

УДК 551.21 (234.9)

Н.В. Короновский<sup>1</sup>, Л.И. Демина<sup>2</sup>, М.С. Мышенкова<sup>3</sup>

## ФЛЮИДОЛИТЫ СЕВЕРНОГО ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

Впервые в Северном Приэльбрусье выявлен новый генетический тип горных пород — флюидолиты, в формировании которых ведущая роль принадлежала глубинным декомпрессионным взрывам флюидов. Описаны геологическое положение, структуры, текстуры, особенности петрографического и химического состава флюидолитов.

*Ключевые слова:* флюидолиты, структуры и текстуры горных пород, Приэльбрусье.

For the first time in the northern part of Elbrus Area a new genetic rock type — fluidolites — have been identified. In their formation the leading part belonged to deep decompression explosions fluids. Geological position, structures, textures, petrological and chemical specifics of the fluidolites have been described.

*Key words:* fluidolites, structure and texture of the rocks, Elbrus Area.

**Введение.** Флюидолиты как новый генетический тип горных пород таксона одного ранга с магматическими, осадочными и метаморфическими утверждены Межведомственным петрографическим комитетом России в 2008 г. К ним отнесены горные породы, в формировании которых ведущая роль принадлежала глубинным декомпрессионным взрывам флюидов. Подобные взрывы приводят к проникновению флюида во вмещающую среду, сбросу или экстракции его отдельных ингредиентов, к фиксации переносимого флюидом вещества в новом пространстве, что и приводит к образованию пород и геологических тел со специфическими признаками. Особенности структур, текстур, минерального и химического состава этих пород формируются за счет способности флюидов переносить во взвешенном состоянии обломки глубинных пород и минералов, фрагменты расплавов и продуктов их кристаллизации [Петрографический кодекс, 2008]. Изучение флюидолитов — продуктов флюидно-взрывных процессов в толщах земной коры — новое интенсивно развивающееся направление в геологии, поскольку с ними связан широкий спектр полезных ископаемых, в том числе алмазов. Они довольно широко распространены в природе в ассоциациях не только с магматическими, но и с осадочными породами [Казак и др., 2008].

В геологической литературе последних десятилетий подобные породы, ассоциирующиеся с магматическими комплексами (туффизиты, валунные дайки, интрузивные пирокластиты, игнимбриты, эруптивные псевдоконгломераты и др.), обсуждались довольно широко. Некоторые ученые предлагали объединить их в новые классы [Казак, Якобсон, 1997] или подтипы горных пород [Голубева, Махлаев, 2000], подчеркивая,

что раскаленное глубинное вещество поступает на дневную поверхность или в верхние части коры не в жидком (магматические расплавы, производными которых является весь спектр магматических пород), а в флюидизированном состоянии, при котором преобладающий диспергированный твердый, а также частично жидкий материал находится в подвижном (псевдотекучем) состоянии за счет высокого давления газов. Поскольку газы, находящиеся под давлением, обладают способностью к неограниченному расширению, диспергированный материал как бы зависает в потоках флюидов. Скорость течения такого материала по поверхности (измеренная при движении огненных лавин) составляет от 100 до 200 км/ч [Макдональд, 1975], при этом флюидизированный материал ведет себя подобно жидкости, заполняя понижения в рельефе, нивелирует его и образует горизонтальные покровы с горизонтальной поверхностью.

**Флюидолиты Эльбурского вулканического района.** В Северном Приэльбрусье горные породы, которые по текстурно-структурным признакам, петрографическому и химическому составу отнесены нами к флюидолитам, выходят на поверхность в трех местах: на г. Тузлук, на правом берегу р. Бирджаллысу и на юг от р. Кизилкол между ледниками Уллумалиендерку и Уллукол (рис. 1).

Гора Тузлук представляет собой куполовидное субвулканическое тело, находящееся непосредственно севернее Передового хребта, в 2 км от г. Сирх, на Бечасынском плато ниже- и среднеюрских пород в 1 км на запад от р. Малка. В левом крутом борту долины р. Малка на фоне моноклинального залегания юрских отложений наблюдается зона сильнодеформированных слоев, простирающаяся точно в направле-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, профессор, докт. геол.-минер. н., *e-mail:* koronovsky@dynamo.geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н., *e-mail:* lidem06@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студентка, *e-mail:* zf12@rambler.ru

