107. Диаграмма распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в кислых вулканитах Верхнечегемского района

1 – коричневые риодациты Башильского вала; риолиты и риодациты Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии: **2** – верх разреза, **3** – середина разреза, **4** – низы разреза

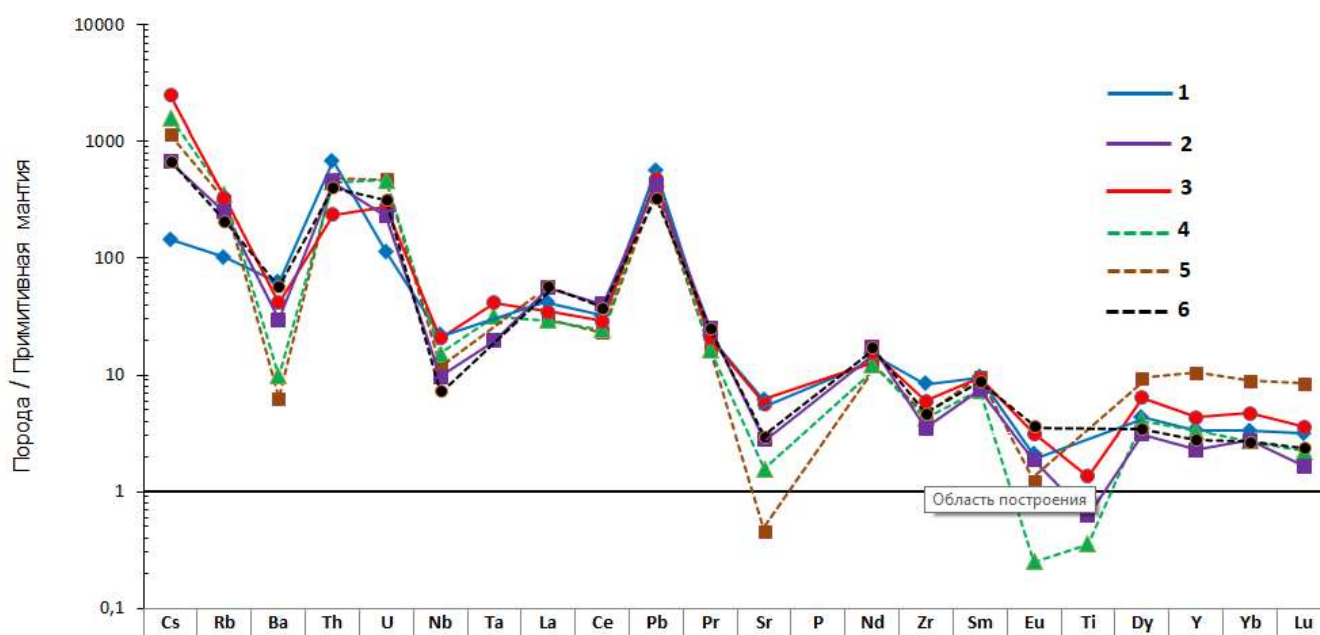


Рис. 108. Диаграмма распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в кислых вулканитах Нижнечегемского района

Продукты гелазий–эоплейстоценовой фазы вулканической активности: 1 – Баксангэсская толща;
продукты позднечегемской фазы вулканической активности: 2 – дацитовые туфы руч. Мешоко, 3 – дацитовые туфы над с. Нижний Чегем;
продукты позднелистоценовой фазы вулканической активности: 4 – пемзовые туфы, вскрытые в карьере в районе Каменского месторождения в восточной части Чегем-Шалушкинского массива, 5 – игнимбриты у с. Лечинкай, Чегем-Баксанский массив, 6 – игнимбриты г. Харахора, Баксан-Куркужинский массив

Сходство пород по распределению содержаний элементов-примесей на спайдер-диаграммах с изученными кислыми вулканитами Эльбрусского района (см. рис. 58; рис. 59), вероятно, указывает на их общий магматический источник.

Представленные в настоящей работе данные о содержании элементов-примесей в кислых вулканитах НЧ и ВЧ районов, полученные методом ICP-MS, пополняют имеющийся массив данных, полученных ранее другими исследователями инструментальным нейтронно-активационным методом [Лятифова, 1993; Lipman et al., 1993].

4.4. Возраст вулканитов: сопоставление изотопного возраста пород с их относительным возрастом

Изотопно-геохронологические исследования вулканитов ВЧ и НЧ нагорий проводились К-Аг и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами. Большая часть датировок, полученных другими исследователями, находится в хронологических пределах границ возраста, определенного при помощи геолого-геоморфологического метода с учетом имеющихся палеомагнитных данных (рис. 109). В силу ограничения временной шкалы до 4,3 млн. лет назад на рис. 109 не показаны имеющиеся более древние К-Аг датировки: $4,3 \pm 1,0$ млн. лет (по основной массе), $4,1 \pm 1,0$ млн. лет (по плагиоклазу), $5,9 \pm 0,5$ млн. лет (по санидину) для риолитов низов толщи ВЧ депрессии; 5,6 млн. лет (по породе), $5,6 \pm 1,0$ млн. лет (по биотиту) для спекшихся туфов НЧ нагорья [Лебедько, Усик, 1985]. Значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста биотита и санидина из кислых вулканитов обоих районов совпадают в пределах погрешности [Gazis et al., 1995], однако это не является доказательством образования кислых вулканитов НЧ в результате субаэрального переноса пирокластического материала, возникшего при мощных эксплозивных извержениях на территории ВЧ нагорья. Более того, образование вулканитов в обоих районах могло происходить неодновременно.

Одним из дискуссионных вопросов является время образования андезитов гор Кумтюбе и Кюйгенкая, залегающих на размытой неровной поверхности моренных отложений и завершающих разрез вулканогенной толщи в ВЧ депрессии. В работе [Лебедев и др., 2006] андезиты отнесены к плиоцену, однако следует вводить поправку на то, что во время написания данной работы нижняя граница четвертичной системы находилась на уровне 1,8 млн. лет [Борисов, 2014]. В трудах [Милановский, Короновский, 1973; Типы..., 2006] указано, что морена относится к апшеронскому оледенению, а в монографии [Милановский, Короновский, 1973] к апшерону отнесены и перекрывающие ее андезиты.

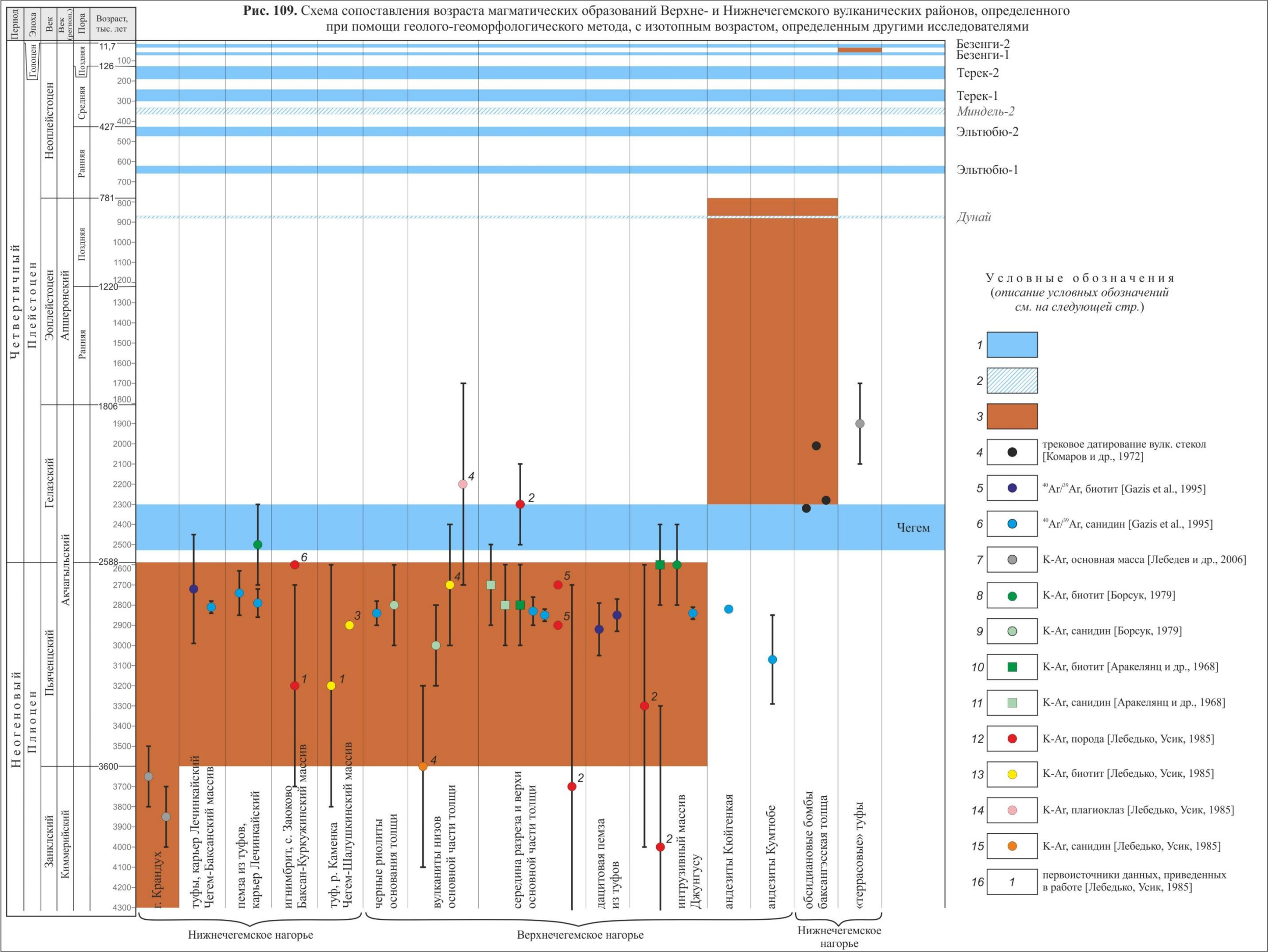


Рис. 109. Схема сопоставления возраста магматических образований Верхне- и Нижнечегемского вулканических районов, определенного при помощи геолого-геоморфологического метода, с изотопным возрастом, определенным другими исследователями.

1 – кавказские оледенения (см. подглаву 2.1); **2** – альпийские оледенения, хронологические эквиваленты которых не выявлены на Большом Кавказе; **3** – относительный возраст продуктов магматической активности с уверенно установленными нижним и верхним возрастными пределами их образования; **4** – результаты трекового датирования вулканических стекол из испытавших перенос и переотложение бомб обсидиана, содержащихся в отложениях баксангэсской толщи (Нижнечегемский район) [Комаров и др., 1972]; **5–15** – *изотопный возраст, определенный другими исследователями, с ссылками на использованные работы*: **12–15** – изотопный возраст из обобщающей сводки данных радиологического возраста метаморфических, интрузивных и осадочных пород Северного Кавказа [Лебедько, Усик, 1985]; **16** – *первоисточники данных, приведенных в обобщающей сводке [Лебедько, Усик, 1985], с указанием первого автора и года публикации (показаны на схеме)*: **1** – Афанасьев, 1963; **2** – Афанасьев, 1964; **3** – Афанасьев, 1966; **4** – Станкевич, 1976; **5** – Звягинцев, 1978; **6** – Багдасарян, 1981.

Для некоторых возрастов не показаны доверительные интервалы, поскольку они не превышают размеров маркера.

Также существует мнение, что морена связана с оледенением, являющимся хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Миндель, а андезиты образовались в миндель-рисское межледниковье [Масуренков, 1961; Газеев и др., 2006], которое в настоящее время соответствует МИС 9 (334–301 тыс. лет) и третьей ступени среднего неоплейстоцена [Стратиграфический..., 2019, с. 58].

Ко второй и третьей ступеням среднего неоплейстоцена морена и андезиты соответственно отнесены и на ГК-200/2 (лист К-38-VIII, XIV) [Письменный и др., 2001]. С учетом точки зрения, согласно которой в пределах БК все сохранившиеся ледниковые отложения представляют собой морены двух фаз последнего и предпоследнего оледенений, а морены более древних оледенений были уничтожены, на ГК-1000/3 (лист К-37, К-38, К-39) морена отнесена к предпоследнему оледенению, а возраст перекрывающих ее андезитов принят как средненеоплейстоценовый [Государственная..., 2011б]. В актуализированной Легенде карты четвертичных отложений масштаба 1:200000 Кавказской серии листов [Легенда..., 2009] морена относится к четвертой ступени среднего неоплейстоцена (301–243 тыс. лет), а андезиты – к пятой (243–191 тыс. лет) [Стратиграфический..., 2019, с. 58]. Средневзвешенное значение возраста плато одной из двух $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок андезитов, признанной получившими их исследователями хорошей, составляет $2,82 \pm 0,02$ млн. лет [Gazis et al., 1995]. Тем не менее, с учетом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок кислых вулканитов основной части толщи (рис. 109) и перерыва в вулканической активности, пришедшегося на полупокровное оледенение, эта датировка не уточняет время образования андезитов. Однако в работе [Milanovsky, 2008] обосновано, что возраст чегемского оледенения не может быть моложе 2 млн. лет, поскольку морена в тех местах, где она перекрывается андезитами, располагается на высоте 3,5 км на поверхности

вулканического плато, образовавшегося до интенсивного подъема чегемского вулканического нагорья и эрозии, которая образовала ущелье р. Чегем, чье русло расположено на высоте 1,5 км, или примерно на 2 км ниже чегемской морены. По мнению Е.Е. Милановского, чегемское полупокровное оледенение может соответствовать интервалу 2,8–2,5 млн. лет и быть хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Бибера. С учетом того, что оледенение Бибера соответствует МИС 100 и 98 (с пиками 2,52 и 2,48 млн. лет) [Van Couvering, 2013], а эпоха похолодания климата длилась приблизительно до 2,3 млн. лет, чегемское оледенение могло произойти во время этого интервала. Окатанные обломки лав, очень похожих на андезиты гор Кумтюбе и Кюйгенкая, присутствуют в верхней части видимого разреза баксангэсской толщи [Милановский, Короновский, 1969; 1973], что свидетельствует об их существовании во время образования толщи, верхний возрастной предел которой в силу свойственной слагающим ее породам обратной ориентировке вектора естественной остаточной намагниченности ограничен окончанием эпохи Матуяма (781 тыс. лет) [Милановский, Короновский, 1973]. Принимая во внимание определенный методом трекового датирования вулканических стекол возраст испытавших перенос и переотложение бомб обсидиана, которые содержатся в баксангэсской толще, а также неустойчивость направления вектора естественной остаточной намагниченности в андезитах Кумтюбе и Кюйгенкая [Милановский, Короновский, 1973], можно предположить, что андезиты были образованы во время события (млн. лет) «Х» (2,44), 2,39, 2,33, 2,19 или Реюньон (2,14) [Постановления..., 2016]. Однако для более уверенного определения возраста андезитов необходимо проведение новых палеомагнитных исследований; их относительный возраст в настоящее время определяется как гелазий–эоплейстоценовый.

