

УДК 551.217 (470.62/.67)

Н.В. Короновский¹, М.С. Мышенкова²**ФОРМИРОВАНИЕ И ГЕНЕЗИС РИОЛИТОВОЙ ТОЛЩИ
ВЕРХНЕЧЕГЕМСКОГО НАГОРЬЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

На основании новых материалов рассмотрено строение и происхождение огромного по мощности (до 2 км) массива кислых вулканитов, залегающего в вулcano-тектонической впадине в верховьях р. Чегем на Северном Кавказе. Обсуждается вопрос о лавовом, а не пирокластическом, происхождении основной части толщи в результате многократных излияний лавовых потоков, образовавших толщу кислых вулканитов без перерывов с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью в ограниченном объеме глубокой вулcano-тектонической впадины, формировавшейся одновременно с извержениями в позднем плиоцене. Вулканиты образовались в результате кипения силикатного расплава и выхода из жерла вулкана, что могло быть обусловлено фазовым переходом сверхкритического водного флюида.

Ключевые слова: кремнекислые вулканиты, игнимбриты, лавы, фьямме, флюидизированная магма, флюиды.

On the basis of new materials this article deals with the structure and origin of a huge (up to 2 km) thick massif of acidic volcanic rocks located in a volcanic-tectonic depression in the Upper Chegem River in the North Caucasus. Discussion on the lava's, rather than pyroclastic, origin of the main part of the rock mass as a result of repeated outpourings of lava flows, which formed the series of acidic volcanic rocks without interruptions with perfectly pronounced columnar jointing in a limited volume of a deep volcanic-tectonic depression, which was forming simultaneously with eruptions in the Late Pliocene. Volcanic rocks formed as a result of boiling silicate melt as the exit from the vent, which could be due to the nature of the phase transition of the supercritical water fluid.

Key words: acidic volcanic rocks, ignimbrite, lava, fiamme, fluidized magma, fluid.

Введение. Верхнечегемское нагорье, находящееся между долинами рек Баксан и Чегем и достигающее высоты более 3700 м, сложено огромной толщей кислых вулканитов (до 2 км), не имеющей перерывов и залегающей в глубокой вулcano-тектонической впадине. Эта впадина в структуре Северного Кавказа наметилась еще в позднюрскую эпоху, когда она была частью крупной меридиональной структуры — Чегемского поперечного перегиба, связанного с серией флексуобразных нарушений и, возможно, разломов, пересекающих субширотные зоны Северного Кавказа. Согласно результатам радиоизотопного датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по санидину возраст толщи вулканитов составляет $2,83 \pm 0,02$ млн лет [Lipman et al., 1993].

Несмотря на то что вулканитам Верхнечегемского нагорья посвящено много работ [Паффенгольц, 1956; Масуренков, 1957; 1961; Милановский и др., 1962; Милановский, Короновский, 1973; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973; Короновский, 1975; Короновский и др., 1982; Ляtifова, 1993; Lipman et al., 1993; Gazis et al., 1995], строение

покрова, особенно его нижней части, подводящих каналов и, самое главное, возможный генезис пород толщи и их соотношение с верхнеплиоценовыми вулканитами Нижнечегемского района, образовавшимися приблизительно в то же время, вызывает постоянную дискуссию. Именно эти вопросы мы и рассмотрим.

Особенности строения Верхнечегемского нагорья заключаются в огромной мощности монолитной толщи кислых вулканитов (до 2 км) без каких-либо наблюдаемых перерывов. Во всей толще хорошо видна тонкая столбчатая отдельность, приуроченная к определенным «единицам потока» или «порциям» вулканитов, между которыми нет никаких явных перерывов, следов брекчий и прослоев пепла. Даже столбы переходят из одной «единицы потока» в другую (рис. 1), что свидетельствует о почти одновременном образовании потоков.

Вулканиты обычно характеризуются серым цветом, высокой плотностью, отсутствием следов каких-либо брекчий, но в ряде горизонтов по всему разрезу, включая самые верхние, развиты фьямме — линзовидные в разрезе (1–4 см) и чаще

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, заведующий, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: konoновsky@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; e-mail: zfl2@rambler.ru



Рис. 1. Столбчатая отдельность в толще кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья

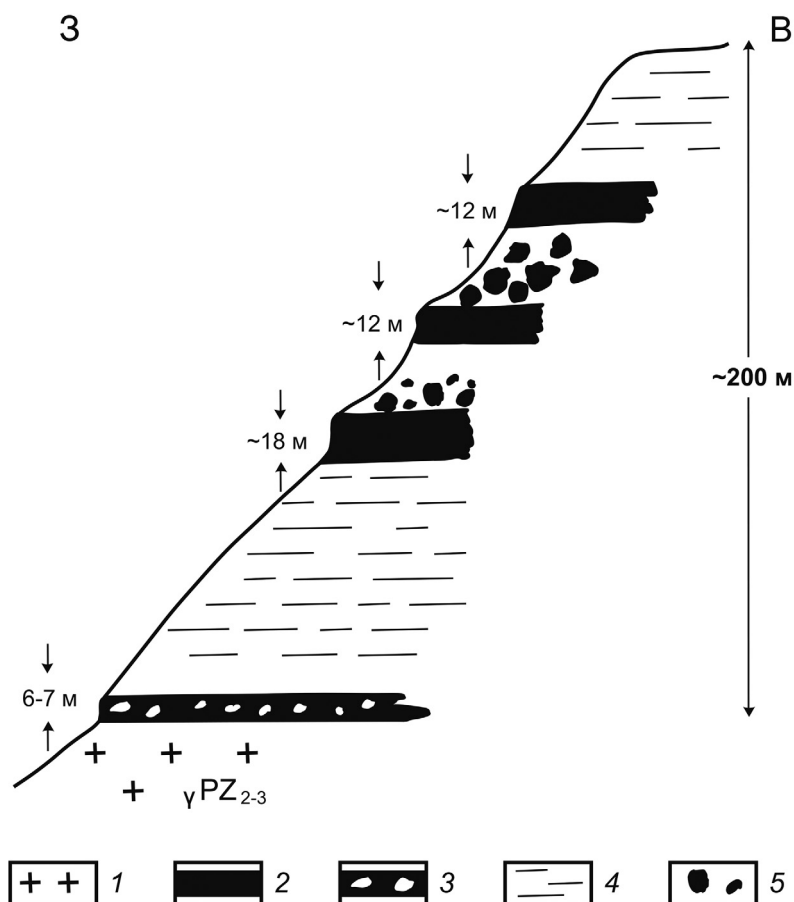
всего изометричные в плане обособления. Черные стекловатые обособления отвечают по составу дацитам, более светлые рыхлые — риолитам и риодацитам [Ляtifова, 1993]. В самой верхней части разреза плотные риодациты сменяются по резкой границе горизонтально залегающим слоем желтоватых дацитовых пемзовых туфов мощностью ~30 м с вулканическими бомбами. Выше они перекрываются мореной мощностью до 80 м с плохо-окатанными и угловатыми обломками гранитов, кристаллических сланцев, верхнеюрских известняков и ниже-среднеюрских глинистых сланцев. Состав морены указывает на перенос материала из окружающих массив вулканитов близлежащих районов и наличие полупокровного оледенения. Морена перекрыта тремя потоками андезитовых лав, остатки которых слагают два горных массива — Кюген-Кая (3742,8 м) и Кум-Тюбе (3775,6 м) [Милановский и др., 1962]. Согласно данным работ [Масуренков, 1961; Газеев и др., 2006], эта морена связана с оледенением — хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Миндель, в котором выделяют две стадии наступания ледников — стадию максимального наступания Миндель-1, сопоставляемую с МИС 12 (474–427 тыс. л. н.), и стадию Миндель-2, сопоставляемую с МИС 10 (364–334 тыс. л. н.) [Van Husen, 2000; Van Husen, Reitner, 2011]. Однако в работе [Milanovsky, 2008] обосновано, что возраст чегемского оледенения не может быть моложе 2 млн лет. По мнению Е.Е. Милановского, чегемское полупокровное оледенение может соответствовать интервалу 2,8–2,5 млн лет и быть хронологическим эквивалентом альпийского оледенения Бибер.

В непрерывном разрезе толщи кислых вулканитов особый интерес представляет пласт черных

смоляновидных риолитов, залегающий чаще всего (но не всегда) в основании разреза, мощность которого достигает 30–35 м. Особенность этого пласта — в подавляющем большинстве случаев очень резкие контакты как с подстилающими отложениями, так и с перекрывающими риолитами. В некоторых случаях черные сливные риолиты залегают непосредственно на субстрате, состоящем из кристаллических пород раннего палеозоя, гранитов либо верхнеюрских известняков. Местами на контактах образуются брекчии с обломками из пород субстрата, иногда окатанные, но чаще угловатые. Иногда наблюдаются следы термического воздействия вулканитов на породы субстрата, выражающиеся в мраморизации известняков, изменении цвета кристаллических сланцев и гранитов.

Подчеркнем, что смоляновидные черные риолиты в виде прослоев мощностью до 10 м появляются и в более высоких частях разреза в краевых зонах нагорья — на горах Гихи, Кору и Булунгу. Например, разрез западного склона останца толщи на г. Гихи сложен плотными светлыми тонкополосчатыми риолитами практически без фьямме, разделенными четырьмя прослоями черных сливных риолитов, в двух верхних из них присутствует шаровая отдельность (рис. 2). В нижнем прослое черных смоляновидных риолитов содержится много глыб гранитов и кристаллических сланцев размером до 0,6 м в поперечнике. Границы между черными сливными и более светлыми плотными риолитами очень резкие, без каких-либо переходов. Присутствие шаровой, сфероидальной отдельности по краям стекловатых черных риолитов в их основании или кровле отмечается также в горизонте, залегающем в основании главной толщи, что наблюдается на левому берегу р.

Рис. 2. Разрез западного склона г. Гихи на правом борту долины р. Башиль-Аузу-Су (исток р. Чегем): 1 — палеозойские граниты, 2 — черные смоляновидные риолиты, 3 — черные смоляновидные риолиты с ксенолитами гранитов и кристаллических сланцев, 4 — светлые тонкополосчатые риолиты без фьямме, 5 — серые риолиты с крупными глыбами гранитов и кристаллических сланцев



Чегем, там, где подошва толщи находится ниже всего [Короновский, 2019]. Чаще всего подобные структуры наблюдаются в лавовых потоках, а не в пирокластических, что служит еще одним аргументом в пользу лавового происхождения вулканитов.

Существуют обнажения, в которых черные смоляновидные риолиты выполняют дайки в палеозойских гранитах или образуют пласт мощностью до 10–12 м, круто залегающий на склоне речной долины и перекрытый серыми плотными риолитами, в которых присутствуют ксенолиты черных смоляновидных риолитов. Черные смоляновидные сливные риолиты прослеживаются не только в слоях толщи, но и обладают вертикальным залеганием в подводящем канале Сырын-Су [Масуренков, 1961; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973], а также в поздненеоплейстоценовом экструзивном массиве Башиль [Мышенкова, Короновский, 2015]. Языки черных риолитов имеют четкие контакты с вмещающими породами, местами разорваны на линзовидные включения разного размера.

