

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В.А. Снежко, Н. Шарпенюк

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: VSnezhko@vsegei.ru

В восточной части Центрально-Кавказского сегмента среди ниже-среднеюрских песчано-глинистых отложений наблюдается вулканические образования, залегающие в различных структурно-фациальных зонах и различающиеся составом продуктов вулканической деятельности.

В верховьях р. Фиагдон в пределах Фиагдонской зоны Урухского блока Центрально-Кавказского сегмента развиты базальтоиды габбродолериты, объединённые в Фиагдонский вулканический комплекс и состоящие из субвулканической и покровных фаций [Е. А. и В. А. Снежко, 1988, 1995]. Ранее эти породы входили в состав казбекского дайкового диабазового пояса, который описан в работах Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца и других исследователей.

Породы фиагдонского комплекса представлены субвулканическими габбродолеритами и базальтоидами покровной фации. Базальтоиды в виде отдельных горизонтов залегают в составе дзамарашской свиты нижней юры и слагают практически полный объем бугультинской свиты того же возраста. По мнению Е. А. и В. А. Снежко [1994] излияния базальтов происходили в Большекавказском юрском океаническом бассейне типа окраинного моря, в его осевой части в условиях растяжения (спрединга). Покровная фация в составе фиагдонского комплекса является преобладающей, вулканические образования представлены пластовыми телами, формировавшимися синхронно с накоплением терригенных отложений этой свиты. Пластовые тела образованы лавобрекчиями и лавами натриевых базальтов (миндалекаменных, витрофировых, вариолитовых), реже пикритами. Наблюдаются как одиночные лавовые потоки, так и их сочетания, состоящие из нескольких (трех-пяти) потоков, образующих пакеты мощностью более 100 м, при мощности одиночных потоков от 5-10 м до 40-50 м. Потоки имеют пластообразную форму, обычно однородны по составу и структурно-текстурным особенностям. Нижняя и верхняя их границы отчетливые, слабоволнистые, с маломощной коркой закалывания. В подошве потока вмещающие породы слабо изменены, осветлены.

Натриевые базальты - зеленовато-серые массивные породы, часто с характерной шаровой или подушечной отдельностью. Отмечаются как афировые, так и порфиоровые разности. Вкрапленники составляют 5-15, реже 30% породы и представлены плагиоклазом и пироксеном, иногда оливином, основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, вторичными минералами (эпидотом, цоизитом, хлоритом, реже актинолитом) и вулканическим стеклом. Структура основной массы интерсертальная, субофитовая, реже гиалопилитовая, витрофировая или вариолитовая.

Лавобрекчии базальтов наблюдаются как в основании мощных лавовых потоков, так и в виде отдельных горизонтов. Макроскопические породы зеленовато-темные, плотные, обломки остроугольной формы размером 3-4 до 20-30 см, реже более; в обломках отмечаются базальты порфиоровые, витрофировые, вариолитовые. Цементируются обломки карбонатно-хлоритовой массой, местами серпентинизированной. В основании лавовых потоков обычно залегают глинистые сланцы.

Субвулканические породы фиагдонского комплекса распространены незначительно, как правило, это мелкие штокообразные тела габбро (350 x 150 м) и субогласные с вмещающими породами силлы микрогаббро и габбродолеритов, не превышающими по протяженности 3,5 км (обычно в пределах 500 - 1000 м) при мощности от 3 до 10-15 м. В контакте с габброидами вмещающие породы ороговикованы (в пределах 4 - 10 м), а габбро в экзоконтакте в интервале 2-3 м приобретают более мелкозернистую структуру.

Габбро и габбродолериты фиагдонского комплекса представляют собой темно-зеленую, обычно неравнозернистую, породу, состоящую из примерно равных количеств зерен плагиоклаза (лабрадор, битовнит), авгита и иногда оливина. В микрогаббро отмечается как авгит, так и гиперстен. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и роговая обманка.

Рудные и акцессорные минералы (3-4 %) представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, лейкоксеном, апатитом.