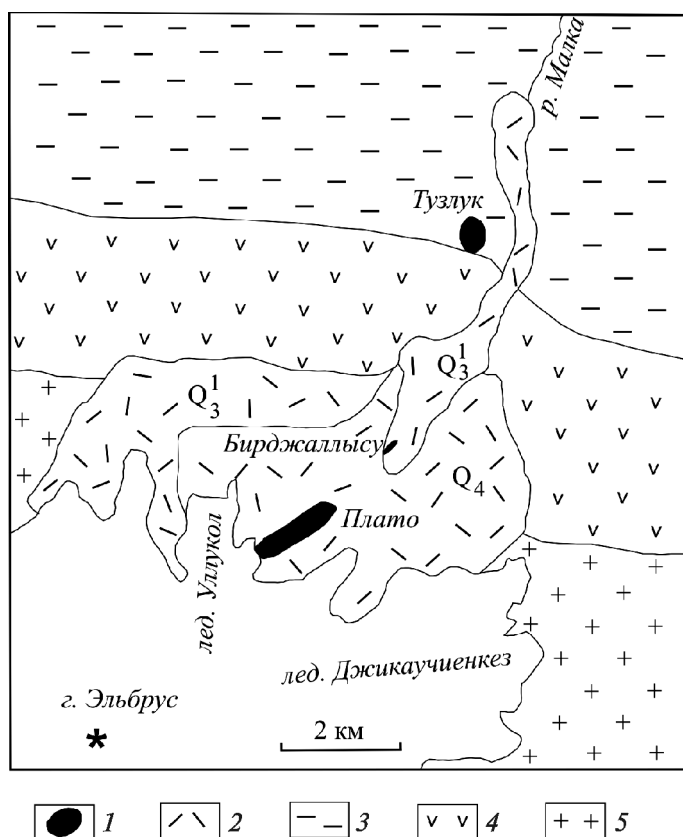


Рис. 1. Схема распространения флюидолитов в Северном Приэльбрусье: 1 — флюидолиты, 2 — вулканиды; 3–5 — структурно-формационные зоны: 3 — Бечасынская, 4 — Передового хребта, 5 — Главного хребта

нии г. Тузлук. Коренные выходы светло-серых пород с однородной массивной текстурой имеют матрацевидную отдельность с различными углами падения: 30–40° с южной стороны горы и 5–12° — с восточной. Породы в изобилии, не свойственном магматическим горным породам, содержат оскольчатые, округлые, овальные обломки, а также растресканные внутри шаровидные зерна кварца фиолетово-розоватого цвета размером до 5 мм и более, обломки плагиоклазов разной основности, микроклина, биотита, гранитоидов, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов размером от долей до нескольких сантиметров (рис. 2: I; 4: А, Б). В матриксе помимо мелких обломков тех же минералов и пород присутствуют фрагменты полностью раскристаллизованного стекла в виде сферолитов и метелок, а также буровато-черная масса, сложенная зернами алевритовой и пелитовой размерности. Отличие обломков гнейсов от их ксенолитов, широко встречающихся в неоген-четвертичных лавах Большого Кавказа, заключается в полном отсутствии реакционных кайм в гнейсах на их контакте с матриксом. Подобные реакционные каймы широко распространены в ксенолитах из лав Сурх-Крандухского центра Эльбрусского вулканического района, Казбека, свиты рух-дзуар (Казбекский вулканический район) и др. [Демина, Короновский, 1998].

Флюидолиты г. Тузлук ранее описывались как туфы риодацитов [Богатиков и др., 2002], однако при

