

Связь альпийского магматизма со структурно-разломной тектоникой Карпат

© З. М. Ляшкевич, 2011

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины,
Львов, Украина

Поступила 9 июня 2010 г.

Представлено членом редколлегии В.И. Старостенко

Альпійський цикл тектонічного розвитку Карпат і прилеглих Закарпатської, Паннонської, Трансильванської западин, Динарид (Панкардії) супроводжувався активним магматизмом. Установлено три його головні фази: мезозойська (T_3-K_1), міоценова і пліоплейстоценова. Насувний процес ранньої крейди — олігоцену сформував складчасту структуру Карпат, що містить численні алохтонні тіла мезозойських магматичних порід (офіолітова асоціація). В неогені розпочався колізійний етап розвитку регіону, пов'язаний з інтенсивним вулканізмом антидромного порядку, що вказує на деструкцію континентальної кори. Характерним є збіг простягання головних розломів з площами розвитку вулканітів. Третя фаза лужнобазальтоїдних вулканітів Панкардії проявилась у зв'язку з внутрішньоплітовою розривною тектонікою континентів. Вулканіти мають мантіїно-плюмовий генезис.

The Alpine activity cycle of tectonic development of the Carpathians and adjacent Trans-Carpathian, Pannonian, Transilvanian depressions, Dinarides (Pancardi) was accompanied by active magmatism. Its three main stages have been established: Mesozoic (T_3-K_1), Miocene, and Pliocene-Pleistocene. Thrusting process of the Low Cretaceous — Oligocene produced a folded structure of the Carpathians with numerous allochthonous bodies of Mesozoic magmatic rocks (ophiolite association). The collision stage of the region development, which came in Neogene, is related to intense volcanism of antidrome order indicating the destruction of the continental crust. Coincidence of strikes of principal fractures and the areas of volcanites development is a characteristic feature. Finally, the third phase of alkali-basaltoid volcanites of Pancardi has manifested itself in connection with intra-plate rupturing tectonics of the continents. Volcanites are of the mantle — plume genesis.

Введение. Первые геологические работы в Карпатах, проводимые в начале XX в., кроме общего геолого-петрографического описания пород, содержали сведения о структурных элементах, в частности разломах [Teisseyre, 1926]. Сложная геология Карпат постепенно познавалась благодаря комплексному изучению состава, структуры, глубинного строения региона [Субботин, 1955; Вялов, 1965; Мерлич, Спитковская, 1974; Соллогуб и др., 1985; Доленко и др., 1989; Lyashkevich et al., 1998]. С развитием плейт-тектонических построений большое значение приобрели магматические породы, которые несут и сохраняют важную информацию об источнике маг-

мы, физико-химических параметрах расплава и его транспортировке в более высокие уровни земной коры. Увлечение глобальным движением континентов свело на нет значение малых разломов, кроме зоны Беньофа. На многих тектонических схемах отсутствуют региональные разломы, хотя в отношении вулканизма они имеют приоритетное значение как каналы для проникновения магматических расплавов.

Общие сведения об альпийских тектономагматических процессах Карпат. Альпийский цикл геологического развития Карпат и прилегающих Закарпатской, Паннонской, Трансильванской впадин, Динарид (Пан-

кардия) сопровождался активным магматизмом. В период от триаса до наших дней проявились его три главные фазы: мезозойская (T_3-K_1), миоценовая и плиоцен-плейстоценовая. В мезозое произошло внедрение преимущественно ультраосновных и основных магм, в миоцене — среднекислых, в плиоцене — плейстоцене — щелочнобазальтовых.

В украинской части Карпат щелочные породы финальной фазы не известны, но они найдены в соседних Паннонской и Трансиль-

ванской впадинах и должны быть учтены как маркеры современного состояния глубинных зон региона Панкардии.