Резкие, хорошо выраженные контакты пластов черных риолитов редко обладают постепенным переходом к риолитам в подошве и кровле, который осуществляется на очень небольшом расстоянии в пределах 0,5–1 м путем обильного появления небольших (1–3 см) черных стекловатых фьямме, которых на коротком расстоянии становится больше, и, наконец, они как бы сливаются с пластом черных смоляновидных риолитов. Но это

происходит чаще всего в кровле пласта черных риолитов, а не в его подошве. В ряде случаев на макроуровне в черных смоляновидных риолитах наблюдаются линзовидные включения таких же риолитов, выделяющихся блеском. Присутствие черных риолитов в дайках, прорывающих палеозойские граниты, и в подводящем канале Сырын-Су невозможно объяснить спеканием пирокластического материала под собственным весом.

Краткая петрографическая характеристика пород. Кислые вулканиты, составляющие 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). Аксессуары представлены цирконом, апатитом, ортитом, рудным минералом. Крупные вкрапленники силикатных 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

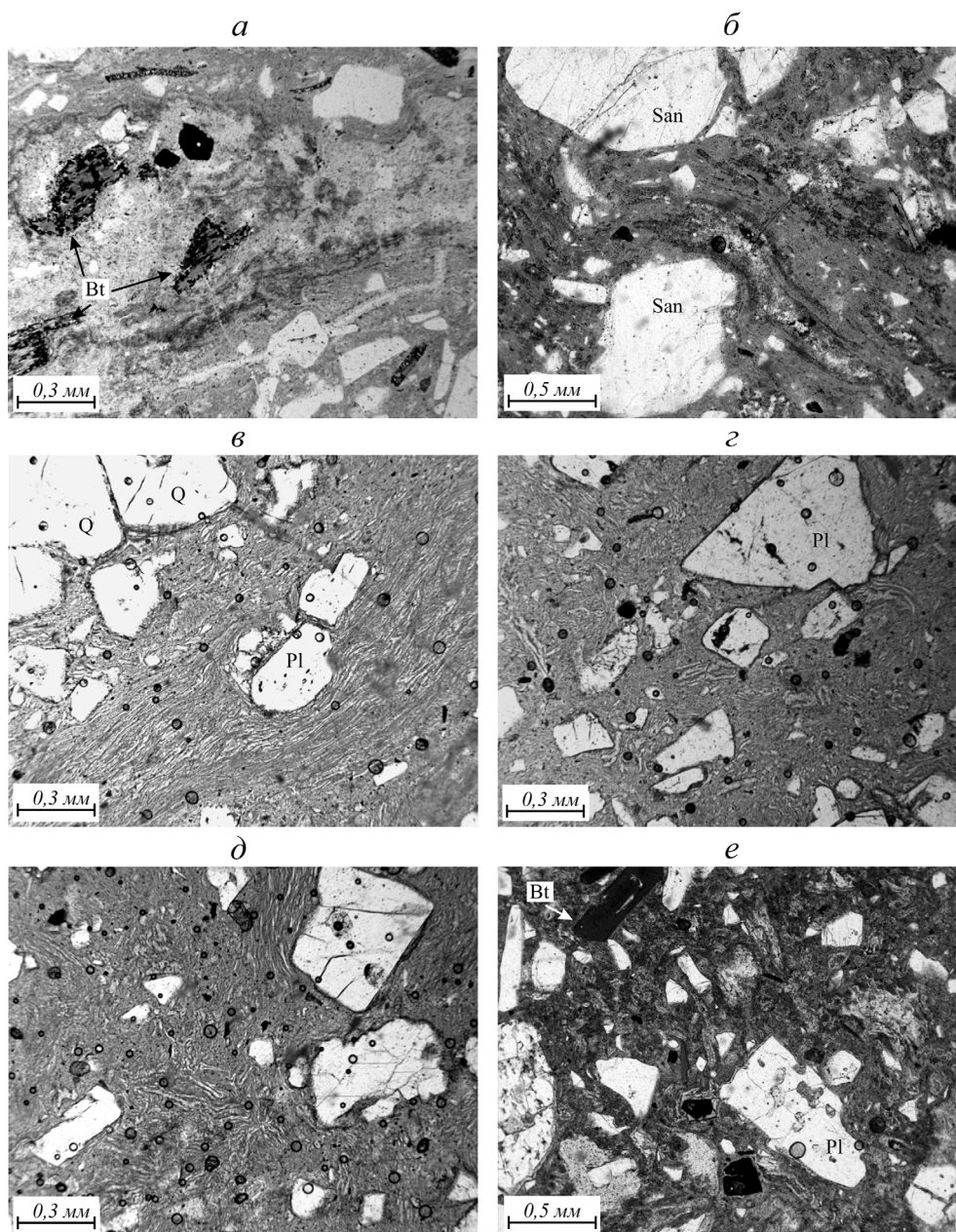


Рис. 3. Фото строения основной массы кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья: *a* — низы разреза, серые риолиты с белыми фьямме; *б* — низы разреза, розово-серые риолиты с белыми фьямме; *в–д* — основание разреза, черные смоляновидные риолиты; *е* — верхняя часть разреза, серые риодациты с темно-серыми фьямме. Объяснения см. в тексте. Bt — биотит, San — санидин, Pl — плагиоклаз, Q — кварц