К-Аг возраст «террасовых» туфов последней фазы активности НЧ нагорья, упомянутый в работе [Лебедев и др., 2006] и равный $1,9 \pm 0,2$ млн. лет, явно сильно удревнен, поскольку туфы залегают на высоте 15–40 м над современными руслами рек. Возможно, в пробу попал более древний вулканогенный материал, либо результат является ошибочным ввиду молодого возраста туфов, образованных не ранее 57 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное изучение кислых вулканитов Эльбрусской вулканической области в пределах Эльбурского, Нижнечегемского и Верхнечегемского вулканических районов позволило уточнить их пространственно-временные соотношения и место в новейшей геологической истории развития вулканической области, дополнить сведения об их вещественном составе, предложить механизм образования вулканитов туфового и игнимбритового облика, развитых в указанных вулканических районах.

На основе анализа собранных материалов из опубликованных и фондовых источников и фактического материала, полученного в ходе проведенных автором на территории ЭВО в 2008–2010 и 2015 годах полевых работ, а также полученных результатов лабораторно-аналитических исследований собранного каменного материала, все три сформулированные в диссертации защищаемые положения обоснованы.

В рамках обоснования первого и третьего защищаемых положений установлено, что расположенные по периферии вулкана Эльбрус кислые вулканы туфового и игнимбритового облика по своим вещественным признакам относятся к флюидолитам (третье защищаемое положение) и образованы в результате разновозрастных извержений из 11 автономных центров, 2 из которых выявлены автором впервые, и не являются, как это считалось ранее большинством исследователей, останцами единичных пирокластических потоков или единого пирокластического покрова. Они также не являются вещественным свидетельством прохождения вулканом Эльбрус кальдерной стадии, что ранее утверждалось и другими авторами [Короновский, Дёмина, 2007; Лебедев и др., 2010б; 2011а; Чернышев и др., 2011]. На основании геологических данных уточнено время образования вулканических пород, расположенных по периферии вулкана Эльбрус: флюидолиты риодацитового состава были образованы в эоплейстоцене, дациты и флюидолиты менее кислого риодацитового состава – в позднем неоплейстоцене (первое защищаемое положение).

При обосновании второго защищаемого положения установлено, что Верхнечегемская вулcano-тектоническая депрессия выполнена верхнеплиоценовыми кислыми вулканическими породами, имеющими в основном лавовый генезис, и не является поставщиком вулканогенного материала для Нижнечегемского покрова, имеющего в основном пирокластический генезис и образованного в результате извержений из многих местных вулканических центров.

Для более точного выявления времени образования кислых вулканических пород ЭВО в дальнейшем рекомендуется провести изучение состава грубообломочного материала в аллювии надпойменных террас р. Кубань, выполнить детальные палеомагнитные исследования, а также трековое датирование цирконов, присутствующих в вулканических породах в качестве акцессорного минерала.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ СОКРАЩЕНИЙ

БК – Большой Кавказ

ВЧ – Верхний Чегем / Верхнечегемский

ГГК – государственная геологическая карта

метод Q-ЭПР – метод электронного парамагнитного резонанса по пороодообразующему кварцу

НЧ – Нижний Чегем / Нижнечегемский

ЭВО – Эльбрусская вулканическая область

Ab – альбит

An – анортит

Ann – аннит

Bt – биотит

C – халцедон

Cl – глинистый минерал

Cor – корунд

Gl – стекло

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

Hyp – гиперстен

ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

Il – ильменит

Ist – истонит

LREE – легкие редкоземельные элементы

Mt – магнетит

Or – ортоклаз

Phl – флогопит

Pl – плагиоклаз

Q – кварц

REE – редкоземельные элементы

San – санидин

Sdf – сидерофиллит

TAS-диаграмма – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$

Timt – титаномагнетит

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1962. № 9. С. 67–74.
2. *Авдулов М.В., Короновский Н.В.* О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 32–39.
3. *Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Бобков А.В., Дканиялов М.Г.* Изучение вулканических аэрозолей на вулканах Авачинский, Корякский, Эльбрус. Связь потока аэрозолей с деформациями поверхности // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125-летию со дня рождения акад. А.Н. Заварицкого. М.: ИГЕМ РАН, 2009. С. 10–12.
4. *Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Шик С.М.* Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
5. *Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным К-Аг датирования // ДАН. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
6. *Арсанова Г.И.* Роль воды в вулканизме // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 69–80.
7. *Бабанский А.Д., Ашихмина Н.А., Коваленко В.И., Лятифова Е.Н., Кононкова Н.Н.* Исходная магма пород Верхнечегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) по данным изучения включений в минералах // ДАН. 1995. Т. 344. № 2. С. 226–228.
8. *Березнер О.С., Скрипко К.А.* Эти загадочные игнимбриты: текстурно-структурные особенности и происхождение // Жизнь Земли. 2017. Т. 39. № 4. С. 403–410.
9. *Боровиков В.П.* Statistica. Искусство анализа данных на компьютере: Для профессионалов. СПб.: Питер, 2003. 688 с.
10. *Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М.* Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 291–320.
11. *Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Катов Д.М., Пурига А.И.* Катастрофические палеолахары вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // ДАН. 1998а. Т. 362. № 4. С. 518–521.
12. *Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Катов Д.М., Пурига А.И.* Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // ДАН. 1998б. Т. 363. № 4. С. 315–317.

13. *Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Катов Д.М., Пурига А.И.* Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // ДАН. 1998в. Т. 363. № 2. С. 219–221.
14. *Борисов Б.А.* О необходимости введения в общую стратиграфическую шкалу России новой таксономической единицы «подраздел» // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 77–79.
15. *Борсук А.М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
16. *Бубнов С.Н.* Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: автореферат ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.04. Москва, 2003. 27 с.
17. *Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В.* N-Q магматизм Большого Кавказа: геодинамическая позиция, геохимическая и металлогеническая специализация, источники расплавов // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2011. № 57. С. 73–75.
18. *Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Ермина О.С., Цховребова А.Р., Шубин И.И., Стенников А.В.* Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 53–59.
19. *Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
20. *Влодавец В.И.* О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1953. № 3. С. 96–106.
21. *Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
22. *Гаджиева З.Х.* История развития рельефа Северного Кавказа. Махачкала: Изд-во Махачкалинского филиала РГПУ им. А.И. Герцена, 2014. 41 с.
23. *Газеев В.М.* Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ): диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.04. Москва, 2003. 177 с.
24. *Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Исаков С.И.* Плиоцен-четвертичные пеплы на территории Южного Федерального Округа (проблемы,

- парадоксы, идеи) // Вестник Владикавказского научного центра. 2011. Т. 11. № 3. С. 39–47.
25. Газеев В.М., Задов А.Е., Гурбанов А.Г., Перцев Н.Н., Мохов А.В., Докучаев А.Я. Редкие минералы Верхнечегемской кальдеры (в ксенолитах скарнированных известняков из игнимбритов) // Вестник Владикавказского научного центра. 2006. Т. 6. № 1. С. 18–27.
 26. Газеев В.М., Носова А.А., Сазонова Л.В., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоценовых-голоценовых вулканитов Эльбруса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 24–45.
 27. Геологический словарь. В трех томах. Т. 1. А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
 28. Геологический словарь. В трех томах. Т. 3. Р–Я. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.
 29. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1. Геологическое описание / Гл. ред. А.В. Сидоренко. Ред. В.Л. Андрушук, соред.: А.Я. Дубинский, В.Е. Хаин. М.: Недра, 1968. 760 с.
 30. Голубева И.И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 138 с.
 31. 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.
 32. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011а. 430 с.
 33. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011б.
 34. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013а.
 35. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013б. 365 с.
 36. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Скифская. Лист L-38-XXV (Шпаковское). Изд. 2-е. Объяснительная записка. М., 1999. 126 с.

37. Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Геотермическое районирование и тектодинамика Северного Кавказа (опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока) // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 52–59.
38. Гурбанов А.Г., Богатилов О.А., Докучаев А.Я., Газеев В.М., Лексин А.Б., Ляшенко О.В. Транскавказское направление вулканизма: причина, следствия и эпитеpмальная минерализация // Вестник Владикавказского научного центра. 2007. Т. 7. № 3. С. 25–44.
39. Гурбанов А.Г., Богатилов О.А., Карамурзов Б.С., Лексин А.Б., Газеев В.М., Цуканова Л.Е., Шевченко А.В., Долов С.М. Результаты оценки современного состояния «спящего» вулкана Эльбрус, полученные комплексом геолого-геофизических и дистанционных методов. Разработанная технология мониторинга активности «спящих» вулканов центрального типа (на примере Эльбруса, КБР, Россия) // Вестник Владикавказского научного центра. 2013. Т. 13. № 4. С. 36–50.
40. Гурбанов А.Г., Богатилов О.А., Карамурзов Б.С., Цуканова Л.Е., Лексин А.Б., Газеев В.М., Мохов А.В., Горностаева Т.А., Жариков А.В., Шмонов В.М., Докучаев А.Я., Горбачева С.А., Шевченко А.В. Необычные виды дегазации из расплавов периферических магматических камер «спящего» вулкана Эльбрус (Россия): геохимические и минералогические особенности // Вулканология и сейсмология. 2011. № 4. С. 3–20.
41. Дёмина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Признаки импактогенеза в продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья // Континентальный неовулканизм Альпійської складчастої зони Східної Європи. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. КГУ Київ, 2013. С. 34–39 (0,625 п.л. / авторський вклад 20%).
42. Доценко В.В. Тектоника и структурная геоморфология северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа. В кн.: Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том V. Грозный: Грозненский рабочий, 2016. С. 99–117.
43. Дубровская Л.И., Князев Г.Б. Компьютерная обработка естественно-научных данных методами многомерной прикладной статистики: Учебное пособие. Томск: ТМЛ-Пресс, 2011. 120 с.
44. Журавлев А.З., Негрей Е.В. Синхронность формирования эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказа) по данным Rb-Sr-метода // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 482–485.
45. Застрожнов А.С., Данукалова Г.А., Головачев М.В., Титов В.В., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Осипова Е.М., Трофимова С.С., Зиновьев Е.В., Курманов Р.Г. Сингильские

- отложения в схеме квартера Нижневолжского региона: новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 6. С. 80–120.
46. *Инишин П.В., Инишина В.М.* О генезисе «пепловых» флюидальных и сферолитовых структур Рудного и Южного Алтая // Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Тр. ИГН АН КазССР. 1966. Т. 18. С. 50–60.
 47. *Комаров А.Н., Сковородкин Н.В., Карапетян С.Г.* Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления Урана // Геохимия. 1972. № 6. С. 693–698.
 48. *Короновский Н.В.* Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. В кн.: Оледенение Эльбруса. М.: МГУ, 1968. С. 15–72.
 49. *Короновский Н.В.* Флюидлипариты Верхнечегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ) // Доклады АН СССР. 1975. Т. 220. № 2. С. 447–450.
 50. *Короновский Н.В.* К проблеме игнимбритов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1976а. Т. 51. Вып. 5. С. 106–120.
 51. *Короновский Н.В.* Строение Верхнечегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ) и проблема подвижности кислых лав // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1976б. № 5. С. 16–29.
 52. *Короновский Н.В.* Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.01. Москва, 1979. 504 с.
 53. *Короновский Н.В.* Двойственная природа игнимбритов // Природа. 1983а. № 3. С. 12–18.
 54. *Короновский Н.В.* Путеводитель геологической экскурсии по Кавказу. М.: ВИЭМС, 1983б. 97 с.
 55. *Короновский Н.В.* Этапы новейшего вулканизма и проблемы их корреляции с формированием рельефа Центрального Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 47–66.
 56. *Короновский Н.В., Быков М.В., Сапарин Г.В., Стуев В.И.* Микроликвация в кислых вулканических породах // ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 190–193.
 57. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
 58. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа. В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–283.
 59. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Мышенкова М.С.* Флюидолиты – горные породы нового генетического типа Эльбрусского вулканического района // ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 1–4 (0,438 п.л. / авторский вклад 25%).

60. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Мышенкова М.С.* Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. 8–14 (1,125 п.л. / авторский вклад 20%).
61. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Промыслова М.Ю., Мышенкова М.С.* Признаки глубинных взрывов флюидов в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-тубе (Западное Приэльбрусье) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 7–15 (1,125 п.л. / авторский вклад 20%).
62. *Короновский Н.В., Лебедев-Зиновьев А.А.* Строение дайки в долине р. Сарын-Су (Верхнечегемское вулканическое нагорье, Северный Кавказ) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 56–64.
63. *Короновский Н.В., Милановский Е.Е.* Новые данные о геологическом строении и истории формирования вулкана Эльбрус. В сб.: Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году. № 2. Эльбрусская экспедиция Московского Государственного Университета и Института Прикладной Геофизики Академии Наук СССР. Москва, 1958. С. 23–72.
64. *Короновский Н.В., Моляко В.Г.* Генезис минералов-вкрапленников в эффузивах Эльбруса // ДАН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 926–928.
65. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Кала-Кулак – овраг замков // Природа. 2009. № 8. С. 54–56 (0,334 п.л. / авторский вклад 40%).
66. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Строение западного склона вулкана Эльбрус и Приэльбрусья // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 2. С. 60–73 (1,512 п.л. / авторский вклад 50%).
67. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С.* Формирование и генезис риолитовой толщи Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 3–12 (1,188 п.л. / авторский вклад 50%).
68. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С., Брянцева Г.В.* Вулкан Эльбрус, Северный Кавказ // Жизнь Земли. 2015. Т. 37. С. 12–20 (0,699 п.л. / авторский вклад 30%).
69. *Короновский Н.В., Мышенкова М.С., Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И.* Верхнеплейстоцен-голоценовые лавовые потоки Эльбруса и плотность поверхностного теплового потока. В кн.: Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований. Владикавказ: ГФИ ВНИЦ РАН, 2017. С. 101–107 (0,512 п.л. / авторский вклад 15%).
70. *Короновский Н.В., Фадеев В.Е., Фромберг Э.Д.* Причины раздробленности минералов-вкрапленников в кислых вулканических породах группы игнимбритов // Бюллетень

- Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1978. Т. 53. Вып. 5. С. 67–75.
71. *Короновский Н.В., Фромберг Э.Д.* Возможные признаки ликвации в кислых вулканических породах // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1979. Т. 54. Вып. 5. С. 47–54.
 72. *Курчавов А.М.* Проблемы диагностики и петрогенезиса игнимбритов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 1–10.
 73. *Лаврушин В.Ю., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П.* Первая находка вулканического пепла в четвертичных отложениях Нижнего Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 207–217.
 74. *Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В.* Основной магматизм в геологической истории Эльбрусской неовулканической области (Большой Кавказ): К-Ar- и Sr-Nd-изотопные данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 78–82.
 75. *Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И.* Магматическая активность на Северном Кавказе в раннем неоплейстоцене: активные вулканы Эльбурского центра, хронология и характер извержений // ДАН. 2011а. Т. 436. № 1. С. 79–85.
 76. *Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И.* Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // ДАН. 2010а. Т. 430. № 2. С. 232–238.
 77. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М.* Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые К-Ar и Rb-Sr данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
 78. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Ar и Sr-Nd изотопных исследований // Геохимия. 2010б. № 1. С. 45–73.
 79. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шарков Е.В.* Геохронологическая шкала и эволюция позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН. 2011б. Т. 441. № 4. С. 521–526.
 80. *Лебедько Г.И., Усик В.И.* Геохронология Северного Кавказа. Издательство Ростовского университета, 1985. 148 с.
 81. *Леонов Ю.Г.* Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа. В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.
 82. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

83. *Лилиенберг Д.А.* Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга // Известия РАН. Сер. географ. 1994. № 2. С. 16–36.
84. *Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А., Преснов Д.А., Долов С.М., Данилов К.Б.* Исследование глубинного строения вулкана Эльбрус методом микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 28–32.
85. *Лиходеев Д.В., Михаленко В.Н.* Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 4. С. 70–75.
86. *Ляtifова Е.Н.* Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ): автореферат ... кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.08. Москва, 1993. 25 с.
87. *Ляхович В.В.* Цезий в стекловатых породах Тырныауза (Северный Кавказ) // ДАН СССР. 1973. Т. 208. № 4. С. 964–957.
88. *Малеев Е.Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
89. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В., Заклюковская А.С., Преснов Д.А.* Развитие системы разномасштабного сейсмического мониторинга в районе вулкана Эльбрус // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 4. С. 47–57.
90. *Маракушев А.А.* Петрография. Часть II. Магматические породы. М.: Изд-во МГУ, 1981. 328 с.
91. *Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д., Панях Н.А., Федосова С.П.* Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. № 1. С. 571–595.
92. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* Генезис кислых лав // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 1. С. 3–24.
93. *Масуренков Ю.П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. Труды ИГЕМ. М.: Изд. АН СССР. 1961. Вып. 51. 132 с.
94. *Масуренков Ю.П.* Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюллетень вулканологических станций. 1971. № 47. С. 79–82.
95. *Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С.И.* Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус / Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 57–78.
96. *Махлаев Л.В., Голубева И.И.* Флюидизаты требуют внимания // Природа. 2001. № 9. С. 59–68.
97. *Микей А.Я.* Карачаевские месторождения пемзы // Минеральное сырье. 1931. № 12. С. 1028–1043.

98. *Милановский Е.Е.* Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С. 41–50.
99. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
100. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: Тр. Всес. аэрогеол. треста. Вып. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 92–127.
101. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус // ДАН СССР. 1961. Т. 141. № 2. С. 433–436.
102. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Нижнечегемский вулканический район (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1969. № 4. С. 15–29.
103. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.
104. *Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Короновский Н.В.* Эволюция, химизм и генезис эффузивов Эльбруса // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 6. С. 31–46.
105. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 192 с.
106. **Мышенкова М.С.** Сравнительный анализ кислых вулканитов Верхне- и Нижнечегемского районов (Северный Кавказ) // Материалы Международного молодежного научного форума "Ломоносов-2017". / Отв. ред. А.И. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс]. М.: Макс Пресс, 2017 (0,059 п.л. / авторский вклад 100%).
107. **Мышенкова М.С., Короновский Н.В.** Башильский вал – позднеплейстоценовая экструзия в кальдере Верхнего Чегема (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 28–35 (0,938 п.л. / авторский вклад 80%).
108. **Мышенкова М.С., Короновский Н.В.** Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Динамическая геология. 2020. № 1. С. 15–27 (1,357 п.л. / авторский вклад 80%).
109. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
110. *Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция). В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.
111. *Петров В.П.* Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктик-туфа // Труды Лаборатории вулканологии / АН СССР. 1957. Т. 782. Вып. 14. С. 17–25.

112. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
113. *Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б., Борсук А.М.* Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–125.
114. *Попов В.С.* О происхождении пепловидной и полосчатой текстур в риолитах // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1977. Ч. CVI. Вып. 5. С. 572–580.
115. *Попов В.С.* Смещение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 3–14.
116. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 44. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. 68 с.
117. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.
118. *Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л.* Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние (Геологический атлас Северного Кавказа м-ба 1:1000000 // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 27–38.
119. *Растворова В.А.* О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1963. Т. 38. Вып. 6. С. 65–83.
120. *Рейснер Г.И., Богачкин Б.М.* Стратиграфия и тектоника антропогена Центрального Предкавказья. М.: ИФЗ РАН, 1989. 194 с.
121. *Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатиков А.В.* Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. № 6. С. 69–81.
122. *Розен О.М., Богина М.М.* Компьютерное моделирование выплавления коллизионных гранитоидов: проблемы источника (на примере плиоценовых гранитов Кавказа) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. Т. 2. С. 124–126.
123. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир. Труды ГИН РАН. 2001. Вып. 545. 188 с.
124. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Ростовского университета, 1969. 218 с.

125. *Седенко С.М.* К вопросу о происхождении эффузивов Верхне-Чегемского нагорья // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. 1962. Вып. X. С. 76–80.
126. *Собисевич А.Л.* Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Том 1. М.: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2012. 512 с.
127. *Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа. В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.
128. *Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Смутьская А.И.* Чучкурские ксенолиты и проблема тектонического положения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 368–370.
129. *Станкевич Е.К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
130. *Стеклов А.А.* Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. Труды Геологического института Академии наук СССР, вып. 163. М.: Недра, 1966. 263 с.
131. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
132. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.
133. *Тушинский Г.К.* Гляциологические работы на Эльбрусе // Информационный сборник о работах географического факультета Московского государственного университета по Международному геофизическому году. № 1. М.: 1958. С. 3–28.
134. *Устиев Е.К., Джигаури Д.Г.* Спекшиеся туфы Вардзийской формации (Южная Грузия) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1971. № 4. С. 3–16.
135. *Фельдман В.И.* Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 1990. 299 с.
136. *Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Якушев А.И.* Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 1. С. 100–130.
137. *Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В.* Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151–1166.
138. *Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.* Плиоценовые игнимбриты Приэльбрусья и их место в истории неоген-четвертичного вулканизма

- Большого Кавказа (изотопно-геохронологические данные) // ДАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 247–252.
139. Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.
 140. Шабалин Р.В. Датирование эффузивных и интрузивных пород Центрального Кавказа методом ЭПР спектроскопии кварца: автореферат ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.05. Москва, 2002. 23 с.
 141. Шарфман В.С., Кузнецов И.Е., Соболев Р.Н. Структуры магматических пород и их генезис. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 396 с.
 142. 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.
 143. Штейнберг Г.С. Замечание к статье М.В. Авдулова «О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса» // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1964. № 4. С. 100.
 144. Щербакова Е.М. О палеогеографии горных стран (на примере Большого Кавказа). В сб.: Палеогеография четвертичного периода: К VII Международному конгрессу Ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА), США, 1965. М.: Изд-во Московского университета, 1965. 139 с.
 145. Эндогенные рудоносные брекчиевые образования. Методические рекомендации по выявлению эндогенных брекчиевых образований различных генетических типов и оценке их потенциальной рудоносности применительно к задачам Госгеолкарт. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. 104 с.
 146. Яковлева Е.Б. О некоторых особенностях кристаллизации магматических пород кремнекислого состава // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1979. Т. 54. Вып. 2. С. 76–87.
 147. Allen S.R., McPhie J. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. Vol. 126. Issue 3. P. 263–283.
 148. Bacon C.R., Lowenstern J.B. Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 233. Issues 3–4. P. 277–293.

149. *Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 126. P. 91–108.
150. *Branney M.J., Kokelaar B.P.* A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite // *Bulletin of Volcanology*. 1992. Vol. 54. P. 504–520.
151. *Branney M.J., Kokelaar B.P.* Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir No. 27*. 2002. 143 p.
152. *Brown R.J., Andrews G.D.M.* Deposits of pyroclastic density currents. In Sigurdsson H. (editor-in-chief). *The Encyclopedia of Volcanoes, Second Edition*. Academic Press, 2015. P. 631–648.
153. *Bull K.F., McPhie J.* Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. Vol. 164. P. 205–216.
154. *Cherniak D.J., Watson E.B.* Pb diffusion in zircon // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 172. P. 5–24.
155. *Cottrell E., Gardner J.E., Rutherford M.J.* Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece) // *Contrib Mineral Petrol*. 1999. Vol. 135. P. 315–331.
156. *Dadd K.A.* Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong Volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotaha lava dome, New Zealand // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1992. Vol. 54. P. 33–51.
157. *Dufek J., Ongaro T.E., Roche O.* Pyroclastic Density Currents: Processes and Models. In Sigurdsson H. (editor-in-chief). *The Encyclopedia of Volcanoes, Second Edition*. Academic Press, 2015. P. 617–629.
- ~~158.~~ *Fisher R.V.* Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1979. Vol. 6. Issues 3–4. P. 305–318.
159. *Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A.G.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 134. P. 377–391.
160. *Grange L.I.* Rhyolite sheet flows of the North Islands of New Zealand // *New Zealand Journal Science and Technology*. 1934. Vol. 16. No. 2. P. 57–67.
161. *Grange L.I.* The geology of the Rotorua-Taupo subdivision, Rotorua and Kaimanawa divisions // *New Zealand Geological Survey Bulletin*. 1937. Vol. 37. 138 p.

162. *Gurbanov A.G., Bogatikov O.A., Melekestsev I.V., Lipman P.W., Lowenstern J.B., Miller D.R., Dokuchaev A.Ya.* The Elbrus caldera in the Northern Caucasus: geological structure and time of formation // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2004. Vol. 6. No. 4. P. 251–255.
163. *Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I.* The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size / age relationships // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. Vol. 117. P. 393–406.
164. *Kano K., Matsuura H., Yamauchi S.* Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit Shiotani, southeast of Matsue, SW Japan // *Bulletin of Volcanology*. 1997. Vol. 59. Issue 2. P. 125–135.
165. *Knott T.R., Reichow M.K., Branney M.J., Finn D.R., Coe R.S., Storey M., Bonnichsen B.* Rheomorphic ignimbrites of the Rogerson Formation, central Snake River plain, USA: record of mid-Miocene rhyolitic explosive eruptions and associated crustal subsidence along the Yellowstone hotspot track // *Bulletin of Volcanology*. 2016. Vol. 78: 23. 25 p. URL: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00445-016-1003-x> (дата обращения: 14.01.2020).
166. *Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J.* Pb, U and Th diffusion in natural zircon // *Nature*. 1997. Vol. 390. P. 159–162.
167. *Lipman P.W., Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A., Gazis C., Gurbanov A.G., Hon K., Koronovsky N.V., Kovalenko V.I., Marchev P.* 2.8-Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1993. Vol. 57. Issues 1–2. P. 85–124.
168. *Manley C.R.* Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1996. Vol. 71. Issues 2–4. P. 129–153.
169. *Marshall P.* Notes on some volcanic rocks of the North Island of the New Zealand // *New Zealand journal of science and technology*. 1932. Vol. 13. P. 198–200.
170. *Marshall P.* Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district // *Transactions of the Royal Society of New Zealand*. 1935. Vol. 64. Issue 3. P. 323–366.
171. *Milanovsky E.E.* Origin and development of ideas on Pliocene and Quaternary glaciations in northern and eastern Europe, Iceland, Caucasus and Siberia. In *History of Geomorphology and Quaternary Geology*. Geological Society, London, 2008. Special Publication, 301. P. 87–115.
172. *Mundula F., Cioni R., Mulas M.* Rheomorphic diapirs in densely welded ignimbrites: The Serra di Paringianu ignimbrite of Sardinia, Italy // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. Vol. 258. P. 12–23.

