

КАВКАЗСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
им. А. А. ТВАЛЧРЕЛИДZE МИНТЕО СССР

На правах рукописи

ДЖРБАШИЯН РУБЕН ТИГРАНОВИЧ

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЗОНЫ ЗАМКНАНИЯ
ОКЕАНА ТЕТИС (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Специальность 04.00.08 - петрография, вулканология

Д и с с е р т а ц и я
на соискание ученой степени доктора
геолог-минералогических наук
в форме научного доклада

Тбилиси - 1990

Работа выполнена в Ордена Трудового Красного знамени
Институте геологических наук АН Армении.

Официальные оппоненты: доктор геол.-минер. наук
профессор (МГУ) Ломизе И.Г.
доктор геол.-минер. наук
(ГИН АН СССР) Гугушвили В.М.
доктор геол.-минер. наук
ИГЕМ АН СССР Ярмаляк В.В.

Ведущая организация - Производственное объединение
"Армгеология".

Вещита состоится 27 ноября 1990 г. в 10.30 час. на
заседании Специализированного совета Д.071.16.01 при КИМС
им. А.А.Твалчрелидзе, 380062, г.Тбилиси, ул.Палиашвили, 85.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке КИМС.

Автореферат разослан 26 октября 1990 г.

Ученый секретарь
Специализированного совета

И.И.Хамхадзе

*Сергею Вагаршановичу
с глубоким уважением*

Д. Давидов

Актуальность исследований. При значительном разнообразии петро-геохимических типов вулканических серий, слагающих грандиозный Альпийский кайнозойский вулканический пояс, главные черты и тенденции в эволюции вулканизма устойчиво сохранены от палеогена до голоцена. Они выражены в доминирующей роли известково-щелочного и субщелочного (шошонит-латитового) вулканизма. Актуальность изучения данного вулканизма определяется его приуроченностью к сложным, коллизионным геодинамическим обстановкам активных континентальных окраин (АКО) в пределах центрального Кавказского сегмента Альпийского пояса (АП) в раннем кайнозое.

Для сложных геодинамических обстановок АКО характерно совмещение обязательных для таких обстановок известково-щелочного, субщелочного вулканизма и базальтоидного, шошонитового вулканизма континентальных рифтов, а также щелочного базальтового вулканизма, с чертами внутриплитного, не связанного с деструктивными границами континентальных микроплит и блоков.

Анализ проблем происхождения и эволюции пород указанных серий на комплексной основе вариаций вещественного состава пород, условий фракционирования и изменения составов главнейших породообразующих минералов, является наиболее информативным в решении вопросов взаимодействия мантийных и коревых процессов и особенностей эволюции исходных расплавов.

Весьма перспективным, имеющим большое практическое значение, является проведенный палеовулканологический анализ с типизацией вулкано-тектонических структур (ВТС) для различных тектонических режимов и оценка их потенциальной рудоносности.

Цели и задачи исследований. Основная цель проведенных исследований состояла в том, чтобы на основе петро-геохимического и минералогического изучения палеогенового вулканизма Малого Кавказа, с привлечением сравнительного материала по смежным областям (АП), выявить закономерности формирования и эволюции вулканических ассоциаций с известково-щелочными, субщелочными и щелочными породами в сложных геодинамических обстановках, развитых на АКО в коллизионном этапе. По ходу исследований решались следующие основные задачи:

- изучение вещественного состава палеогенового вулканизма и эволюционных тенденций его развития;

- выявление характера взаимосвязи между определенными вулканическими формациями, сериями и тектоническими обстановками (сжатия и растяжения) их возникновения;

- изучение составов главных породообразующих минералов различных серий (известково-щелочной, субщелочной и щелочной), вариаций их составов в латеральных и вертикальных рядах и использования их индикаторной роли для выяснения P-T условий зарождения серий;

- выявление типов древнего вулканизма и характера его реализации при определенных тектонических режимах, с выделением типов ВТС разных форм, масштабов, строения, продолжительности эндогенной активности и потенциальной рудоносности.

Фактический материал. Основой для разра. Жотки положений, защищаемых в диссертации, послужили материалы многолетних (1960-1989) исследований автора по специальному геолого-петрографическому картированию и изучению различных аспектов палеогеновых вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов, широко проявленных на территории Армении и Малого Кавказа в целом. Наряду с собственными учтены результаты геолого-съёмочных работ и маршрутные наблюдения по Аджаро-Триалетии, Ордубадской зоне и Тальшу, а также проанализирован литературный материал по палеогеновому вулканизму сопредельных с Малым Кавказом территорий Турции и Ирана.

Исследования проводились в соответствии с тематическими планами ИГН АН Армении: 3.1.4.5. "Магматические формации и их металлогения" (1970-1975); 3.2.1.2. - "Магматические формации, как индикаторы глубинного строения Земли и их металлогеническое значение" (1975-1980); 3.1.5.1. - "Закономерности формирования и петрология магматических и метаморфических серий" (1980-1985), а также по заданию ГКНТ и Мингео СССР - 0.50.01.Н2 - "Изучение роли вулканизма в формировании месторождений полезных ископаемых, составление поэтапных палеовулканологических карт СССР", по Международному проекту № 174 "Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена" и по теме 25/2 - плана сотрудничества АН Армении и АН Венгрии на 1986-1990 гг.

Силикатно-химические, микронзондовые, количественно-спектральные, рентгенометрические, воднорастворимых вытяжек, радиологические, изотопно-геохимические и др. аналитические исследования выполнялись в лабораториях ИГН АН Армении, Лаборатории геохимии АН Венгрии, ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ПО "Армгеология", ГЕОХИ СО АН СССР.

Научная новизна заключается в: 1) разработке схемы эволюции палеогенового вулканизма для территории Армении и Малого Кавказа на формационной основе; 2) выделении вулканических пород толеитовой, известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий, проявленных в условиях эффузивно-эксплозивной и субвулканически-интрузивной фаций глубинности; 3) выявлении закономерной связи известково-щелочных серий с окраинами континентов, испытавших сжатие (Севанская шовная зона), толеитовых и субщелочных - с областями, где преобладают растягивающие усилия (Зангезурская зона); 4) установлении закономерностей вариаций химических составов породообразующих минералов латеральных и возрастных рядов формаций; 5) выявлении центров вулканической деятельности и характера палеогеографических обстановок на разных этапах; 6) установлении форм проявления вулканизма, типизации (ВТС) и вулканических сооружений, с выделением сложных, полифациальных кольцевых структур длительного развития и относительно простых, моногенных структур с кальдерами обрушения и проседания; 7) установлении соотношения формаций рудных и нерудных полезных ископаемых с вулканогенными формациями и типами ВТС.

Практическое значение работы. Результаты исследований по возрастному расчленению, формационной типизации и палеовулканологическому анализу вулканических комплексов были использованы при разработке схемы корреляции кайнозойских магматических образований Кавказа, при составлении "Карты магматических и метаморфических формаций АрмССР" (М 1:200000), "Литологической карты АрмССР" (М 1:500000), при обосновании перспектив рудоносности палеовулканических областей, в частности "Карта магматических и рудных формаций Зангезурской рудной области" (М 1:100000), "Карта редкометального оруденения Зангезур-Нахичеванского рудного района" (М 1:200000), "Прогнозно-металлогеническая карта Степанаванского района" (М 1:10000). Анализ и обобщение большого фактического материала в рамках задания ГКНТ 0.50.01.Н2 по мезокайнозойскому вулканизму Кавказа и смежных территорий Крыма, Кавказ и Средней Азии легли в основу перспективного мелкомасштабного прогноза палеовулканических комплексов и структур на разнотипное оруденение для всей территории СССР.

Апробация работы. Основные положения представленной работы обсуждались на Ш, IV, V, VI, VII Всесоюзных петрографических совещаниях (Иркутск, 1963; Баку, 1969; Алма-Ата, 1976; Ленинград, 1981;

Новосибирск, 1986), Международном геохимическом конгрессе (Москва, 1971), II, IV Региональных петрографических совещаниях по Кавказу, Крыму, Карпатам (Ужгород, 1974; Нахичеван, 1983), Международном симпозиуме по вулканологии (Канарские острова, 1968), II, III, IV, V Всесоюзных палеовулканологических симпозиумах (Петрозаводск, 1975; Новосибирск, 1977; Миасс, 1983; Ташкент, 1986), V Всесоюзном вулканологическом совещании (Тбилиси, 1980), XXV Международном геологическом конгрессе (Москва, 1984), Всесоюзном совещании "Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем" (выездной сессии Петрографического комитета СССР, Ереван, 1987), Всесоюзном петрологическом семинаре (Ленинград, 1988), Международном семинаре ЮНИОД (Ереван, 1989).

По теме диссертации опубликовано более 70 работ, в число которых входят 6 коллективных монографий. Кроме того работы автора нашли отражение в 8 госбюджетных научных отчетах и 2 хозяйственных работах.

Автор глубоко признателен М.А.Фаворской за неизменное внимание к работе. Большое значение имели для автора общение и дискуссии с академиками АН Армении К.Н.Паффенгольцем, И.Г.Магакьяном, А.Т.Асланяном, А.А.Габриеляном, С.В.Григоряном и членом-корр. АН Армении А.И.Карапетяном по проблемам стратиграфии, тектоники, геохимии и металлогении Кавказа. Автор глубоко признателен члену-корр. АН СССР И.В.Лучицкому, инициатору палеовулканологических аспектов исследования, за ценные советы и консультации. Особую благодарность за творческие контакты автор выражает А.М.Борсуку, А.С.Остроумовой, В.А.Баскиной, В.К.Ротману, И.К.Волчанской, М.А.Чальяну, М.Б.Лордкипанидзе, Г.Ш.Надарейшвили, Р.Н.Лодуллаеву, М.И.Рустамову. Исследования проводились в тесном содружестве и при поддержке работников ПО "Армгеология", геологического ф-та ЕГУ, горного ф-та ЕРПИ, с также коллег ИГи АН Армении, которым считаю своим приятным долгом выразить признательность. Особенно благодарен сотрудникам лабораторий петрологии и вулканологии, неизменная поддержка и дружеское участие которых способствовали завершению работы.

Основные защищаемые положения: I. Впервые разнообразие палеогеновых вулканических комплексов и характер серий увязаны с сопряженными тектоническими режимами сжатия и растяжения. Соответственно для первого случая выделены хорошо дифференцированные известково-щелочные, субщелочные и щелочные (с лейкократовым

трендом) серии, для второго - слабо дифференцированные, субщелочные (шошонитовые) серии с меланократовым уклоном.

2. Наряду с наложенной (на доальпийский гетерогенный фундамент) природой палеогенового вулканизма, нами в пределах широко развитых флишевых прогибов установлен также его наложенный характер и стохастический тип связи между вулканизмом и историей развития отдельных прогибов.

3. Проведена типизация форм проявления вулканизма с выделением для каждого режима характерных ВТС и их рудного профиля. Впервые охарактеризованы петро-геохимические, минералогические и изотопно-геохимические параметры выделенных серий и рассмотрены возможные модели их происхождения и последующей эволюции.

4. Формы проявления вулканизма и типы извержений, наряду с петрогеохимическими особенностями серий, отражают P-T условия, существующие в периферических очагах в условиях насыщенности магматических расплавов флюидной фазой, особенно водой, углекислотой и щелочами. Типизация ВТС коррелируется с тектоническими и термодинамическими режимами.

5. Установлены закономерности эволюции составов фенокристаллов и их парагенезисы. Состав их коррелируется с главными петрохимическими типами выделенных серий и отражает высокотемпературные и низкотемпературные условия их формирования, при значительных вариациях P_{H_2O} , f_{O_2} , а также CO_2 , CH_4 и щелочей. Высокая степень порфиоровости пород делает закономерности изменения их химизма достаточно информативным и надежным критерием для интерпретации P-T условий формирования изученных серий и петрогенетических процессов в конкретных геодинамических обстановках.

6. Развитие раннекайнозойского магматизма нами рассматривается как следствие аномального состояния разуплотненной мантии и начавшихся процессов мантийного диапиризма, обусловившего сложные сочетания зон сжатия, растяжения и сдвиговых деформаций с мозаично-блоковым воздыманием участков континентальной коры на фоне общего коллизионного режима.

Глава I. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Альпийский складчатый пояс (АП) - глобальная сложно построенная система с длительным полициклическим (байкальский, герцинский,

альпийский этап) развитием. Анализ тектонического строения и развития АП указывает на гетерогенность и исключительную сложность геологического строения отдельных его частей (сегментов) и на большое разнообразие магматизма. Подобное разнообразие магматизма может служить индикатором различных типов тектонических и эндогенных режимов, которые существовали в отдельных частях АП на разных этапах геологического развития (Е.Милановский, Н.Короновский, 1973; В.Хамн, 1969).

В настоящее время считается общепринятым (Л.Зоненштейн, Л.Савостин, 1979; М.Дордкипанидзе, 1980, 1985; История океана Тетис, 1987; Н. Dewey et al., 1973; F. Innocenti et al., 1976; *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, 1984), что к началу кайнозоя конвергенция Евразийского и Афро-Аравийского континентов привела к поглощению океанической коры Тетиса, столкновению отдельных микроконтинентов и микроплит и образованию обширного гетерогенного континентального пояса.

Альпийская геодинамика обусловлена продолжающимся "сдавливанием" этих континентальных плит и микроплит, выражающимся развитием сложных взаимосвязанных процессов субдукции, коллизии и рифтообразования, а также формированием крупных горно-складчатых систем и тектонических разрывных структур субширотного, субмеридионального простираний разного порядка.

Особое положение в геодинамических моделях АП занимает грандиозный, протягивающийся более чем на 3000 км, андезитовый палеогеновый вулкано-плутонический пояс, имеющий планетарный характер; общий объем продуктов извержений Н.Короновским (1979) оценивается порядка 250000 км³. Пояс наложен и пересекает разнородные структуры доальпийского фундамента и иногда захватывает участки примыкающих с севера и с юга Африканской, Аравийской, Евразийской и Туранской платформ.

Анализ пространственного размещения и тектонической приуроченности раннекайнозойского (предорогенного) вулканизма в АП показывает, что наиболее широко он проявлен в пределах центральных - Кавказского и Иранского сегмента и несколько меньше - Эгейского-Анатолийского и Афгано-Белуджистанского сегментов (Е.Милановский, Н.Короновский, 1973). Отмечаются незначительные масштабы проявлений палеогеновых вулканических образований к З и В от указанных областей. Границы между отдельными континентальными микроплитами и блоками выражены системами разноориентированных тектонических

нарушений, которые в значительной мере контролируют кайнозойский вулканизм.

В современной структуре Малого Кавказа выделенные структурно-формационные зоны и отдельные прогибы подчеркивают продольную тектоническую зональность области.