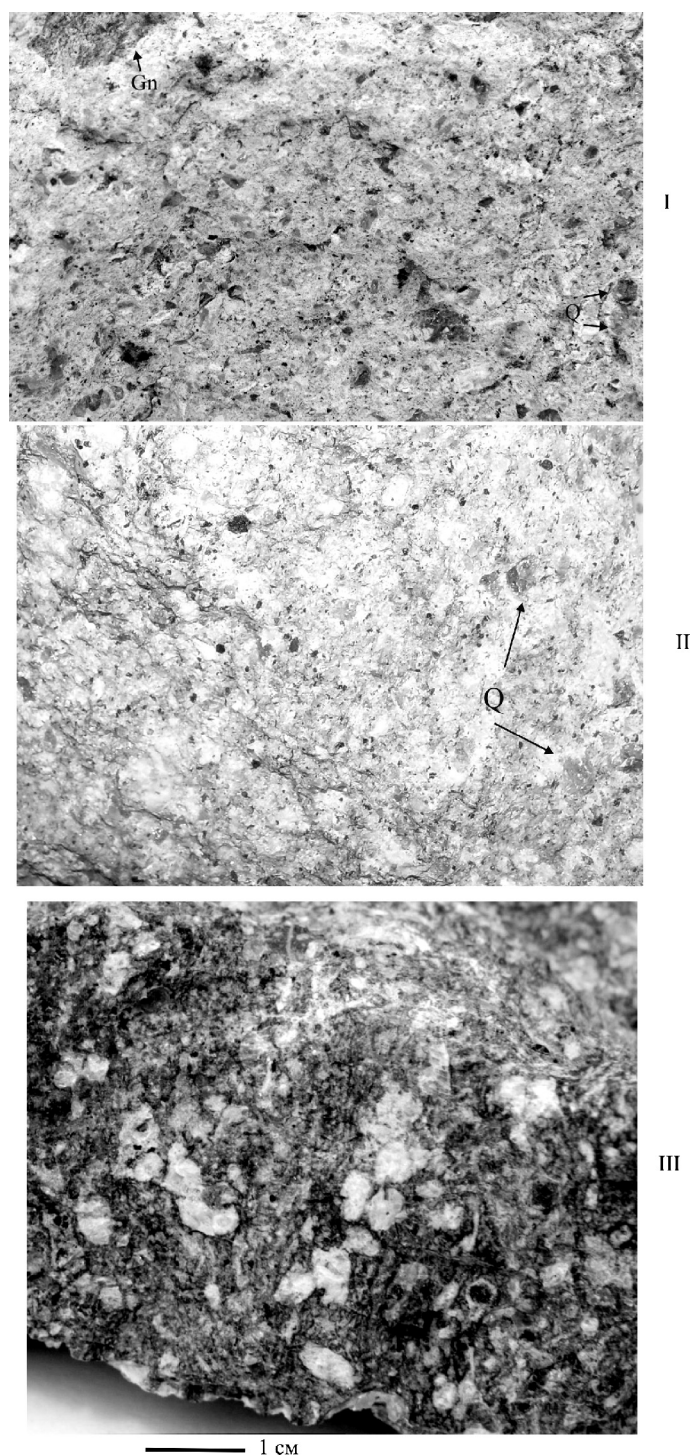
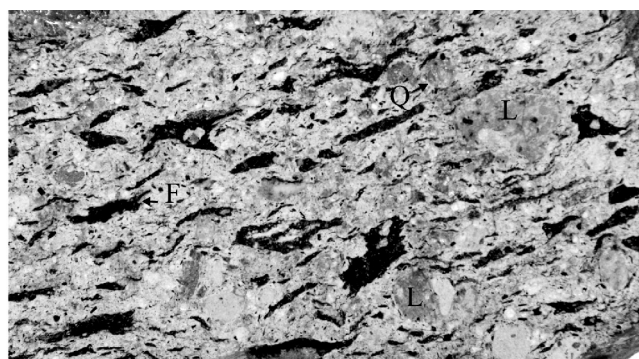


Рис. 2. Интрузивные типы флюидолитов Эльбрусского вулканического района: I — с однородной текстурой и округлыми обломками гнейсов (г. Тузлук); II — массивные, с округлыми растресканными зернами кварца (дайкообразное тело в районе р. Берджаллысу); III — породы подводящего канала для игнимбритов плато. Здесь и на рис. 3, 4: Gp — гнейсы, L — лава, F — фьямме, Q — кварц, Micr — микроклин, Pl — плагиоклаз, Bi — биотит, Fs — фассаит

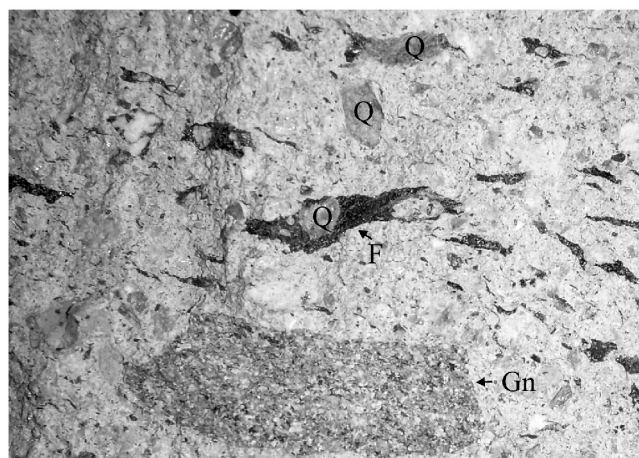
очень близком сходстве их с литокристаллокластическими разностями туфов, по структурным признакам (дезинтеграция зерен минералов и литокластов глубоководных залегающих под центрами извержений пород; округлая и овальная форма обломков как пород, так



I



II



III

1 см

Рис. 3. Игнимбритовые типы флюидолитов: I — с фьямме и обилием обломков лав, неизвестных в разрезах вулканогенных толщ района (плато); II — флюидолиты «ножки» с редкими фьямме и крупными округлыми зернами кварца; III — флюидолиты «шляпки» с обломками биотит-гранатовых гнейсов

и минералов, обусловленная галтовкой — обработкой газовой-твердой смесью; смещение отдельных частей зерен слоистых силикатов и др.) описанные породы уверенно относятся к флюидолитам.