173. **Myshenkova M.S.** Upper Pliocene acid volcanic rocks in the Upper Chegem and Lower Chegem highlands (Northern Caucasus, Russia) // *Innovations in Geology, Geophysics and Geography-2017. Conference materials of the 2nd International Youth Scientific and Practice Conference*. Moscow: Pero, 2017. P. 81–82 (0,106 п.л. / авторский вклад 100%).
174. *Pillans B., Gibbard P.* The Quaternary Period. In Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Vol. 2. Elsevier BV, 2012. P. 979–1010.
175. *Ray P.S.* Ignimbrite in the Kilchrist Vent, Skye. *Geological Magazine*. 1960. Vol. 97. Issue. 3. P. 229–238.
176. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2005. Vol. 58. P. 1–18.
177. *Reynolds D.L.* Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites // *American Journal of Science*. 1954. Vol. 252. Issue 10. P. 577–613.
178. *Reynolds D.L.* Calderas and ring-complexes // *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap., Geol. Series*. 1956. Vol. 16. P. 355–379.
179. *Ruprecht P., Bachmann O.* Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes // *Geology*. 2010. Vol. 38. No. 10. P. 919–922.
180. *Seguinot J., Ivy-Ochs S., Jouvett G., Huss M., Funk M., Preusser M.* Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. Issue 10. P. 3265–3285.
181. *Simões M.S., Almeida M.E., de Souza A.G.H., da Silva D.P.B., Rocha P.G.* Characterization of the volcanic and hypabissal rocks of the Paleoproterozoic Iricoumé Group in the Pitinga region and Balbina Lake area, Amazonian Craton, Brazil: Petrographic distinguishing features and emplacement conditions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. 286. P. 138–147.
182. *Soden A.M., Lunn R.J., Shipton Z.K.* Impact of mechanical heterogeneity on joint density in a welded ignimbrite. *Journal of Structural Geology*. 2016. Vol. 89. P. 118–129.
183. *Sparks R.S.J., Self S., Walker G.P.L.* Products of ignimbrite eruptions // *Geology*. 1973. Vol. 1. P. 115–118.
184. *Sparks R.S.J., Tait S.R., Yanev Y.* Dense welding caused by volatile resorption // *Journal of the Geological Society of London*. 1999. Vol. 156. P. 217–225.

185. *Sparks R.S.J., Walker G.P.L.* The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1977. Vol. 2. Issue 4. P. 329–341.
186. *Sparks R.S.J., Wilson L.* A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse // *Journal of the Geological Society*. 1976. Vol. 132. P. 441–451.
187. *Sparks R.S.J., Wilson L., Hulme G.* Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1978. Vol. 83. P. 1727–1739.
188. *Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: a new petrogenetic concept // *New Zealand Geological Survey Bulletin*. 1960. Vol. 68. P. 1–42.
189. *Sulpizio R., Dellino P., Doronzo D.M., Sarocchi D.* Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. 283. P. 36–65.
190. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
191. *Van Couvering J.A.* Quaternary Geology and Paleoenvironment // *Handbook of Paleoanthropology*. 2013. 17 p. URL: https://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007%2F978-3-642-27800-6_80-1 (дата обращения: 13.11.2018).
192. *Van Husen D.* Geological processes during the Quaternary // *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*. 2000. Vol. 92. P. 135–156.
193. *Van Husen D., Reitner J.* An outline of the quaternary stratigraphy of Austria // *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*. 2011. Vol. 60. P. 366–387.
194. *Van Zalinge M.E., Cashman K.V., Sparks R.S.J.* Causes of fragmented crystals in ignimbrites: a case study of the Cardones ignimbrite, Northern Chile // *Bulletin of Volcanology*. 2018. Vol. 80. Issue 3. 22 p. URL: <http://link.springer.com/article/10.1007/s00445-018-1196-2> (дата обращения: 28.07.2018).
195. *Willcock M.A.W., Bargossi G.M., Weinberg R.F., Gasparotto G., Cas R.A.F., Giordano G., Marocchi M.* A complex magma reservoir system for a large volume intra- to extra-caldera ignimbrite: Mineralogical and chemical architecture of the VEI8, Permian Ora ignimbrite (Italy) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. Vol. 306. P. 17–40.
196. *Wolff J.A., Wright J.V.* Rheomorphism of welded tuffs // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1981. Vol. 10. Issues 1–3. P. 13–34.

Фондовая

197. *Емкужев М.С., Шишкалов И.Ю., Антонова В.А. и др.* Отчет о результатах работ по объекту № 1-17/11 «Поисковые работы на вулканогенные породы в междуречье Нальчик-Куркужин, как сырья для производства легких строительных материалов (Кабардино-Балкарская Республика)» в 3 книгах и 1 папке. Нальчик, 2014. 637 с.
198. *Костюченко С.Л., Федоров Д.Л., Ясюлевич Н.Н. и др.* Отчет: Глубинные геолого-геофизические исследования на Кавказе и Северном Предкавказье. Книга 1. Текст. Москва, 2004. 247 с.
199. Легенда Кавказской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:2000000 (издание второе). В трех книгах. Ессентуки, 2009.
200. Легенда Скифской (Южно-Европейской) серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). В 4 книгах. Ессентуки, 2003 (актуализация проведена в 2012–2013 гг.).
201. *Литовко Г.В., Трофименко Е.А., Греков И.И. и др.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. Ессентуки: ФГУП «Кавказгеолсъемка», 2002. 120 с.
202. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Закономерности формирования и размещения на территории западного Кавказа месторождений полезных ископаемых в связи с геологическим строением и развитием Кавказа (окончательный отчет по работам 1955-1960 гг.). Часть IV. Раздел 17. Кайнозойский магматизм. Москва, 1961. 287 с.
203. *Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др.* Отчет по объекту: «Завершение объекта «геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (ГДП-200 по листам К-38-I, VII, L-37-XXVII, L-37-XXXV (Кисловодский объект) с целью создания геологической основы и перспектив развития гидроминеральной базы региона КМВ)» в 8 книгах и 1 папке. Том I, книга 2. Ессентуки, 2005. 218 с.
204. *Письменный А.Н., Терещенко В.В., Марченко Р.В. и др.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1:2000000 листов К-38-VIII, XIV и К-38-II (Отчет Урухской геологосъемочной партии по геологическому доизучению и подготовке к изданию Госгеолкарты – 200 Кабардино-Балкарской республики, республики Северная Осетия – Алания и Ставропольского края по работам 1995–2001 г.г.). Ессентуки, 2001. 508 с.
205. *Пурига А.И., Греков И.И., Шемпелев А.Г. и др.* Отчет по теме «Комплексное изучение вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса» в 2 книгах и 1 папке. Книга 1. Ессентуки, 2001. 163 с.

206. *Рыбалко Г.Т., Лезин С.И., Лежнин А.А.* Отчет о разведке Лечинкайского месторождения облицовочных туфов в Кабардино-Балкарской АССР за 1983–1985 гг. В 3 книгах и 1 папке. Нальчик, 1985. 635 с.
207. *Трегубов В.В.* Отчет о детальной разведке вулканических туфов Каменского месторождения в Кабардино-Балкарской АССР. / Подсчет произведен на I/IX – 1961 г. В 2 книгах и 1 папке. п. Баксан-ГЭС, 1961. 348 с.
208. *Трегубов В.В., Токмакова П.И., Харлов С.А.* Отчет о поисковых работах на туфы и известняки в Кабардино-Балкарской АССР за 1962–1963 гг. В 2 книгах и 1 папке. с. Кызбурун, 1964. 163 с.
209. *Филимонов П.С., Червяков Н.Г.* Отчет о поисковых работах на вулканические пеплы в междуречье Баксана – Куркужина КБ АССР / Отчет Нальчикской ГПП по работам 1980–1981 гг. В 1 книге и 1 папке. Нальчик, 1981. 171 с.
210. *Фугарова Л.А., Филимонов П.С.* Отчет о результатах поисковых работ на пемзу и туфы на территории Кабардино-Балкарской АССР в 1960–1961 гг. В 1 книге и 1 папке. Ессентуки, 1962. 95 с.
211. *Харлов С.А.* Отчет о детальной разведке Заюковского месторождения туфов в Кабардино-Балкарской АССР за 1965 г. (по состоянию на I/I – 1966 г.). В 2 книгах и 1 папке. пос. БаксанГЭС, 1966. 161 с.

Приложение 1. Химический и нормативный состав стекол из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье)

Состав	Номер по порядку														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Номер образца	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	21/1а	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
Позиция	светлое во фьямме	темное во фьямме	темное во фьямме	светлое в матриксе	светлое в матриксе	темное в матриксе	Pl стекло	Q стекло	Q стекло	светлое стекло	темное стекло	светлое стекло	темное стекло	стекло	стекло
SiO ₂	74,54	76,32	73,63	74,08	72,91	75,31	63,25	100,00	99,94	72,68	73,62	74,97	72,83	73,33	73,16
TiO ₂	0,16	0,25	0,19	0,15	0,18	-	-	-	-	0,19	0,22	0,18	0,17	0,21	0,23
Al ₂ O ₃	13,38	13,87	14,82	13,83	14,10	13,63	22,78	0,59	0,70	13,52	14,35	14,14	13,96	12,82	12,85
FeO _{сумм}	1,00	0,89	0,85	1,13	0,95	0,42	0,10	-	-	0,91	0,92	0,46	0,28	1,06	1,05
MgO	0,15	0,16	0,12	0,17	0,11	-	-	-	-	-	0,11	0,10	-	0,19	0,13
CaO	0,35	2,43	1,98	0,43	0,49	1,69	3,65	-	-	0,55	2,99	0,80	0,67	1,00	0,87
Na ₂ O	2,70	5,07	4,60	2,42	2,81	4,27	8,30	0,11	0,24	3,24	4,49	3,12	2,98	3,43	3,42
K ₂ O	7,10	0,77	2,82	7,70	6,74	1,73	1,45	-	-	5,76	0,53	5,68	5,80	4,49	4,46
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0,17	0,17	-	0,14	-	-	0,12	-	-
Cl ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	-	0,09	-	0,05	0,06
SO ₂	-	-	-	-	0,10	-	-	0,15	-	-	-	0,12	-	-	-
Сумма	99,37	99,75	99,01	99,93	98,39	97,05	99,70	101,03	100,88	97,07	97,23	99,66	96,81	96,57	96,24
Нормы СРW															
Q	30,203	38,087	31,295	28,794	29,115	39,970	2,022	99,360	98,544	30,594	38,506	33,074	32,168	33,286	33,677
Cor	0,617	0,278	0,600	0,732	1,291	1,660	1,327	0,409	0,305	1,290	0,954	1,405	1,849	0,499	0,814
Or	41,958	4,550	16,665	45,504	39,831	10,224	8,569	0,000	0,000	34,039	3,132	33,567	34,276	26,534	26,357
Ab	22,847	42,901	38,924	20,477	23,777	36,131	70,232	0,931	2,031	27,416	37,993	26,400	25,216	29,024	28,939
An	1,736	12,055	9,823	2,133	2,431	8,384	16,997	0,000	0,000	1,814	14,833	3,969	2,540	4,961	4,316
Нур	1,397	1,124	1,077	1,622	1,199	0,550	0,130	0,000	0,000	0,862	1,104	0,549	0,074	1,489	1,297
Il	0,304	0,475	0,361	0,285	0,342	0,000	0,000	0,000	0,000	0,361	0,418	0,342	0,323	0,399	0,437
Mt	0,319	0,290	0,276	0,363	0,305	0,131	0,029	0,000	0,000	0,290	0,290	0,145	0,087	0,348	0,334
K ₂ O/Na ₂ O	2,629	0,152	0,613	3,182	2,399	0,405	0,175	0,000	0,000	1,778	0,118	1,821	1,946	1,309	1,304

Примечание. 21/1а – черные массивные флюидолиты, 11/1 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, 26/2 – черно-розовые дациты, 25/5 – пемзы.

Приложение 2. Химический состав плагиоклазов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе (Западное Приэльбрусье)

Состав	Номер по порядку						
	1	2	3	4	5	6	7
Номер образца	21/1a	21/1a	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5
Позиция	край	центр	центр	край	центр	центр	центр
SiO ₂	56,94	58,24	54,10	59,83	57,49	59,76	60,93
Al ₂ O ₃	27,09	26,47	28,77	24,82	26,18	25,01	23,80
FeO _{сумм}	0,34	0,40	0,24	-	0,29	0,19	-
CaO	9,43	8,29	11,02	6,63	8,35	6,77	5,61
Na ₂ O	6,01	6,51	5,11	7,25	6,20	7,20	7,75
K ₂ O	0,40	0,54	0,30	0,73	0,59	0,74	0,82
Сумма	100,22	100,44	99,54	99,26	99,11	99,68	98,90
Кристаллохимические формулы							
Si	2,555	2,601	2,452	2,691	2,606	2,679	2,743
Al	1,433	1,393	1,537	1,316	1,399	1,321	1,263
Fe	0,013	0,015	0,009	0,000	0,011	0,007	0,000
Ca	0,453	0,397	0,535	0,319	0,406	0,325	0,271
Na	0,523	0,564	0,449	0,632	0,545	0,626	0,676
K	0,023	0,031	0,017	0,042	0,034	0,042	0,047
Молекулярные проценты основных миналов							
Ab, %	52,332	56,873	44,835	63,629	55,344	63,002	68,044
An, %	45,376	40,023	53,433	32,156	41,190	32,737	27,219
Or, %	2,292	3,104	1,732	4,216	3,465	4,261	4,737

Примечание. 21/1a – черные массивные флюидолиты, 11/1 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, 26/2 – черно-розовые дациты, 25/5 – пемзы. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 3. Химический состав биотитов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе
(Западное Приэльбрусье)**

Состав	Номер по порядку								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Номер образца	21/1а	21/1а	11/1	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
Позиция	центр	центр	центр	край	центр	центр, из обломка гнейса	центр	центр	центр, включ-е в Pl
SiO ₂	36,49	36,42	35,81	36,31	35,60	35,51	36,34	36,73	35,30
TiO ₂	4,95	4,75	4,93	4,73	4,52	4,83	4,72	4,73	4,65
Al ₂ O ₃	14,71	13,90	14,41	14,00	13,57	14,15	14,21	13,99	14,00
FeO _{сумм}	13,56	14,85	17,61	17,43	20,76	17,18	17,35	17,10	22,12
MnO	-	0,15	0,16	-	0,19	0,15	-	0,10	0,28
MgO	15,48	14,72	12,71	13,01	10,77	12,61	12,97	13,33	9,69
BaO	-	0,52	-	-	0,77	-	-	-	-
Na ₂ O	0,71	0,87	0,69	0,72	0,63	0,76	0,58	0,70	0,70
K ₂ O	8,87	8,69	8,67	8,74	8,73	8,63	8,83	8,64	8,46
F ₂ O	3,01	3,53	-	-	-	-	-	-	-
Cl ₂ O	0,06	0,09	0,13	0,14	0,12	0,10	0,16	0,07	0,13
SO ₂	-	0,12	-	-	-	0,19	-	-	0,20
Сумма	97,82	98,62	95,12	95,08	95,67	94,12	95,17	95,39	95,53
Кристаллохимические формулы									
Si	2,727	2,751	2,726	2,760	2,757	2,735	2,758	2,772	2,742
Al ^{IV}	1,273	1,237	1,274	1,240	1,238	1,265	1,242	1,228	1,258
ΣR ^{IV}	4,000	3,988	4,000	4,000	3,995	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	0,023	0,000	0,018	0,014	0,000	0,019	0,029	0,016	0,024
Ti	0,278	0,270	0,282	0,270	0,263	0,280	0,269	0,269	0,272
Fe	0,847	0,938	1,121	1,108	1,344	1,106	1,101	1,079	1,437
Mn	0,000	0,010	0,010	0,000	0,012	0,010	0,000	0,006	0,018
Mg	1,725	1,657	1,442	1,474	1,243	1,448	1,467	1,500	1,122
ΣR ^{VI}	2,873	2,875	2,874	2,866	2,863	2,863	2,867	2,870	2,873
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,103	0,127	0,102	0,106	0,095	0,113	0,085	0,102	0,105
K	0,846	0,837	0,842	0,847	0,862	0,848	0,855	0,832	0,838
Ba	0,000	0,015	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣR ^{VIII}	0,949	0,980	0,944	0,954	0,980	0,961	0,940	0,934	0,944
F	0,711	0,843	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Молекулярные проценты основных миналов									
Phl	31,804	36,376	42,715	41,967	52,184	42,249	40,918	40,890	54,354
Ann	64,721	63,624	54,456	55,840	47,816	54,795	54,526	56,485	41,907
Sdf	1,145	0,000	1,243	0,941	0,000	1,287	1,953	1,102	2,111
Ist	2,331	0,000	1,585	1,252	0,000	1,669	2,603	1,523	1,628
X _{Mg}	0,671	0,639	0,563	0,571	0,480	0,567	0,571	0,582	0,438

Примечание. 21/1а – черные массивные флюидолиты, 11/1 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, 26/2 – черно-розовые дациты, 25/5 – пемзы.