Наряду с этим, Е.Милановским неоднократно отмечалась важная роль поперечных, субмеридиональных зон проявления позднекайнозойского вулканизма в резко отличающихся тектонических обстановках. В частности, им для Кавказского сегмента АП выделена Транскавказская зона поперечного поднятия. Нами /6/ было впервые подмечено влияние этой зоны на латеральную зональность палеогенового вулканизма в пределах Малого Кавказа. Системы субмеридиональных разрывных структур, связанные с Транскавказской зоной, контролируют также индикаторный субщелочной базальтоидный ($\kappa_2 - \rho_2$) вулканизм /33/ (Г.Надарейшвили, 1989), субщелочной долеритовый (κ'_2), щелочной трахиандезит-фонолитовый ($\rho_2^3 - \rho'_3$) /17, 22/, а также эссексит-тешенитовый (ρ_2) магматизм Большого Кавказа (А.Борсук, 1979) и натрово-щелочной базальтоидный (κ'_1) вулканизм района оз.Ван. Эта мегаструктура на юге сочленяется с рифтом Мертвого моря, а на север протягивается до Скифской плиты, наиболее отчетливо проявляясь в позднекайнозойском этапе, обнаруживая черты рифтовой структуры (Е.Милановский, 1976).

Анализ особенностей строения вулканогенных комплексов, а также главных трендов формационных и петро-геохимических характеристик вулканических серий, позволяет выявить некоторые общие закономерности развития палеогенового вулканизма от Родоп до Афганистана (табл. I) и использовать их в качестве индикаторов различных геодинамических режимов на отдельных отрезках АП, в частности, в пределах континентальных плит и блоков Кавказского сегмента.

Наиболее общей особенностью состава вулканических комплексов является устойчиво выдержанный известково-щелочной характер серий, в пределах северной ветви палеогеновых вулканических дуг АП. Эволюция вулканизма протекала в них в тектонических режимах преимущественного сжатия, несущего черты субдукционных обстановок. В широком временном интервале от раннего к позднему эоцену и часто к олигоцен-миоцену развиваются дифференцированные базальт-андезит-риодацитовые серии с преобладанием средних и кислых членов в Центральных Родобах - Среднегории (Бк.Бончев, 1960; Р.Иванов, 1963), андезит-дацит-риолитовые серии Восточного Понта, восточнее п-ва

Синоп (*R. Brinkmann*, 1976; *A. Pecerillo, S. Taylor*, 1976; *A. Akinci*, 1984). Однотипные высокоэксплозививные андезит-риолитовые серии с игнимбритами пользуются максимально широким распространением в пределах пояса Урмия-Дохтар, а также в центральных и восточных частях Лутского блока - формация карадж (*D. Jung et al.*, 1976; Дж. Штеклин, 1966; Е. Романько и др., 1983; *H. Förster*, 1968; *R. Ricu*, 1979; *M. Tarkian et al.*, 1984; *G. Conrad et al.*, 1977). Кроме того схожий состав имеет тангайская серия Центрального Афганистана (*М. Чальян и др.*, 1980; *M. Kohn*, 1974; Э. Дмитриев, 1976).

Указанные серии почти повсеместно сменяются во времени субщелочными и вмещают множество субвулканических и дайковых тел различного состава, а также комагматичные малоглубинные интрузивные комплексы гранодиоритовой формации (*Б. Меликсетян*, 1977). Серии характеризуются повышенной эксплозивностью, часто антидромной последовательностью, высокой кремнекислотностью и глиноземистостью, лейкократовым $K-Na$ уклоном, низкой титанистостью и магнезиальностью, изменчивой железистостью, кварц-гиперстен нормативным составом. Повышенные концентрации литофильных элементов - Ba, Rb, Sr , легких РЗЭ, высокие отношения $Rb/Sr = 0,15-2,0$, слабо проявленный Sr -минимум, повышенные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7039-0,7120$.

В то же время в пределах внутренних зон АП - вулканические дуги Восточных Родоп (*М. Boccalfeti et al.*, 1978; *М. Лордкипанидзе*, 1980; *P. Manetti et al.*, 1979), системы Тавра - формация карадере (*C. Farquin*, 1975; *M. Delaloye, J. Wagner*, 1984; *H. Bergougnan*, 1987; *A. Sengar et al.*, 1981), южного и СЗ Эльбурса (*К. Hirayama, M. Samimi*, 1966; *A. Alberti et al.*, 1976; *L. Ricou et al.*, 1977), а также Восточного Ирана и Афганистана (*М. Чальян и др.*, 1980; *H. Belton et al.*, 1979) характеризуются преимущественным развитием слабо дифференцированных базальт-андезитовых и переходящих в субщелочные (шошонитовые), трахибазальт-трахиандезитовых серий. Тектонические режимы, в которых формируются серии отмеченных выше областей, характеризуются обстановками преобладающего растяжения. Вулканические серии отличаются низкой эксплозивностью, широким развитием субвулканических пластовых тел и даек базальтоидного состава и часто включают значительные объемы плутонических комплексов габбро-монцитит-сиенитовой формации. Серии недосыщены SiO_2 , оливин (нефелин)-гиперстен нормативным составом, мелано-мезократовым обликом, $Na-K$ щелочным уклоном, высокой глиноземистостью, несколько повы-

шенной титанистостью, магнизиальностью и железистостью. Геохимическая специализация выражена в повышенных концентрациях Ba, Rb, Sr при низких отношениях Rb/Sr 0,06-0,16, а также Ni, Co, Cr , тяжелых лантаноидов, в отсутствии Eu -минимума, а также в низких значениях $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0,7038-0,7055.

Щелочные высококалиевые серии в пределах описанных вулканических поясов проявлены спорадически. Они, как правило, приурочены к границам блоков или к узлам разноориентированных глубинных разломов, имея в основании мощную континентальную кору. Серии отмечены в строении отдельных сложных ВТС со значительным участием интрузивных комплексов щелочных и нефелиновых сиенитов.

К подобным комплексам могут быть отнесены: комплекс лейцитовых фonoлитов Восточного Понта (Н. Brinkmann, 1976), лейцитовых фonoлитов Солтанейских гор, лейцитовых и нефелиновых тефритов западного Эльбурса и Лута, нефелиновых базальтов Сабзевара (А. Al-berti et al., 1976; L. Ricou et al., 1977), фергуситов Памира (Н. Короновский, Е. Милановский, 1973).

Серии характеризуются недосыщенностью SiO_2 , калиевым уклоном, повышенной известковистостью, титанистостью, железистостью, резко повышенными концентрациями Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y , элементов цериевой группы, а также F, Cl, P , пониженными содержаниями Ni, Cr , отчетливо проявленным Eu -минимумом и широкими вариациями отношений изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7030-0,7083.

Проведенный анализ палеогенового известково-щелочного, субщелочного и щелочного вулканизма центральных и восточных сегментов АП показывает его исключительное разнообразие и самостоятельность, независимость как от структурного плана и геологической предыстории отдельных зон и блоков древней консолидации, так и от характера развития кайнозойских наложенных приразломных флишевых прогибов. В то же время нами ниже выделены наиболее общие закономерности развития палеогенового вулканизма:

- В строении палеогеновых вулканических поясов различных областей АП полифациальные образования средне-кислого вулканизма играют существенную роль и указывают на довольно устойчивый тренд эволюции исходных расплавов при участии материала коры.

- Тренд базальтоидного вулканизма в целом характеризуется дискретностью. Безальтоидный вулканизм проявляется в завершающих стадиях каждого этапа, но от раннего эоцена к позднему, роль его относительно возрастает. Он приурочен, главным образом, к узлам

длительной эндогенной активности, подчиненным крупным субмеридиональным структурам.

- Доминирующей формой проявления палеогенового магматизма являются разнообразие по типам и масштабам кольцевые вулканотектонические структуры (ВТС), представленные тесно взаимосвязанными, близкоодновременными вулканическими-субвулканическими и интрузивными комплексами (часто комагматическими).

- К-щелочной вулканизм, представленный лейцит-фонолитовыми сериями, проявлен эпизодически в позднем палеогене-неогене в разных областях центральной части АП. Как правило, эти серии формируют сложные вулканоплутонические кольцевые комплексы рекуррентного типа и являются индикаторными для обстановок коллизионного сжатия.

- Узлы интенсивной и длительной эндогенной активности, выделяемые в описанной части АП, с отчетливым проявлением дифференцированных известково-щелочных и субщелочных вулканических серий и комагматических с ними интрузивных комплексов, представляют значительный интерес и перспективу на обнаружение медноколчеданного, колчеданно-полиметаллического с золотом, сурьмяно-серебряного и др. типов оруденения.

В пределах рассматриваемого Кавказского сегмента АП проявление палеогенового вулканизма отмечается также определенными особенностями. Они связаны с характером полей тектонических напряжений и геодинамических обстановок, главным образом, на окраинах отдельных микроконтинентов и континентальных блоков, определяющих специфику реализации магматических процессов. В этом отношении изученная область Малого Кавказа является классической. Закономерности, выявленные здесь, по-видимому, являются более общими и могут быть применимы для других регионов АП.

Глава II. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВОВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Изученный регион, вместе с Иранским микроконтинентом, является областью максимального проявления кайнозойского и, в частности, палеогенового вулканизма. Последний составляет Мелокавказский вулканический пояс, характеризующийся исключительным разнообразием палеогеновых вулканических, вулканоплутонических и вулканогенно-осадочных комплексов, которые сформированы в различных тектонических условиях и отвечают сложным геодинамическим обстановкам, существо-

вавшим в палеогене.

Малый Кавказ в современной структуре АП представляет собой внутриконтинентальное гетерогенное складчато-глыбовое сооружение, состоящее из ряда разновозрастных и разнотипных структурных элементов, обладающих различной геологической предысторией и спаянных в нестектоническом этапе в единый микроконтинент. По существу, во всех геодинамических построениях (История океана Тетис, 1987; Ш.Адамия и др., 1977; Л.Зоненштейн, Л.Савостин, 1979; М.Ломизе, 1983, 1987; М.Лордкипанидзе, 1980; *J. Dewey et al.*, 1973; *A. Smith*, 1971), принимается концепция, что к концу верхнего мела - началу палеогена произошло столкновение разрозненных микроконтинентов и поглощение океанической коры Мезотетиса. Мощный импульс вулканизма в палеогене связывается с "остаточной" продолжающейся субдукцией Афро-Аравийского континента под Евразийский со скоростью 2,2 см/год на траверсе Аравийского выступа (История океана Тетис, 1987). При этом предполагается, что палеогеновый вулканизм островодужного типа протекал в сложных обстановках парных зон субдукции, падающих на север. Отражением этих зон являются, по-видимому, Понтийско-Закавказский и Тавро-Загросский вулканические пояса, которые смыкаются в пределах Малого Кавказа. Палеогеновые вулканические комплексы различных зон, прогибов и блоков Малого Кавказа явились объектами наших многолетних исследований /I-5I/. Анализ их строения и особенностей формирования, петрографические, минералогические и петро-геохимические характеристики, формационная принадлежность вулканических серий а также палеовулканологические реконструкции с выделением определенных вулкано-тектонических структур и центров длительной вулканической активности позволили установить главные закономерности эволюции палеогенового вулканизма в сложных геодинамических обстановках.

Области развития вулканизма в северной части приурочены к Закавказскому срединному массиву, на юге - к Армянскому (Нахичеванскому) блоку, а также охватывают разделяющую их Севанскую (Малокавказскую) офиолитовую шовную зону /33/. Кроме того, проявления палеогенового вулканизма отмечаются во фронтальных зонах Сомхето-Карабахского и Кафанского блоков юрско-меловой консолидации (мезозойской островной дуги). Таким образом, в составе Малокавказского вулканического пояса вулканизм рассмотрен нами в пределах структурных единиц, которые имеют различное тектоническое положение и

различную историю развития в палеогене. Структуры эти выделены как отдельные прогибы, зоны, блоки, которые в топонимической иерархии, принятой в палеовулканологии, соответствуют вулканическим районам. С севера на юг выделяются: 1. Аджаро-Триалетская складчатая зона (зона интрадугового рифтового растяжения). 2. Талышская зона рифтового типа. 3. Южный край Закавказского срединного массива (блоки мезозойской островной дуги). 4. Севано-Ширакский прогиб в пределах Севанской (Малокавказской) шовной офиолитовой зоны. 5. Вайк-Зангезур-Ордубадская зона. Из отмеченных структур 1-3 принадлежат Понтийско-Закавказскому блоку - южной окраине Евразийского континента, 4 - области сочленения Закавказского и Армянского блоков, 5 - Армянскому (Нахичеванскому) блоку - северной половине Афро-Аравийского континента.

Особенности строения и состава палеогеновых вулканических комплексов, а также форм проявления и эволюции палеогенового вулканизма в обстановке континентального рифтогенеза, наиболее четко прослежены на примере Аджаро-Триалетии и Талыша (Ш.Адамия и др., 1974, 1977; М.Лордкипанидзе, 1980; И.Гамкрелидзе, 1984; Р.Закариадзе и др., 1978; Ш.Азизбеков и др., 1976; М.Мамедов, 1983). Аджаро-Триалетская структура рассмотрена в качестве типовой модели развития интрадуговой палеорифтовой зоны, зародившейся с начала кайнозоя на континентальной коре мезозойской консолидации (Закавказского срединного массива). Сложный характер строения зоны выражен в трехчленной продольной и поперечной зональности с соответствующей зональностью эволюции палеогенового вулканизма, связанной с вариациями интенсивности процессов растяжения. Северная зона западного сегмента трога характеризуется глубоководно-морскими палеогеографическими обстановками и преимущественно трещинным типом извержений. Вулканизм имеет доминирующий базальтоидный тренд с эволюцией во времени от низкокальциевых, низкотитанистых толеитов (нижний комплекс), через известково-щелочные, высокоглиноземистые базальтоидные серии (средний комплекс) к высококальциевым роговообманковым толеитам (верхний комплекс), отражая геодинамическую обстановку рифтогенеза. Поперечная зональность выражена в появлении субщелочных и высококальциевых базальтов (М.Лордкипанидзе, 1980).

В северном и главным образом в южном бортах трога в мелководно-морской палеогеографической обстановке в пределах среднеэоценовых флишевых прогибов развиваются вулканические структуры цент-

рального типа с кальдерами проседания (Билетская, Насакуральская, Самебская и др.). В их строении принимают участие лавы, вулканические брекчии, туфы и шлаки субщелочных калиевых базальтов, а также дайки и субвулканические тела оливиновых базальтов и трахибазальтов, трахизензитов, тешенитов (Г.Надарейшвили, 1968).

Кроме того выделяются ВТС центрального типа, приуроченные к кольцевым депрессиям (Лоднари-Тбетская), в строении которых принимают участие дифференцированные разнофациальные комплексы, прорванные небольшими интрузивными массивами габбро-монцитов, кварцсyenитов и нордмаркитов (Р.Кваташидзе, 1989).

В пределах Аджерии и Месхетии (М.Татишвили, 1974) вместе с омоложением возраста собственно вулканических комплексов ($\rho_2^3 - \rho_3^1$, $K-Ar$ данные 36-40 млн. лет) отмечается смена глубоководных палеогеографических обстановок на мелководно-морские и преимущественно трещинных извержений - на центральные; в составы вулканических серий смещаются к известково-щелочным, шшонитовым. Как отмечает М.Лордкипанидзе (1980), происходит смена геодинамических обстановок рифтового типа на островодужные, замыкание рифта и его причленения к андезитовому поясу. В подобной латеральной зональности палеогенового вулканизма с уменьшением роли базальтоидов, сменой формационного и фациального состава вулканических продуктов мы не исключаем существенную роль зоны Транскавказского поперечного поднятия /6/ (Г.Надарейшвили, 1987). Последовательная смена типов и геохимических характеристик вулканических серий в западном направлении сочетается с повышением степени плавления исходных базальтовых расплавов в верхних горизонтах верхней мантии, обогащением их некогерентными литофильными элементами K, Rb, Ba, Sr и $P2O5$ и взаимодействием с восходящими потоками восстановленных флюидов из зоны субдукции (Г.Закаридзе и др., 1978).

