

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ ЮГО-ВОСТОЧНЫХ ОТРОГОВ СОЛГОНСКОГО КРЯЖА

Ю. А. ФОМИН, В. Г. КРЮКОВ, В. А. ГАВРИЛЕНКО, В. К. ЧЕРЕПНИН

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

В 1966 году в указанном районе нами изучались вулканогенные образования, известные под названием быскарской (копьевской, чиланской) серии нижнего-среднего девона [4, 1, 10]. В составе данных образований, наряду с основными породами, широко развиты кислые и субщелочные разновидности, что является весьма характерным для горных поднятий, обрамляющих Минусинский прогиб, в особенности с востока [6, 9] и что, вместе с тем, довольно слабо освещено в литературе. Совершенно недостаточно уделено внимания и изучению палеовулканических структур, с которыми связана вулканическая деятельность. Описание особенностей состава и структуры вулканогенных образований в пределах сравнительно узко органиченного района (рис. 1) и составляет основную цель данной статьи.

Проведенные исследования позволили нам расчленить описываемые вулканогенные образования на ряд пачек, отличающихся литолого-петрографическими особенностями и последовательностью отложения. В целом изученный разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Основные эффузивы, занимающие значительные площади в северной части района и представленные покровообразными телами олигофировых базальтовых порфиритов, базальтов, плагиоклаз-пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, перемежающихся в низах пачки с маломощными горизонтами туфоконгломератов, имеющих также основной состав. Отдельные покровы характеризуются неоднородностью строения, проявляющейся в постепенной смене снизу вверх массивных разновидностей пород пористыми и затем миндалекаменными, что полностью согласуется с данными Е. А. Шнейдера и Б. И. Зубкус [10] по основным эффузивам соседних районов Минусинского межгорного прогиба. Мощность описанных пород порядка 250—300 м.

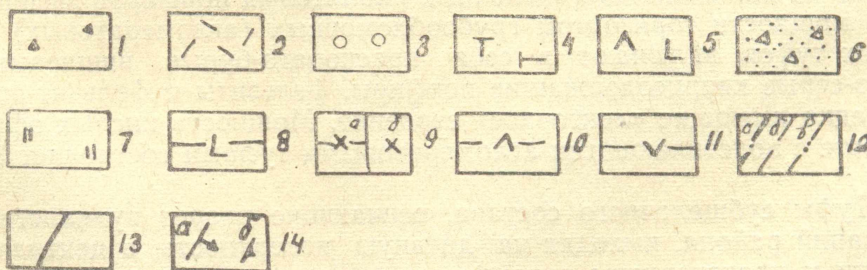
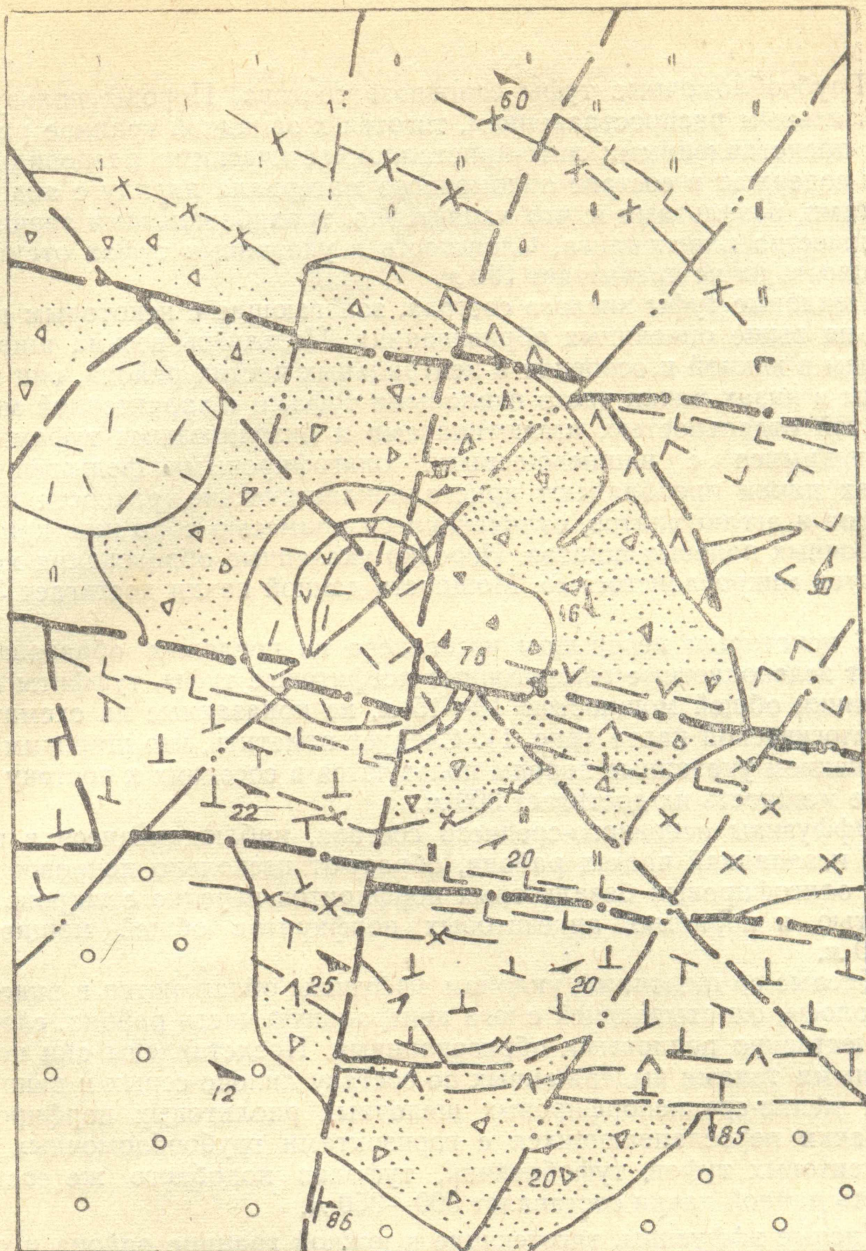