Наиболее обширный выход флюидолитов приурочен к обрывам в районе ледника Уллумалиендерку на высоте около 3 км, где он образует небольшое плато длиной 2,6 и шириной 0,5 км, слабо наклоненное на северо-восток с вертикальным обрывом высотой в несколько десятков метров. Флюидолиты

перекрывают позднепалеозойские граниты, а перекрываются позднеголоценовыми потоками дацитовых аа-лав. Учитывая прямолинейность обрыва, можно предположить его разломное происхождение, причем северный блок опущен. На юго-западе плато перекрыто мореной, на его восточном окончании наблюдается подводящий канал — куполовидная структура, в которой элементы флюидальности расположены почти вертикально (70–80°), т.е. практически «стоят на головах». В то же время наблюдается слабый (2–3°) наклон поверхности плато на северо-восток, т.е. как раз в сторону экспозивного центра, что может свидетельствовать о вторичном происхождении наклона в результате более поздних тектонических подвижек. В пользу этого свидетельствует наличие субмеридионального разрывного нарушения, которое отчетливо прослеживается на аэрофотоснимках и в рельефе. Разлом отделяет и немного смещает к югу куполовидную структуру относительно плато. Особенность северо-восточной части плато — характерные формы выветривания в виде «грибов» высотой 10–15 м, «шляпки» которых сложены прочными породами, а «ножки» — рыхлыми.

Эта группа флюидолитов представлена серыми игнимбритами с фьямме черного стекла шириной до 0,5 см и длиной до нескольких сантиметров (рис. 3, I), характеризуется обилием округлых, овальных, оскольчатых обломков, не встречающихся в районе распространения древних (палеозойских?) лав с вкрапленниками опациitized биотита, иногда почти полностью замещенного биотита и плагиоклаза (рис. 4, B), а также овальных, уплощенных (леденцовых) обломков осадочных кварц-полевошпатовых пород с алевритовой размерностью зерен, обломков и шаровидных зерен розоватого кварца, плагиоклаза, биотита (рис. 4, Г). Обломки диопсида, фассаита, граната, гранитоидов, гранитогнейсов, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, двуслюдяных, мусковитовых кристаллических сланцев содержатся в меньшем количестве, чем в породах г. Тузлук (рис. 4, Д). Фьямме сложены стеклом с редкими вкрапленниками гиперстена, иногда с тонкой биотитовой каймой и реже корродированными стеклом табличками и обломками зонального плагиоклаза. Для обломков биотита характерно смещение отдельных частей по спайности (рис. 4, E). Строение матрикса аналогично таковому в предыдущем типе пород. Относительная прочность пород шляпок «грибов» по сравнению с ножками обусловлена несколько повышенным содержанием в них фьямме (рис. 3, II, III), поскольку увеличение количества фрагментов расплава способствовало большему прогреву и цементации верхней толщи флюидолитов. В целом количество фрагментов стекла как в шляпках, так и в ножках не превышает нескольких процентов, в то время как породы, слагающие плато, содержат до 10% фьямме от их объема. В ножках округлые растресканные зерна кварца имеют максимальный (до 1 см) размер, а в шляпках