В структуре Украинских Карпат в настоящее время выделено 14 тектонических аллохтонных зон, имеющих свою специфику (рис. 1). Магматические породы первой мезозойской фазы встречаются в шести из них, а именно в Пиенинской, Мармарошской, Раховской, Чивчинской, Буркутской, Красношорской тыловых зонах олигоценового карпатского надви-

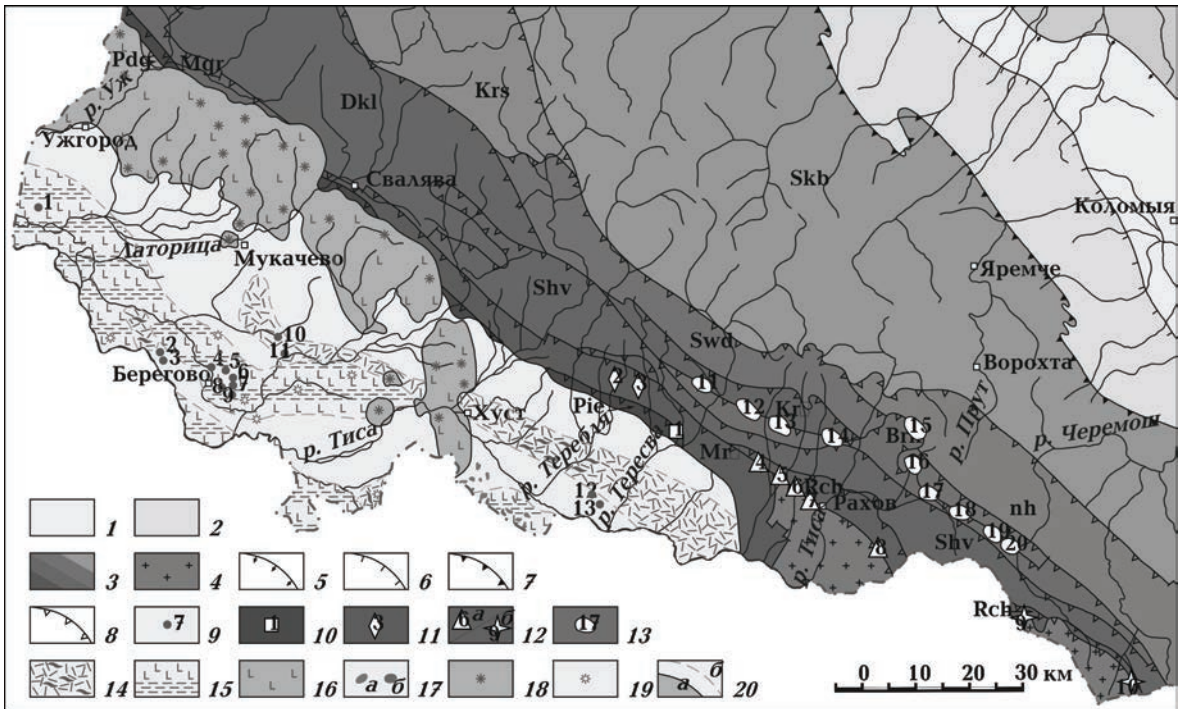


Рис. 1. Магматические комплексы в структуре Украинских Карпат [Lyashkevich et al., 1998]: 1 — автохтонные молассовые прогибы (Внешняя зона Предкарпатского прогиба и Закарпатский прогиб); 2 — Внутренняя (аллохтонная) зона Предкарпатского прогиба; 3 — аллохтонные зоны Карпат (Skb — Скибовая, Krs — Кросненская, Swd — Свидовецкая, Cnh — Черногорская, Krs — Красношорская, Dkl — Дуклянская, Mgr — Магурская, Brk — Буркутская, Shv — Суховская, Rch — Раховская, Pie — Пиенинская, Mgr — Мармарошская, Pdg — Подгальская); 4 — Мармарошский массив; 5 — северо-восточная граница Предкарпатского прогиба; 6 — северо-восточная граница Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (Стебницкий надвиг); 7 — береговой надвиг Карпат; 8 — границы Карпатских зон; 9—13 — места распространения мезозойских магматических комплексов (9 — закарпатского (цифрами обозначены скважины); 10 — вульховчикского; 11 — угольского; 12 — раховско-чивчинского (а — раховского, б — чивчинского); 13 — тростянецкого (цифрами указаны обнажения: 1 — г. Большой Камень, 2—3 — реки Большая и Малая Угольки, 4 — пот. Риноватый, 5 — р. Средняя, 6 — р. Косовская, 7 — пот. Каменный, 8 — пот. Радомир, Маргетул, Квасной, 9 — г. Чивчин, 10 — р. Сарата, 11 — р. Красношора, 12 — р. Малая Шопурка, 13 — р. Косовская, 14 — пот. Тростянец, 15 — г. Петрос, 16 — полонина Рогнеска, 17 — р. Говерла, 18 — пот. Лемский, 19 — пот. Гропенец, 20 — р. Выпченка)); 14—16 — миоценовые магматические комплексы (14 — новоселецкий комплекс кислых туфов и игнимбритов (бадений), 15 — доробратовский вулканогенно-осадочный комплекс (сармат), 16 — выгорлат-гутинский комплекс (паннон-плиоцен)); 17 — интрузии (а — кислые, б — основные); 18 — вулканические центры; 19 — погребенные вулканы; 20 — границы распространения магматических комплексов (а — на поверхности, б — погребенные).