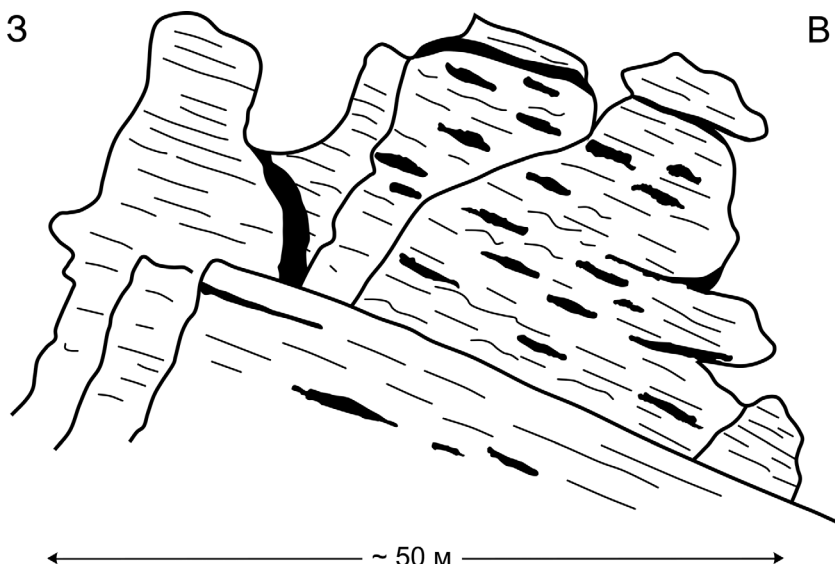
дацитов в верхней части разреза представлены (%) кварцем (5–6), плагиоклазом (15), гиперстеном (3–4), биотитом (2–3) и единичными зернами роговой обманки.

Подчеркнем, что биотит в риолитах и риодацитах, слагающих основную часть разреза толщи вулканитов, достаточно интенсивно опацизирован по объему (рис. 3, *a*). Опацизация характерна для излившихся пород и не отмечена в игнимбритах даже самой высокой степени спекания [Устиев, Джигаури, 1971]. Разности пород, содержащие светлые фьямме, характеризуются такситовой текстурой, обусловленной наличием в них участков разной структуры. Основная масса обычно светло-бурого или бурого цвета, неравномерно девитрифицирована с образованием микрофельзитового кварц-полевошпатового агрегата с примесью мелкочешуйчатого хлорита. В ней наблюдаются участки линзовидной формы разного

размера (крупные с разорванными концами — фьямме), чаще не имеющие с основной массой резких границ и характеризующиеся фельзитовой, микрозернистой или сферолитовой (рис. 3, *a–б*) структурой.

На микроскопическом уровне выявлено большее сходство черных смоляновидных риолитов с пирокластитами. Во-первых, в отличие от разностей пород, слагающих основную часть вышележащей толщи вулканитов, зерна биотита в них неопацицированы; во-вторых, 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 (рис. 3, *в–д*), что отличает пепловую структуру от псевдоигнимбритовой [Курчавов, 2009]. Более крупные линзовидные

Рис. 4. Западная часть Верхнечегемского нагорья в районе купола Водораздельного: верхняя толща красных риодацитов с хорошо выраженными черными стекловатыми фьямме (зарисовка Н.В. Короновского, 1971 г.)



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.

Сходство на микроскопическом уровне с пирокластитами отмечено также для риодацитов верхней части разреза (рис. 3, е). Темно-серые фьямме в них представляют собой стекловатые обособления с перлитовой отдельностью, имеющие четкие границы с основной массой, девитрифицированной, с образованием криптокристаллического агрегата.

Фьямме и их происхождение — весьма важная проблема для кислых пород такого типа, как в Верхнечегемском нагорье, да и вообще для всех пород, называемых игнимбритами. Фьямме обычно представляют собой линзовидные в разрезе и изометричные (но не всегда) в плане в одних случаях черные стекловатые включения размером от нескольких миллиметров до 2–3 см, в других — более светлые, иногда почти белые, в разрезах сменяющие друг друга как по простиранию, так и по вертикали. Выявлены толщи мощностью до 100 м и более только со светлыми фьямме, отмечено чередование сравнительно тонких прослоев с разными фьямме, а также присутствие вулканитов вообще без фьямме или только с черными стекловатыми фьямме. Разновидности фьямме встречаются и в интрузивном залегании, где они вытянуты в вертикальном направлении. Особенно четко такие фьямме выделяются в подводящем канале Сырын-Су и в экструзии Башиль, но они присутствуют и в самой верхней части разрезов

риолитов и риодацитов, там, где они слагают так называемый Водораздельный купол (3759 м), сложенный красными риодацитами, залегающими непосредственно на палеозойских гранитах и как бы венчающими разрез, больше ничем не перекрываемый (рис. 4).

Таким образом, фьямме макроскопически характеризуются разным типом, но близкими размерами, находятся как в горизонтальном, так и в вертикальном, т.е. интрузивном залегании, приурочены к различным толщам и «единицам охлаждения» от подошвы 2-километровой толщи до самых верхних слоев, которые не испытывали нагрузки вышележащей массы вследствие ее отсутствия.

Каким же образом можно интерпретировать образование подобных разновидностей фьямме? Чаще всего их считают спекшимися или сваренными пемзовыми лапилли [Sparks et al., 1973; Brown, Andrews, 2015], которые переносятся пирокластическими потоками, а потом сдавливаются, сплющиваются и спекаются под давлением оседающей массы. Однако поскольку на Верхнем Чегеме черные стекловатые фьямме встречаются не только в вулканитах нижней части основной толщи, но и в ее верхней части, а также в интрузивных структурах, объяснить их образование спеканием пемзовых обломков довольно трудно.