X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe). Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 22 положительных зарядов.

**Приложение 4. Химический анализ гиперстенов из продуктов центра извержений Битюк-Тюбе
(Западное Приэльбрусье)**

	Номер по порядку										
Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	21/1a	21/1a	21/1a	11/1	11/1	26/2	26/2	26/2	26/2	25/5	25/5
Позиция	зерно 1		центр	зерно 2		зерно 3		зерно 4		зерно 5	
	темн. часть центр	светл. часть край		темн. часть центр	светл. часть край	темн. часть центр	светл. часть край	светл. часть центр	темн. часть край	темн. часть центр	светл. часть край
SiO ₂	52,40	50,43	50,90	51,93	50,54	52,04	50,93	50,57	51,27	51,29	50,08
TiO ₂	0,13	0,10	0,18	0,24	0,10	0,29	0,10	0,10	0,21	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	1,18	0,66	0,83	1,72	0,68	2,22	0,57	0,72	0,86	1,00	0,83
Cr ₂ O ₃	0,12	-	-	0,11	-	0,18	-	-	-	-	-
FeO	17,91	27,46	26,08	18,25	25,83	16,86	26,17	26,91	24,15	24,69	26,79
MnO	0,29	0,89	0,71	0,37	0,76	0,32	0,79	0,92	0,57	0,63	0,82
MgO	24,98	18,15	18,66	24,05	18,84	25,22	18,11	18,23	20,44	19,83	18,38
CaO	1,13	0,89	1,07	1,28	0,91	1,38	1,06	1,09	1,06	1,00	0,92
Na ₂ O	0,19	0,20	0,13	0,26	0,17	0,18	0,20	0,18	0,18	0,13	0,19
Сумма	98,32	98,79	98,56	98,20	97,82	98,69	97,91	98,72	98,74	98,75	98,14
Кристаллохимические формулы											
Si	1,940	1,951	1,964	1,932	1,962	1,913	1,983	1,955	1,952	1,960	1,945
Ti	0,004	0,003	0,005	0,007	0,003	0,008	0,003	0,003	0,006	0,005	0,004
Al	0,051	0,030	0,038	0,075	0,031	0,096	0,026	0,033	0,039	0,045	0,038
Cr	0,004	-	-	0,003	-	0,005	-	-	-	-	-
Fe	0,555	0,888	0,842	0,568	0,838	0,518	0,852	0,870	0,769	0,789	0,870
Mn	0,009	0,029	0,023	0,012	0,025	0,010	0,026	0,030	0,018	0,020	0,027
Mg	1,379	1,047	1,074	1,334	1,090	1,382	1,051	1,051	1,160	1,130	1,064
Ca	0,045	0,037	0,044	0,051	0,038	0,054	0,044	0,045	0,043	0,041	0,038
Na	0,014	0,015	0,010	0,019	0,013	0,013	0,015	0,013	0,013	0,010	0,014
X _{Mg}	0,713	0,541	0,566	0,701	0,565	0,727	0,552	0,547	0,601	0,589	0,550

Примечание. 21/1a – черные массивные флюидолиты, 11/1 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, 26/2 – черно-розовые дациты, 25/5 – пемзы.

X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe). Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 4 катионов в редакции Роберта Штурма.

**Приложение 5. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах
Эльбрусского вулканического района (ICP-MS) (ppm)**

Эле- мент	Номер пробы										
	T-01*	У-02*	С-09*	54/1088	Б-03*	Б-04*	Б-05	60/1088	59/1088	Б-06	Д-01
Li	68,4	55,1	67,3	75,3	62,0	68,6	57,9	61,2	46,1	36,3	41,9
Rb	179	173	191	257	175	172	134	188	162	153	142
Ba	381	381	402	417	446	382	312	371	414	463	389
Pb	26,1	26,9	28,3	52,9	30,0	21,3	27,3	23,7	29,6	23,5	22,6
Zr	54,0	78,0	46,1	37,9	125	131	110	101	75,0	127	180
Sr	137	157	141	247	219	180	263	265	317	332	331
Mo	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Cs	7,18	12,1	10,6	41,2	12,2	10,6	8,58	13,6	10,1	6,62	7,23
La	48,8	36,2	37,0	43,5	48,7	40,1	32,8	36,2	41,9	44,7	42,0
Ce	91,0	70,7	70,5	87,7	94,1	77,5	67,8	73,1	84,6	89,7	85,0
Pr	10,0	7,80	7,77	9,45	10,5	8,68	7,46	7,91	9,17	9,73	9,52
Nd	35,2	29,2	28,7	33,9	39,2	31,9	27,5	28,8	33,4	35,2	33,7
Sm	6,10	5,50	5,31	6,16	7,13	5,80	4,72	5,12	5,62	6,34	6,08
Eu	0,903	1,03	0,932	0,927	1,30	1,03	0,819	0,850	1,05	1,16	1,08
Gd	6,48	5,38	5,27	5,10	7,22	5,54	3,95	4,07	4,69	5,21	4,88
Tb	0,770	0,720	0,715	0,726	1,06	0,713	0,556	0,573	0,612	0,727	0,694
Dy	3,36	3,49	3,41	3,89	5,44	3,34	2,54	2,92	2,91	3,69	3,43
Ho	0,638	0,675	0,676	0,708	1,08	0,626	0,470	0,527	0,491	0,649	0,645
Er	1,70	1,79	1,80	1,72	3,00	1,63	1,07	1,35	1,16	1,53	1,52
Tm	0,230	0,248	0,252	0,209	0,444	0,229	0,127	0,157	0,132	0,193	0,188
Yb	1,36	1,50	1,55	1,17	2,82	1,36	0,722	0,972	0,628	1,19	1,11
Lu	0,179	0,203	0,206	0,145	0,393	0,175	0,096	0,115	0,085	0,138	0,139
Nb	12,9	11,5	10,7	14,1	9,09	8,50	10,3	10,1	9,44	10,4	10,6
Ti	-	-	-	2353	-	-	3048	2958	2563	4094	4154
V	-	-	-	29,4	-	-	42,4	38,6	35,0	62,1	62,3
Cr	-	-	-	130	-	-	25,9	22,4	26,1	48,6	39,1
Mn	-	-	-	582	-	-	443	461	475	794	568
Co	-	-	-	4,51	-	-	6,63	5,44	6,66	9,13	8,42
Ni	-	-	-	5,60	-	-	10,4	6,33	13,8	37,4	111
Cu	-	-	-	8,79	-	-	4,36	3,12	9,04	31,7	41,0
Zn	-	-	-	63,9	-	-	34,5	26,9	55,4	37,2	34,6
Y	15,2	16,0	15,7	16,5	25,9	15,1	9,45	11,8	11,5	15,1	13,5
Hf	<ПО	<ПО	<ПО	1,41	0,546	0,745	3,43	2,85	2,47	3,90	4,76
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	1,61	<ПО	<ПО	1,21	1,12	1,25	0,955	0,879
Th	28,9	24,5	27,4	26,4	33,1	26,4	17,3	21,5	21,2	20,1	20,6
U	7,29	6,81	8,67	7,73	9,77	8,56	6,61	6,53	3,88	3,87	5,20
Sc	5,78	6,78	5,22	7,60	6,94	5,63	5,88	6,32	6,62	9,73	8,92

Примечание. «Древние» флюидолиты Северного и Восточного Приэльбрусья: Т-01 – г. Тузлук, У-02 – нижняя часть толщи, расположенной восточнее ледника Уллумалиендерку, С-09 – гребневидное тело в правом борту р. Бирджалысу, 54/1088 – перевал Ирикчат; «молодые» флюидолиты Западного Приэльбрусья, центр извержения в среднем течении р. Битиктёбе: Б-03 – темно-серые массивные флюидолиты, Б-04 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, Б-05 – черно-розовые дациты; центр извержения в долине р. Чучкур: 60/1088 – серые флюидолиты с фьямме-текстурой, 59/1088 – черно-розовые дациты.

Продукты активности вулк. Эльбрус: Б-06 – верхнелепестовые дациты, Д-01 – голоценовые полосчатые дациты.

Прочерк – данные отсутствуют; <ПО – меньше порога обнаружения.

* отмечены образцы, перевод в раствор которых производился методом спекания с содой.

Приложение 6. Химический состав биотитов из риолитов и риодацитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии и черных риодацитов Башильского вала

Состав	Номер по порядку																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Номер образца	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-453	ПК-453	ПК-453
Номер зерна	1	1	2	3	3	4	4	5	6	6	7	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Позиция	центр, светлый участок	центр, темный участок	центр, светлый участок	центр, светлый участок	центр, темный участок	центр, светлый участок	центр, темный участок	центр, светлый участок	центр, светлый участок	центр, темный участок	центр, светлый участок	край, темный участок	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр
SiO ₂	36,80	36,63	36,47	36,79	37,02	36,35	36,16	36,78	35,62	36,65	36,00	36,60	37,33	37,94	37,90	37,63	37,40	35,34	35,02	35,50
TiO ₂	4,77	4,83	4,61	4,63	4,77	4,82	4,93	4,9	4,80	4,82	4,68	4,74	5,76	5,03	5,14	5,11	5,11	4,87	4,59	4,88
Al ₂ O ₃	15,01	14,76	14,61	14,52	14,76	14,45	14,51	14,53	14,28	14,61	14,25	14,45	15,00	14,74	15,05	14,69	14,95	13,55	13,64	13,62
FeO _{сумм}	16,82	14,84	16,21	16,67	15,02	17,00	14,86	14,37	20,97	16,07	20,33	15,52	12,56	12,33	10,46	10,51	11,72	26,55	27,60	26,75
MnO	0,23	0,22	0,20	0,16	0,17	0,23	0,18	0,15	0,23	0,20	0,26	0,27	0,15	-	-	0,09	0,13	0,53	0,67	0,55
MgO	13,41	14,30	13,33	13,41	14,07	13,05	14,24	15,00	10,53	13,94	11,17	14,07	15,43	17,03	17,90	17,52	17,16	7,23	6,36	7,20
CaO	0,06	0,06	-	0,07	0,06	-	-	-	0,07	-	0,06	0,07	0,09	0,08	-	0,10	0,07	0,06	0,06	-
BaO	0,34	0,26	0,4	-	-	0,54	0,24	0,35	0,52	0,45	-	0,21	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,46	0,49	0,52	0,46	0,48	0,47	0,43	0,50	0,40	0,49	0,51	0,46	0,46	0,50	0,49	0,51	0,44	0,37	0,44	0,43
K ₂ O	9,45	9,57	9,32	9,59	9,26	9,28	9,47	9,52	9,17	9,28	9,33	9,26	9,42	9,71	9,80	9,68	9,71	8,96	9,04	9,02
F ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,16	2,24	2,47	2,54	2,21	-	-	-
Cl ₂ O	0,12	0,19	0,12	0,13	0,14	0,14	0,17	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,12	0,11	0,14	0,13	0,14	0,16	0,15
SO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97,47	96,15	95,79	96,43	95,75	96,33	95,19	96,23	96,72	96,65	96,72	95,78	97,50	99,72	99,32	98,52	99,03	97,60	97,58	98,10
Кристаллохимические формулы																				
Si	2,731	2,736	2,749	2,754	2,762	2,740	2,729	2,737	2,728	2,736	2,738	2,747	2,737	2,746	2,737	2,747	2,723	2,747	2,743	2,747
Al ^{IV}	1,269	1,264	1,251	1,246	1,238	1,260	1,271	1,263	1,272	1,264	1,262	1,253	1,263	1,254	1,263	1,253	1,277	1,241	1,257	1,242
ΣR ^{IV}	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,988	4,000	3,989
Al ^{VI}	0,044	0,035	0,048	0,036	0,060	0,023	0,020	0,011	0,016	0,022	0,016	0,025	0,033	0,004	0,019	0,011	0,005	0,000	0,002	0,000
Ti	0,266	0,271	0,261	0,261	0,268	0,273	0,280	0,274	0,276	0,271	0,268	0,268	0,318	0,274	0,279	0,281	0,280	0,285	0,270	0,284
Fe	1,044	0,927	1,022	1,044	0,937	1,072	0,938	0,894	1,343	1,003	1,293	0,974	0,770	0,746	0,632	0,642	0,714	1,726	1,808	1,731
Mn	0,014	0,014	0,013	0,010	0,011	0,015	0,012	0,009	0,015	0,013	0,017	0,017	0,009	0,000	0,000	0,006	0,008	0,035	0,044	0,036
Mg	1,483	1,592	1,498	1,497	1,565	1,466	1,602	1,664	1,202	1,551	1,267	1,574	1,687	1,838	1,927	1,907	1,862	0,838	0,743	0,831
ΣR ^{VI}	2,852	2,839	2,842	2,847	2,841	2,849	2,851	2,853	2,853	2,860	2,860	2,858	2,817	2,862	2,857	2,846	2,869	2,883	2,867	2,882
Ca	0,005	0,005	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005	0,006	0,007	0,006	0,000	0,008	0,005	0,005	0,005	0,000
Na	0,066	0,071	0,076	0,067	0,069	0,069	0,063	0,072	0,059	0,071	0,075	0,067	0,065	0,070	0,069	0,072	0,062	0,056	0,067	0,065
K	0,895	0,912	0,896	0,916	0,881	0,892	0,912	0,904	0,896	0,884	0,905	0,887	0,881	0,897	0,903	0,902	0,902	0,888	0,903	0,890
Ba	0,010	0,008	0,012	0,000	0,000	0,016	0,007	0,010	0,016	0,013	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣR ^{VIII}	0,975	0,995	0,984	0,988	0,956	0,977	0,982	0,986	0,977	0,968	0,985	0,965	0,954	0,973	0,972	0,982	0,969	0,949	0,975	0,955
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,269	0,513	0,564	0,586	0,509	0,000	0,000	0,000
Молекулярные проценты основных миналов																				
Phl	38,874	35,139	37,855	39,014	34,226	41,017	36,070	34,569	51,699	38,235	49,589	37,130	29,988	28,715	23,974	24,898	27,696	67,759	71,165	68,027
Ann	54,493	59,466	54,806	55,407	56,504	55,368	60,868	63,651	45,768	58,388	47,947	58,965	64,886	70,699	73,132	73,351	71,483	32,241	28,531	31,973
Sdf	2,762	2,004	2,998	2,305	3,497	1,538	1,139	0,626	1,344	1,336	1,253	1,509	1,620	0,169	0,715	0,444	0,229	0,000	0,217	0,000
Ist	3,871	3,392	4,341	3,273	5,773	2,077	1,923	1,153	1,189	2,040	1,211	2,396	3,506	0,416	2,180	1,307	0,592	0,000	0,087	0,000
X _{Mg}	0,587	0,632	0,594	0,589	0,625	0,578	0,631	0,65	0,472	0,607	0,495	0,618	0,687	0,711	0,753	0,748	0,723	0,327	0,291	0,324