Химический состав образований фиагдонского комплекса характеризуется следующими особенностями. Содержание SiO_2 колеблется в пределах 44,2-50,0 % в вулканитах покровной фации и 45,40-50,10% в породах субвулканической фации при значительном колебании суммы щелочей (0,25-4,76 %), преимущественно натриевом типе щелочности, иногда - калиево-натриевом. По этим параметрам вулканиты комплекса принадлежат к семейству базальтов, лишь отдельные из них являются умереннощелочными пикробазальтами, а субвулканические образования относятся к семейству габброидов. Этим породам свойственна высокая глиноземистость (15-18 % Al_2O_3) при коэффициенте глиноземистости больше единицы, высокая магнезиальность (содержание MgO 6-11 %) и относительно низкие содержания общего железа (порядка 7-9 %). Отношение FeO^*/MgO остается относительно постоянным и колеблется в пределах 0,8-1,2, в габбро - до 1,5. Это позволяет полагать, что главным направлением дифференциации является изменение содержания магния, т.е. дифференциация - по коматиитовому тренду. Возможно, что пикриты, наблюдаемые на плато Мидаграбин, являются крайними магнезиальными членами комплекса, тесно ассоциирующими с базальтоидами. Кроме того, породы комплекса характеризуются умеренным содержанием окисла титана, которое, как правило, не превышает 1,5 % и лишь в отдельных горизонтах лав оно достигает 2,11%. Почти во всех проанализированных образцах пород практически постоянно содержание CaO , что является характерной чертой комплекса, указывающей на то, что, несмотря на проявление в породах процессов альбитизации, она не сопровождалась выносом кальция. Специфической чертой базальтоидов комплекса являются низкие содержания P_2O_5 (от 0,14 до 0,34 %).

По петрохимическим характеристикам базальтоиды близки низкокалиевым толеитам энсиалических островных дуг. Однако отсутствие каких-либо положительных форм палеорельефа в области проявления вулканизма не позволяет предполагать здесь существование островной дуги. Аномальный химизм толеитовых базальтов, по-видимому, связан с не типичным океаническим режимом юрского бассейна.

На диаграмме АФМ фигуративные точки анализов вулканических пород комплекса располагаются вдоль разграничительной линии полей известково-щелочной и толеитовой серий, с отклонениями в обе стороны, но с некоторым преобладанием первых. Однако низкое содержания калия и относительно высокая магнезиальность, что не характерно для базальтоидов известково-щелочной серии, позволяет отнести породы фиагдонского комплекса к толеитовым базальтам.

К вулканогенным отложениям фиагдонского комплекса приурочено медно-колчеданное оруденение (проявления Девдорак, Тархсуадон).

Возраст образований фиагдонского комплекса дискуссионен в связи с отсутствием палеонтологических находок во вмещающих вулканиты образованиях бугультинской и дзамарашской свит. Однако, на основании петрохимического сходства с аналогичными породами мачхалорского комплекса, а также с лавами р. Туровой Е.А. и В. А. Снежко [1988] считают возраст как вулканитов, так и терригенных вмещающих пород раннеюрским (плинсбах-тоарским). Возраст интрузивных пород фиагдонского комплекса, на основании синхронности их формирования с эффузивами свиты, датируется также ранней юрой. О раннеюрском возрасте вулканитов свидетельствуют и предварительные результаты Sm-Nd определений для вулканитов комплекса (около 190 млн. лет).

Вулканиты, установленные в междуречье Садон – Фиагдон, в пределах Ардон-Ассинской зоне Урухского блока Центрально-Кавказского сегмента Северного Кавказа объединены в садонский вулканический комплекс. Этот комплекс состоит из лав, лавобрекчий и туфов дацитового и андезитового, реже андезидацитового и трахиандезитового составов, переслаивающихся с маломощными прослоями песчано-глинистых пород в составе садонской свиты, с гравелитами, конгломератами, песчаниками и маломощные линзами каменного угля в основании. Мощность стратифицированных вулканитов комплекса достигает 650 м. В начальных фазах комплекса отмечаются главным образом дациты – лавы, лавобрекчии, туфы, а в поздних – андезиты (антидромная последовательность); относительно редко встречаются риолиты [Цветков, 1977].