В подводящем канале Сырын-Су на юге Верхнечегемского нагорья хорошо видно, как флюидальная текстура риодацитов на глубине около 300 м вверх по каналу (рис. 5) сменяется структурой, в которой полосы бежевого цвета, увеличивая мощность, разрываются, образуя линзовидные обособления с «размочаленными» окончаниями — типичные фьямме, которые в дальнейшем распространяются потоками лав, а не пирокластическими потоками, как обычно предполагается для объяснения происхождения игнимбритов, о чем говорилось ранее [Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973]. На микроуровне полосы в флюидальных

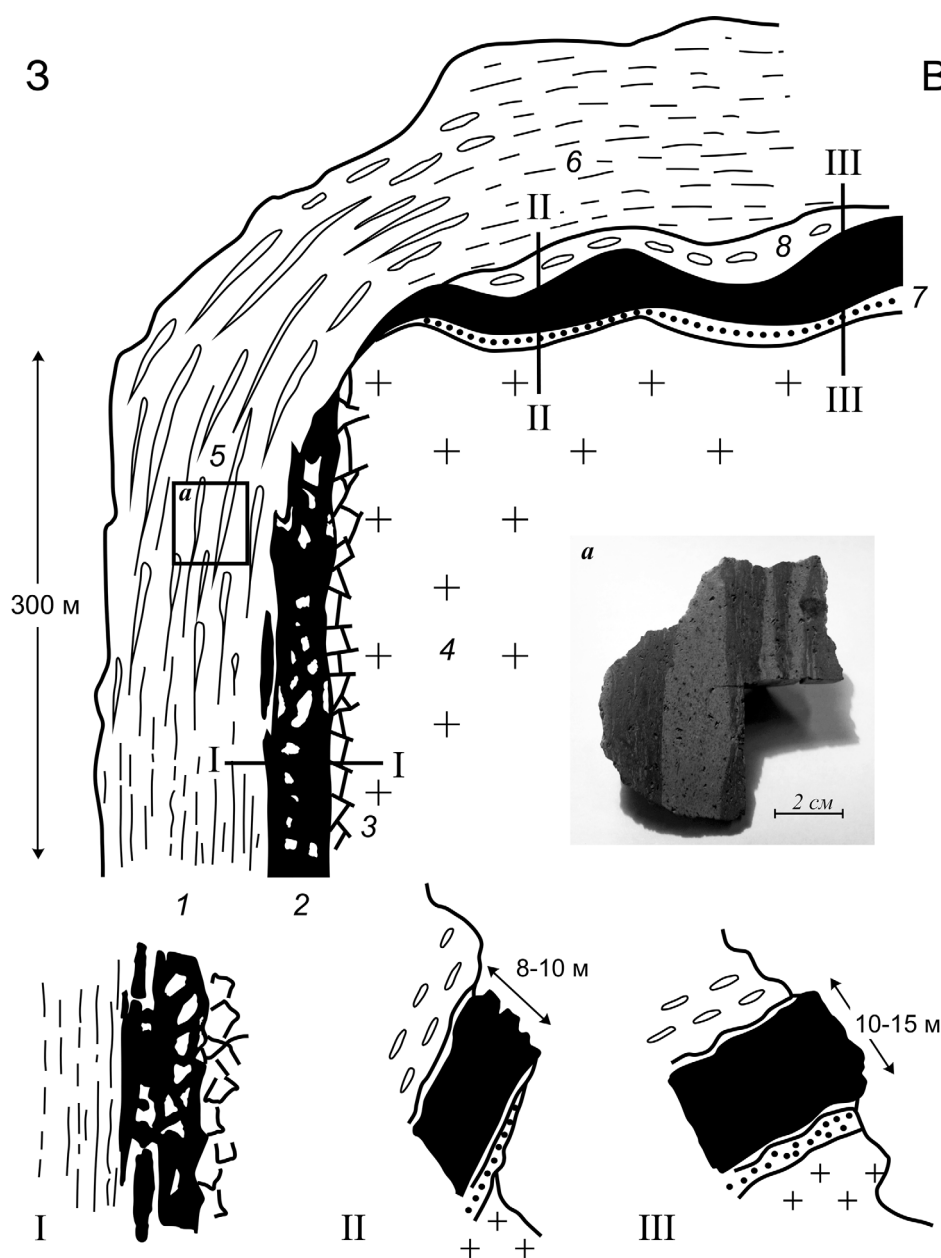


Рис. 5. Схема подводящего канала в долине р. Сырын-Су (Верхний Чегем): 1 — тонкофлюидальные риодациты; 2 — черные смоляновидные риодациты с блоками гранитов; 3 — брекчия гранитов; 4 — палеозойские граниты; 5 — бежево-сиреневые риодациты со светлыми полосами, расширяющимися вверх по каналу; 6 — светло-сиреневые 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 *a* — фото образца бежево-сиреневых риодацитов

риодацитах, слагающих центральную часть подводящего канала Сырын-Су, отличаются 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.

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. Поскольку химический состав обеих фаз практически одинаков, очевидно,

полосчатость риодацитов образовалась в результате ламинарного расслоения кислого расплава, обусловленного его неравномерной дегазацией.