Примечание. Верхнечегемская вулcano-тектоническая депрессия, основная часть толщи верхнеплиоценовых кислых вулканитов: ПК-831 – низы разреза, ПК-816 – середина разреза; ПК-453 – черные риодациты Башильского вала (поздненеоплейстоценового экструзивного массива).
X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe). Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 22 положительных зарядов.

Приложение 7. Химический состав биотитов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского вулканического района

Состав	Номер по порядку																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Номер образца	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1179	ПК-1191	ПК-1191	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1
Номер зерна	16	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	26	27	28	29	30	31	32
Позиция	центр	край	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	Центр, включ-е в Kfs (зерно 68)
SiO ₂	35,63	35,82	35,84	35,95	35,99	35,69	36,23	35,72	35,26	34,23	35,25	35,31	34,48	35,47	34,47	34,15	35,21	35,82	35,62
TiO ₂	4,73	4,50	4,70	4,64	4,58	4,69	4,62	4,65	4,87	4,97	4,73	4,48	4,48	4,79	4,67	4,18	4,75	4,79	4,86
Al ₂ O ₃	14,17	14,07	14,01	14,40	14,27	14,14	14,24	14,22	13,58	14,49	13,71	13,78	13,52	13,65	13,46	13,51	13,65	13,80	13,90
FeO _{сумм}	22,21	21,25	22,16	21,73	22,19	22,20	22,14	21,99	25,46	26,67	26,78	26,99	26,72	24,87	27,63	29,74	27,12	24,03	25,10
MnO	0,28	0,19	0,31	0,31	0,29	0,35	0,31	0,25	0,45	0,54	0,57	0,62	0,62	0,45	0,40	0,96	0,58	0,42	0,38
MgO	9,79	9,93	10,05	9,83	10,09	9,91	9,87	9,82	8,16	7,07	7,31	7,49	7,24	7,64	6,21	5,16	6,76	8,07	7,87
CaO	-	0,07	-	-	0,08	-	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,12	0,08	0,06	0,02	0,25	0,04
BaO	0,51	0,38	0,49	0,44	-	0,48	-	0,18	0,10	0,10	0,06	-	-	0,19	0,03	0,01	0,35	0,16	0,09
Na ₂ O	0,42	0,25	0,41	0,16	0,49	0,40	0,06	0,29	0,54	0,54	0,50	0,53	0,51	0,47	0,50	0,51	0,51	0,46	0,53
K ₂ O	9,10	9,57	9,17	9,22	9,32	9,07	9,25	9,28	9,09	9,20	9,05	9,13	9,00	9,18	8,92	8,94	8,92	8,48	9,02
F ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl ₂ O	0,12	0,09	0,12	0,11	0,14	0,13	0,11	0,13	0,16	0,19	0,17	0,19	0,17	0,15	0,14	0,17	0,12	0,11	0,15
SO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	96,96	96,12	97,26	96,79	97,44	97,06	96,89	96,61	97,72	98,06	98,19	98,58	96,80	96,98	96,51	97,39	97,99	96,39	97,56
Кристаллохимические формулы																			
Si	2,736	2,763	2,743	2,753	2,741	2,737	2,766	2,744	2,729	2,664	2,731	2,728	2,718	2,760	2,733	2,720	2,741	2,777	2,749
Al ^{IV}	1,264	1,237	1,257	1,247	1,259	1,263	1,234	1,256	1,239	1,329	1,252	1,255	1,256	1,240	1,258	1,268	1,252	1,223	1,251
ΣR ^{IV}	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,968	3,993	3,983	3,983	3,973	4,000	3,991	3,988	3,994	4,000	4,000
Al ^{VI}	0,019	0,043	0,006	0,053	0,021	0,015	0,047	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,037	0,014
Ti	0,273	0,261	0,271	0,267	0,262	0,271	0,265	0,269	0,284	0,291	0,276	0,260	0,266	0,280	0,279	0,250	0,278	0,279	0,282
Fe	1,426	1,371	1,418	1,392	1,413	1,424	1,413	1,413	1,648	1,736	1,735	1,744	1,761	1,618	1,833	1,981	1,766	1,558	1,620
Mn	0,018	0,012	0,020	0,020	0,019	0,023	0,020	0,016	0,030	0,036	0,037	0,041	0,041	0,030	0,027	0,065	0,038	0,028	0,025
Mg	1,121	1,142	1,147	1,122	1,145	1,133	1,123	1,125	0,942	0,820	0,844	0,863	0,851	0,886	0,734	0,613	0,785	0,933	0,906
ΣR ^{VI}	2,857	2,829	2,862	2,854	2,861	2,865	2,869	2,855	2,903	2,882	2,893	2,907	2,919	2,827	2,871	2,909	2,867	2,834	2,847
Ca	0,000	0,006	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,007	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,010	0,007	0,005	0,002	0,021	0,003
Na	0,063	0,037	0,061	0,024	0,072	0,059	0,009	0,043	0,081	0,081	0,075	0,079	0,078	0,071	0,077	0,079	0,077	0,069	0,079
K	0,891	0,942	0,895	0,901	0,905	0,887	0,901	0,910	0,898	0,913	0,895	0,900	0,905	0,911	0,902	0,908	0,886	0,839	0,888
Ba	0,015	0,011	0,015	0,013	0,000	0,014	0,000	0,005	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,011	0,005	0,003
ΣR ^{VIII}	0,969	0,997	0,971	0,938	0,984	0,961	0,915	0,965	0,986	1,003	0,976	0,984	0,988	0,998	0,987	0,993	0,975	0,933	0,974
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Молекулярные проценты основных миналов																			
Phl	54,681	51,133	55,071	51,181	53,695	54,741	51,970	53,177	64,050	68,350	67,736	67,411	67,939	63,788	71,692	76,953	69,691	59,242	63,091
Ann	42,424	42,212	43,900	40,684	42,954	42,875	40,722	41,850	35,950	31,650	32,264	32,589	32,061	34,302	28,308	23,047	30,309	34,848	34,730
Sdf	1,631	3,646	0,572	4,533	1,862	1,337	4,097	2,783	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,242	0,000	0,000	0,000	3,721	1,405
Ist	1,265	3,009	0,456	3,603	1,489	1,047	3,210	2,190	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,668	0,000	0,000	0,000	2,189	0,774
X _{Mg}	0,440	0,454	0,447	0,446	0,448	0,443	0,443	0,443	0,364	0,321	0,327	0,331	0,326	0,354	0,286	0,236	0,308	0,374	0,645

Примечание. Баксан-Куркужинский массив: ПК-1179 – игнимбриты г. Харахора; Чегем-Баксанский массив: ПК-1191 – спекшиеся туфы, левый борт р. Чегем между сс. Лечинкай и Нижний Чегем, N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай.

X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe). Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 22 положительных зарядов.

**Приложение 8. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых риолитов Верхнечегемской
вулcano-тектонической депрессии**

Состав	Номер по порядку										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831
Номер зерна	33	33	34	34	35	35	36	37	38	39	40
Позиция	центр	край, светлый участок	центр, темный участок	св. полоса ближе к краю	центр, темный участок	край, светлая полоса	центр	центр	центр	центр	центр, сросток с Pl
SiO ₂	65,79	65,28	65,76	64,70	65,83	65,15	65,97	65,40	65,57	65,98	64,93
Al ₂ O ₃	18,56	18,75	18,78	18,71	18,82	18,83	18,70	18,87	18,80	18,78	18,81
FeO _{сумм}	0,07	0,08	0,00	0,00	0,09	0,08	0,09	0,11	0,09	0,08	0,11
CaO	0,21	0,26	0,26	0,27	0,23	0,30	0,22	0,23	0,29	0,19	0,21
BaO	0,00	0,58	0,11	0,86	0,42	0,61	0,00	0,53	0,41	0,14	0,62
Na ₂ O	3,94	3,85	4,12	3,79	3,96	3,73	4,00	4,00	4,07	3,82	3,37
K ₂ O	11,25	10,99	10,74	10,87	11,00	11,25	11,09	11,03	10,85	11,26	11,68
Сумма	99,80	99,80	99,77	99,21	100,34	99,96	100,06	100,17	100,07	100,25	99,72
Кристаллохимические формулы											
Si	2,992	2,983	2,992	2,979	2,987	2,973	2,993	2,972	2,980	2,993	2,976
Al	0,995	1,010	1,007	1,015	1,006	1,013	1,000	1,011	1,007	1,004	1,016
Fe	0,003	0,003	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004
Ca	0,010	0,013	0,013	0,013	0,011	0,015	0,011	0,011	0,014	0,009	0,010
Ba	0,000	0,010	0,002	0,016	0,007	0,011	0,000	0,009	0,007	0,002	0,011
Na	0,347	0,341	0,363	0,338	0,348	0,330	0,352	0,352	0,359	0,336	0,299
K	0,653	0,641	0,623	0,638	0,637	0,655	0,642	0,640	0,629	0,652	0,683
Молекулярные проценты основных миналов											
Ab, %	34,386	34,299	36,362	34,171	34,967	33,015	35,031	35,135	35,798	33,704	30,167
An, %	1,013	1,280	1,268	1,345	1,122	1,467	1,065	1,116	1,410	0,926	1,039
Or, %	64,602	64,421	62,369	64,484	63,910	65,518	63,905	63,748	62,792	65,369	68,794

Примечание. ПК-831 – низы разреза основной части толщи кислых вулканитов. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 9. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской
вулканогенно-тектонической депрессии**

Состав	Номер по порядку						
	1	2	3	4	5	6	7
Номер образца	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816
Номер зерна	41	41	42	43	44	45	46
Позиция	центр	край, светлый участок	центр	центр	центр	центр	центр
SiO ₂	65,45	64,11	66,30	65,72	65,02	65,82	66,06
Al ₂ O ₃	18,61	18,89	18,83	18,75	19,09	18,65	18,67
FeO _{сумм}	0,11	0,12	0,12	0,00	0,07	0,08	0,13
CaO	0,25	0,31	0,30	0,27	0,29	0,26	0,31
BaO	0,11	1,05	0,00	0,00	1,25	0,11	0,13
Na ₂ O	3,89	3,74	3,94	3,87	3,78	3,78	3,79
K ₂ O	11,03	10,74	11,19	11,17	10,84	11,29	11,23
Сумма	99,45	98,96	100,67	99,78	100,34	100,00	100,33
Кристаллохимические формулы							
Si	2,991	2,963	2,991	2,991	2,968	2,994	2,996
Al	1,002	1,029	1,001	1,006	1,027	1,000	0,998
Fe	0,004	0,005	0,005	0,000	0,003	0,003	0,005
Ca	0,012	0,015	0,015	0,013	0,014	0,013	0,015
Ba	0,002	0,019	0,000	0,000	0,022	0,002	0,002
Na	0,345	0,335	0,345	0,341	0,335	0,333	0,333
K	0,643	0,633	0,644	0,649	0,631	0,655	0,650
Молекулярные проценты основных миналов							
Ab, %	34,469	34,068	34,355	34,040	34,138	33,297	33,391
An, %	1,224	1,561	1,446	1,312	1,447	1,266	1,509
Or, %	64,307	64,371	64,200	64,647	64,415	65,437	65,100

Примечание. ПК-816 – середина разреза основной части толщи кислых вулканитов. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 10. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов

Нижнечегемского вулканического нагорья

Состав	Номер по порядку												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Номер образца	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	101	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1
Номер зерна	47	48	49	50	51	51	52	53	53	54	55	56	57
Позиция	центр	центр, сросток с Pl (зерно 93)	центр	центр, сросток с Pl (зерно 94)	центр	центр, у включения Pl (зерно 96)	центр	центр	край	центр	центр	центр, сросток с Pl (зерно 103)	центр
SiO ₂	65,05	65,01	64,74	64,82	65,25	63,39	62,49	64,48	64,85	64,61	64,58	65,13	64,82
Al ₂ O ₃	18,63	18,49	18,60	18,43	18,58	18,02	17,71	18,46	18,49	18,50	18,45	18,57	18,64
FeO _{сумм}	0,10	0,07	0,10	0,07	0,05	0,08	0,07	0,05	0,05	0,09	0,04	0,10	0,10
CaO	0,18	0,26	0,27	0,18	0,19	0,17	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,22	0,25
BaO	-	0,06	0,05	-	-	0,04	0,06	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	-
Na ₂ O	4,09	4,17	3,57	3,77	4,28	4,15	3,88	3,97	3,81	4,03	3,94	3,88	4,11
K ₂ O	10,97	10,80	11,42	11,28	10,76	10,38	10,53	11,12	11,16	10,80	11,03	11,21	10,86
Сумма	99,02	98,86	98,75	98,55	99,11	96,23	94,96	98,29	98,59	98,26	98,26	99,15	98,78
Кристаллохимические формулы													
Si	2,978	2,981	2,982	2,987	2,982	2,985	2,986	2,975	2,987	2,983	2,982	2,983	2,974
Al	1,005	0,999	1,010	1,001	1,001	1,00	0,997	1,004	1,004	1,007	1,004	1,002	1,008
Fe	0,004	0,003	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004
Ca	0,009	0,013	0,013	0,009	0,009	0,009	0,011	0,010	0,010	0,010	0,010	0,011	0,012
Ba	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,363	0,371	0,319	0,337	0,379	0,379	0,359	0,355	0,340	0,361	0,353	0,345	0,366
K	0,641	0,632	0,671	0,663	0,627	0,624	0,642	0,654	0,656	0,636	0,650	0,655	0,636
Молекулярные проценты основных миналов													
Ab, %	35,854	36,515	31,780	33,388	37,332	37,476	35,498	34,833	33,809	35,815	34,825	34,102	36,072
An, %	0,872	1,258	1,328	0,881	0,916	0,848	1,112	0,970	1,030	1,031	1,026	1,069	1,213
Or, %	63,274	62,226	66,891	65,731	61,753	61,676	63,389	64,197	65,161	63,153	64,149	64,829	62,715

Примечание. Чегем-Баксанский массив: ПК-1191 – спекшиеся туфы, левый борт р. Чегем между сс. Лечинкай и Нижний Чегем, 101 – спекшиеся туфы южной части массива, N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 11. Химический состав щелочных полевых шпатов из верхнеплиоценовых игнимбритов
Нижнечегемского вулканического района**

Состав	Номер по порядку											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1
Номер зерна	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
Позиция	центр	центр	центр, сросток с Pl (зерно 106)	центр, сросток с Pl (зерно 109)	центр	центр	центр	центр	центр, сросток с Pl (зерно 107)	центр	центр	центр
SiO ₂	64,81	65,33	65,18	64,78	65,06	64,76	64,51	64,79	64,96	64,68	64,52	64,81
Al ₂ O ₃	18,39	18,65	18,54	18,54	18,54	18,50	18,45	18,56	18,59	18,50	18,40	18,47
FeO _{сумм}	0,11	0,07	0,06	0,06	0,09	0,05	0,03	0,08	0,06	0,06	0,08	0,10
CaO	0,20	0,22	0,21	0,22	0,22	0,21	0,17	0,24	0,24	0,23	0,20	0,23
BaO	-	-	0,07	-	0,01	0,08	-	0,02	0,18	0,03	0,01	-
Na ₂ O	3,97	4,19	3,99	4,01	4,16	4,02	3,84	3,98	4,15	4,10	3,93	3,98
K ₂ O	11,06	10,95	11,18	11,10	10,83	10,98	11,10	10,98	10,69	10,85	11,06	10,97
Сумма	98,54	99,41	99,23	98,71	98,91	98,60	98,10	98,65	98,87	98,45	98,20	98,56
Кристаллохимические формулы												
Si	2,984	2,978	2,981	2,976	2,981	2,980	2,985	2,980	2,982	2,978	2,981	2,983
Al	0,998	1,002	0,999	1,004	1,001	1,003	1,006	1,006	1,006	1,004	1,002	1,002
Fe	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004
Ca	0,010	0,011	0,010	0,011	0,011	0,010	0,008	0,012	0,012	0,011	0,010	0,011
Ba	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000
Na	0,354	0,370	0,354	0,357	0,370	0,359	0,344	0,355	0,369	0,366	0,352	0,355
K	0,650	0,637	0,652	0,650	0,633	0,645	0,655	0,644	0,626	0,637	0,652	0,644
Молекулярные проценты основных миналов												
Ab, %	34,954	36,383	34,810	35,067	36,467	35,385	34,171	35,106	36,672	36,072	34,724	35,143
An, %	0,973	1,056	1,012	1,063	1,066	1,022	0,836	1,170	1,172	1,118	0,977	1,122
Or, %	64,073	62,562	64,178	63,869	62,467	63,593	64,993	63,725	62,156	62,810	64,299	63,735

Примечание. Чегем-Баксанский массив: N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 12. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риолитов Верхнечегемской
вулcano-тектонической депрессии

Состав	Номер по порядку											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831
Номер зерна	70	70	71	71	71	71	71	72	72	72	73	73
Позиция	центр, светлый участок	край, темный участок	центр, зона 1	зона 4	зона 6	зона 5	край, зона 7	центр, зона 1	зона 4	край, зона 7	центр	край
SiO ₂	58,27	62,68	59,72	61,80	61,94	60,81	62,10	62,51	58,59	61,62	61,50	62,12
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	26,49	22,72	24,66	23,70	23,74	24,28	22,92	23,02	25,86	23,63	23,66	23,26
FeO _{сумм}	0,15	0,13	0,18	0,19	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,20	0,18	0,15
CaO	8,02	4,32	6,31	5,23	5,19	5,84	4,58	4,59	7,57	5,21	5,21	4,75
BaO	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	6,68	8,39	7,30	7,87	7,96	7,53	8,20	8,20	6,89	7,97	7,93	8,30
K ₂ O	0,44	0,96	0,71	0,96	0,93	0,87	1,05	1,07	0,53	0,92	0,97	0,81
Сумма	100,05	99,19	98,88	99,76	99,94	99,63	99,02	99,57	99,60	99,55	99,45	99,39
Кристаллохимические формулы												
Si	2,608	2,806	2,696	2,759	2,759	2,725	2,787	2,791	2,631	2,755	2,752	2,776
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,397	1,199	1,312	1,247	1,246	1,282	1,212	1,211	1,369	1,245	1,248	1,225
Fe	0,006	0,005	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006
Ca	0,385	0,207	0,305	0,250	0,248	0,280	0,220	0,220	0,364	0,250	0,250	0,227
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,580	0,728	0,639	0,681	0,688	0,654	0,714	0,710	0,600	0,691	0,688	0,719
K	0,025	0,055	0,041	0,055	0,053	0,050	0,060	0,061	0,030	0,052	0,055	0,046
Молекулярные проценты основных миналов												
Ab, %	58,589	73,539	64,865	69,084	69,580	66,462	71,792	71,675	60,322	69,580	69,273	72,439
An, %	38,872	20,925	30,984	25,371	25,071	28,485	22,159	22,171	36,625	25,136	25,151	22,909
Or, %	2,539	5,537	4,151	5,545	5,349	5,053	6,049	6,154	3,053	5,285	5,575	4,651

Примечание. ПК-831 – низы разреза основной части толщи кислых вулканитов. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 13. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риолитов и риодацитов Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессии

Состав	Номер по порядку											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-831	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816
Номер зерна	74	74	74	75	75	76	77	78	78	79	79	79
Позиция	центр, зона 1	зона 2	край, зона 3	центр, включ-е в Kfs (зерно 35)	край, включ-е в Kfs (зерно 35)	центр	центр	центр	край	центр, зона 1	зона 2	край, зона 4
SiO ₂	60,24	55,49	62,54	56,40	62,62	64,72	63,65	62,51	61,99	57,01	60,46	61,74
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24,50	27,53	23,13	26,73	22,88	21,34	22,35	23,11	23,34	26,62	24,49	23,72
FeO _{сумм}	0,16	0,17	0,19	0,17	0,15	0,09	0,11	0,17	0,19	0,17	0,18	0,18
CaO	6,28	9,68	4,72	8,79	4,40	2,83	3,70	4,52	5,08	8,67	6,19	5,12
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14	-
Na ₂ O	7,42	5,69	8,17	6,08	8,34	8,90	8,56	8,08	7,94	6,30	7,47	7,98
K ₂ O	0,76	0,34	0,99	0,44	1,06	1,54	1,10	1,11	0,88	0,46	0,74	0,85
Сумма	99,36	98,90	99,74	98,63	99,45	99,42	99,49	99,50	99,43	99,23	99,68	99,60
Кристаллохимические формулы												
Si	2,705	2,524	2,789	2,568	2,797	2,884	2,840	2,795	2,777	2,577	2,709	2,759
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,297	1,476	1,216	1,434	1,204	1,121	1,175	1,218	1,232	1,418	1,293	1,249
Fe	0,006	0,006	0,007	0,006	0,006	0,003	0,004	0,006	0,007	0,006	0,007	0,007
Ca	0,302	0,472	0,226	0,429	0,211	0,135	0,177	0,217	0,244	0,420	0,297	0,245
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Na	0,646	0,502	0,706	0,537	0,722	0,769	0,741	0,701	0,690	0,552	0,649	0,691
K	0,044	0,020	0,056	0,026	0,060	0,088	0,063	0,063	0,050	0,027	0,042	0,048
Молекулярные проценты основных миналов												
Ab, %	65,142	50,519	71,480	54,155	72,718	77,545	75,562	71,453	70,102	55,293	65,655	70,193
An, %	30,468	47,495	22,821	43,266	21,201	13,626	18,049	22,089	24,786	42,051	30,065	24,888
Or, %	4,390	1,986	5,699	2,579	6,081	8,829	6,389	6,459	5,112	2,656	4,279	4,919

Примечание. ПК-831 – низы разреза основной части толщи кислых вулканитов, ПК-816 – середина разреза. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 14. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской
вулcano-тектонической депрессии**

Состав	Номер по порядку												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Номер образца	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816
Номер зерна	80	80	80	80	81	81	81	82	82	82	83	83	83
Позиция	центр, зона 1	зона 2	зона 3	край, зона 4	центр, зона 2	зона 3	край, зона 4	центр, зона 1	зона 7	край, зона 8	центр, зона 1	зона 2	край, зона 3
SiO ₂	58,40	53,64	59,23	61,82	61,47	59,37	61,77	58,33	56,74	62,02	61,30	57,95	62,12
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	25,59	29,05	25,52	23,77	23,50	25,14	23,29	25,87	27,20	23,43	23,85	26,49	23,40
FeO _{сумм}	0,23	0,25	0,27	0,21	0,16	0,23	0,21	0,21	0,14	0,21	0,14	0,15	0,20
CaO	7,51	11,33	7,09	5,26	5,14	6,88	4,96	7,73	9,06	5,02	5,42	8,29	4,97
BaO	0,15	-	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	6,80	4,77	7,05	7,92	7,83	7,13	7,93	6,70	6,09	7,98	7,78	6,48	7,95
K ₂ O	0,54	0,27	0,53	0,87	1,03	0,72	0,97	0,58	0,40	0,91	0,95	0,51	0,93
Сумма	99,23	99,32	99,83	99,85	99,12	99,47	99,12	99,43	99,63	99,56	99,44	99,88	99,58
Кристаллохимические формулы													
Si	2,637	2,442	2,655	2,757	2,761	2,667	2,774	2,627	2,557	2,773	2,746	2,601	2,778
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,362	1,559	1,348	1,249	1,244	1,331	1,233	1,373	1,445	1,235	1,259	1,401	1,233
Fe	0,009	0,010	0,010	0,008	0,006	0,009	0,008	0,008	0,005	0,008	0,005	0,006	0,007
Ca	0,363	0,553	0,341	0,251	0,247	0,331	0,239	0,373	0,438	0,241	0,260	0,399	0,238
Ba	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,595	0,421	0,613	0,685	0,682	0,621	0,691	0,585	0,532	0,692	0,676	0,564	0,689
K	0,031	0,016	0,030	0,049	0,059	0,041	0,056	0,033	0,023	0,052	0,054	0,029	0,053
Молекулярные проценты основных миналов													
Ab, %	60,148	42,556	62,297	69,478	68,998	62,512	70,120	59,013	53,610	70,290	68,244	56,858	70,301
An, %	36,709	55,859	34,622	25,500	25,030	33,334	24,237	37,625	44,074	24,436	26,273	40,197	24,287
Or, %	3,143	1,585	3,082	5,022	5,972	4,154	5,644	3,361	2,317	5,274	5,483	2,944	5,411

Примечание. ПК-816 – середина разреза основной части толщи кислых вулканитов. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 15. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых риодацитов Верхнечегемской
вулканог-тектонической депрессии**

