

Э. А. ЛАЗАРЕНКО

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАРПАТ

(Представлено академиком Г. С. Дзоценидзе 5 II 1971)

В схеме альпийского магматизма Карпат Г. Штилле (1) выделяет начальный геосинклинальный вулканизм в триасе и юре, синорогенные интрузии гранитоидов в верхнем мелу, субсеквентный вулканизм в верхнем мелу, палеогене и неогене и конечный вулканизм вполне кратонных периодов в плиоцене.

Альпийский геосинклинальный прогиб на территории Карпат существовал с нижнего мела (неоком) до конца палеогена. Наряду с формированием тысячечетровых флишевых толщ во внутренней части геосинклинального бассейна проявились три относительно слабые вспышки вулканической деятельности, сформировавшие мел-палеогеновую спилито-кератофировую магматическую формацию (2), породы которой имеют щелочной уклон, а некоторые разности пересыщены щелочами.

Наряду со спилито-кератофировым вулканизмом в соседней (внутренней по отношению к прогибу) геантиклинальной зоне центральных массивов и в Банате в верхнем мелу внедрились гранитоидные интрузии, сопряженные с интенсивной верхнемеловой фазой складчатости, захватившей обширные площади Внутренних Карпат. С этого времени вплоть до плиоцена в прогибах и зонах поднятий магматизм носил двойственный характер.

В палеогене проявилась завершающая фаза вулканизма спилито-кератофировой формации; в это же время во Внутренних Карпатах, и, очевидно, в кордильере (в осевой части флишевого бассейна) (3) начался наземный липаритовый вулканизм.

В миоцене в орогенный период развития геосинклинальной области после основной карпатской фазы складчатости (граница палеогена и неогена) вдоль воздымающейся складчатой области формировались передовой и внутренний прогибы. С бортовыми разломами внутренних прогибов связаны мощные вулканические извержения в основном андезитового и андезито-базальтового состава. Породы этой андезитовой формации относятся к нормальному известково-щелочному ряду. В это же время в пределах Паннонского массива с возросшей интенсивностью действовали липаритовые вулканы. Только на территории Венгрии сформировавшиеся три горизонта липаритовых туфов, достигающие максимальной мощности до 1000 м каждый, распространены на площади 44000 км² (4). Характерной петрохимической чертой пород липаритовой формации является щелочной уклон и весьма резкая пересыщенность глиноземом (в пересчетах по Заварицкому параметр a' часто достигает 85 при среднем значении 60).

В Береговском районе, который в миоцене находился на стыке между Закарпатским внутренним прогибом и Паннонским массивом, липаритовые и андезитовые вулканы были настолько территориально сближенными, что возникли многочисленные прослои смешанных туфов и в ряде мест произошло смешение лав липарита и базальта или липарита и андезита в жидком состоянии.



Рис. 2

Рис. 2. Амебообразные включения андезита в липарите. Скв. № 57-с, глубина 281 м. $\frac{2}{3}$ нат. вел.



Рис. 3

Рис. 3. Включения андезитового материала, собранные в полосы и ориентированные вдоль флюидальности липарита. Скв. № 57-с, глубина 326 м. $\frac{2}{3}$ нат. вел.

На рис. 1 показан один из таких случаев. Поток лавы андезита из цепи погребенных вулканов (⁵), расположенных в разломе северо-западного простирания в осевой части Закарпатского внутреннего прогиба, достиг подножья Береговского холмогорья, где в его краевую еще не застывшую часть внедрился по субмеридиональному (радиальному по отношению к Паннонскому массиву) разлому купол липарита. В составе смешанных лав наблюдаются все пропорции от чистого липарита до чистого андезита. В верхней части купола, очевидно в результате быстрого застывания, образовались амебообразные комки андезитовой лавы (рис. 2), и в средней его части нередко наблюдается своеобразная стратификация, возникшая в результате течения смешанной лавы (рис. 3).

В конце миоцена прекращается липаритовый вулканизм в пределах Паннонского массива и андезитовый на территории миоценовых внутренних прогибов. С новой силой андезитовый вулканизм проявился в верхнем плиоцене в бортовых частях плиоценовых впадин, в результате чего была сформирована Выгорлат-Харгитская вулканическая гряда, сложенная породами нормального известково-щелочного ряда (⁶).

Таким образом, эволюция магматизма в Карпатской подвижной области в рамках геосинклинального цикла оказывается сложнее, чем это предполагают ставшие классическими схемы тектоно-магматического развития подвижных областей Г. Штилле ⁽¹⁾ и Ю. А. Билибина ⁽⁷⁾. На параллельное развитие гранитного магматизма в геантиклиналях и основного в геосинклинальных прогибах для ряда геосинклинальных систем указывает Н. А. Штрейс ⁽⁸⁾. В Карпатах это проявляется достаточно отчетливо.

Рассматривая развитие магматизма в пределах Карпатской геосинклинальной области в целом, следует предполагать (совершенно независимо от представлений об условиях магнообразования) параллельное существование очагов основных магм под прогибами и кислых магм под геантиклинальными поднятиями на протяжении мела, палеогена и миоцена, т. е. как и в геосинклинальную стадию тектоно-магматического развития, так и в орогенную. Такое параллельное развитие магматизма в миоцене в результате территориальной близости центров извержения привело, на наш взгляд, к уникальным явлениям образования смешанных липарито-базальтовых и липарито-андезитовых туфов и лав.

Исходя из вышесказанного, можно полагать, что эволюция магматизма в подвижных областях зависит не только от общего последовательного хода тектоно-магматического развития всей области в целом, но и (не в меньшей степени) от тектонического развития отдельных структурных единиц. Меняется в какой-то конкретной зоне режим геологического развития — меняется и характер магматизма, хотя в этот же период в соседней зоне, где не происходит смены режима, может продолжаться магматизм без изменений. Иначе говоря, материал Карпат показывает, что развитие каждой структурной единицы сопровождается определенным типом магматической деятельности, и, по-видимому, с формированием той или иной тектонической зоны связано образование особых магматических очагов.

Связь магматизма определенного типа с конкретными тектоническими зонами определяет и металлогению этих зон (этим и объясняется, по-видимому, то положение, что часто структурно-фациальные зоны являются одновременно и металлогеническими зонами). Так, например, в нашем случае с миоценовой андезитовой формацией парагенетически связаны верхнемиоценовые золоторудные и полиметаллические месторождения, а с липаритовой — также верхнемиоценовые месторождения каолина, алуниита. В Береговском районе, где территориально сближены проявления обеих магматических формаций, перешлетаются и продукты постмагматической деятельности ⁽²⁾.

Закарпатская геологическая экспедиция
треста «Киевгеология»

Поступило
5 I 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. Штилле, Избр. тр., Изд. АН СССР, 1964. ² Э. А. Лазаренко, М. К. Гнилко, В. Н. Зайцева, Металлогения Закарпатья, Львов, 1968. ³ Я. О. Кульчицкий, Геологическое строение и полезные ископаемые Украинских Карпат, Автореф. докторской диссертации, Львов, 1968. ⁴ G. Ranto, Acta geol. Acad. sci. Hung., 9, № 3—4 (1965). ⁵ Б. В. Мерлич, Я. Славик и др., Геол. сборн. Львовск. геол. общ., № 11 (1968). ⁶ В. С. Соболев, В. П. Костюк и др., Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат, Киев, 1955. ⁷ Ю. А. Билибин, Избр. тр., 3, Изд. АН СССР, 1961. ⁸ Н. А. Штрейс, В кн. Вулканизм и тектогенез, Международн. геол. конгресс, XXIII сессия, «Наука», 1968.