Подводящий канал Сырын-Су, обнаженный на протяжении 0,3 км, вниз по простиранию суживается и после задернованного участка речной долины обнажается на правом ее склоне в виде дайки мощностью 5–7 м, края которой сложены черными смоляновидными риодацитами, а середина — более светлыми. Ниже по склону дайка выклинивается и далее не прослеживается. Возможно, один из бортов подводящего канала закрыт осыпью.

В черных смоляновидных риодацитах иногда можно наблюдать линзочки еще более стекловатых черных риодацитов, которые как бы свариваются одна с другой, образуя единую массу, но в других местах черные смоляновидные риодациты представляют собой однородную породу. Обращает на

себя внимание расщепление единого горизонта черных витрофиров на несколько языков, линзовидных прослоев, вздутий, которые внедряются в вышележащие риодациты, отрываясь от единого пласта. Все это свидетельствует о том, что пласт черных риодацитов был еще пластичным, когда поверх него формировались другие порции, быстро поступающие из подводящих каналов. Подобное не могло бы происходить при образовании пирокластических потоков, наслаивающихся один на другой.

Таким образом, присутствие различных фьямме в толще кислых вулканитов лучше всего объясняется наличием в подводящих каналах полос или струй в расплаве, которые могли затвердевать несколько раньше основной массы, поэтому при движении они разрывались с образованием характерных «размочаленных» концов. Неповсеместное распространение фьямме в толще свидетельствует о разном режиме истечения расплава из подводящих каналов. В пользу подобного образования фьямме свидетельствуют их размеры — от нескольких миллиметров до 2–3 см и более, когда они образуют линзы до 20–30 см, что особенно типично для черных смоляновидных риолитов.

Не останавливаясь на структуре всей толщи вулканитов, подчеркнем, что падение «единиц» потоков или порций вулканитов везде направлено от краев к центру массива под значительными углами наклона, достигающими иногда 70°, и только в центральной части массива залегание становится горизонтальным. Это свидетельствует об одновременном с быстрым излиянием лав проседанием субстрата, что может указывать на неглубокое расположение магматического очага. Рельеф субстрата частично уже был выработан в позднем плиоцене, когда существовали долины основных рек.

Вышеописанный подводящий канал в верховьях долины р. Сырын-Су в настоящее время — единственный достоверно установленный центр извержений позднеплиоценовых кислых вулканитов нагорья [Масуренков, 1961; Седенко, 1962; Короновский, Лебедев-Зиновьев, 1973]. Вероятно, еще один подводящий канал трещинного типа существовал в районе устья притока Чегема — р. Булунгу-Су, где проходит субширотный разлом, отделяющий толщу верхнеюрских пород от палеозойских кристаллических сланцев и гранитов. На наличие этого центра извержений указывают жилы черных смоляновидных риолитов, интродуцирующих 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 риолитах 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. Джунгу-Су, 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].

Обилие известняков в останцах вулканитов на правом борту р. Чегем — горах Кору, Гихи и Булунгу (рис. 6) — доказывает их распространение из предполагаемого центра в районе устья р. Булунгу-Су, а в юго-западной части основной толщи кислых вулканитов ксенолиты известняков отсутствуют. Расположение окатанных ксенолитов в виде гнезд свидетельствует в пользу того, что масса, в которой они находились, текла по поверхности, которая потом испытала проседание.

Формирование толщи кислых вулканитов. Образование огромной массы кислых вулканитов без перерывов в накоплении лучше всего объясняется извержением вскипевшего у выхода из жерла вулкана силикатного расплава, «кипение» которого было обусловлено характером фазового перехода сверхкритического водного флюида. Дело в том, что в геологии понятие «флюид» не имеет определенной характеристики, тогда как в физике под этим термином понимают фазовое сверхкритическое состояние вещества. В работе [Арсанова, 2019] показано, что растворимость воды, хотя и ограничена в силикатных расплавах, но при сверхкритическом состоянии она может смешиваться с ними в любых количествах. Также в работе Г.И. Арсановой высказано мнение о том, что вода в расплаве под кратером и на дневной поверхности, помимо растворенной в магме, может находиться в трех фазовых состояниях — сверхкритического флюида, газа и жидкости. Скорость подъема магмы во время извержений на территории Верхнечегемского нагорья могла опережать скорость фазового перехода, в результате чего некоторая часть сверхкритического водного флюида переходила в «перегретую» воду, а часть оставалась в виде флюида, снижая вязкость и увеличивая мобильность пенистой массы.

Важно отметить, что флюид, возникнув выше критической точки, способен к быстрым изменениям, флуктуации, к так называемой самоорганизующейся критичности [Болл, 2008]. Вся эта подвижная, флюидизированная и диспергированная масса быстро устремляется по подводящим каналам к поверхности, и этот процесс истечения идет непрерывно, пока не закончится расплав. Подчеркнем, что газ, принимающий участие в процессе флюидизации, преимущественно состоит из паров воды в надкритическом состоянии, т.е. при температуре выше +374 °С. Роль флюидов, именно