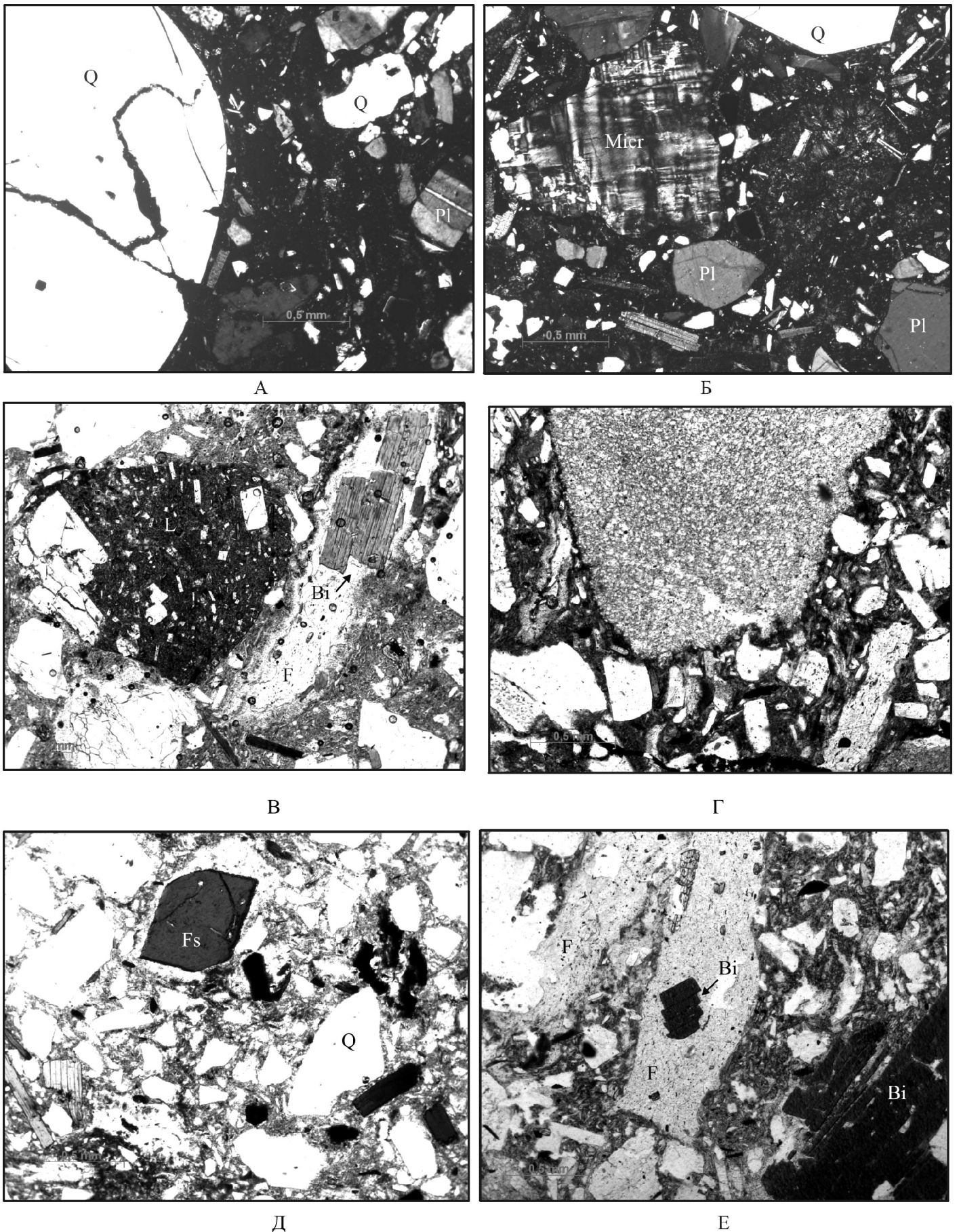


Рис. 4. Микроструктуры флюидолитов: А — фрагмент шаровидного зерна кварца; Б — обломки микроклина, плагиоклаза и биотита; В — округлые обломки древних лав; Г — фрагмент леденцового обломка; Д — обломок фассаита; Е — смещение отдельных частей обломка биотита



встречаются линзочки, сложенные растасканными обломками кварца.

В обнажении, расположенном в основании плато на северном склоне Эльбруса, развиты темно-серые породы без фьямме и с такситовой текстурой, выраженной в чередовании массивных участков и тонкополосчатых флюидалных фрагментов раскристаллизованного расплава (рис. 2, III), которые ориентированы субвертикально (в отличие от расположенных субгоризонтально фьямме в породах, слагающих плато). Наблюдается также веерообразный переход этих пород в игнимбриты, что свидетельствует о формировании их в пределах подводного канала. На общее происхождение с игнимбритами указывает также одинаковый состав обломков пород и минералов (розовый кварц, фассаит, древние палеотипные лавы, кварц-полевошпатовые обломки леденцовой формы и др.).

В Приэльбрусье игнимбриты впервые были описаны Н.В. Короновским еще в 1956 г. Отметим, что термин «игнимбрит» отражает исключительно текстурные особенности пород (по наличию фьямме) и не несет никакой генетической нагрузки. Неудивительно, что дискуссия об их происхождении длится почти 100 лет. С точки же зрения их флюидогенного происхождения становятся понятны и туфовидный облик, и наличие фрагментов расплава, при этом обломочный материал выносятся из глубоко расположенных под центрами извержений горизонтов земной коры, что коренным образом отличает их от типичных туфов, которые образуются при взрывах магмы в приповерхностных условиях. Кроме того, туфы покрывают плащом, как покрывалом, все элементы рельефа (вершинки, склоны, долины), в то время как флюидолиты занимают только пониженные участки.