Талышский блок по тектоническому положению, истории геологического развития, характеру и типу вулканизма и преимущественно базальтоидному составу палеогеновых вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов обнаруживает значительное сходство с одной стороны с Аджеро-Триалетией, с другой - с Иранским Азербайджаном и Эльбурсом (К.Паффенгольц, 1959; Вопросы геологии Талыша, 1958; Ш.Азизбеков и др., 1971). Талыш представляет собой область широкого проявления палеогеновых щелочно-базальтоидных комплексов, соответствующую одноименному антиклинорию в крайней юв части Малого Кавказа.

Палеогеновые вулканические и вулканогенно-осадочные образования занимают площадь до 2000 км², при мощности до 4 км. Они подразделяются на 2 комплекса: трахиандезит-базальтовый ($\rho_2^{\prime-2}$) и щелочной трахибазальтовый ($\rho_2^3 - \rho_3^{\prime}$) (Ш.Азизбеков и др., 1976). В петрографическом составе серии, проявляющей незначительную дифференциацию (укороченный тип), ведущее место (до 70%) занимают трахибазальты, трахиандезитобазальты и трахиандезиты. Кроме того, в конце каждой фазы вулканизма появляются лейцитовые базаниты, тефриты, тешениты, лейцитовые витербазиты, эссекситы и др. Помимо значительных объемов эксплозивного материала, широко развиты лавы и субвулканические фации, а также небольшие интрузивные массивы пикрито-трахидолеритов и пикрито-пироксенитов. По петро-геохимическим особенностям они относятся к шононитовым сериям, переходящим к калиево-щелочным, низкотитанистым базальтоидным сериям континентальных рифтовых зон. Палеогеографические обстановки вулканизма характеризуются быстрой сменой режимов от мелководно-островного и лагунно-континентального к глубоководным в сторону Южного Каспия. Типы вулканических извержений сменялись во времени от центрального к трещинному и затем вновь к центральному, с формированием в завершающем этапе отдельных ВТС и палеовулканических сооружений (Гелдара, Говери, Зеленая сопка и др.), сложенных туфами, брекчиями, лавами и агломератами базальтов, трахибазальтов, а также субвулканическими массивами эссекситов, пикрито-трахидолеритов, лейцитовых базанитов, тефритов (Ш.Азизбеков и др., 1974; Г.Афанасьев и др., 1977; М.Мамедов, 1983). По мнению указанных исследователей, щелочно-базальтовый вулканизм контролируется СВ-близмеридиональной зоной глубинного разлома, являющегося магмоподводящим для мантийных расплавов, испытавших слабую дифференциацию в периферических очагах. Состав родоначальной магмы отвечает высокомагнезиальному оливиновому базальту; о глубинной мантийной природе исходного магматического расплава свидетельствуют геохимические параметры (М.Мамедов, 1983).

В целом, строение, формационная принадлежность и условия формирования палеогеновых вулканических серий Талыша отражают геодинамические обстановки, характерные для зон растяжений, которые активно проявлялись с начала палеогена на ЮВ окраине Закавказского срединного массива, раскрываясь в сторону безграничной области Южного Каспия (М.Лордкипанидзе, 1980).

Южный край Закавказского срединного массива

представляется обширной областью между Аджаро-Триалетией, на севере и Севанской шовной зоной на юге. Это область припаянных (в начале кайнозоя) к Евразийскому континенту гетерогенных блоков континентальной коры ранней консолидации: Локского и Храмского массивов Байкальской консолидации, а также отдельных сегментов Сомхето-Карабахской мезозойской островной дуги /21, 33, 43/.

Палеогеновый вулканизм накладывается на эти структуры неравномерно, проявляясь, в отличие от вышеописанных глубоководных трогов, в мелководноморской палеогеографической обстановке, в относительно сокращенных мощностях и контролируясь разноориентированными разломами. Вулканизм характеризуется центральным типом извержений с высокой степенью explosивности и формированием значительных объемов кислой пирокластики, которая служила составным компонентом эоценовой вулканогенно-флишевой ассоциации (А.Седоян, 1989). Подобный характер извержений, по-видимому, является причиной плохой сохранности вулканических построек. Центры извержений кислого вулканизма поддаются реконструкции весьма условно, по преобладанию в разрезе лавовых и экструзивных фаций - вулканический центр Датика (Г.Микадзе, 1969).

В западной части области (Артвино-Болнисский, Ширакский, Лорийский блоки) уже в низах палеогенового разреза в составе палеоцен-нижнеэоценовой флишеидной толщи присутствуют кислые туфы, туфолавы, туфобрекчи и игнимбриты, которые выше сменяются лавами децит-риолитов и прорываются субвулканическими телами и дайками того же состава /8, 12, 33/ (Г.Микадзе, 1969). Часто данный комплекс составляет основание описанных ниже крупных ВТС, сформированных во второй половине среднего эоцена.

Породы в целом относятся к риолитовой формации, характеризующейся пересыщенностью кремнеземом, $Na-K$ уклоном щелочности ($Na_2O/K_2O = 2-3$), повышенной железистостью и глиноземистостью. Кв-Пл-Ги-Кпи парагенезис с ранней кристаллизацией Мт и Кв и наличием безводных темноцветных отражает маловодный характер расплавов. Возникновение последних связано с интенсивным плавлением корового материала в относительно устойчивых блоках под воздействием медленно поднимающихся базальтоидных расплавов в зонах преобладающего сжатия. Андезиты, андезибазальты и базальты, встречаются в верхних горизонтах разреза, а также в виде даек и субвулканических массивов. По своим петро-геохимическим и минералогическим характеристикам принадлежат более молодому (ρ_2^a), базумскому вулкано-интру-

живному комплексу, широко проявленному в пределах расположенной южнее Севанской шовной зоны.

Палеогеновый вулканизм Севанской шовной зоны является главнейшим составным элементом Малокавказского вулканического пояса, развитым в полосе сочленения Сомхето-Карабахской мезозойской островной дуги и Армянского блока в результате продолжающейся "остаточной" северонаправленной субдукции. Здесь выделяются Севано-Ширакский (Акеринский), Кельбаджарский наложенные флишевые прогибы с максимальным развитием палеогеновых вулканических, вулканогенно-осадочных и вулкано-интрузивных комплексов, впервые детально охарактеризованных нами /6, 8, 9, 12, 17, 33, 35/.

Вулканическая деятельность в палеогене имела длительную и сложную историю эволюции и подразделяется на 2 этапа: среднеэоценовый и верхнеэоцен-олигоценый. В пределах описываемой зоны общекавказского простирания выявлена латеральная СЗ-ЮВ зональность вулканической активности во времени, а также выделены отдельные поперечные сегменты длительной эндогенной активности /6, 12, 17, 22/.

Палеогеографическая обстановка характеризуется сменой мелководно-морских режимов прибрежно-континентальными, с цепью подводных и надводных вулканических островов. Активная вулканическая деятельность преимущественно взрывного типа нашла свое отражение в характере литогенеза. Формируется флишеидная вулканогенно-осадочная толща (средний эоцен) мощностью до 2,0 км, которая пользуется максимально широким развитием в палеогеновых прогибах Малого Кавказа (Аджаро-Триалетия, Севано-Акеринский, Кельбаджарский, Вайк-Зангезурский, Ордубадский, Талышский), а также в пределах СВ и центральных Понтид, в системе Западно-Иранского и Эльбурского вулканических поясов, в Центральном Иране, Лутском массиве и т. д. (Формации зиарат, фаджан, карадж).

Тип вулканических извержений - преимущественно центральный, высокоэксплозивный, с формированием ВТС и вулканических сооружений разного порядка ($a = 2-3$ до 10-15 км; $h = 300-800$ м) и разной степени эродированности. По строению ВТС подразделяются на: 1) сложные, полифациальные длительной эндогенной активности и 2) относительно простые, связанные с кратковременными импульсами вулканизма ($a = 0,5-2$ км, $h = 150-300$ м). В строении первых большую роль играют лаво- и туфобрекчии; туфы андезит-дацитового составов, экструзивы и дайки базальтов, дацит-риолитов, интрузивные массивы гранодиоритов. Структуры эти осложнены разноориентированными разломами, по

которым сброшены отдельные участки и блоки, что хорошо дешифрируется на космических и аэровысотных снимках.

Особенности строения и состава наиболее характерных ВТС и их типизация специально рассмотрены в главе IV.

В целом палеогеновый вулканизм описываемой зоны имел длительную (10-15 млн. лет) и полифазальную историю эволюции /II, I2, I3, I4, 2I, 3I/. В результате сформированы мощные, средне- и позднеэоценовые вулканоплутонические комплексы известково-щелочной и субщелочной ассоциаций в пределах Севано-Акеринского грабен-синклинорного прогиба, от Ширакского хребта на западе до Кельбаджарской мульды на юго-востоке. Особенностью данной структуры является ее наложенный на допалеогеновые комплексы характер и тесная ассоциация с даний-палеогеновыми флишевыми формациями значительной (до 2-3 км) мощности.

Общепринятым (А.Габриелян, 1972; К.Мкртчян, 1963; О.Саркисян, 1972, 1981; С.Григорян, 1987) для прогиба считается стратиграфическое подразделение палеогена на: осадочную севанскую (нижний эоцен), флишидную вулканогенно-осадочную ширакскую (лусахюрскую) и терригенно-вулканогенные, базумскую (средний эоцен) и памбакскую (поздний эоцен), а также терригенно-осадочную гергерскую (олигоцен) и молессовую дилижанскую (олигоцен-ранний миоцен) свиты.

Разнофазальный вулканогенный материал отмечен в составе ширакской, базумской и памбакской свит, детально охарактеризованных впервые нами /8, 9, 10, 11, 12, 15, 17, 19, 27/. По латерали масштабы, состав и фации проявления вулканизма варьируют, контролируясь разрывными нарушениями и неоднородностью глубинного строения.

И ш и р а к с к и й к о м п л е к с развит в западной части прогиба в низах среднеэоценовой флишидной свиты. Он представлен преимущественно эксплозивно-пирокластическими фациями риолит-дацитово-гранитной формации: туфы, туфобрекчии, туфоалевролиты, туффиты, игнимбриты риолит-дацитового состава; ограниченным развитием пользуются лавы, а также дайки и экструзии период аналогичного состава. Извержения происходили в умеренно-глубоководной морской палеогеографической обстановке из вулканов центрального типа с высокой степенью эксплозивности. Вулканические центры располагались, вероятно, по южному краю Закавказского срединного массива, в полосе его сочленения с Севанской сутурой. Выявляется общность фазильных разновидностей, парагенезиса минералов, химизма и петро-геохимических характеристик с мел-палеоэоценовыми вулканическими образованиями Сом-

хетской глыбы (Г.Микадзе, 1969). Продукты данного комплекса в виде кислой пирокластике пользуются широким развитием в разновозрастных флишевых прогибах смежных областей Восточного и Центрального Понта, Восточного Тавра, Северо-западного и Северного Ирана и Лутского блока. Химизм и петрохимические характеристики пород отвечают пере-
 сщещенным SiO_2 (63-73%), *к-на* известково-щелочным, высокоглиноземистым сериям ($Na_2O/K_2O = 2,5-3$; $\alpha' = 1,4-2,4$). Парагенезис минералов включает: кварц, плагиоклаз ($An_{30} - 50$), роговую обманку, клинопироксен (авгит $Wo_{40} En_{39} Fs_{21}$), гиперстен (En_{53-62}), иногда калишпат. Взаимоотношения вкрапленников указывают на раннюю кристаллизацию кварца, близкосовременную - плагиоклаза и клинопироксена из маловодных расплавов /44, 49/.

2. Б а з у м с к и й к о м п л е к с связан с резкой активизацией вулканизма во второй половине среднего эоцена и тяготеет к центральному блоку Севано-Акеринского прогиба. Блок характеризуется наиболее приподнятым положением фундамента и ограничивается крупными, субмеридиональными - Спитакским и Дилижан-Иджеванским - разломами /12, 17/. Он выделяется максимально широким развитием палеогеновых эффузивно-экструзивно-интрузивных фаций, являясь примером блока сосредоточенного магнетизма длительной активности.

Базумский комплекс имеет сложное строение, преобладающие эффузивные и грубообломочные пирокластические фации базальт-андезит-риолитового составов часто замещают друг друга. Среди них присутствуют прослои туфогенно-осадочных пород. Помимо указанных, комплекс включает нестрые по составу субвулканические образования в виде даек, экструзий, сопоставимые с наиболее распространенными эффузивами, а также близповерхностные, комагматичные гранодиоритовые интрузии небольшого размера. Вулканизм характеризуется центральным типом извержений в целководно-морской обстановке с высокой степенью explosивности, часто формируя пирокластические фации в основании ВТС, которые сменяются лавовыми, субвулканическими и интрузивными фациями.

Анализ разрезов, строения отдельных ВТС и петрохимических особенностей пород позволяет подразделить комплекс на ряд формаций с максимумами по SiO_2 - 49-53%, 56-60% и 69-72%, которые слагают дифференцированную ("протяженную" по Т.Фроловой, 1984) *к-на* известково-щелочную серию островодужного типа /31, 33, 35/.

Андезитовая формация включает эффузивные и субвулканические образования основного и среднего состава: базальты, андезибазальты,

андезиты, дациты, при максимальном развитии двух последних типов пород. Серия в целом, включая и базальты, характеризуется кварц-нормативным составом, высокой глиноземистостью ($\alpha\ell' = 1,6-2,6$), высокой и умеренной железистостью (46-78), низкой магнизиальностью и $K-Na$ уклоном ($Na_2O/K_2O = 1,5$ до 3,5), высоким ($K_2O/TiO_2 = 3,2$) отношением. Парагенезис минералов-вкрапленников включает: плагиоклаз-гиперстен-авгит, реже амфибол и магнетит. Первыми в интрателлурическом этапе кристаллизуются магнетит и авгит (иногда гиперстен), затем плагиоклаз-I и амфибол; часто кристаллизация авгита и плагиоклаза-II продолжается на эффузивном этапе /44/.