Состав	Номер по порядку									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Номер образца	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816	ПК-816
Номер зерна	84	84	85	85	86	86	87	88	89	90
Позиция	центр, темный участок	край, светлый участок	центр, светлый участок	край, темный участок	край, темный участок	центр, светлый участок	центр	центр	центр	центр, включ-е в Kfs (зерно 41)
SiO ₂	60,37	57,27	53,07	60,57	62,00	57,03	60,76	63,97	61,60	62,94
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24,39	26,37	29,38	24,40	23,21	26,60	23,50	21,90	23,61	22,25
FeO _{сумм}	0,22	0,20	0,13	0,18	0,16	0,17	0,19	0,16	0,16	0,18
CaO	6,11	8,37	11,76	5,97	4,79	8,66	5,36	3,48	5,18	3,80
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	7,45	6,41	4,48	7,49	8,28	6,44	7,70	8,56	8,03	8,36
K ₂ O	0,76	0,47	0,26	0,78	0,97	0,43	0,89	1,28	1,01	1,18
Сумма	99,29	99,07	99,08	99,39	99,41	99,39	98,38	99,36	99,59	98,71
Кристаллохимические формулы										
Si	2,713	2,591	2,425	2,719	2,770	2,572	2,751	2,859	2,751	2,833
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,292	1,406	1,582	1,291	1,222	1,414	1,254	1,154	1,243	1,180
Fe	0,008	0,008	0,005	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006	0,006	0,007
Ca	0,294	0,406	0,576	0,287	0,229	0,418	0,260	0,167	0,248	0,183
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,649	0,562	0,397	0,652	0,717	0,563	0,676	0,742	0,695	0,729
K	0,044	0,027	0,015	0,045	0,055	0,025	0,051	0,073	0,058	0,068
Молекулярные проценты основных миналов										
Ab, %	65,775	56,502	40,180	66,269	71,594	55,958	68,459	75,583	69,481	74,401
An, %	29,810	40,772	58,286	29,190	22,888	41,584	26,335	16,981	24,769	18,689
Or, %	4,415	2,726	1,534	4,541	5,519	2,458	5,206	7,437	5,750	6,910

Примечание. ПК-816 – середина разреза основной части толщи кислых вулканитов. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 16. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов и игнимбритов Нижнечегемского вулканического района

Состав	Номер по порядку											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	ПК-1191	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1
Номер зерна	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102
Позиция	центр, сrostок с Kfs (зерно 47)	центр, включ-е в Kfs (зерно 50)	центр, сrostок с Kfs (зерно 48)	центр, сrostок с Kfs (зерно 50)	центр, включ-е в Kfs (зерно 51)	центр, включ-е в Kfs (зерно 51)	центр	центр	центр	центр, включ-е в Kfs (зерно 58)	центр, сrostок с Kfs (зерно 58)	центр, сrostок с Kfs (зерно 58)
SiO ₂	64,18	62,98	63,89	62,72	64,66	65,52	64,04	64,86	64,08	65,03	63,79	64,38
Al ₂ O ₃	20,95	22,00	21,32	22,38	20,77	20,39	20,91	20,56	20,86	20,81	21,69	21,15
FeO _{сумм}	0,14	0,16	0,13	0,14	0,13	0,09	0,10	0,06	0,07	0,09	0,14	0,16
CaO	2,43	3,43	2,69	3,77	2,04	1,62	2,34	1,84	2,40	2,11	3,00	2,49
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	9,28	8,98	9,34	8,89	9,46	9,74	9,23	9,34	9,27	9,50	9,26	9,28
K ₂ O	1,38	1,04	1,29	1,04	1,44	1,61	1,40	1,76	1,39	1,48	1,17	1,50
Сумма	98,36	98,59	98,66	98,94	98,50	98,97	98,02	98,42	98,07	99,02	99,05	98,96
Кристаллохимические формулы												
Si	2,882	2,825	2,858	2,805	2,897	2,917	2,886	2,909	2,885	2,898	2,844	2,874
Al	1,109	1,163	1,124	1,179	1,097	1,070	1,111	1,087	1,107	1,093	1,140	1,113
Fe	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,005	0,006
Ca	0,117	0,165	0,129	0,181	0,098	0,077	0,113	0,088	0,116	0,101	0,143	0,119
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,808	0,781	0,810	0,771	0,822	0,841	0,806	0,812	0,809	0,821	0,801	0,803
K	0,079	0,060	0,074	0,059	0,082	0,091	0,080	0,101	0,080	0,084	0,067	0,085
Молекулярные проценты основных миналов												
Ab, %	80,480	77,683	79,998	76,259	82,012	83,286	80,652	81,113	80,533	81,616	79,229	79,705
An, %	11,646	16,397	12,732	17,871	9,773	7,655	11,299	8,831	11,522	10,018	14,185	11,818
Or, %	7,875	5,920	7,270	5,870	8,214	9,058	8,049	10,057	7,945	8,366	6,587	8,477

Примечание. Чегем-Баксанский массив: ПК-1191 – спекшиеся туфы, левый борт р. Чегем между сс. Лечинкай и Нижний Чегем, N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 17. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых игнимбритов Нижнечегемского вулканического района

Состав	Номер по порядку											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Номер образца	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1	N-2/1
Номер зерна	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114
Позиция	центр, сросток с Kfs (зерно 56)	центр, включ-е в Kfs (зерно 56)	центр	центр, сросток с Kfs (зерно 60)	центр, сросток с Kfs (зерно 66)	центр, включ-е в Kfs (зерно 64)	центр, сросток с Kfs (зерно 61)	центр	центр	центр	центр	центр
SiO ₂	64,06	65,92	63,52	64,74	61,70	64,43	63,79	63,59	63,56	64,70	63,74	63,08
Al ₂ O ₃	21,42	21,01	21,67	20,77	22,63	20,32	21,34	21,55	21,02	20,81	21,03	21,58
FeO _{сумм}	0,08	0,12	0,12	0,12	0,09	0,12	0,12	0,13	0,09	0,14	0,11	0,16
CaO	2,68	1,90	3,05	2,11	4,21	1,84	2,74	2,93	2,52	2,24	2,51	3,11
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	9,44	9,79	9,20	9,36	8,66	9,39	9,30	9,08	9,24	9,46	9,25	9,09
K ₂ O	1,09	1,60	1,11	1,55	0,82	1,62	1,29	1,28	1,28	1,49	1,38	1,09
Сумма	98,77	100,34	98,67	98,65	98,11	97,72	98,58	98,56	97,71	98,84	98,02	98,11
Кристаллохимические формулы												
Si	2,861	2,895	2,844	2,898	2,784	2,910	2,857	2,852	2,872	2,889	2,871	2,842
Al	1,128	1,088	1,143	1,096	1,204	1,081	1,126	1,139	1,119	1,095	1,116	1,146
Fe	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005	0,004	0,005	0,003	0,005	0,004	0,006
Ca	0,128	0,089	0,146	0,101	0,204	0,089	0,131	0,141	0,122	0,107	0,121	0,150
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,818	0,834	0,799	0,812	0,758	0,822	0,807	0,790	0,809	0,819	0,808	0,794
K	0,062	0,090	0,063	0,089	0,047	0,093	0,074	0,073	0,074	0,085	0,079	0,063
Молекулярные проценты основных миналов												
Ab, %	81,112	82,319	79,202	81,068	75,134	81,846	79,740	78,673	80,524	81,005	80,121	78,866
An, %	12,725	8,829	14,510	10,099	20,185	8,863	12,983	14,029	12,136	10,600	12,014	14,911
Or, %	6,162	8,852	6,288	8,833	4,681	9,291	7,278	7,297	7,340	8,395	7,865	6,223

Примечание. Чегем-Баксанский массив: N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

Приложение 18. Химический состав плагиоклазов из верхнеплиоценовых спекшихся туфов Нижнечегемского вулканического района

Состав	Номер по порядку			
	1	2	3	4
Номер образца	101	101	101	101
Номер зерна	115	115	115	116
Позиция	центр	край	край	центр, включ-е в Kfs (зерно 52)
SiO ₂	67,29	58,24	61,18	64,21
Al ₂ O ₃	19,46	25,00	23,11	20,98
FeO _{сумм}	0,05	0,04	0,05	0,11
CaO	0,32	6,84	4,80	2,25
BaO	-	-	-	-
Na ₂ O	11,42	7,60	8,80	9,48
K ₂ O	0,33	0,10	0,15	1,83
Сумма	98,87	97,82	98,09	98,86
Кристаллохимические формулы				
Si	2,973	2,649	2,759	2,862
Al	1,013	1,340	1,228	1,102
Fe	0,002	0,002	0,002	0,004
Ca	0,015	0,333	0,232	0,107
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,978	0,670	0,770	0,819
K	0,019	0,006	0,009	0,104
Молекулярные проценты основных миналов				
Ab, %	96,665	66,400	76,182	79,480
An, %	1,497	33,025	22,963	10,425
Or, %	1,838	0,575	0,854	10,095

Примечание. Чегем-Баксанский массив: 101 – спекшиеся туфы южной части массива. Прочерк – не обнаружено. Кристаллохимические формулы рассчитаны на основе 5 катионов.

**Приложение 19. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах
Верхнечегемского вулканического района (ICP-MS) (ppm)**

Элемент	Номер пробы				
	ПК-831*	N-4/1*	ПК-816	ПК-835	ПК-471*
Li	38,3	38,2	28,2	18,3	118
Rb	145	134	143	107	588
Ba	322	539	607	721	55,7
Pb	20,2	20,5	30,3	23,7	47,4
Zr	64,0	87,4	43,5	65,4	64,5
Sr	45,1	146	184	313	13,0
Mo	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0,104
Cs	3,80	5,88	5,17	89,1	35,8
La	45,1	43,3	49,4	39,0	17,4
Ce	80,9	73,7	97,2	70,2	37,8
Pr	8,03	7,36	8,65	6,91	4,70
Nd	26,4	24,9	27,0	23,1	18,1
Sm	4,17	3,94	3,81	3,43	5,32
Eu	0,500	0,882	0,783	1,081	0,168
Gd	4,47	4,51	3,73	3,30	5,62
Tb	0,486	0,556	0,485	0,457	1,13
Dy	2,09	2,62	2,49	2,40	6,84
Ho	0,420	0,532	0,472	0,457	1,44
Er	1,14	1,45	1,18	1,15	4,08
Tm	0,160	0,210	0,149	0,156	0,615
Yb	1,05	1,33	0,888	0,882	4,06
Lu	0,142	0,180	0,117	0,115	0,591
Nb	5,28	7,29	7,54	8,23	25,5
Ti	-	-	1563	2591	-
V	-	-	13,9	36,8	-
Cr	-	-	6,45	11,7	-
Mn	-	-	264	368	-
Co	-	-	1,97	5,39	-
Ni	-	-	1,02	100	-
Cu	-	-	6,83	13,1	-
Zn	-	-	14,5	23,8	-
Y	9,50	12,2	9,37	10,4	36,9
Hf	<ПО	<ПО	1,59	1,98	0,533
Ta	<ПО	<ПО	0,760	0,665	0,080
Th	42,1	25,4	24,6	18,3	34,3
U	7,55	6,30	4,37	3,54	18,1
Sc	2,45	3,97	3,76	5,55	7,08

Примечание. Верхнеплиоценовые риолиты и риодациты Верхнечегемской вулканотектонической депрессии: ПК-831 – низ разреза, ПК-816, N-4/1 – середина разреза, ПК-835 – верхняя часть разреза; продукты позднеплейстоценовой фазы вулканической активности: ПК-471 – коричневые риодациты Башильского вала.

Прочерк – данные отсутствуют; <ПО – меньше порога обнаружения.

* отмечены образцы, перевод в раствор которых производился методом спекания с содой.

Приложение 20. Содержание редких и редкоземельных элементов в кислых вулканитах
Нижнечегемского вулканического района (ICP-MS) (ppm)

Элемент	Номер пробы					
	N-2/1*	ПК-1179*	N-1/1	N-6/2*	N-3/1	ПК-1174
Li	61,8	33,9	33,6	133,4	75,3	30,9
Rb	199	134	224	65,0	210	159
Ba	44,2	400	68,1	435	290	209
Pb	27,9	23,5	34,3	40,2	33,6	30,3
Zr	52,0	52,5	48,0	93,2	66,7	39,0
Sr	9,67	63,2	33,1	127	119	58,6
Mo	0,569	<ПО	0,546	<ПО	<ПО	<ПО
Cs	9,03	5,42	12,8	1,15	19,8	5,32
La	20,7	39,3	20,1	28,8	24,0	38,3
Ce	41,1	67,3	43,1	56,9	51,3	72,2
Pr	4,62	6,94	4,58	5,92	5,69	7,04
Nd	16,7	23,3	16,7	20,4	21,3	23,5
Sm	4,27	3,90	3,30	4,21	4,17	3,34
Eu	0,208	0,619	0,042	0,349	0,531	0,315
Gd	5,09	4,26	3,05	4,48	3,84	3,06
Tb	1,09	0,527	0,486	0,633	0,688	0,414
Dy	6,95	2,54	3,00	3,21	4,73	2,30
Ho	1,49	0,525	0,583	0,633	0,886	0,476
Er	4,24	1,48	1,43	1,76	2,21	1,12
Tm	0,658	0,209	0,208	0,252	0,326	0,182
Yb	4,41	1,32	1,33	1,64	2,33	1,35
Lu	0,623	0,176	0,165	0,232	0,266	0,122
Nb	8,65	5,21	10,9	15,6	14,8	6,90
Ti	-	-	460	-	1751	810
V	-	-	1,93	-	43,7	7,75
Cr	-	-	2,34	-	30,5	5,33
Mn	-	-	396	-	411	313
Co	-	-	0,387	-	5,91	1,38
Ni	-	-	1,22	-	15,7	4,51
Cu	-	-	4,90	-	9,26	10,1
Zn	-	-	14,0	-	22,2	13,6
Y	47,8	12,6	15,1	15,3	19,7	10,4
Hf	<ПО	<ПО	1,98	1,42	2,34	1,59
Ta	<ПО	<ПО	1,31	<ПО	1,72	0,807
Th	41,0	34,2	38,1	58,2	20,1	38,3
U	10,0	6,69	9,90	2,40	5,85	4,87
Sc	3,10	3,13	3,66	5,16	9,18	3,31

Примечание. Продукты позднеплиоценовой фазы вулканической активности: N-2/1 – игнимбриты у с. Лечинкай, Чегем-Баксанский массив, ПК-1179 – игнимбриты г. Харахора, Баксан-Куркужинский массив, N-1/1 – пемзовые туфы, вскрытые в карьере в районе Каменского месторождения в восточной части Чегем-Шалушкинского массива; продукты гелазий – эоплейстоценовой фазы вулканической активности: N-6/2 – баксангэсская толща; продукты позднеэоплейстоценовой фазы вулканической активности: N-3/1 – дацитовые туфы над с. Нижний Чегем, ПК-1174 – дацитовые туфы р. Мешоко. Прочерк – данные отсутствуют; <ПО – меньше порога обнаружения.

* отмечены образцы, перевод в раствор которых производился методом спекания с содой.