га. Разрозненные выходы лерцолитов, серпентинитов, долеритов, пиллоу-лав, афировых базальтов, габбро-долеритов в вышеперечисленных зонах составляют фрагменты офиолитовой ассоциации [Ляшкевич, 1995]. Серпентиниты, долериты Мармарошской тектонической зоны подобны офиолитам гор Бюкк, Дарно-Гедь (Венгрия), базальтоиды Раховской и Чивчинской зон близки таковым гор Апусени и Южным Карпатам (Румыния), т. е. предположительно эти вулканиды вместе с вмещающими осадочными породами привнесены с юго-западного края Западно-Европейской платформы, возможно с Динарид.

Дополнительная информация получена при анализе петрохимических особенностей базальтоидов (рис. 2). Так, долериты угольского комплекса из Мармарошской зоны соответствуют базальтам срединно-океанического хребта и андезитобазальтам незрелой островной дуги, образующейся на энсиматическом фундаменте. Напомним, что островная дуга — это дугообразная цепь вулканических островов, расположенных на подводном поднятии, отделяющем котловину окраинного моря от глубоководного океанского желоба [Борукаев, 1999].

Намечается разделение базальтоидов раховско-чивчинского комплекса на энсиалические раховские базальты зрелой островной дуги и энсиматические чивчинские андезито-

базальты незрелой островной дуги. Базальтоиды тростянецкого комплекса, соответствующие Буркутской, Красношорской тектоническим зонам, в значительной степени контаминированы сиалическим материалом и чаще отвечают зрелым вулканическим дугам.

Кроме вышеперечисленных тектонических зон Карпатской складчатой структуры, мезозойские вулканиды вскрыты скважинами в Закарпатском прогибе, где они образуют малые тела и дайки преимущественно долеритов. По особенностям химического состава, несколько повышенным содержанию калия и отношению K_2O/Na_2O эти породы близки базальтоидам мелиатской группы, находящейся во внешней зоне Западных Карпат [Novotka, Spišiak, 1988].

Миоценовый вулканизм в Украинских Карпатах мощно проявился в неогене, образовав две примерно параллельные гряды вулканических пород: Выгорлат-Гутинский хребет и погребенную цепь Чопских вулканов с эффузивно-пирокластической толщей в Закарпатском прогибе [Мерлич, Спитковская, 1974]. Погребенные эффузивно-пирокластические толщи синхронны миоценовым вулканидам Паннонского массива, являются их естественным пространственным продолжением и связаны с фазой взрывного ареального вулканизма. Сложены толщи кислыми туфами, игнимбритами, пемзами, риодацитами (риодацитовая формация). О мощности этой фазы свидетельствует подсчитанная [Ляшкевич, Альохина, 2003] удельная плотность тепловой энергии, выделяемой во время миоценового вулканизма, которая сопоставима с таковой неогенового вулканизма Кавказа, Курильских островов, а также большой объем миоценовых вулканидов в Паннонском массиве, порядка 60 000 км³ [Николаев, 1986]. Кроме кислых эксплозивных толщ, в начале миоцена формируются отдельные вулканы Кременецких гор в Словакии, гор Бержень, Матра, Бюкк, Токай в Венгрии и гор Апусени в Румынии. Прослеживается определенная связь вулканизма с глубинными разломами: в Паннонском массиве со Средневенгерским разломом северо-северо-восточного простирания, в Закарпатском прогибе с Припаннонским разломом северо-северо-западного простирания [Мерлич, Спитковская, 1974].