Риолитовая формация - составляет верхи базумского комплекса, приурочиваясь главным образом к относительно приподнятым участкам. Наиболее полный разрез установлен нами в бассейне р. Блдан /12, 13/. Формация проявлена в эффузивных и пирокластических фациях в виде лав, лавобрекчий, туфобрекчий, туфов дацит-риолитового состава. Наряду с ними выделяются многочисленные некки, экструзивы риолитов, риолит-порфиров (Лермонтовский, Дилижанский, Тандзутский и др.), которые внедрены по северо-западным линейным и дугообразным разломам, секущим и обрамляющим некоторые ВТС. В отдельных случаях (Пушкинский перевал по Базумскому хребту) породы формации представлены роем массивных даек дацитовых-риолитовых порфиров ($h = 10$ м, $\ell = 3$ км). Породы пересыщены SiO_2 ($Q = 24-39,6$), низко-умеренно щелочные с $K-Na$ уклоном ($Na_2O/K_2O = 0,2-3,5$), высокоглиноземистые ($\alpha\ell' = 2,7-4,6$). Парагенез фенокристаллов: кварц, слабозональный плагиоклаз (An_{30-40}), роговая обманка ($m = 0,6-0,7$), реже авгит ($Wo_{49}En_{34}Fs_{17}$) и биотит ($f = 0,4$), а также магнетит. Наиболее ранним кристаллизуются кварц, а затем одновременно плагиоклаз и темноцветные.

3. П а м б а к с к и й к о м п л е к с соответствует эпохе дальнейшей концентрации ареалов вулканизма в позднем эоцене. Он (мощностью до I км) локализован преимущественно в центральном и восточном и фрагментарно в западном сегментах зоны /12, 19/. Комплекс отличается сложным строением, широким развитием эффузивных и экструзивных фаций в виде лав, лавобрекчий, агломератов базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, риолит-трахириолитов и даек субвулканических массивов, вулканических куполов и некков тех же пород. Терригенно-пирокластические фации в виде грубообломочной, слабоотсортированной пирокластике основного состава пользуются ограниченным развитием в низах разреза.

Вулканизм характеризуется центральным и трещинным типами из-

вержений в прибрежно-континентальной и надводно-островной обстановках. Породы претерпевают характерное отчетливо выраженное краснокаменное перерождение. Палеовулканологический анализ позволяет реконструировать и выделять отдельные ВТС и вулканические сооружения (Сараарт, Гелкенд, Арегуни, Гernasар, Назарсар, Степанаванская группа и т.д.), сложенные базальтами, андезитобазальтами, трахиандезитами, риолит-трахириолитами, трахитами. Кроме того, разновозрастные вулканические проявления аналогичного базальт-трахибазальтового состава отмечаются на севере в поперечных, наложенных на мезозойскую Сомхето-Карабахскую островодужную систему, - Казахском, Мартунийском прогибах.

Состав слагающих комплексов полифациальных образований соответствует двум параллельно развивающимся в гомодромной последовательности сериям: нормальной *K-Na* известково-щелочной и более поздней *K*-субщелочной.

Базальтовая формация (*И_{K-Na}* серия). Породы, слагающие данную формацию, пользуются в строении комплекса относительно широким распространением. Они слагают слабодифференцированный "укороченный" ряд, включающий оливиновые и двупироксеновые базальты, пироксеновые и пироксен-роговообманковые андезитобазальты, андезиты заметно порфировой (до 40% вкрапленников) структуры. Породы доминируют в строении отдельных, часто изолированных вулканических построек в виде непротяженных брекчиевых потоков и агломератов, а также слагают многочисленные дайки, субвулканические и лавовые тела. Пирокластические фации, туфы, туфобрекчи, шлаки базальтоидного состава имеют ограниченное и неравномерное развитие и тяготеют к периферии или внутренним участкам вулканических структур. Химические и петрохимические характеристики пород выражены в недосыщенности и слабонасыщенности кремнеземом, мезократовости, умеренной и высокой глиноземистости ($\alpha^L = 0,7-1,6$), *K-Na* уклоне ($N_{Al_2O_3}/K_2O = 1,4-2,3$) и отношении $K_2O/TiO_2 = 1,0-1,2$. Парагенезис порфировых вкрапленников включает: оливин (Fo_{80-83}), клинопироксен ($Wo_{42-47} En_{42-50} Fs_{8-11}$), плагиоклаз (An_{70-80}); клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз; клинопироксен, роговую обманку ($m = 0,70$), плагиоклаз. Порядок интрателлурической кристаллизации - магнетит, оливин, плагиоклаз-I и пироксен или плагиоклаз-II, амфибол: на эффузивном этапе продолжалась кристаллизация плагиоклаза и клинопироксена.

Андезитовая формация, в пределах описываемой зоны пользуется максимально широким развитием. Она представлена потоками лав, лаво-

и туфобрекчий, туфами, а также многочисленными субвулканическими телами и дайками /12, 15, 22/. Петрохимические характеристики пород выражены насыщенным SiO_2 составом, высокой глиноземистостью ($\alpha \ell' = 1,4-1,6$), умеренной железистостью ($f = 0,50$), $K-Na$ уклоном ($N_{20}/K_{20} = 1,5-2,4$). Суммарное содержание вкрапленников в них составляет 25-30%. По минеральному составу выделяются: плагиоклаз-двупироксеновые, плагиоклаз-клинопироксен-роговообманковые разности. Судя по ассоциированности вкрапленников авгита и плагиоклаза, по включениям магнетита в темноцветных и пироксена в амфиболах, можно допустить следующую последовательность кристаллизации: магнетит, авгит ($Wo_{48} En_{43} Fs_9$) (иногда гиперстен - En_{69}), плагиоклаз-I (An_{65-70}) плагиоклаз-II (An_{50-55}) и амфибол ($m = 0,70$); на эффузивном этапе продолжалась кристаллизация микролитов плагиоклаза и часто клинопироксена.

Риолитовая формация имеет ограниченное развитие и включает преимущественно вулканические купола и necks, а также субвулканические тела и дайки дацитов, риолитов. Среди них выделяются специфические разности с шаровидными обособлениями ликвационной природы /1, 2, 4/. Химизм пород отличается пересыщенностью кремнеземом, высокой глиноземистостью ($\alpha \ell' = 2,2-3,7$), $K-Na$ уклоном ($N_{20}/K_{20} = 1,8-3,5$). Породы характеризуются фельзитовой или порфировой структурой с вариациями общего содержания вкрапленников от 8-12% в лавах до 30-35% в субвулканических разностях. Выделяются плагиоклаз-амфибол-биотитовые и плагиоклаз-клинофторопироксеновые разности; кварц присутствует спорадически. Соотношения вкрапленников позволяют установить, что первым кристаллизуется магнетит, затем одновременно выделяются плагиоклаз и темноцветные.

Субщелочная серия в составе позднеэоценового комплекса описываемой зоны пользуется ограниченным развитием, выделяясь в базальт-трахиандезит-трахитовую и трахириолитовую формации. Роль субщелочных вулканитов заметно возрастает к северу, в пределах наложенных на Сомхето-Карабахский мезозойский островодужный фундамент поперечных прогибов.

Базальт-трахиандезит-трахитовая формация развита в центральном и восточном сегментах зоны по водоразделам Халабского и Арегунийского хребтов /12/. Она включает оливиновые, долеритовые базальты, гиапобазальты, трахиандезиты, бостониты, трахиты в виде потоков лав, лавобрекчий и агломератов, которые вместе с ограниченно развитыми грубопирокластическими фациями слагают ВТС. Субвулканические и интру-

зивные фации этих структур представлены щелочными сиенитами, монцититами, монцодиоритами (Гарнасарская, Марцигетская, Арегунийская). Породы данной формации имеют высокоглиноземистый ($\alpha\epsilon' = 2-2,4$) состав с калий-натровым, калиевым уклоном щелочности ($N_{20}/K_{20} = 0,7-1,0$). Вкрапленники образует ассоциации: оливин-клинопироксен-роговая обманка-плаггиоклаз; клинопироксен-роговая обманка-биотит-плаггиоклаз; клинопироксен-роговая обманка-калиевый полевой шпат-плаггиоклаз. Последовательность кристаллизации вкрапленников в базальтах и трахиандезитах: оливин, магнетит, амфибол-I; магнетит, плаггиоклаз-I, авгит; амфибол-II, плаггиоклаз-II. Эволюция химизма идет по пути накопления кремнезема с повышением калиевой щелочности и железистости, что обусловлено ранней кристаллизацией из расплава оливина и магмазонального биотита.

Трахириолитовая формация представлена преимущественно в эвкративных фациях в виде вулканических куполов, neckов, даек, лакколитов и т.д., сложенных трахириолитами, трахитами, ультракалиевыми ($K_{20} - 7-II$ вес.%) риолитами, порою сопровождаемыми однотипными туфами и туфобрекчиями. Породы слабо порфиоровые, стекловатые; содержание вкрапленников до 15%. В составе последних отмечаются: плаггиоклаз (An_{20-40}); $K-Na$ полевой шпат (анортитоклаз), биотит ($f = 0,30$); авгит ($Wo_{42} En_{43} Fs_{15}$). Первую генерацию вкрапленников образуют плаггиоклаз, вместе с биотитом и авгитом, а $K-Na$ полевой шпат и магнетит кристаллизуются позже и продолжают рост на эффузивном этапе. В строении вулканических структур участвуют также небольшие субвулканические интрузивные массивы санидиновых трахитов, сиенит-порфиров, граньсиенитов, $K-Ar$ возраст которых 37-30 млн. л. (Марцигетская группа, Гетикский массив) /13/.

Таким образом вулканические образования, составляющие базумский и памбакский комплексы, отличаются большой изменчивостью составов, от базальтов до риолитов и трахириолитов, фаціальным разнообразием проявления: лавы, пирокластита, субвулканические, дайковые тела и комагматичные близповерхностные интрузивные массивы, которые формируют отдельные ВТС и сложные магматогенные узлы. Известково-щелочной- $K-Na$ и субщелочной- K химизм формаций, особенности эволюции составов вкрапленников породообразующих минералов и их парагенезисов, а также петро-геохимические и изотопные параметры (табл.2) близки формациям зрелых островных дуг и АКО.

Палеогеновые вулкано-плутонические комплексы Армийско-го блока по сравнению с вышеописанными характеризуются бо-

лее интенсивным развитием плутонизма и широким проявлением субвулканических, экструзивных, дайковых образований, жерловых и корневых фаций вулканических сооружений.

Согласно тектоническому районированию Армянский блок по субплатформенным фациям средне-верхнепалеозойских отложений и рифейскому возрасту консолидированного фундамента представляется северной окраиной Иранского микроконтинента, причлененного к южному краю Евразии (Закавказскому срединному массиву) в конце мелового периода (А.Белов, 1968; М.Лордкипанидзе, 1980; М.Ломизе, 1987; В.Трифонов, 1987; Л.-Э.Рику, Н.Сборщиков, 1987; Б.Меликсетян и др. 1975). Эти внутренние области АП между Эрзинджан-Севанской и Тавро-Загросской офиолитовыми зонами рассматривались как эпиплатформенные орогенические пояса или области активизированных срединных массивов Анатолии, Малого Кавказа и Ирана (В.Хаин, 1973; Дж.Штеклин, 1980). Блок характеризуется гетерогенным строением с развитием сводово-глыбовых поднятий, разноориентированных наложенных прогибов-впадин, значительной ролью субмеридиональных и субширотных разломов, а также большими мощностями (42-55 км) земной коры (20-30 км) базальтового слоя в зонах субмеридиональных зон растяжения (Б.Архипов и др., 1976). Армянский блок подразделяется на блоки (зоны) II порядка (Зангезурский, Вайкский и др.), различающиеся особенностями проявления палеогенового вулканизма и составом вулканических комплексов. Он с С и В ограничен Севанской и Зангезурской, а на западе - Веди-Ордубадской офиолитовыми сутурами (А.Асланян, М.Сатян, 1977, 1982).

Геотектоническая позиция, особенности глубинного строения и характер разрывной тектоники Армянского блока определили большое формационное и сериальное разнообразие палеогенового вулканизма /19, 23, 24/. Анализ его позволяет выявить некоторые основные закономерности. Восточная - Зангезурская система разломов контролирует длительно развивающийся магматизм фемического профиля, представленный низкокалийевыми известково-щелочными и субщелочными сериями. Западная - Ордубадская система разломов характеризуется умеренно-фемическим известково-щелочным и субщелочным базальтовым вулканизмом (Вайк). По северной окраине блока, на стыке с Севанской шовной зоной, выделяется калиевый щелочной вулкано-плутонический кольцевой комплекс (Тежсарский) (Г.Багдасарян, 1967; Р.Джрбашян, Б.Меликсетян, 1974).

В целом палеогеновые вулкано-плутонические комплексы образуют ареалы магматической и эндогенной активности, приуроченные к узлам

пересечений разломов разного порядка и ориентации. Они формируют простые или сложные по строению, а также масштабам проявления разнотектонических фаций, возрасту, формационной принадлежности и типу, магматогенные кольцевые структуры.

Палеогеографические обстановки характеризуются относительно быстрой сменой умеренно морских режимов, в нижнем-среднем эоцене, мелководно-морскими в среднем и прибрежно-континентальными, островными в позднем эоцене. На фоне общей тенденции к воздыманию (Зангезурский блок), отмечаются участки замедленного подъема (Вайкский блок), а также претерпевшие прогибание в позднем эоцене-олигоцене (Ордубадский блок). Отмечается чередование центрального и срединного типов вулканических извержений. Пирокластические фации в составе палеогеновых комплексов ограниченно распространены и присутствуют в виде прослоев во флишевых разрезах. Значительная эродированность вскрыла, в основном, корневые части - жерловые, субвулканические и интрузивные фации, пользующиеся здесь преимущественным развитием /34/. Пространственно вулканизм тяготеет к флишевым прогибам, но более отчетливо заметен временной отрыв от осадконакопления и его наложенный характер.

А. Зангезурский магматический ареал приурочен к ЮВ краю Армянского блока, к Зангезур-Далидагской субмеридиональной структуре типа растяжения. Палеогеновые вулканические и вулканогенно-осадочные образования, впервые детально охарактеризованные нами /23, 24, 30/, подразделяются здесь на три комплекса: флишеидный вулканогенно-осадочный (средний эоцен), капутджухский вулканогенный (средний эоцен) и гехакерский вулканогенный (поздний эоцен). Активная вулканическая деятельность продолжается здесь и в миоценое (салвардский комплекс), последний более широко проявлен к северу в пределах Вайкского узла.

И. Пирамасарский комплекс включает вулканогенно-осадочные флишевые отложения среднего эоцена, широко развитые в описываемом блоке. От аналогичных отложений Севанской зоны отличаются некоторым уменьшением вулканокластических и увеличением осадочных компонентов пород. Несколько варьируя в возрасте и в мощностях, они простираются на запад в обширные флишевые палеогеновые прогибы Понта и Восточного Тавра, р-он гор Эрзерума, Диарбекира (формация мидиат). На юго-востоке отмечены в Талыше и далее по южному склону Эльбурса, а также в составе пояса Урмия-Дохтар и Лутского массива (формации зиарат и фаджан, карадж).

В строении описываемого комплекса по Пирамсарскому и Мегринскому хребтам в нижних частях разреза пирокластике представлена меломощными пачками мелкообломочных, литокристаллокластических туфов андезито-дацитового и риодацитового составов, псаммито-алевропелитовой размерности, а также присутствует в туфоалевролитах, туфопесчаниках, туффитах /24/. На северо-западе и на юго-востоке роль кислой пирокластике несколько возрастает, наряду с появлением грубообломочных фаций, а также лав и экструзивных тел анелогичного состава. Подобные соотношения установлены (Дж.Штеклин, 1980; *J. Jung et al.*, 1976; *R. Brinkmann*, 1976) для областей Центральной Анатолии и СВ Ирана. Парагенезис минералов: плегиоклаз (An_{40-50}), роговая обманка, реже клинопироксен. Химизм соответствует пересыщенным кремнеземом, высокоглиноземистым $K-Na$ известково-щелочным сериям.