Рис. 1. Схематическая геологическая карта одного из участков юго-западных отрогов Солгонского кряжа (составили В. Г. Крюков, Ю. А. Фомин, В. А. Гавриленко): 1—туфы, туфобрекчии, эруптивные брекции трахитовых порфиров; 2—кварцевые порфиры; 3—кварцсодержащие порфиры и агломератовые туфы; 4—щелочные риолитовые порфиры и их туфы, туфобрекчии, туфолавы; 5—туфы и туфоконгломераты трахибазальтов; 6—пелловые туфы и фельзофиры; 7—базальтовые и андезитовые порфириты; 8—долеритовые и диоритовые порфириты; 9—снит-порфиры, кристаллпорфиры: а) дайки, б) интрузии; 10—щелочные риолитовые порфиры субвулканического облика; 11—ортофиры; 12—тектонические нарушения: а) разломы; б) крупные кольцевые; в) остальные; 13—геологические границы; 14—элементы залегания: а) нарушений, б) флюиальность и слоистость

2. Грубообломочные туфы основного состава. Породы пользуются незначительным распространением, тяготея к западной границе района. Будучи представленными лито-кристаллокластическими разновидностями, они содержат в составе обломочного материала наряду с андезитобазальтами, базальтами и, что характерно, трахибазальтами значительное количество плагиоклаза. Слоистость в указанных туфах отсутствует. Мощность их не превышает 100 м.

3. Пепловые туфы кислого состава, залегающие с некоторым несогласием на выше описанных образованиях. Пользуясь весьма широким развитием в южной и особенно в центральных частях района, они представлены в низах пачки чисто пепловыми туфами с характерной мелкобугорчатой отдельностью, агглютинатами и пизолитовыми туфами, перемежающимися с вишнево-серыми олигофировыми фельзофирами. В верхах пачки преобладают кристаллокластические разности пепловых туфов и агглютинатов, отличающиеся примесью обломков кристаллов щелочных полевых шпатов. Нередко указанные образования характеризуются микрослоистостью. Мощность данной пачки достигает 300—350 м.

4. С некоторым перерывом несогласно на пепловых образованиях залегают зеленоцветные гетерогенные псефитовые туфы, туффиты и туфопесчаники общей мощностью 10—15 м, не показанные на схематической геологической карте (рис. 1). Следует отметить, что широким распространением указанные породы пользуются в соседних к востоку районах, где мощность их достигает 300 м.

5. Эффузивы основного-среднего состава, наблюдающиеся в центральной и западной частях района, образуют несколько покровообразных тел олигофировых базальтовых порфиритов нередко с шаровой отдельностью и пористых андезитовых порфиритов общей мощностью 120—150 м.