В середине—конце миоцена вулканическая активность Паннонского массива затухает, а центры вулканизма смещаются к востоку и юго-востоку в пределы Выгорлат-Гутинского

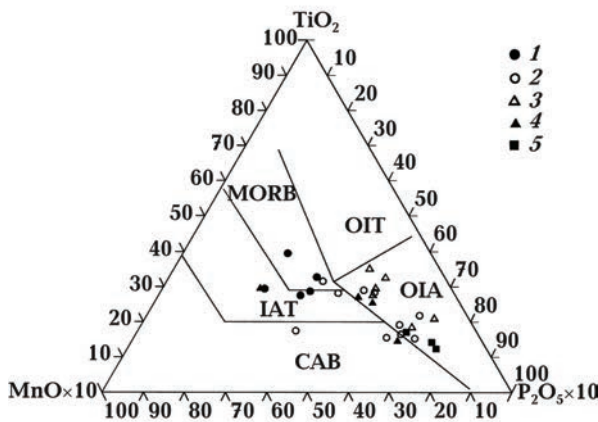


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма $MnO—TiO_2—P_2O_5$ для базальтоидов, по [Wilson, 1991]. Комплексы: 1 — угольский, 2 — тростянецкий, 3 — раховский, 4 — чивчинский, 5 — штиринский. MORB — срединно-океанические базальты, IAT — островодужные андезитобазальты, CAB — известково-щелочные базальты, OIT — толеиты, OIA — андезиты океанических островов.

хребта (Украина) и хребта Кэлиман-Харгита (Румыния). Эти хребты сложены преимущественно андезитовыми лавами, которые изливались в более спокойном режиме без сильных взрывов, формируя стратовулканические постройки, малые покровы, некки и пр. (андезитовая формация). Максимальные объемы лав излились в панноне, возраст самых молодых дацитовых лав в горах Першани (Румыния) порядка 1,2—0,6 млн лет [Szakacs et al., 2002].

Оба цикла миоценовой фазы вулканизма являются составными частями перманентного магматического процесса, длившегося около 10—15 млн лет и имеющего антидромную направленность, выраженную в смене кислого вулканизма более основным. Антидромная тенденция вулканизма подтверждена многочисленными данными абсолютного возраста [Pecskay et al., 2000] и, как установлено в современной вулканологии, указывает на деструкцию континентальной коры [Фролова и др., 1989]. Процесс деструкции сопровождался образованием магматических очагов в континентальной коре на глубине порядка 50—100 км, при этом шло углубление очагов. Это подтверждается составом захваченных ксенолитов: в породах риодацитово-гранитной формации встречаются ксенолиты только осадочных пород, гнейсов, а в андезитовой — габбро, габбро-норитов, анартозитов, габбро-пироксенов и пр.

Были проведены работы по изучению латеральной петрохимической зональности миоценовых вулканических пород [Холевинский, 1989]. Согласно трендам распределения петрогенных оксидов (K, Mg, Ti, Ca, Na, Al, Si) и характеристик железистости, окисленности (Fe^x , Fe_2O_3 / FeO , $(Fe + Mg) / Fe$) выделено пять площадей: 1) центрально-словацкая (массивы Кремница, Штявница) 2) северовенгерская вулканическая дуга (горы Бержень, Дуназут, Матра, Токай), 3) средневенгерская вулканическая дуга (цепочка погребенных вулканов), 4) карпатская вулканическая дуга (горы Прешов, Выгорлат, Оаш, Кэлиман, Харгита), 5) массив Апусени. При этом априори предполагалась субдукционная схема внедрения магм и наличие зоны Беньофа по контакту карпатской вулканической дуги с флишевой зоной. Выделенные площади разделяют трансформные разломы. Автор выделяет предколлизийный и раннеколлизийный этапы субдукции, т. е. фактически признает колизию как основной процесс, сопряженный с вулканизмом. Наблюдаемая петрохимическая специфика пло-

щадей, вероятно, связана с возникновением нескольких сравнительно неглубоких магматических очагов.