Верхние горизонты разреза обогащены грубообломочными пирокластическими фациями - псефитовыми туфами литокластической структуры (количество обломков до 60%), туфоорекчиями, туфогравелитами базальт-андезибазальт-андезитового состава /23, 24, 34/. Минералогические и химические особенности последних даны вместе с описанием следующего комплекса.

2. Формирование капутджухского вулканогенного комплекса связано с мощным вулканическим импульсом во второй половине среднего эоцена по ЮВ краю Армянского блока. Вулканизм контролируется субмеридиональной Зангезур-Далидагской структурой рифтового типа и поперечными к ней сдвиговыми нарушениями. Комплекс характеризуется сложным внутренним строением с преобладанием корневых зон вулканизма в виде экструзивных, дайковых, субвулканических и плутонических фаций пород основного состава; пирокластические и эффузивные фации имеют ограниченное развитие. Изучение особенностей строения, петрографического состава пород, их формационной принадлежности, а также парагенезиса и состава главных породообразующих минералов-вкрапленников, впервые проведенное нами /23, 24, 35, 36/, показывает, что они принадлежат "укороченным" базальтоидным сериям островодужного типа. Последние включают базальты, андезибазальты и реже андезиты с максимумами составов 46-48% и 55-59%

SiO_2 ; кислые члены серии занимают незначительный объем. Описываемый комплекс приурочен к водораздельным частям спаренных близмеридиональных Зангезурского и Мегринского хребтов, а также к их западным отрогам. Кроме того, экструзивы и дайки основного состава, при-

надлежащие данному комплексу, прорывают мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы Кафанского блока, расположенного восточнее Гиретакского разлома. Указанные взаимоотношения установлены также в СЗ Эльбурсе, в р-не Таромских гор и в СЗ оконечности пояса Урмия-Дохтар - в Иране.

Центры вулканических извержений в строении комплекса выделяют-ся нечетко. Это связано с преимущественно трещинным характером извержений, значительной глубиной эрозионного среза области, имеющей длительную от ρ_2^2 до N_2 устойчивую тенденцию к воздыманию, а также широким проявлением плутонизма.

Базальтовая формация включает слабонасыщенные SiO_2 , гиперстен-нормативные, мезократовые, стекловатые и порфиновые толеитовые базальты, долериты, андезитобазальты. Породы натрового, калинатрового уклона ($N_{220}/K_2O = 7,7-I,4$), умеренно-высоко глиноземистые ($al^2 = 0,8-I,5$), умеренно железистые ($f = 0,3-0,4$), с низким отношением $K_2O/TiO_2 - (0,3-I,0)$. Парагенезис минералов-вкрапленников представлен клинопироксеном (авгит - $Wo_{40} En_{43} Fs_{17}$), гиперстеном, плагиоклазом (An_{65-75}), а в андезитах и андезитобазальтах на смену гиперстену иногда приходит амфибол ($m = 0,6$). Установлены две генерации плагиоклаза и авгита. Последовательность кристаллизации: гиперстен-магнетит-плагиоклаз-авгит (иногда и амфибол). На эффузивном этапе продолжается выделение плагиоклаза и авгита.

Андезитовая формация характеризуется породами плагиоклазового, клинопироксен-плагиоклазового и клинопироксен-амфибол-плагиоклазового парагенезисов вкрапленников. Породы имеют лейкократовый, высокоглиноземистый облик, железистость по отношению к базальтам понижается. Последовательность кристаллизации вкрапленников аналогична базальтам.

3. Р е х а к а р с к и й вулканогенный комплекс (поздний эоцен) (мощностью до I км), впервые выделенный и охарактеризованный нами /23,24,35/, включает лавы, лавобрекчии, агломераты, слабоотсортированную, грубую пирокластику, а также многочисленные дайки и субвулканические массивы базальтов и трахибазальтов. В составе комплекса значительное место занимает закартированные и изученные нами инъекционные образования типа "эксплозивных вулканических брекчий", /23/, роль которых существенна в локализации оруденения и требует дальнейшего специального изучения.

Комплексу трансгрессивно с небольшим угловым несогласием налегает на вышеописанный, имея в основании маломощную (10-20 м) пачку

грубозернистых вулканомитовых песчаников, туфопесчаников, туфов основного состава и песчаных известняков с микрофауной низов позднего эоцена. Верхняя возрастная граница определяется трансгрессивным перекрытием миоплиоценовыми вулканобломочными образованиями селвардского комплекса.

Позднеэоценовый вулканизм протекал в обстановке прогрессивного обмеления морского бассейна и формирования вулканических островов. Извержения были трещинные и центральные с невысокой эксплозивностью. Состав и петро-геохимические параметры вулканитов позволяют подразделить их на две серии: толеитовую известково-щелочную и субщелочную (шошонитовую). Аналогичные одновозрастные серии пользуются широким развитием в верхних горизонтах формации карадак КВ от описываемого Зангезурского блока в краевых частях Иранского микроконтинента в зоне Урмия-Дохтар и в Эльбурсе.

Базальтовая формация включает толеитовые базальты, долериты, реже андезитобазальты и андезиты известково-щелочного ряда, в целом аналогичные однотипным породам предыдущего комплекса, с несколько повышенной ($\alpha P'$ до 2,2) глиноземистостью и железистостью, и эта тенденция сохраняется в андезитах (f до 0,6), отношение K_2O/TiO_2 доходит до 1,6. Формация представлена плагиоклаз-оливин-двупироксеновыми и плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовыми базальтами повышенной основности: плагиоклаз ($Al - 75-86$), гиперстен (En_{82}), авгит ($Wo_{41} En_{44} Fs_{15}$). Для пород характерны гломеропорфировые срединия ранних интрателлурических фаз - оливина, гиперстена, магнетита в отношении 1:4:1. Кристаллизация начиналась с магнетита, оливина, затем выделялись плагиоклаз-I, авгит-I; плагиоклаз-II, авгит-II и наиболее поздний амфибол.

Трахибазальтовая формация выражена преимущественно дайковыми и субвулканическими фациями пород трахибазальт-трахиандезитового состава. Ведущими трендами являются: повышенная щелочность (сумма щелочей до 7,5%, при K_2O до 3,5%), повышенная титанистость, железистость, глиноземистость и несколько высокие содержания P_2O_5 (до 0,33%), а также низкая кальциевость, позволяющими относить их к высококальциевым известково-щелочным и шошонитовым сериям. Породы резко порфировые (35-40%). Главными фенокристаллами являются плагиоклаз, клинопироксен, оливин, амфибол. Последовательность кристаллизации: магнетит (оливин) и обыкновенная роговая обманка, позже одновременно кристаллизуются плагиоклаз и клинопироксен; базальтическая роговая обманка выделяется вслед за клинопироксеном, на эффузивном этапе - плагиоклаз, магнетит и клинопироксен.

Трахиродацитовая формация пользуется в составе гехакарского комплекса весьма подчиненным развитием в виде единичных небольших экструзивных массивов и даек в верхах позднеэоценового разреза. Роль пород данной формации возрастает в СЗ направлении, в пределах Баргушатского хребта и верховьев бассейна р.Сисиан. Одновременно устанавливается значительное участие комагматических плутонических фаций в виде массивов кварцевых монцодиоритов, субщелочных гранитов и граносиенитов (Аревисский, Дастакертский, Дернашенский интрузивы).

Как было отмечено выше, наряду с охарактеризованными капутджухскими и гехакарским вулканогенными комплексами Зангезурский магматический узел отличается максимальной насыщенностью плутоническими полифазными комплексами батолитового типа (Мегринский плутон, Баргушатская группа интрузивов). Последние относятся к габбро-монцонит-сиенитовой, монцодиорит-граносиенитовой (поздний эоцен-олигоцен) и субвулканической гранодиорит-гранитной (нижний миоцен) формациям (Б.Меликсетян, 1977; О.Гуьмджян и др., 1974). По особенностям строения и состава слагающих комплексы вулканических и плутонических ассоциаций, а также по возрасту и взаимоотношениям с осадочными фациями, наиболее близок к Зангезуру Аарский узел в СЗ Иране (Дж.Штеклин, 1972; *J. Lescuyer et al.*, 1981), где нижняя вулканогенная свита, сложенная базальт-андезитовой известково-щелочной, островодужной серией, по-видимому, является аналогом капутджухского комплекса, а верхняя, средне-позднеэоценовая трахибазальт-латитовая субщелочная серия - аналогом гехакарского комплекса. Комагматические или интрузивные комплексы принадлежат габбро-монцонит-сиенитовой ассоциации.

Б. Вайкский магматический узел выделяется к СЗ от Зангезурского в центральной части Армянского блока и в современной структуре представлен крупным Вайкским (Даралагезским) синклинальным прогибом. Здесь, в отличие от Зангезура, мощный (до 3,5 км) нижне-верхнеэоценовый комплекс представлен хорошо стратифицированными осадочными фациями (К.Наффенгольц, 1933, 1979; А.Гевриелян, 1972; А.Вегуни, 1964; А.Садоян, 1989). Первые проявления кайнозойского вулканизма приурочены к позднему эоцену, а в последующем вулканизм с небольшими интервалами продолжается в олигоцене, миоплиоцене и в четвертичное время. Особо надо отметить значительный вклад А.С.Остроумовой (1959, 1967), Г.А.Казаряна (1967), О.П.Елисевой (1970) в изучение петрографических и формационных особенностей продуктов кайно-

зойского (до четвертичного) вулканизма Вайка. По их данным, характерные особенности проявления позднеэоценового вулканизма (восточный край) выражены в широком развитии эффузивных фаций в виде лавобрекчий и агломератов, реже грубообломочных эксплозивных брекчий, а также наличия многочисленных даек и многоярусных пластовых внедрений. По сравнению с Загезуром плутонические фации представлены небольшими выходами комагматичных, малоглубинных интрузивных массивов, общей численностью около 25, относящихся по Б.Меликсетяну (1976) к эссексит-монцит-граносиенитовой формации. Позднеэоценовая вулканическая деятельность, преимущественно центрального типа с низкой степенью эксплозивности, происходила в мелководноморской континентальной обстановке из изолированных в пространстве небольших центров.. Последние на современном неглубоком эрозионном срезе являют собой отдельные вулканические сооружения и небольшие ($d = 1-5$ км) простые по строению ВТС, преимущественно с привершинными кальдерами обрушения, впервые выделенными нами /41, 42/.

В целом Вайкский синклиорий рассматривается в виде крупной (50x30 км) вулканотектонической депрессии с гетерогенным фундаментом в основании, разбитой разломами близширотного и близмеридионального простираний, а также дугообразными разломами, которые в целом контролируют возникновение и формирование ВТС разного типа и строения.

Как отмечалось выше, в СЗ направлении от края к центральным областям Армянского олока, отмечается омоложение возраста вулканизма (олигоцен-миоценов) и формирование уже в континентальной обстановке контрастных по составу вулканических комплексов, принадлежащих субщелочной (безальт-трахиандезит-трахириолит) и щелочной лейцитсодержащей базальтоидной (калиевый базальт - лейцитовый, гаюиновый тефрит) сериям. Эти комплексы слагают Эльпинскую, Зовашен-Ахавнадзорскую, Гортунскую и др. вулканические структуры в западной части Вайкской вулканотектонической депрессии и контролируются Арпинским разломом широтного простирания. Они выделены и детально охарактеризованы А.Остроумовой (1959, 1967), Г.Казаряном (1967).

Ниже дается краткая петрохимическая и минералогическая характеристика главных формационных типов позднеэоценового вулканического комплекса Вайка.

Фиолитовая формация характеризуется пересыщенным SiO_2 составом, высокой глиноземистостью ($\alpha^2 = 6-7$), повышенной железистостью ($f = 0,6-0,9$), K_2O уклоном ($Na_2O/K_2O = 0,6-0,8$), с суммой цело-

чей до 7,6%. Выделяются плагиоклаз-двопироксеновые и плагиоклаз-биотитовые разности. Последовательность кристаллизации: магнетит, гиперстен, плагиоклаз I-П, авгит (амфибол), биотит кристаллизуется близкодновременно с плагиоклазом.

Трахидезитовая формация включает плагиоклазовые, двопироксеновые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые парагенезисы. Горды высокоглиноземистые ($\alpha\beta' = 1,4-2$), умеренножелезистые ($f = 0,4-0,6$), $Na_2O/K_2O = 1,2-1,7$. По взаимоотношению фенокристаллов устанавливается многоэтапный характер кристаллизации: битовнит, гиперстен, авгит-I и магнетит, затем - лабрадор, авгит-II, роговая обманка, магнетит.

Трахибазальтовая формация объединяет оливковые, пироксен-роговообманковые, пироксен-роговообманково-биотитовые резко порфирные (до 40%) слабо насыщенные SiO_2 , оливин- или гиперстен-нормативные породы, обладающие высокой глиноземистостью ($\alpha\beta' = 0,8-1,8$), пониженной или умеренной железистостью ($f = 0,3-0,6$), высоким отношением $K_2O/TiO_2 = 1,0-1,8$ и натровым химизмом ($Na_2O/K_2O = 2-12$). Состав вкрапленников клинопироксена отвечает авгиту ($Wo_{42-49}Fs_{42-44}Fs_{7-10}$); амфибол представлен двумя генерациями: чермакит-паргаситом и базальтической роговой обманкой, кроме того отмечены протокристаллы роговой обманки, свидетельствующие о ее глубинной и длительной истории кристаллизации, предшествующей выделению магнетита, плагиоклаза и клинопироксена. Образование базальтической роговой обманки происходит из поздних порций расплава в условиях возрастания fO_2 .

Наиболее общие петро-геохимические черты олигоценовых вулкаников, в отличие от пород верхнеэоценового комплекса, выражены в следующем (А.Остроумова, 1967): а) Основные породы резко обогащены магнием, низкоглиноземистые, низкожелезистые, высококальциевые. В направлении к кислым членам серии происходит возрастание железистости и глиноземистости. б) Комплекс щелочных базальтоидов резко недосыщен кремнеземом, глиноземом и также характеризуется высокомагнезиальным, высококальциевым уклоном. Для обоих комплексов в поведении щелочей устойчиво выдержан калиево-натровый уклон и только в крайних щелочных породах кислого и основного рядов заметно преобладает над

В. Северный ареал приурочен к выступу Армянского континентального блока в стыке с Севанской шовной зоной, на пересечении СЗ Аджарван-Зангезурского и ССВ Тежарского разломов /17, 20/. В его пре-

делах формируется оригинальный по строению, типу и калиево-щелочному составу Тежарский вулканоплутонический кольцевой комплекс (33-34 млн. лет). Комплекс щелочных пород, открытый В.Котляром (1939, 1959), детально изучен Г.Багдасаряном (1950, 1956). Палеовулканологический анализ и реконструкцию ВТС, относящейся к комплексам центрального типа, а также геохимические и петрогенетические черты впервые описаны нами /15, 20, 35/. Вулканические комплексы относятся к базальт-трахит-фонолитовой, а их интрузивные когматы - к псевдолейцит-нефелин-сиенитовой формациям.