В составе садонского комплекса в целом незначительно преобладают дациты, представленные серо-зелеными породами с порфировой структурой. Основная масса их кварц-

полевошпатовая с хлоритом, карбонатом, эпидотом, акцессорными (сфеном, апатитом, цирконом) и рудными (магнетитом, ильменитом, пиритом) минералами. Вкрапленники представлены альбитом, роговой обманкой, моноклинным пироксеном, кварцем, в обломках дацитов из туфов иногда отмечается андезин-олигоклаз. Довольно широко распространены дайкообразные субвулканические тела того же дацитового состава. Специфической особенностью субвулканических дацитов является присутствие во вкрапленниках округлого кварца. В отдельных случаях в приконтактных частях субвулканических тел отмечаются эруптивные брекчии.

Андезиты в составе комплекса - массивные породы темно-зеленого, фиолетового и темно-серого цветов с порфировой структурой. Минеральный состав – плагиоклаз, роговая обманка и моноклинный пироксен (обычно нацело замещенные хлоритом и карбонатом), акцессорные (сфен, циркон, апатит) и рудные минералы (магнетит, ильменит, пирит). Плагиоклаз андезитов обычно альбит, андезин-олигоклаз отмечается лишь в обломках андезитов из туфов и в некоторых лавовых потоках, в которых присутствуют также зональные кристаллы.

Пирокластические породы представлены кристаллокластическими туфами, количество обломочного материала, как правило, не менее 70-80 %, в лапилиевых и агломератовых разновидностях - около 50-60 %. Обломочная часть туфов характеризуется большим разнообразием, как по крупности обломков, так и по их составу, при преобладании обломков выше описанных пород комплекса. Цвет цементирующей массы колеблется от зеленовато-серого до темно-серого, она представлена агрегатом хлорита и серицита, иногда карбоната и кварца и имеет криптокристаллическое строение.

Все вулканогенные породы комплекса пересыщены кремнеземом, при этом содержание SiO_2 в дацитах колеблется от 63,0 до 68,1 %, а андезитах - от 56,9 до 61,8 %. Сумма щелочей в первых составляет от 4,3 до 6,6 %, в андезитах - от 3,5 до 6,9 %, по этим показателям они являются нормальнощелочными при преимущественно натриевом типе щелочности; им свойственна повышенная глиноземистость. На диаграмме АФМ фигуративные точки пород комплекса образуют компактный рой в пределах поля известково-щелочных пород.

В отличие от фиагдонского комплекса с вулканитами садонского сопряжено полиметаллическое оруденение – месторождения Садон, Згид и др.

Формирование вулканитов садонского комплекса, вместе с вмещающими их осадочными породами происходило, в отличие от фиагдонского комплекса, в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют прослойки каменного угля в нижней части разреза одноименной свиты. Возможно, что излияние лав и извержения туфов частично происходило в субаэральных условиях.

Следует также отметить, садонские вулканиты и обнажающиеся в этой же структурно-вещественной зоне гранодиориты и связанные с ним жилы и дайки гранодиорит-порфиры, дацитов, риодацитов и аплитов Цейского массива, образуют единую, сложнопостроенную вулcano-плутоническую ассоциацию. Указанные образования имеют близкие петрохимические особенности и формировались близкоодновременно.

Возраст пород садонского комплекса определяется находками предположительно рэт-лейасовых органических остатков [Афанасьев и др., 1975] во вмещающих отложениях, а в перекрывающих слоях найдена (по данным В.А. Ермакова и др., 1981 г) домерская фауна. Данные абсолютного возраста цирконов гранодиоритов цейского комплекса (Pb/U метод), равные $196,0 \pm 3,5$ млн. лет [Письменный и др., 2000], также соответствуют ранней юре.

Установленные вещественные различия охарактеризованных практически одновременных комплексов свидетельствуют о специфике вулканизма в смежных зонах Центрального Кавказа.

Список литературы

Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР, сер. геол., 1975. № 8.

Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия

Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 190 с

Снежко В.А., Снежко Е.А. Раннемезозойские базальтоидные серии Северной Осетии и их рудоносность //Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. Новочеркасск, 1994. С. 65-74.

Снежко Е.А., Снежко В.А. Латеральная зональность магматизма и металлогения раннемезозойской окраины Европейского континента на примере Северного Кавказа //Рудные формации структур зоны перехода континент - океан. Магадан, 1988. С. 62-63.

Снежко Е.А., Снежко В.А. Петрохимические особенности раннемезозойских базальтоидных комплексов Восточного Кавказа //Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат. VIII Юбилейной конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1995. С. 226-228.

Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.