Это подтверждается распределением редких элементов Sr, Nd, U, Pb в миоценовых вулканических породах Украинских Карпат [Seghedi et al., 2001]. Геохимические данные указывают, что магматические очаги формировались в нижней части литосферы, утоненной за счет астеносферного плюма. По сравнению с верхней мантией вулканические породы истощены Cr, Ni, Co, V и обогащены крупнокатионными литофильными элементами — U, Th, Rb, Ba, Ce при заниженном содержании Sr. Спайдер-диаграммы, построенные по содержанию редких и рассеянных элементов в миоценовых вулканических породах, показали близость, почти идентичность состава вулканических пород и эталона континентальной коры [Ляшкевич и др., 1995]. Можно предположить, что образование магматических расплавов происходило в пределах континентальной коры под воздействием эндогенных потоков тепла и флюидов. О значительном объеме флюидов, сопровождающих миоценовый вулканизм, свидетельствуют мощные взрывные явления при внедрении кислых магм первого цикла (игнимбриты, пемзы, туфы) и гидротермально-метасоматические процессы алунитизации, оруденения, широко проявленные в регионе.

Ко времени проявления миоценового вулканизма современная структура Карпат и Закарпатского прогиба была сформирована и лавы Выгорлат-Гутинского хребта перекрыли не только молласы прогиба, но и недислоцированный подгальский флиш, Пиенинскую, Мармарошскую, Магурскую зоны южного склона Карпат. Как правило, поступление расплавов связано с растяжением, растрескиванием коры, появлением разломов с проникновением их сначала в гранитную часть коры (риодацитовая формация), а затем в базальтовую (андезитовая формация).

Увлечение плейт-тектоникой свело на нет значение разломов. При нанесении на схему распространения кайнозойских вулканических пород главных разломов, выделенных на карте В. В. Щербы [Доленко и др., 1989], получилось удивительное совпадение основной площади распространения миоценовых вулканических пород Паннонского массива с простираем Средневенгерского глубинного разлома северо-северо-восточного направления (рис. 3). Вероятно, образование самого крупного вулканического массива — Кременецких гор также связа-