Общими чертами химизма вулканической серии Тежарской структуры являются недосыщенность и слабая насыщенность SiO_2 , резко выраженный калиевый уклон ($Na_2O/K_2O = 0,1-0,9$), почти постоянное преобладание суммы MgO и CaO над Fe_2O_3 и FeO , повышенная кальциевость, а также обогащенность серией редких и рассеянных элементов Ba , Rb , Sr , Nb , Zr , РЗЭ цериевой группы, летучими F , Cl , CO_2 .

Трахит-базальт-трахиандезитовая формация представлена ненасыщенными и слабо насыщенными SiO_2 породами калиевого уклона ($Na_2O/K_2O = 0,6-0,7$), умеренной железистости ($f = 0,4-0,6$) и высокой глиноземистости с $K_{ал} = 0,46-0,51$ и высоким содержанием вкрапленников (до 35%). Последние представлены: плагиоклазом ($An_{54-55} - An_{33-35}$), зональным клинопироксеном с сацитом в ядре и эгириин-эвгитом ($W_{45} En_{43} Fs_{12}$) по краям, а также биотитом ($f = 0,26$) и псевдолейцитом. Наиболее ранним кристаллизуется плагиоклаз-I, затем плагиоклаз II, биотит, магнетит и клинопироксен.

Трахит-фонолитовая формация. Для формации в целом характерны широкое развитие эксплозивных фаций, лейкократовый облик, недосыщенность SiO_2 , нефелин-нормативный состав, резко калиевый уклон ($Na_2O/K_2O = 0,1-0,8$), высокая глиноземистость ($al' = 3-5$) с плюмазитовым химизмом ($K_{ал} = 0,4-0,6$), высокая железистость ($f = 0,6-0,8$), серийно-порфировые структуры, с суммарным содержанием фенокристаллов 35-40%. Формация объединяет трахиты, трахифонолиты, фонолиты, лейцитиферы, бостониты и т.д. Преобладают вкрапленники калишпата ($Or_{90} Ab_{10}$; $Or_{54} Ab_{16} An_{30}$), плагиоклазе (An_{22-42}) с оторочкой калишпата, клинопироксена ($Wb_{42-44} En_{42-43} Fs_{13-15}$), амфибола-феррогестингсита ($m = 0,47$) и субкремнеземистого керсутита ($m = 0,41$), биотита ($f = 0,29-0,42$), лейцита (псевдоморфозы из агрегата калишпата, альбита, мусковита, энельцима, цеолитов) и магнетита. Порядок кристаллизации: лейцит, клинопироксен, магнетит, амфибол, биотит, калишпат.

Завершая описание относительно редко встречаемых щелочных ультракалийевых лейцитсодержащих формаций, следует отметить, что в смежных областях Малого Кавказа, Ирана и Турции они встречаются спорадически и в большинстве случаев характеризуются сходными с описанным возрастным и структурным положением: приурочены к областям развития позднеэоцен-олигоценового вулканизма (хотя отмечаются и в миоплицене) и формируют положительные ВТС сложного строения по краям относительно жестких, континентальных блоков. В структурном отношении эти границы выражены крупными разрывными нарушениями глубокого заложения, фиксирующими зоны перехода между континентальным блоком и складчатым троговым прогибом с интенсивным вулканизмом, или во внутренних частях континентальных блоков - участки контрастного строения земной коры по границам зон максимумов гравитационного поля.

Такое положение занимают: 1) комплекс лейцитсодержащих фonoлит-тефритов, щелочных базальтоидов и трахитов Гурии (Самеба-Накубарская и Кодори-Насакиральская ВТС), на стыке южного края Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетии; 2) комплекс лейцитовых базанитов и тефритов в верхах пштасарской свиты позднего эоцена в Талыше, вдоль глубинного разлома южнокуринской депрессии (Гелдаринская, Говерийская ВТС); 3) комплекс лейцитовых фonoлитов района гор. Трапезунда в Восточных Понтидах (Турция), приуроченный к разрезу позднего эоцена на границе с блоком мезозойской консолидации вдоль СВ Восточно-Понтийского глубинного разлома; 4) позднеэоцен-олигеновый комплекс лейцитовых фonoлитов, в верхах формации карадж в районе Солтанейских гор, в СВ оконечности вулканического пояса Урмия-Дохтар (Иран), аналогичный комплекс в р-не Наин в центральной части пояса и в Центрально-Иранском массиве (Алмен); 5) комплекс лейцитовых тефритов и фonoлитов в западном Эльбурсе в разрезе позднего эоцена; 6) комплекс щелочных калиевых нефелиновых базальтов и лейцитовых фonoлитов в северной части Лутского массива в зоне перехода к Центрально-Иранскому массиву; 7) щелочные комплексы лейцитовых фonoлитов, фергуситов в Центральном и КВ Памире, в зоне рифтовой структуры на границе континентов Евразии и Гондваны.

Переходя к наиболее общим особенностям вулканических образований, слагающих палеогеновые комплексы Армянского блока, следует подчеркнуть: контрастность и меньшую изменчивость составов с преимущественно фемическим обликом вулканических серий; меньшую степень эксплозивности и более широкое развитие вертикальных внедрен-

ных тел в виде роя даек, взрывчатых брекчий; нечетко проявленные линейные ВТС с большим объемом плутонических масс.

Известково-щелочной (на ранних стадиях толеитовой), а затем субщелочной тренды эволюции серий, особенности эволюции составов вкрапленников и их парагенезисы, а также петро-геохимические и изотонно-геохимические параметры (табл.2) позволяют подчеркнуть в них отдельные признаки, характерные для пород рифтогенных ассоциаций, развивающихся в тыловых зонах АКО и зон коллизии.

Глава III. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В составе разнотипных петрохимических серий палеогенового возраста преимущественным развитием пользуются породы с высокой степенью порфириности и последовательной многоэтапной кристаллизацией фенокристаллов. Общее высокое содержание вкрапленников первой генерации может указывать, что в уже обособленных промежуточных очагах расплавы находились в неомогенном состоянии. В интрателлурических условиях было закристаллизовано примерно 20-25% объема расплава. Другая часть вкрапленников кристаллизовалась в субвулканических камерах, подводящих каналах при подъеме расплавов к поверхности и затем в эффузивных условиях. Рассматриваемые ниже закономерности изменения химического состава и структурного состояния минералов (табл.3) используются в качестве достаточно информативного критерия для интерпретации P-T, ρ_{H_2O} и f_{O_2} условий формирования изученных серий и уровней становления промежуточных очагов /44, 45, 48, 49/.

Главные тренды вариаций химизма минералов и характер изоморфных замещений в изученных выборках оценивались методом главных компонент.

О л и в и н (Ол) в значительных количествах входит в состав ранней генерации фенокристаллов разновозрастных (преимущественно позднеэоценовых) известково-щелочных и субщелочных базальтов, трахибазальтов, имеющих недосыщенный или слабо насыщенный SiO_2 составы. Однако вкрапленники оливина редко сохраняются свежими и представлены обычно хлорит-гидрослюдистыми, кальцитовыми, гидротетитовыми псевдоморфозами.

О р т о п и р о к с е н (Опи) является характерным вкрапленником известково-щелочных серий. Он образует выделения первой генерации, стабильные в условиях интрателлурической кристаллиза-

ции насыщенных и слабо насыщенных базальтов, андезитобазальтов и андезитов с одной стороны и дацитов, риодацитов - с другой. Химические составы вкрапленников Опи варьируют в "протяженных" известково-щелочных сериях зон сжатия в пределах 59-69% E_n при невысокой роли wa (1-8%), а в "укороченных" известково-щелочных сериях зон растяжения в пределах 78-82% E_n . В целом изменчивость состава фенокристаллов Опи имеет возрастную направленность, выраженную в возрастании E_n компонента от ρ_2^2 к ρ_2^3 .

К л и н о п и р о к с е н (Кпи) является для изученных вулканических серий ведущим темноцветным вкрапленником и встречается практически во всех разностях пород. Он кристаллизуется как на интрателлурическом, так и на эффузивном этапах, являясь важным индикатором первичного состава и эволюции расплавов, а также направленности изменений P-T условий их кристаллизации. Общая изменчивость состава Кпи, оцененная методом главных компонент (Л. Дуденко и др., 1977), отвечает ведущему гетеровалентному авгитовому замещению $Si_2Mg_6Ca_4(Mn) \rightleftharpoons \Sigma Al_6Ti_6 \Sigma Fe_6(Na+K)$ согласованные с ним изовалентные замещения представлены $Mg \rightarrow Fe$, $Ca \rightarrow Fe$, $MgCa \rightarrow Fe$ типами.

Составы вкрапленников Кпи в породах известково-щелочных серий соответствуют авгитам, реже магнизальным авгитам и образуют отдельные возрастные ряды с разным уровнем кремнекислотности и железистости, коррелируемые с теми же параметрами вмещающих пород. Не менее четко проявляются также региональные различия составов, определяемые степенью дифференцированности серий в различных обстановках. Так, для зон сжатия характерны широкие вариации железистости, глиноземистости, отчетливое возрастание содержаний Mg , Ca , Si и уменьшение ΣAl , ΣFe и Ti в направлении от ρ_2^2 к ρ_2^3 , усиление в их составе роли диоксидового минерала и сокращения количества чермакитовых молекул, т.е. возрастание T^O интрателлурической кристаллизации всех дифференциатов позднеэоценового комплекса. По слабому увеличению Al^{VI} в этом же направлении намечается некоторое возрастание глубинности базальтовых расплавов. Для Кпи зон растяжения диапазон вариаций заметно более узкий; в вертикальном ряду в них слабо возрастают Mg , Ca , усиливается роль Al^{VI} , что отражает рост темпа заглубления базальтовых очагов.

Кпи субщелочных серий также отвечают авгитам. Отличия проявляются в некотором возрастании $Na + Fe^{+3} + Ti$, т.е. в усилении гетеровалентного эгиринового замещения. По сравнению с известково-

щелочными сериями составы описываемых Кпи Армянского блока отличаются более высокими содержаниями Si , Mg , Ca , Al^{VI} , пониженными ΣFe , Ti , т.е. являются более высокотемпературными и глубинными.

Составы вкрапленников Кпи калиевой щелочной серии характеризуются высоким уровнем кальциевости и близки к селитам. В них резко расширяется интервал вариаций - Si , Mg , Fe и по скачкообразному возрастанию Al^{VI} , ΣFe , Ti , Ca выделяются две прерывистые группы составов. Четкая скоррелированность Fe^{+3} , Na и Ti указывает на дальнейшее возрастание в этом ряду роли эгиринового замещения, связанного с высокой щелочностью и высоким \bar{P}_{H_2O} в условиях низкобарной кристаллизации в промежуточной камере.

По соотношению $TiO_2 - MnO - Na_2O$ на диаграмме (E. Nisbet, J. Pearce, 1977) Кпи известково-щелочных и субщелочных серий зон сжатия относятся к Кпи островных дуг, а Кпи субщелочных серий зон растяжения и щелочной серии - к таковым островных дуг и внутриплитных вулканитов (рис.4).

А м ф и б о л (Амф) является самым распространенным темнокрасным минералом в породах субщелочной серии, особенно Армянского блока, образуя несколько генераций от переплавленных протокристаллов до мегакристаллов и субфенокристаллов. В известково-щелочных сериях вкрапленники Амф появляются лишь в андезитах, дацитах и риодацитах. Для калиевой щелочной серии Амф менее характерен и отмечается в виде субфенокристаллов или реакционных кайм вокруг вкрапленников Кпи. Все изученные Амф относятся к группе Са-роговых обманок и представлены различными минеральными видами.

Амф известково-щелочных серий зон сжатия (магнезиальные, обмановенные, высокоглиноземистые, паргаситовые роговые обманки) имеют наиболее кремнеземистый состав, пониженные содержания Ti , Ca и $Na+K$. К позднему эоцену в них возрастают Al^{IV} , Ca , Ti , $Na+K$ и убывают Si и Mg . Амф зон растяжений и центральных частей блоков, субщелочных серий (железистые паргаситы, магнезиогастингситы, эденитовые роговые обманки, алюмочермакиты) отличаются повышением содержания Al , Ti , Ca и $(Na+K)$. Сосуществующие Кпи и Амф по соотношению $Al - Ca - \Sigma Fe + Mg$ (рис.5) и $Ti - Al$ (рис.6) относятся к высокобарному парагенезису, а Амф их калиево-щелочной серии Тежсурского комплекса - к низкобарным близповерхностным ассоциациям. Амф щелочной серии (магнезиально-железистые гастингситы, магнезиогастингситы, субкремнеземистые керсутиты) характеризуются наиболее высокими содержаниями Fe , Ca , Ti и $(Na+K)$ и резко пониженными Si .

Магнезиально-железистая слюда - наиболее характерный для калиевой щелочной серии темноватый минерал, что определяется высокими K_2O/Na_2O отношениями и глиноземистостью. Ее кристаллизация начинается с ранних интрателлурических этапов почти одновременно с Кпи и завершается выделением мелких призм на диффузивном этапе. Состав вкрапленников варьирует от флогопита (60-65% Mg) и магнезиального биотита (60-50% Mg) до магнезиально-железистого биотита с 37% Mg; по высокому содержанию TiO_2 они относятся к Ti-флогопитам и Ti-биотитам. В кислых дифференциатах известково-щелочных и субщелочных серий они представлены Mg-биотитом и положительно коррелируются с высоким Al^c и ΣNaK пород: во времени в биотитах возрастает ΣFe . Главные различия составов вкрапленников Mg-Fe слюд в изученных петрохимических сериях состоят в уровне магнезиальности, титанистости и трендах эволюции. В биотитах известково-щелочных и субщелочных серий намечается железистый тренд эволюции с падением T^0 ; условия их кристаллизации оцениваются примерно в 900-950°C и $\log f_{O_2} = 10^{-12}-10^{-10}$. В биотитах и флогопитах щелочной калиевой серии проявлен магнезиальный тренд с повышением T^0 ; условия кристаллизации их 1020-1050°C, $\log f_{O_2} = 10^{-14}-10^{-10}$. По уровню магнезиальности, глиноземистости и как низкой (во всех изученных петрохимических сериях), так и высокой титанистости (в калиевощелочной серии), слюды отвечают стадии низкобарной эволюции первичных расплавов (рис.7).

Плаггиоклаз по количественному содержанию и длительности кристаллизации является главным минералом для изученных известково-щелочных и субщелочных серий, образуя выделения двух-трех поколений. В калиевой щелочной серии роль плаггиоклаза заметно снижается, вплоть до полного исчезновения в феолитах, бостонитах и лейцитофирах. Химические анализы вкрапленников плаггиоклаза характеризуют широкий ряд составов от олигоклаза до битовнита с проявленным гетеровалянтным изоморфизмом $NaSi \rightleftharpoons CaAl$. Обратные соотношения между Or и An компонентами указывают на проявление согласованного изовалянтного изоморфизма на $Na \rightleftharpoons K$. Степень упорядоченности (оцененной рентгенометрически) и содержание K_2O обнаруживают заметные региональные различия. При этом плаггиоклазы различных типов пород зон скатия на одних и тех же интервалах основности более калиевые и неупорядоченные, чем в породах зон растяжения и центральных частей Армянского блока. Это свидетельствует о кристаллизации последних на сравнительно больших глубинах и о раз-

личиях режима отделения летучих из расплавов (быстром их отделении уже на ранних этапах в первых и длительной сохранности - во вторых).