В геологической литературе также широко обсуждались причины раздробленности минералов из игнимбритов. Н.В. Короновский с соавторами [1978] пришли к выводу, что механизм раздробления вкрапленников связан преимущественно с флюидным режимом магмы и «никакими реально существующими силами в расплаве невозможно разорвать бездефектный вкрапленник, как бы ни был велик градиент скорости между соседними струями расплава»; П.М. Горяинов и И.В. Давиденко [1979] привлекали также тектонокессонный геодинамический эффект.

В верховьях р. Бирджаллысу, на 1 км выше источников Калакулак, флюидолиты слагают дайкообразное тело длиной около 350 м, прорывающее пермские или верхнекаменноугольные карбонатные породы. Макроскопически слагающее его массивные серые флюидолиты очень похожи на породы г. Тузлук (рис 2, II) и тоже в изобилии содержат обломки розового кварца, среди которых встречаются сильно-трещиноватые, овальные с включениями игольчатого силлиманита. Подобный кварц со структурами распада твердых растворов широко распространен среди

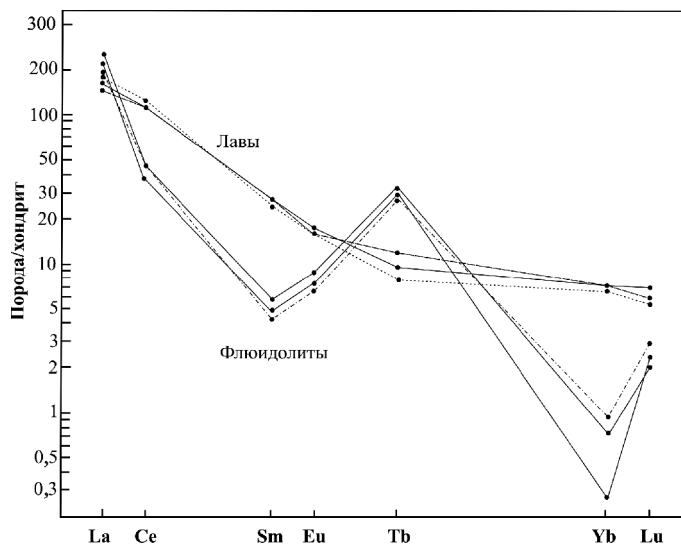


Рис. 5. Распределение редких земель во флюидолитах и кислых лавах раннего этапа вулканической деятельности Эльбруса. Диаграмма построена по данным О.А. Богатикова и др. [2002], хондрит — по [Haskin, 1968]

глубокометаморфизованных пород гранулитой фации. Количество обломков биотита существенно выше, чем в других породах, они часто коленчато изогнуты, смещены по спайности, среди них встречаются разности, плеохраирующие от почти бесцветного до черного, что обусловлено потерей глинозема во взрывной волне, как это установлено для силикатов импактитов [Фельдман, 1990]. Обычны также обломки плагиоклаза, мусковита, микроклина, кварц-полевошпатовых пород, гнейсов, палеотипных лав, отличающихся по структурам от лав, встреченных в игнимбритах. Распределение обломков в породе крайне неравномерное, в матриксе встречаются фрагменты раскристаллизованного стекла с элементами флюидалности, которая огибает более крупные обломки минералов и пород. Отметим, что и для флюидно-эксплозионных брекчий, развитых среди осадочных пород, также характерна флюидалная текстура, которая отражает следы течения флюида и выражается в закономерном расположении микрочастиц и более крупных обломков вдоль направления их перемещения [Казак и др., 2008].

Один из главных диагностических признаков флюидолитов — аномалии их химического и изотопного состава [Петрографический кодекс, 2008], что очень ярко проявлено в породах Эльбрусского вулканического района. Например, графики распределения редких земель имеют экзотический, абсолютно не свойственный магматическим породам вид, в то время как наиболее ранние лавы Эльбруса характеризуются нормальными для кислых вулканитов спектрами редких земель (рис. 5). Еще отчетливее разница химического состава кислых лав раннего этапа вулканической деятельности Эльбруса и флюидолитов проявлена на мультиэлементных графиках, где составы пород нормализованы по примитивной