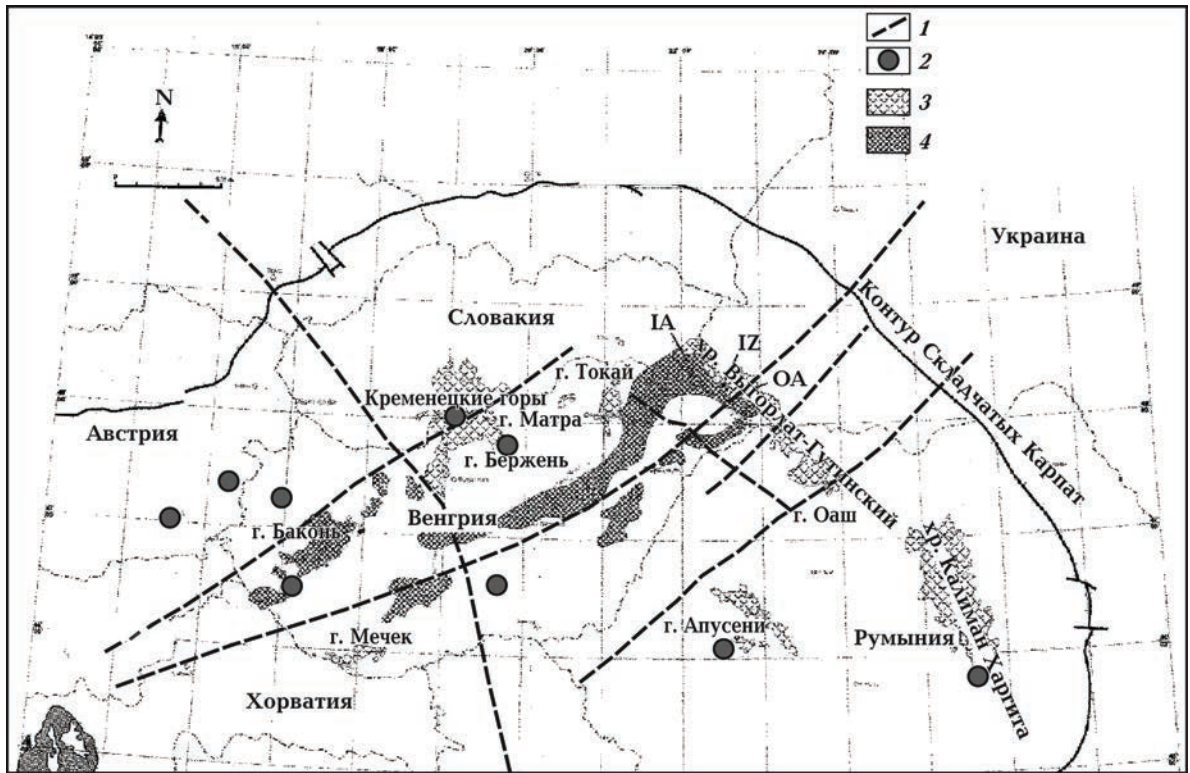


Рис. 3. Распространение кайнозойских вулканитов в Панкардии: 1 — разломы, 2 — трахибазальтовая формация, 3 — андезитовая формация, 4 — риодацитовая формация.

но с заложением субпараллельного разлома того же простираения.

Заключительный плиоцен-плейстоценовый этап кайнозойского вулканизма эпизодичен и выражен небольшими объемами щелочно-базальтовой магмы, проникающей в верхние горизонты литосферы в виде небольших штоков, диатрем, даек. Состав пород разнообразен: субщелочные, щелочные базальты, базаниты, нефелиниты, шошониты, адакиты, тейфриты, лимбургиты и пр. Они содержат многочисленные ксенолиты мантийного вещества: шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, горнблендиты, флогопитовые перидотиты, глиммериты, дуниты, пироксениты, т. е. в магматический процесс, по сравнению с двумя первыми фазами магматизма, вовлекались все более нижние оболочки Земли. Разнообразие ксенолитов свидетельствует о гетерогенном составе верхней мантии, а наличие водосодержащих минералов (амфиболов, флогопита) о несомненном участии флюидных потоков в этом процессе. Поскольку щелочные магмы захватывали ксенолиты верхнемантийного вещества, очевидно, что их исходные расплавы

формировались на больших глубинах, порядка 100—200 км и более. Это особый тип внутриплитного глубинного магматизма, происхождение которого вызывает научные дискуссии [Когарко, Хаин, 2001; Sebria, Wilson, 1995; Лобковский и др., 2004; Ляшкевич, 2007; Сорохтин, Ушаков, 2002].

Есть предположение, что щелочные базальтоиды Панкардии являются частью пояса щелочно-базальтоидного магматизма, протягивающегося от Центрального французского массива через Рейнский грабен, польские Судеты в Чехию, Словакию [Ляшкевич, 2007]. Для своего внедрения щелочные расплавы использовали структуры с утоненной литосферой (Рейнский грабен, Паннонская впадина) и разломы глубинного заложения (Судетский разлом). Для этого типа магматизма предполагается наличие общих термодинамических условий в недрах Земли, так называемых астеносферных плюмов, обнаруженных в Рейнском грабене, Афарской впадине. Щелочно-базальтоидные породы Панкардии, возможно, относятся к типу "горячих точек", которым на глубине соответствуют плюмы разо-

гретого вещества [Когарко, Хаин, 2001; Seberia, Wilson, 1995; Лобковский и др., 2004; Ляшкевич, 2007]. Это дискретный тип плюмового вулканизма.

Другие исследователи [Сорохтин, Ушаков, 2002] отрицают возможность пальцеобразного проникновения магм малого объема через толщу литосферы и их связь с нижней мантией. Они считают, что внутриплитный магматизм появляется только в тех случаях, когда в литосферной оболочке возникают сквозные трещины, дренирующие верхние слои астеносферы. По этим трещинам, расколом поступает расплав щелочно-базальтоидного состава, однако, механизм образования таких трещин в литосфере не понятен.