Щелочной полевой шпат относится к числу ведущих минералов в калиевой щелочной серии. Его кристаллизация начинается на интрателлурическом этапе после плагиоклаза в I_{K-Na} C_K и лейцита $Ш_K$ сериях и завершается на эффузивном этапе образованием микрокристаллов и агрегатов в мезостазисе. Содержание Or компонента во вкраплениях варьирует в пределах 54-92%. По структурному состоянию устанавливается ряд (от однородных санидинов через промежуточные, рентгеновски неомогенные ортоклазы до пертитовых разностей), связанный с вариациями режима флюидной фазы, скорости ее отделения и последующими условиями остывания.

Магнетит - распространенный минерал, в первичном минеральном парагенезисе и образует выделения двух генераций. Количественное содержание варьирует, коррелируясь с валовым содержанием TiO_2 . От северной окраины Армянского блока к центральному и ЮВ частям в известково-щелочных и субщелочных сериях отмечается изменение Fe^{+2}/Fe^{+3} от 1:4 (TiO_2 - 10-16%) до 1:1 (TiO_2 - 2-7%) за счет высокого Fe^{+2} , а также смена высоких концентраций V , Cr , Ca на Ni и Mg . В калиево-щелочной серии Fe^{+2}/Fe^{+3} - 1:2 (TiO_2 - 5-10%) характерны повышенные концентрации Mn и пониженные Ni . Таким образом, магнетиты вулканических серий зон сжатия отличаются широкими вариациями температурных и окислительных условий кристаллизации и высоко T^0 характером последующего окисления при быстрой закалке и удалении летучих на интервале 1050-650°C, $\log f_{O_2} = -10-12$. В сериях зон растяжения магнетиты кристаллизовались на больших глубинах, при более восстановительном режиме и устойчивых T^0 и f_{O_2} , в параметрах субсолидусного распада 770-650°C, $\log f_{O_2} = -18-16$. Для калиево-щелочной серии характерна высокая степень распада первичного твердого раствора (при устойчивом $\log f_{O_2} = -12-14$), отражающая условия сравнительно медленного охлаждения при сохранении значительной части летучих в камере.

Завершая рассмотрение особенностей химизма фенокристаллов в изученных вулканических сериях, необходимо остановиться также на распределении компонентов в сосуществующих парах минералов на основе известных минералогических термометров /49/. Распределение Fe , Mg , Ca , Al , Na , K , Ti , Mn в ведущих парагенезисах использовались для примерной оценки T^0 солидуса, отражающих минимальные ус-

ловия разделения компонентов, субсолидусовые превращения и распад твердых растворов (табл. 4).

Ортопироксен-клинопироксеновый парагенезис, индикаторный для изученных известково-щелочных серий, обладает высокотемпературным характером с закономерным возрастанием T^0 и $P_{общ}$ во времени, а также в направлении с севера на юг внутри Армянского блока.

Клинопироксен-амфиболовый парагенезис, индикаторный для изученных субщелочных серий, также имеет высокотемпературный характер с преимущественным вхождением Mg в безводную фазу. Распределение Mg , Fe , Ca указывает на значительную роль глубинных мантийных флюидов и кристаллизацию данной пары в условиях промежуточных магматических камер при T^0 1100-950° (Базум) и 1100-1025° (Зангезур, Вайк) и P_{H_2O} 7-4 кбар.

Клинопироксен-биотитовый парагенезис, ведущий для калиевой щелочной серии, соответствует высокотемпературной части обменной реакции (1020-1050°С). Высокая титанистость биотита в этой паре отражает малоглубинные условия кристаллизации, сравнительно невысокую f_{O_2} и повышенную калиевую щелочность расплава, при которой Ti преимущественно входит в структуру водосодержащего минерала.

Калишпат-биотит-магнетитовый парагенезис свойственен трахириолитам субщелочной серии Базума и всем разностям пород К-щелочной серии. Условия равновесия данной ассоциации вкрапленников во втором случае несколько более глубинные и восстановительные ($T = 1000^\circ$, $\log f_{O_2} = -14$, $P_{H_2O} = 6,6$ кбар), чем в первом ($T = 1100^\circ$, $\log f_{O_2} = -12$).

Суммируя приведенные описания минералов, подчеркнем следующее:

1. Возрастные и региональные вариации химизма вкрапленников свидетельствуют о направленных изменениях $P-T-P_{H_2O}$ условий интра-теллурической кристаллизации в автономных магматических камерах при общем давлении менее 8 кбар.

2. Общим трендом возрастной эволюции известково-щелочных и субщелочных серий от P_2^2 к P_2^3 является перераспределение компонентов между безводными и водосодержащими фазами в направлении возрастания тугоплавкости безводных минералов-вкрапленников, т.е. повышения температуры кристаллизации расплавов (продвинутой плавления исходного субстрата). Для щелочной серии характерен прерывистый и неравновесный ход эволюции в условиях длительной сохранности летучих в промежуточной камере.

3. Проведенные комплексные исследования породообразующих минералов в разной степени дифференцированных, длительно развивающихся палеогеновых вулканических сериях показали надежную индикаторную роль их составов и структурных состояний для понимания проблем происхождения различных петрохимических серий вулканических поясов сложных коллизионных обстановок.

Глава IV. ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, ТИПИЗАЦИЯ ВТС И СВЯЗЬ С НИМИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для палеогенового вулканизма описываемой области АП характерны в целом неустойчивые палеогеографические обстановки, которые выражены переходными - от умеренно-морских к мелководно-морским и прибрежно-континентальным режимам (А.Вегуни, 1978; А.Садоян, 1989). Выделяются две зоны интенсивного осадконакопления флишевого типа - Восточно-Анатолийская-Эльбурская и Понт-Малокавказская-Центральноиранская. В среднем эоцене для первой зоны характерно преобладание карбонатно-терригенных флишеидных (юг Армянского блока), для второй - вулканогенно-осадочных флишеидных (Севанская зона) формаций. В позднем эоцене доминируют терригенные и карбонатно-терригенные формации, которые в олигоцен-миоцене сменяются лагунно-континентальными молассовыми формациями.

Характер вулканизма, литогенеза и распределение полей тектонических напряжений на деструктивных границах континентальных плит и блоков тесно взаимосвязаны. К подобным зонам приурочены краевые вулканические пояса островных дуг, АКО и рифтовых зон. Изучение внутреннего строения палеогеновых вулканических поясов на примере Малого Кавказа показало наиболее характерную особенность их тектономагматического развития. Это сочетание региональных линейных магматогенных и локальных кольцевых вулкано-тектонических структур - ВТС, из которых последние представляют наибольший интерес. Специальные палеовулканологические исследования /26, 27, 29, 32, 46/ с анализом фациально-формационных, петролого-геохимических особенностей и аэрогосмических данных позволили нам выделить главные морфологические типы вулканов и провести их типизацию по формам, масштабам, особенностям строения, преобладающим фациям и составу слагающих пород (рис.3), а также соотношениям вулканических и комагматичных плутонических фаций и их роли в локализации оруденения. Ведущим морфологическим типом являются сложно построен-

ные кольцевые ВТС, кроме того реконструируются также вулканические купола, нейки и конусы. Независимо от возраста и состава, размеры кольцевых структур довольно постоянны (до $d = 20$ км), а глубина магматического очага определяется по формуле $H = (1,2 \pm 0,2) R + \ell$, где H - глубина очага, R - максимальный радиус, ℓ - постоянная, равная 2-4 км, на которую должна быть увеличена H (J. Lameyer, B. Volina, 1977).

А. Наиболее крупные ВТС в пределах Малого Кавказа и смежных областей приурочены к субширотным и ЮЗ границам континентальных плит, испытывающим преобладающие напряжения сжатия, вызванные процессами общей северонаправленной субдукции (Северная шовная зона на границе Армянского и Закавказского континентальных блоков, СВ Понтиды, а также пояс Урмия-Дохтар, западный край Лутского блока и т.д.). По классификации, предложенной Л. Шарпенюк (1979), ВТС в этих поясах могут быть отнесены к типам необращенных положительных субвулканических и субвулканически-вулканических структур.

1. Крупные ($d = 10-15$ км, $h \sim 1$ км) кольцевые ВТС с формированием стратовулканов сложного полифациального строения, длительной эндогенной активности (6-8 млн. лет). К подобным ВТС относятся Леджанская, Базумская, Гошская, Тежсарская (Малый Кавказ), Келькитская (СВ Анатолия), Кух-е-Дом (Иран) и др. В строении подобных структур участвуют дифференцированные известково-щелочные и иногда щелочные серии. Вулканизм центрального типа характеризуется высокой эксплозивностью с широким развитием туфов, спекшихся туфов и игнимбритов, туфобрекчий средне-кислого состава, а также наличием брекчиевых текстур в лавах. ВТС осложнены последующей тектоникой, часто отмечаются кратерно-кальдерные обрушения и проседания. В строении структур принимают участие нарушенные блоки, глыбы подстилающего флишоидного комплекса. Вулканизм был пульсационным с внедрением в завершающих стадиях пород жерловых фаций, некков, дек, экструзивных тел. Вдоль крупных региональных разломов, пересекающих ВТС, и дугообразных полукольцевых и кольцевых структур формируются субвулканические и близповерхностные интрузивные комплексы гранодиоритовой формации (Базумский, Головинский, Урутский и т.д.).

В ряду этих крупных ВТС особый интерес по оригинальности строения и состава слагающих пород представляет Тежсарская кольцевая вулкано-интрузивная структура, детально охарактеризованная нами ранее /15, 20/.

2. Мелкие ($d = 2-5$ км, $h = 0,2-0,3$ км) кольцевые и неполно кольцевые ВТС (Дяджурская, Бандиванская), характеризующиеся наличием кальдерных провалов. Структуры слабо эродированы, сложены лавами, больше пирокластами андезит-дацитового состава, прорванными дугообразными андезитовыми и диорит-порфириновыми субвулканическими телами. Во внутренних частях отмечаются небольшие центральные купола и некки, представленные измененными риодацитами. Характерным является выполнение кальдерной чаши озерной терригенно-обломочной толщей более молодого (олигоцен-нижнемиоценового) возраста со следами угленосности. Типичные плутонические комплексы гранитоидов в их строении не отмечаются.

3. Небольшие ($d = 1-3$ км, $h \sim 0,8$ км) слабо эродированные положительные в рельефе вулканические сооружения. В одних случаях (Дзорашенская, Мералкарская, Бвштхская структуры) они представлены полукольцевыми телами, сложенными туфами, брекчиями, лавами, андезито-дацитов и риолитов, с серией небольших даек и экструзий риолитов. Наиболее типичной из них является Дзорашенская структура, Западный сектор этой структуры, срезанный меридиональными разломами, представлен внедренным массивом андезито-базальтов, а в ЮВ сектор сохранившегося полукруга внедрен изометричный массив жерловых базальтов ($d \sim 0,3$ км), четко фиксируемый при дешифрировании аэровысотных снимков. Эволюция вулканизма обнаруживает антидромную последовательность.

В других случаях (Сараартская, Арегунийская) структуры сложены породами гомодромной последовательности, преимущественно базальтами, их туфами, брекчиями, прорванными дайками оливиновых базальтов, центральными экструзиями риолитов. Дугообразные разломы контролируют внедрение субвулканических сиенит-порфиров. Вулканическая постройка в основании представлена флишидной толщей среднего эоцена.

4. Вулканические купола и некки, небольшие ($d = 0,3-1,0$ км, $h = 0,05-0,1$ км), выделяющиеся в рельефе эффектные положительные сооружения риодацит-трахириолит-трахитового состава (Степанаванская группа, Айрикар, Тардара и др.). Породы характеризуются флюидальными текстурами, подчеркивающими особенности их внутреннего строения - веерообразное, скорлуповатое. Часто в подножье куполов имеются аккумулятивные купольные брекчии того же состава, мощностью до 10-12 м и с размером угловатых обломков до 0,3 м. Иногда во флюидальных трахириолитах отмечаются своеобразные шаровые обо-

собрания (размер шариков до 12 см, количество варьирует), имеющие ликвационную природу /1, 3, 12/.

Б. В зонах, где доминируют линейные структуры сдвига-раздвигового типа, особенно по краям континентальных плит, ВТС проявлены менее отчетливо. Они могут быть отнесены к типам обращенных вулканоплутонических и сложных плутонических кольцевых структур. Последние характерны, главным образом, для Зангеаур-Далидагской субмеридиональной магмоактивной зоны по ЮВ границе Армянского блока и СЗ Эльбурса. В то же время вулканоплутонический тип кольцевых ВТС проявлен преимущественно в центральных частях континентальных плит и блоков, обнаруживающих контрастное строение земной коры, вдоль разломов, оконтуривающих участки максимумов гравитационного поля (Вайк, Ордубад, Аджаро-Триалети., западный Талыш, ЮВ Тавр).

1. К первой группе сложных структур относится Мегринская, Гехинская, Лякатахская ВТС в пределах Зангеаурского узла (М.Рустамов и др., 1978), а также Аарский узел в СЗ Иране. Это крупная, нечетко выделяемая структура сложного строения, возникшая на приподнятом блоке фундамента. Для нее характерен глубокий эрозионный срез, вскрывший значительные объемы полифазных интрузивных комплексов габбро-монзонит-сиенит-гранодиоритовой ассоциации с серией разноориентированных даек интрузивного этапа. Кроме того в пределах структуры установлены многочисленные субвулканические массивы и дайки толеитовых, высокоглиноземистых и субщелочных базальтоидов и внедренных эксплозивных брекчий. Эффузивы и пирокластические фации практически не сохранились /23, 24, 42, 46/. В целом подобный характер строения и взаимоотношений вулканических, субвулканических и плутонических фаций приближают их к структурам корневых зон нижнего интеркrustального яруса по И.Луичкому (1971).

2. Обращенные кольцевые вулканоплутонические структуры (d - 5 км, h - 0,5 км) позднеэоценового возраста впервые описаны нами /26, 36/ в центральной части Армянского блока (Вайк) - Тексарская, Агаракадзорская и др., характеризуются однотипным строением. Это небольшие, в разной степени эродированные вулканические структуры, в которых иногда заметны проседания и кальдерообразные обрушения. Породы, участвующие в формировании структур, представлены трихитвазальт-трахиандезитовой формацией. Глубокие пирокластические фации переходят в литокластические туфы базальтового состава, чередующиеся с пачками флишoidных отложений, обнаруживающих центриклиналь-

ное падение. Лавовые фации развиты спорадически и характеризуются брекчиевыми текстурами. Как правило, вулканы располагаются в полосе широтного Арпинского разлома. Иногда картируются жерла (Агаракадзорский вулкан), представленные хаотическим нагромождением брекчий, шлаков, агломератов, трахибазальтов, прорванных серией даек и экструзивных массивов трахибазальт-трахиандезитового состава, подчиненных системе широтных разрывов. Небольшие дайкообразные или изометричные монзонит-граносиенитовые интрузивы (Агаракадзорский, Каялинский) тяготеют к внешним бортам дугообразных и линейных СВ разломов.