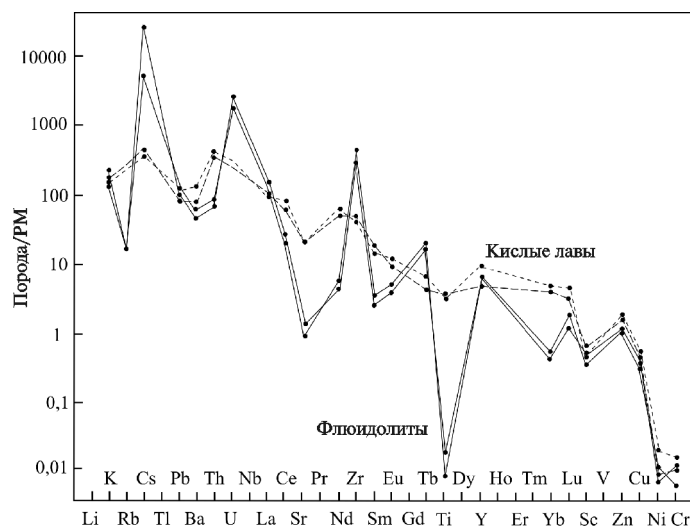


Рис. 6. Мультиэлементные спектры флюидолитов (сплошные линии) и кислых лав (пунктирные линии) Эльбруса. Анализы взяты из работы [Богатиков и др., 2002], примитивная мантия (PM) — по [Sun, 1982]

мантии (рис. 6). По сравнению с лавами флюидолиты на порядок обеднены калием, торием, стронцием, неодимом, иттербием и особенно титаном (почти на 3 порядка) и обогащены цезием, ураном, цирконием и тербием. Кроме того, отмечены существенные различия в концентрации рудных элементов (рис. 7), при этом флюидолиты резко обогащены серебром и обеднены медью, молибденом, вольфрамом и цинком. Причины такого поведения элементов, вероятно, связаны с определенным составом флюидов и требуют дальнейшего изучения. Отметим, что во флюидолитах, развитых в осадочном чехле на северо-западе Русской плиты, тоже отмечена повышенная концентрация серебра [Енгальцев, Панова, 2008].

И.В. Чернышев с соавторами [2002] для различных компонентов ранних игнимбритов района, включая валовые пробы, установили весьма контрастные изотопные характеристики ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), при этом для плагиоклаза и пироксена выявлены аномально древние, по мнению этих авторов, «геологически бессмысленные значения К—Аг возраста» — 15,7 и 2,7 млн лет соответственно. Геологический смысл подобных датировок, напротив, состоит в том, что они указывают не на магматический, а на ксеногенный характер большинства минералов флюидолитов, что подтверждается также детальным петрографическим изучением.

**Заключение.** Выявление флюидолитов в Северном Приэльбрусье позволяет по-новому взглянуть на геологическое развитие Эльбруса, вулканическая активность которого протекала в четвертичном периоде, возможно, захватывая поздний плиоцен. Известны 4 или 5 фаз извержений, следы которых наблюдаются в разновозрастных лавовых потоках и пирокластических толщах, выполняющих речные и ледниковые долины, образованные хорошо изучен-

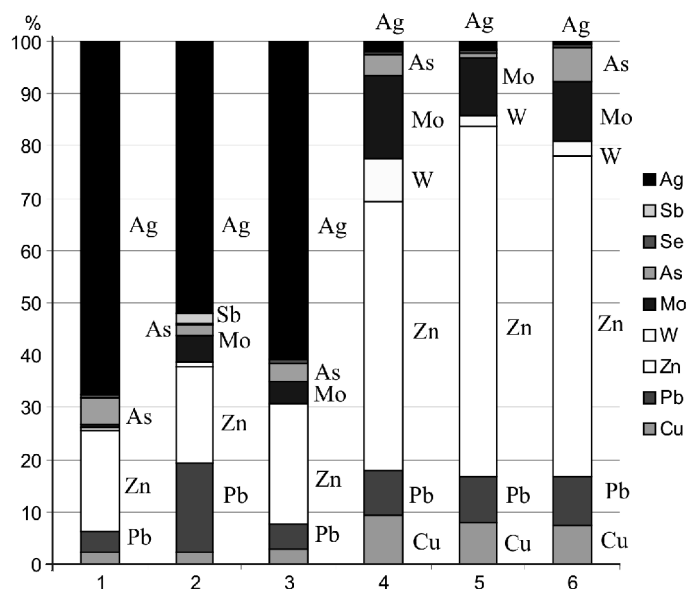


Рис. 7. Соотношение рудных элементов во флюидолитах (1–3) и кислых лавах Эльбруса (4–6). Диаграмма построена по данным О.А. Богатикова и др. [2002]

ными оледенениями, возраст которых обоснован достаточно убедительно. История формирования вулкана подробно изложена в ряде работ [Милановский, Короновский, 1960; Короновский, 1968; Богатиков и др., 2002; Газеев, 2003].