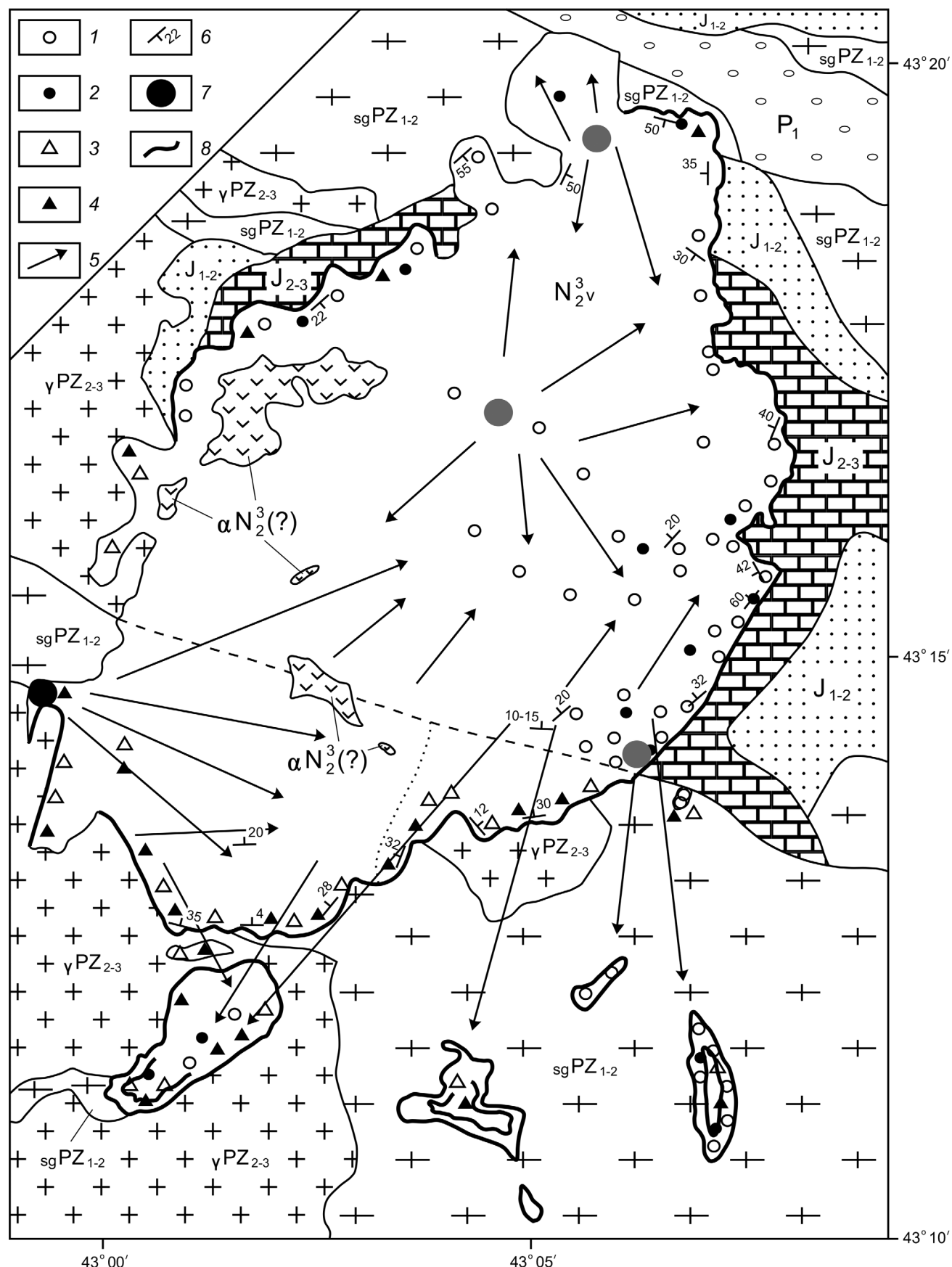


Рис. 6. Схема распределения ксенолитов в кислых вулканитах Верхнечегемского нагорья: 1 — ксенолиты известняков (J_{2-3}), 2 — ксенолиты терригенных пород (J_{1-2}), 3 — ксенолиты гранитов (γPZ_{2-3}), 4 — ксенолиты кристаллических сланцев ($sgPZ_{1-2}$), 5 — предполагаемое направление переноса вулканогенного материала, 6 — направление падения кислых вулканитов, 7 — центры извержений (черное — достоверные, серое — предполагаемые), 8 — черные смоляновидные риолиты и риодациты

флюидов, а не воды, при извержениях подробно описана в работе [Эндогенные..., 2018].

Картина непрерывного истечения высокоподвижной кислой магмы наблюдается в Верхнечегемском нагорье, в отличие от не связанного с ним огромного Нижнечегемского плато риолитовых и риодацитовых туфов, которые в некоторых местах можно отнести к спекшимся, т.е. к игнимбрикам.

Вертикальный разрез кислых вулканитов Верхнечегемского нагорья, несмотря на отсутствие явных перерывов, демонстрирует около 12 различных по строению «единиц», которые в разных местах отличаются одна от другой, что указывает на разные центры извержений [Короновский, 1975; 1976]. Особенно подчеркнем разновысотное положение черных стекловатых риолитов и их фьямме, обычно считающихся максимально спекшимися игнимбриками, хотя такие же фьямме встречены в подводящих каналах и находятся в вертикальном залегании.

Можно предположить, что в формировании такого излияния кислой магмы важную роль мог играть кавитационный процесс. Известно, что в жидкости, в данном случае — расплав в смеси с флюидом, которая быстро поднимается в подводящих каналах, резко увеличивается количество газовых пузырьков за счет изменения фазового состояния флюида. При этом пузырьки схлопываются, вызывая огромное давление, происходит кавитация, которая способна разорвать, диспергировать риолитовую массу, превращая ее в пенистое состояние с очень высокой подвижностью, и вся масса течет под уклон местности. Процесс идет непрерывно, пока в очаге не иссякнет кислая магма.

Разрез кислых вулканитов нагорья однороден, они имеют низкую пористость и высокую ($\sim 2,4 \text{ г/см}^3$) плотность, которая уменьшается только в самых верхних туфовых слоях, отделенных довольно четкой границей [Короновский, 1976]. В некоторых случаях структура основной массы пород на микроскопическом уровне схожа с пепловой

(рис. 3). Но именно такой структурный рисунок и может возникнуть после диспергирования расплава в процессе его быстрого излияния и последующего течения.