6. Кислые со щелочным уклоном эффузивы обнажаются в виде широкой полосы, охватывающей с юга центральную часть района, сложенную существенно пепловыми образованиями. Представлены они покровообразными телами выдержанных по составу лилово-серых и вишнево-красных мелко-среднепорфировых щелочных риолитовых порфиров, в низах пачки переслаивающихся с горизонтами грубообломочных слоисто-такситовых туфов, туфобрекчий, туфолов подобного же состава. Мощность данной пачки составляет 300—350 м.

7. Кислые эффузивы, тяготеющие к южной границе района и отделяющиеся от нижележащих щелочных риолитовых порфиров выдержанным по мощности горизонтом грубообломочных (агломератовых) гетерогенных туфов, включают в себя красновато-бурые, вишневые или вишнево-серые кварцсодержащие порфиры, фельзиты и фельзит-порфиры, нередко имеющие «ленточное» строение. Мощность кислых эффузивов вместе с подстилающими агломератовыми туфами составляет 300—350 м.

8. Туфы субщелочного состава, венчающие разрез вулканогенных образований района, выходят на дневную поверхность в центральной его части и представлены литокристаллокластическими туфами, туфобрекчиями и эруптивными брекчиями трахитовых порфиров. Мощность их достигает 150—200 м.

Описанные выше эффузивы и пирокласты общей мощностью 1500—1700 м прорываются различными по составу и времени формирования дайками и субвулканическими интрузиями, одни из которых являются комагматами излившихся разностей, другие же представляют собой значительно более поздние образования.

К числу первых относятся (от древних к молодым): диабазы, щелочные риолитовые порфиры, кварцевые порфиры и ортофиры. Диаба-

зы и диабазовые порфириты слагают различные по мощности крутопадающие дайки северо-западного простирания, прорывающие основные эффузивы первой пачки и хорошо с ними сопоставляющиеся как по петрографическому составу, так и по времени образования. Гипабиссальные щелочные риолитовые порфиры и гранофировые порфиры, являющиеся комагматами покровных щелочных риолитовых порфиров, образуют дайки, имеющие кольцевую форму и огибающие с юга и севера центральную часть района, в пределах которой сосредоточены изометричные в плане тела кварцевых порфиров, представляющих собой корневые части покровов кислого состава, в частности, кварцсодержащих порфиров.

Последнее надежно доказывается близостью петрографического состава тех и других. Отличия их сводятся, главным образом, к обилию вкрапленников и сравнительно высокой степени раскристаллизации основной массы кварцевых порфиров, причем, на более низких гипсометрических уровнях кристалличность их повышается. Ортофиры, слагающие кольцевые дайки, повсеместно протрансвенно связаны с туфами трахитов, а также с кварцевыми порфирами, которые они прорывают.

Таким образом, в составе вулканогенных образований быскарской серии данного района в соответствии со взглядами М. А. Усова [7] целесообразно и вполне возможно выделить экструзивную, дайковую и жерловую фации пород, отнеся к последней кварцевые порфиры и эруптивные брекчии, слагающие жерло древнего вулкана.

Установленные на площади послебыскарские дайки кристалл-порфиров, сиенит-порфиров, лабрадоровых порфиритов и диорит-порфиров прорывает породы серии. В пространственном размещении молодых даек наблюдается некоторая закономерность, заключающаяся в трассировании ими субширотных тектонических нарушений.

Микроскопическое изучение вулканогенных образований свидетельствует о том, что степень и характер изменений всех разновидностей экструзивной, дайковой и жерловой фаций приблизительно одинаковы и соответствуют диагенетической фазе их состояния [7]. Кроме того, весьма широко проявляются здесь изменения, вызванные сольфатарно-фумарольной деятельностью вулкана.

Возраст описанных вулканогенных пород определяется на основании сопоставления приведенного разреза с подобными разрезами девонских образований соседних районов [4, 9, 10]. Нам нет необходимости подробно останавливаться на этом вопросе, достаточно освещенном в геологической литературе [2, 8, 9, 10]. Укажем только, ссылаясь на И. В. Лучицкого [4, 9], что анализ имеющихся в литературе данных позволяет достаточно твердо установить границы этих образований в пределах нижнего девона — эйфельского яруса среднего девона. Сравнивая данный разрез с разрезом, приведенным Е. А. Шнейдером и Б. И. Зубкус [10] для Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин, нам представляется возможным по возрасту сопоставить 1, 2 и 3 пачки с имирской свитой ( $D_1 im$ ), 4 пачку — с шунетской свитой ( $D_1 sch$ ), а 5, 6, 7 и 8 пачки — с тонской свитой ( $D_2 tn$ ). Однако содержание, вкладываемое указанными авторами в эти свиты, не согласуется с нашими представлениями.