Однако, несмотря на хорошую изученность, включая датирование абсолютного возраста вулканических пород изотопными методами и методом электронного парамагнитного резонанса, выяснилось, что некоторые выводы, ранее представлявшие бесспорными, вызывают неоднозначную трактовку. Один из наиболее спорных подобных выводов — формирование огромной (площадь около 230 км<sup>2</sup>) кальдеры обрушения, предполагаемой в работе О.А. Богатикова, И.В. Мелекесцева, А.Г. Гурбанова [1998]. К продуктам вулканизма раннего кальдерного этапа ими отнесены игнимбриты и ассоциирующие с ними туфы риодацитового состава, в том числе описанные нами как самостоятельные эксплозивные центры флюидолитов.

Отметим, что самостоятельные центры извержений распространены в Приэльбрусье достаточно широко. На восточном склоне Эльбруса в левом борту ледника Ирикчат находится небольшой выход кислых пород, залегающий, видимо, на среднеплиоценовой коре выветривания [Милановский, Короновский, 1960]. Еще четыре разрозненных выхода находятся в Западном Приэльбрусье и не связаны между собой, но приурочены к меридиональной линии, как и отдельный вулканический андезидацитовый центр в верховьях р. Худес. Такое расположение центров извержений вряд ли случайно и указывает на их самостоятельность, что доказывается достаточно уверенно [Короновский, 1968], поэтому они не могут быть реликтами эксплозий, сопровождавших образование предполагаемой огромной кальдеры обрушения.

Отметим также, что на северном и восточном склонах Эльбруса нет места для «обрушения», так как палеозойский фундамент расположен очень высоко (3,5–3,8 км) и перекрыт голоценовыми лавовыми потоками мощностью несколько десятков метров, которые спускаются из побочных кратеров Восточной вершины. Лавы Ириксырта и Малки представляют собой единый поток, заполнивший ярко выраженный ледниковый трог, который выработан, скорее всего, плейстоценовым оледенением. Истоки этого потока находятся где-то в западной части вулкана.

Самостоятельность расположенного в Западном Приэльбрусье Чучурского центра, игнимбиты которого также отнесены О.А. Богатиковым с соавторами [2002] к кальдерной стадии развития Эльбруса, обо-

снована М.Л. Соминым и др. [2009], показавшими аллохтонный характер палеозойской артыкчатской свиты, среди которой он расположен, так как в ксенолитах обнаружены метаморфические породы и граниты кристалликума Эльбрусской подзоны Главного Кавказского хребта, залегающие под аллохтонной пластиной среднего палеозоя.

В статье описаны флюидолиты только Северного Приэльбрусья, в то же время авторы не исключают их более широкое распространение в районе. Выявление флюидолитов подтверждает предложенную ранее модель коллизионного вулканизма Кавказского региона с ведущей ролью процессов окисления глубинных трансмагматических флюидов в магматическом петрогенезисе [Короновский, Демина, 1996].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*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.

*Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г.* и др. Эльбрусская кальдера // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 4. С. 515–517.

*Газеев В.М.* Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра: Автореф. канд. дисс. М., 2003.

*Голубева И.И., Махлаев Л.В.* Магматогенные флюидизаты и их положение в систематике горных пород: новый класс или новый тип? // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. Сыктывкар, 2000. С. 54–56.

*Горяинов П.М., Давиденко И.В.* Тектонокессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождениях — важное явление в геодинамике // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1214.

*Демина Л.И., Короновский Н.В.* Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 106–121.

*Енгальчев С.Ю., Панова Е.Г.* Геохимия песчаников восточной части Главного девонского поля. СПб.: ГГУП «Минерал», 2008.

*Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э.* Флюидно-эксплозионные образования в осадочных комплексах. СПб.: ГГУП «Минерал», 2008.

*Казак А.П., Якобсон К.Э.* Инъекционные туффзиты — новый класс горных пород // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 168–169.

*Короновский Н.В.* Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Наука, 1968. С. 15–72.

*Короновский Н.В., Демина Л.И.* Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.

*Короновский Н.В., Фадеев В.Е., Фромберг Э.Д.* Причины раздробленности минералов-вкрапленников в кислых вулканических породах группы игнимбитов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 5. С. 67–75.

*Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975.

*Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Тр. ВАГТ. 1960. Вып. 6. С. 92–127.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.

*Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Смутьская А.И.* Чучурские ксенолиты и проблема тектонического положения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород Передового хребта Северного Кавказа // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 368–370.

*Фельдман В.И.* Петрология импактитов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.

*Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н.* и др. Возраст и периодичность новейших извержений важнейших вулканических центров Большого Кавказа: К—Аг и Rb—Sr изотопные данные // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 266–291.

*Haskin M.A.* Rare earth abundances in some basic rocks // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 6085–6097.

*Sun S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 179–192.

Поступила в редакцию  
25.05.2010