К уменьшению вязкости кислых магм при высоких *PT*-параметрах ведет добавка флюида, что на порядок снижает вязкость [Перчук, 1997; Граменицкий и др., 2000]. Во многих работах рассматривается динамика потока с высоковязкой магмой и образованием газовзвеси, и в основу обычно закладывается фрагментация пузыристого расплава, чаще всего мгновенная [Слезин, Мельник, 1999].

Подчеркнем, что такой большой объем кислых вулканитов, испытавших, по-видимому, быстрое течение, должен был быть связан с несколькими подводящими каналами, имевшими достаточно большую ширину, что и наблюдается в канале Сырын-Су.

Разорванные части расплава — полосы, ленты и т.д. превращались сначала в линзы разной длины, а в дальнейшем и во фьямме, как в черные стекловатые, так и в более рыхлые серые. Вся эта диспергированная масса быстро истекала из каналов, а первые ее порции образовали смоляновидные черные риолиты, которые местами могут состоять из спаявшихся линзовидных фьямме.

Закключение. Верхнечегемский массив кислых вулканитов мощностью 2,0–2,2 км, по нашему мнению, образовался в течение очень короткого промежутка времени в результате извержения высокоподвижной флюидизированной массы, а не в результате схода пирокластических потоков. Иными словами, эти породы не относятся к игнимбрикам, т.е. к спекшимся туфам. Такое предположение можно хорошо показать на примере строения Нижнечегемского покрова, расположенного севернее, но не смыкающегося непосредственно с Верхнечегемской вулcano-тектонической депрессией, а обладающего другим строением и, возможно, возрастом образования, предметом чего будет следующая статья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсанова Г.И. Роль воды в вулканизме // Вулканология и сейсмология. 2019. № 4. С. 69–80.

Болл Ф. Критическая масса. Как одни явления порождают другие. М.: Гелеос, 2008. 528 с.

Газеев В.М., Задов А.Е., Гурбанов А.Г. и др. Редкие минералы Верхнечегемской кальдеры (в ксенолитах скарнированных известняков из игнимбриков) // Вестн. Владикавказского науч. центра. 2006. Т. 6, № 1. С. 18–27.

Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с.

Короновский Н.В. Флюидлипариты Верхнечегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 2. С. 447–450.

Короновский Н.В. К проблеме игнимбриков // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, вып. 5. С. 106–120.

Короновский Н.В. Строение базального горизонта риолитовой толщи и его происхождение (Северный Кавказ, Верхний Чегем) // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9, № 1. С. 6–16.

Короновский Н.В., Лебедев-Зиновьев А.А. Строение дайки в долине р. Сарын-Су (Верхнечегемское вулканическое нагорье, Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 56–64.

Короновский Н.В., Попов В.С., Николаенко Ю.С. Геология кислых лав и проблема происхождения игнимбриков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1982. № 5. С. 26–35.

Курчавов А.М. Проблемы диагностики и петрогенезиса игнимбритов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 1–10.

Ляtifова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ): Автореф. канд. дисс. М., 1993. 25 с.

Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 6. С. 51–67.

Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд. АН СССР, 1961. (Тр. ИГЕМ; вып. 51). 132 с.

Милановский Е.Е., Каминский Ф.В., Седенко С.М. Геологическое строение и история формирования Верхнечегемского вулканического нагорья // Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. № 3. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 362–396.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.

Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Башильский вал — позднеплейстоценовая экструзия в кальдере Верхнего Чегема (Северный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 28–35.

Паффенгольц К.Н. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа, лакколитов Пятигорья и гранитов Главного хребта // Мат-лы по геологии европейской территории СССР. Сб. ВСЕГЕИ. Л.: Госгеолтехиздат, 1956.

Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросовский образ. журн. 1997. № 6. С. 56–63.

Седенко С.М. К вопросу о происхождении эффузивов Верхне-Чегемского нагорья // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 10. Ставрополь: Ставропольское книж. изд-во, 1962. С. 76–80.

Слезин Ю.Б., Мельник О.Э. Динамика газопирокластического извержения вулкана с высоковязкой магмой // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 3–12.

Устиев Е.К., Джигаури Д.Г. Спекшиеся туфы вардзийской формации (Южная Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 3–16.

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.

Brown R.J., Andrews G.D.M. Deposits of pyroclastic density currents. // The Encyclopedia of Volcanoes, Second Ed. Academic Press, 2015. P. 631–648.

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 Eldjurtu Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 134. P. 377–391.

Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A. et al. 2,8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // J. Volcanology and Geothermal Res. 1993. Vol. 57, Iss. 1–2. P. 85–124.

Milanovsky E.E. Origin and development of ideas on Pliocene and Quaternary glaciations in northern and eastern Europe, Iceland, Caucasus and Siberia // History of Geomorphology and Quaternary Geology // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2008. Vol. 301. P. 87–115.

Sparks R.S.J., Self S., Walker G.P.L. Products of ignimbrite eruptions // Geology. 1973. Vol. 1. P. 115–118.

Van Husen D. Geological processes during the Quaternary // Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft. 2000. Vol. 92. P. 135–156.

Van Husen D., Reitner J. An outline of the quaternary stratigraphy of Austria // Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Sci. J. 2011. Vol. 60. P. 366–387.

Поступила в редакцию 30.12.2019

Поступила с доработки 26.02.2020

Принята к публикации 26.02.2020