Наиболее целесообразным является объединение вулканогенных образований данного района в соответствии со взглядами Ю. А. Кузнецова [3] в трахибазальтовую и трахилипаритовую формации, отвечающие базальтовой и порфировой наземно-вулканогенным формациям в представлении И. В. Лучицкого [4] и А. А. Моссаковского [6]. Первая включает в себя породы двух нижних пачек, а вторая — все остальные образования.

Весьма интересный материал для выяснения типа вулканизма и ха-

рактера изменения его во времени дает изучение структурных особенностей района. По ориентировке и времени своего формирования все разрывные нарушения здесь разделены нами на несколько групп.

Наиболее древним из них является крупное северо-западное нарушение, имеющее характер глубинного разлома, заложившегося еще в додевонское время. К этому разлому как раз приурочены оба тела кварцевых порфиров жерловой фации. Уместно отметить, что в таком же северо-западном направлении ориентированы залегающие в основании разреза покровы основных эффузивов и связанные с ними дайки диабазов.

Нарушения типа кольцевых сбросов, весьма отчетливо проявляющиеся геоморфологически, заложились значительно позднее, уже в девонское время. Их образование, очевидно, связано с возникновением, развитием и затем разрушением вулканической постройки центрального типа. Данные нарушения, как правило, контролируют кольцевые дайки щелочных риолитовых порфиров, гранофировых порфиров и ортофиров. Это указывает на то, что ко времени появления массовых излияний щелочных риолитовых порфиров вулканическая постройка уже существовала. Залегающие стратиграфически ниже риолитовых порфиров пепловые образования являются, по-видимому, уже результатом ее деятельности.

Субширотные тектонические зоны глубинного заложения, проявляющиеся интенсивным дроблением, рассланцовкой и трещиноватостью пород, сформировались еще позднее, вероятно, в посленижне-среднедевонское время, о чем свидетельствует трассирование этих зон молодыми дайками.

Субмеридиональные и северо-восточные нарушения являются на данной площади самыми молодыми. С ними, как правило, никаких проявлений магматизма не наблюдается.

Приведенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Диагенетически измененные вулканогенные образования экстрезивной дайковой и жерловой фаций быскарской серии, датируемые нижним девоном — эйфельским ярусом среднего девона, объединяются в нижнюю — трахибазальтовую и верхнюю — трахилипаритовую формации, характерные для орогенных, главным образом, геосинклинальных подвижных зон.

2. Образование пород трахибазальтовой формации связано с трещинным типом вулканизма, о чем свидетельствуют значительные мощности и характерный состав излияний, вытянутые формы тел и выдержанность их на значительных площадях, а также подчиненное количество пирокластического материала в продуктах вулканизма. Возникновение трещин при этом, вероятнее всего, связано с заложением наиболее древних глубинных разломов, имеющих в данном районе северо-западное простирание.

3. Формирование образований трахилипаритовой формации следует связывать с деятельностью вулканического аппарата центрального типа, пространственно приуроченного к северо-западному разлому. О том, что останец такого аппарата действительно имеет место, свидетельствует наличие тел кварцевых порфиров, выполняющих жерло и характеризующихся рвущими, по отношению к вмещающим породам, контактами; присутствие здесь же вокруг предполагаемого жерла кольцевых структур, контролирующей дайки, а также проявление агломератовых туфов, туфолав и эруптивных образований. Кроме того, это подтверждается весьма широким проявлением сольфатарно-фумарольной деятельности, поразившей породы как эффузивной, так и субвулканической фаций.

## ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Анатольева. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: «Пробл. палеовулканологии», Тр. лаб. палеовулкан., вып. I, Алма-Ата, 1963.
2. Г. А. Иванкин. К стратиграфии девона западной окраины Минусинской котловины. Тр. ТГУ, т. 146, сер. геол., 1960.
3. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
4. И. В. Лучицкий. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд. АН СССР, 1960.
5. Е. Ф. Малеев. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
6. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
7. Основные идеи М. А. Усова в геологии (сб. ст.) АН Каз. ССР, 1960.
8. А. Г. Сивов. Элементы стратиграфии и тектоники девонских отложений Минусинской котловины. Тр. ТГУ, т. 132, сер. геол., 1954.
9. Сравнительная палеовулканология юга Сибири и Восточного Казахстана. «Недра», СО АН СССР, Новосибирск, 1966.
10. Е. А. Шнейдер, Б. И. Зубкус. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин. Мат-лы по геологии Красноярского кр., вып. 3, Красноярск, 1962.