Выводы. Итак, альпийский магматизм Карпат неразрывно связан с тектоническим раз-

витием этого региона. Надвиговый процесс нижнего мела—олигоцена сформировал складчатую структуру Карпат, содержащую многочисленные аллохтонные тела магматических пород (офиолитовая ассоциация).

Наступивший в неогене коллизионный этап развития региона сопровождался активным вулканизмом антидромного порядка, указывающего на деструкцию континентальной коры. Характерно совпадение простирания главных разломов с площадями массового развития вулканических пород.

Наконец, в связи с продолжающийся внутриплитной разрывной тектоникой континента произошло внедрение щелочно-базальтоидных магм, имеющих мантийно-плюмовый генезис и характеризующих состояние современной глубинной динамики Земли.

Список литературы

- Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии.— Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. — 69 с.
- Вялов О.С. Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. — 1965. — № 9. — С. 21—40.
- Доленко Г.Н., Варичев С.А., Колодий В.В., Копач И.П., Кравец В.В., Мицько Г.М., Осадчий В.Г., Павлюк М.И., Стрельковская А.Г., Ступка О.С., Широбокова Г.Н. Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины. — Киев: Наук. думка, 1989. — 116 с.
- Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН.— 2001. — 377, № 5. — С. 677—679.
- Лобковский Н.А., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. — Москва: Науч. мир, 2004. — 612 с.
- Ляшкевич З.М. К вопросу о петрогенезисе щелочных пород Панкардии // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 6. — С. 157 — 162.
- Ляшкевич З.М., Альохіна М.О. Про активність неогенового вулканізму Карпат // Геологія і геохімія горюч. копалин. — 2003. — № 2. — С. 46—52.
- Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., Варичев А.С., Тимощук В.Р., Ступка О.О. Тектономагматическая эволюция Карпат. — Киев: Наук. думка, 1995. — 132 с.
- Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. — Львов: Вища шк., 1974. — Т. 2. — 174 с.
- Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). — Москва: Наука, 1986. — 102 с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Кутас Р.И., Соллогуб Н.В., Калюжная Л.Т. Проявление астеносферного вулканизма-диапиизма в Карпатском регионе // Вулканизм и связанные с ним процессы: Тез. докл. 6 Всесоюз. вулканолог. совещания. — Петропавловск-Камчатский, 1985. — С. 184—186.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2002. — 374 с.
- Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1955. — 258 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — Москва: Недра, 1989. — 261 с.
- Холевинский С.Б. Петрохимическая зональность неогеновых вулканитов Карпат // Совет. геология. — 1989. — № 12. — С. 61—67.

- Cebria I.M., Wilson M.* Cenozoic mafic magmatism in western-central Europe. A common European asthenospheric reservoir // *Terra Nova*. — 1995. — **7**. — 162 p.
- Hovorka D., Spisiak J.* Vulkanizmus mezozoika Západnych Karpat. — Bratislava: Veda, 1988. — 264 p.
- Lyashkevich Z., Medvedev A., Varitchev A.* Magmatism and structure of the lithosphere beneath the Ukrainian Carpathians // *Геологія и геохімія горюч. копалин*. — 1998. — **104**, № 3. — С. 54—68.
- Pecskay Z., Seghedi I., Dawnes H., Prychodko M., Mackiv B.* K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine // *Geologica Carpathica*. — 2000. — **2**, № 51. — P. 83—89.
- Seghedi I., Dawnes H., Pecskay Z., Thirwall M., Szakacs A., Prychodko M., Matthey D.* Magmatogenesis in a Subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians // *Lithos*. — 2001. — **57**. — P. 237—262.
- Szakacs A., Seghedi I., Pecskay Z.* The most recent volcanism in the Carpathian-Pannonian region // *Geologica Carpathica*. — 2002. — **53**. — P. 193—194.
- Teisseyre W.* Metoda kreptotectonici a podloze Karpat // *Kosmos*. — 1926. — **51**. — P. 47—61.
- Wilson M.* Igneous petrogenesis a Global Tectonic approach. — London: Harper Collins Academic, 1991. — 466 p.