3. В данную группу включены мелкие ВТС с отчетливо выраженными кальдерами проседания ($d = 3-5$ км) (Пааксарская, Капутсарская, Джермукская). Кальдеры выполнены слабоотсортированными пирокластическими фациями - туфами, туфобрекчиями, трахиандезит-трахидацитов, которые к периферии включают пачки терригенно-осадочных пород, падающих полого к центру структуры. Широко развиты эксплозивные брекчии и брекчированные лавы аналогичного состава, а также многочисленные дейки, жилы и сложные пластовые тела трахибазальтов, габбропорфиров. В сравнении с вышеописанным типом, вулканическая деятельность в них отличается более взрывным характером, антидромной последовательностью и повторяемостью активности в миоплицене в виде экструзивных массивов фимидальных риолитов. Центральная часть постройки подвержена интенсивной сольфаторно-метасоматической переработке с образованием алунитов и вторичных кварцитов. К подобным структурам приурочены небольшие интрузии граносиенитов и монзонитов.

4. Группа небольших ВТС (d до 5 км), олигоцен-миоценового возраста (Амуларская, Зиракская, Эльпинская и др.). Они сложены контрастными сериями повышенной щелочности, чередующимися в вулканических постройках в разных соотношениях. Эти серии с одной стороны представлены пирокластическими и экструзивными фациями трахидацит-трахириолитов, с другой - лавами, брекчиями, агломератами, дайками и экструзивами базальтов, трахибазальтов-трахиандезитов.

Подытоживая описание, подчеркнем, что разнообразные по типу, строению и составу кольцевые ВТС являются главной формой проявления магматизма в составе палеогеновых вулканических поясов, развитых на окраинах микроконтинентов и континентальных блоков в центральной части АП. Характер полей тектонических напряжений и геодинамического режима на границах этих блоков определяют следующую

специфику реализации магматических процессов.

1. В зонах преобладающего сжатия возникают крупные, долгоживущие стратовулканы и необращенные, купольные ВТС сложного строения и вулкано-тектонические депрессии. В строении ВТС принимают участие дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые (протяженные) известково-щелочные серии. Вулканизм характеризуется центральным типом извержений, преимущественно среднекислым составом продуктов и высокой эксплозивностью. Широко проявлены эффузивно-пирокластические, экструзивно-субвулканически-дайки и приповерхностно-интрузивные фации. В узлах пересечения разломов СВ и СВ простирания, на участках с приподнятым фундаментом по краю континентального блока возникают крупные, наиболее сложные и оригинальные по строению ВТС с отчетливо выраженной кольцевой структурой. Они сложены эффузивно-пирокластическими, дайковыми и интрузивными комплексами ультращелочного состава.

2. Зонам преобладающих растяжений (рифтовой природы) свойственны преимущественно нечетко выраженные безкальдерные вулкано-интрузивные сооружения линейного типа. Они сложены базальт-андезитовыми (укороченными) *K-Na* известково-щелочными и субщелочными сериями; характерен преимущественно трещинный тип извержений. Наряду с этим иногда реконструируются нечетко выраженные ВТС, в строении которых участвуют базальт-андезитовые серии с ограниченной ролью эксплозивных фаций. Существенной составной частью этих ВТС являются крупные плутонические комплексы сложного состава, а также система корневых субвулканических и дайковых тел.

3. Во внутренних зонах континентальных блоков (тренд внутриплитного магматизма) вдоль наиболее крупных разломов и гравитационных аномалий в фундаменте выделяются моногенные вулканические постройки с привершинными кальдерами обрушения и обращенные небольшие ВТС с кальдерами проседания, не вскрытыми на большую глубину. В строении указанных структур преобладают субщелочные трахибазальт-трахиандезитовые и контрастные трахибазальт-трахириолит-трахитовые серии, с широким развитием эксплозивных жерловых, субвулканических фаций - дайки, жилы и многоярусные пластовые тела, а также небольших интрузивных массивов эссексит-граносиенитов.

Некоторые закономерности взаимосвязи оруденения с ВТС. В настоящее время описаны устойчивые связи оруденения с ВТС разного типа. При типизации ВТС в пределах отдельных участков Мелокавказского палеогенового вулканического пояса можно подчеркнуть следующие

особенности:

1. Рудоконтролирующими являются преимущественно наиболее сложные, необращенные ВТС с длительной эндогенной активностью - первый из выделенных типов. Длительное термостатирование обуславливает интенсивные процессы метасоматоза, флюидного потока и появление определенного комплекса рудных элементов в системе "вулканочаг". В исследованных ВТС с ними связаны серно-медноколчеданные (Тандзут, Желтореченское) и полиметаллические с золотом (Анкадзор, Привольное, Арманис) месторождения.

2. Строение и глубокие эрозионные срезы для вулканоструктур второй группы выявляют более сложные взаимосвязи с ними месторождений и рудопроявлений. Можно сказать определенно, что с диффузивными и пирокластическими фациями этих структур, пользующихся незначительным развитием, рудная минерализация не установлена. В то же время важная рудоконтролирующая и локализирующая роль принадлежит полиформационным интрузивным комплексам, с которыми на Малом Кавказе связаны крупнейшие медно-порфиновые месторождения (Каджаран), а также небольшие полиметаллические и золото-полиметаллические месторождения (Тей-Личквас, Айгедзор и т.д.).

3. В целом роль третьей группы ВТС в локализации оруденения менее значительна. Это связано с относительной кратковременностью их активности и слабой дифференцированностью слагающих структуры субщелочных вулканических серий. С подобными вулканоструктурами связаны небольшие месторождения и рудопроявления (Азатек, Марджан, Амулсар) золото-серебряно-полиметаллической, медно-молибденовой, золото-свинцово-сурьмяной и редкометальной формаций, а также проявления алунита, агата, целестина и т.д.

Глава V. СПЕЦИФИКА ВУЛКАНИЗМА КАЙНОВОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Анализируя проблемы строения и происхождения магматических ассоциаций внутриконтинентальных палеогеновых поясов на примере Малого Кавказа, следует указать на исключительную сложность, взаимозависимость и разнообразие магмогенерирующих и тектонических процессов. Будучи составным звеном глобальной Альпийско-Гималайской системы, Малый Кавказ и примыкающие к нему территории Ирана и Турции являются областями наиболее мощного проявления палеогенового вулканизма. Оно предопределялось с одной стороны конвергент-

ным взаимодействием плит на фоне максимально сдвигивающих усилий перемещающегося к северу "клина" Аравийской платформы, при общей коллизии Евразийского и Афро-Аравийского континентов, с другой - развитием системы крупных разломов, надвигов, а также трансальпийских субширотных и субмеридиональных линейментов, отражающих верхнемантийные системы линейных дислокаций. На фоне нарастающих по интенсивности фаз складчатости, общего подъема и перехода области к орогенному режиму, отмечается чередование во времени фаз сжатия и растяжения, как выражения пульсационных ритмов Земли (Е.Миленовский, 1982; М.Ломизе, 1987). В возникших с раннего кайнозоя сложных геодинамических обстановках отмеченные процессы сближены во времени, часто сопряжены и обуславливают исключительное разнообразие магматизма.

Комплексное петролого-геохимическое и минералогическое изучение природных ассоциаций базальтового, известково-щелочного, субщелочного (шошонитового) и щелочного вулканизма и особенностей его пространственно-временной эволюции /IО, II, 2I, 35/ показывает направленный и необратимый характер общего развития земной кор. региона /I8/.

Проблемы происхождения магматических серий деструктивных границ континентальных плит, АОК и ОД весьма сложны и не получили однозначной интерпретации. Для таких эталонов этих зон, как Малый Кавказ и прилегающие области Ирана и Анатолии, характерна высокая магматическая активность, что свидетельствует о ее причинной зависимости от глубинных потоков тепла и энергии, обусловленной поднятым положением мантии в пределах изученной части АП.

Как отмечено выше, сложные коллизионные геодинамические обстановки характеризуются сопряжением различных тектонических режимов: 1) преимущественного сжатия во фронтальной части продвигающегося микроконтинента (северный край Армянского блока, имеющий близширотное простираение); 2) преобладающего растяжения в тыловых зонах континентальных блоков (юго-восточная часть Армянского блока, Зангезур-Далидагская близмеридиональная зона). Указанные особенности предопределили также специфику происхождения и эволюции магматических серий.

В работе предлагается модель образования разнотипных палеогеновых вулканических серий Малого Кавказа, в которой учитываются: 1) особенности степени дифференцированности серий; 2) объемные соотношения основных, средних и кислых пород и степень их геохимического родства; 3) уровни фронта магмогенерации и особенности взаи-

модействия с материалом коры; 4) характерные парагенезисы минералов-вкрапленников и P-T условия их кристаллизации; 5) преобладающий тип вулканизма, особенности строения ВТС и их потенциальная рудоносность.

Проведенный анализ позволяет выделить в формировании палеогеновых вулканических поясов три главных типа магмоактивных структур.

1. З о н ы с ж а т и я, характеризующиеся мощной вулканической активностью в пределах обширных мел-палеогеновых флишевых прогибов (трогов), развитых на коре энциалического и переходного типа и тяготеющих к зонам надфиолитовых глубинных разломов. К ним относятся: С окраина Армянского микроконтинента, ЮЗ окраина Иранского массива, С окраина Лутского блока, СВ часть Понтида, Ю край Закавказского массива. Вулканизм, как правило, локализуется в отдельных узлах, контролируясь разноориентированными разломами. Формируются: а) крупные необращенные, положительные в рельефе, сложнопостроенные ВТС длительной активности с кальдерами проседания; б) моногенные, необращенные структуры относительно простого строения с вулканическими куполами, neckами. Характерной особенностью вулканизма является развитие дифференцированных "протяженных" известково-щелочных и субщелочных серий антидромной направленности, с преобладанием пирокластических ($E = 80-90\%$) пород среднего и кислого состава, при соотношении базальтов, андезитов, риолитов 1:4:4, а также многообразии фаций глубинности. По петро-геохимическим особенностям вулканических серий и набору индикаторных формаций вулканизм данного типа, развитый на мощной континентальной коре, близок к магматизму современных АКО /33, 35/. Тренд дифференциации отвечает быстрому повышению SiO_2 при умеренном росте f , ($SI = 48-8$) с закономерным падением T^0 кристаллизации ассоциаций порфировых вкрапленников от базальтов до риолитов (P_2^{2-3} от 1080 до 900°C, P_2^3 от 1120 до 950°C). В ходе эволюции возрастает fa_2 , отвечая положению между буферами NNO и NM . Флюидные компоненты имеют H_2O/H_2 профиль; величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблются в пределах 0,7033-0,7052.

Особое место занимает калиево-щелочная серия, дифференциация которой идет с понижением SiO_2 , резким накоплением щелочей и повышением f , при этом с падением SI (28-10) происходит возрастание T^0 солидуса (900-1100°C), петрологический смысл которого состо-

ит в том, что резкое смещение пути эволюции от трахиандезитов к фюнолитам связано с началом кристаллизации лейцита и падением P_{H_2O} в системе; f_{O_2} имеет более восстановительный характер, отвечая NNO буферу, при $F > Cl$ специализации флюидных компонентов. Изотопные отношения стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в широких пределах - от 0,7029 до 0,7083.

2. З о н ы р а с т ы ж е н и я , подчиненные системам глубинных, поперечных структур, в частности системе Транскавказского близмеридионального поднятия, развиты вдоль КВ края Армянского микроконтинента по Зангезур-Делидагскому разлому, в пределах Талыша, СВ Эльбурса, восточных Родоп и т.д. Палеогеновый вулканизм контролируется линейными структурами длительной тепловой активности, характеризуется преимущественно трещинным типом извержений с нечетко выраженными ВТС обращенного типа, в строении которых широко представлены субвулканические тела и дайки базальтов и кроме того принимают участие значительные объемы плутонических масс. Специфика состава вулканических комплексов выражена в развитии на начальных этапах "укороченных" слабодифференцированных известково-щелочных базальтоидных серий, которые в дальнейшем сменяются субщелочными; соотношения базальт-андезит-риолит - 5:3:1 /23, 35/. Тренд дифференциации от мелано-базальтов ($MgO - 10,5-II\%$) до высокоглиноземистых базальтов ($SiO_2 = 47-51$) имеет толеитовый, а затем приобретает известково-щелочной характер, однако интервал 5I значительно сужается (40-20) с падением T^0 кристаллизации от базальтов к андезитам (P_2^0 от 1000^0 до 950^0 ; P_2^3 от 1100^0 до 800^0C). f_{O_2} характеризуется более восстановительными условиями, отвечающими буферу QFM . Понижение f_{O_2} приводит к сокращению поля кристаллизации магнетита. Флюидные компоненты имеют $CO_2/CO+CH_4$ профиль; отношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в узких пределах 0,7036-0,7047.

3. К р а т о н н ы е ареалы включают наиболее устойчивые центральные участки континентальных блоков (Вайк, Лут и др.), имеют мощный - 6-7 км осадочный чехол и глубоко залегающий гетерогенный фундамент. Вулканизм отличается зреальным типом извержений с формированием моногенных, положительных или отрицательных в рельефе обращенных структур центрального типа с кальдерами привершинного обрушения и проседания. По составу и сериальной принадлежности вулканы относятся к трахибазальт-трахиандезитам $K-Na$ щелочной серии (меланократовой ветви), с чертами, присущими внут-

риплитному вулканизму. Дифференциация серий характеризуется заметным ростом f с одновременным возрастанием SiO_2 и суммы щелочей ($SI - 49-15$) и падением T^0 кристаллизации от трахибазальтов до риолитов от 1100 до 800°; f_{O_2} отвечает промежуточным значениям между NNO и NM буферами. Накопление H_2O происходит уже на ранних интрателлурических стадиях кристаллизации, определяя последовательный ход эволюции с сохранением ведущей роли Amf , Bi во вкрапленниках. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ характеризуются низкими значениями 0,7035-0,7045 и незначительными колебаниями.

В разграничении составов исходных расплавов и типов вулканических серий, возникших в разных тектонических режимах особая роль отводится базальтам. Их типизация проводилась на основе петролого-геохимических, минералогических и изотопно-геохимических характеристик /44/.

Базальты вулканических серий зон сжатия, исходные для протяженных $Ik-Na$, $Ск$ типов, являются аналогами базальтов АКО и зрелых Od и, как правило, кварц-гиперстен нормативные. Характерным минеральным парагенезисом является: клинопироксен (авгитового ряда) + ортопироксен (гиперстен) + основной плагиоклаз. По ортопироксен-клинопироксеновому геотермометру величина T^0 солидуса определяется порядка 1000-920°С. Базальты имеют лейкократовый тренд, высокую глиноземистость, низкую магnezияльность, титанистость, $K-Na$ уклон щелочности и начальную-высокую железистость, которая в ходе дифференциации быстро падает. Породы отличаются повышенными содержаниями Ba , Rb , Sr , а также Ni и Cr , отношения Rb/Sr и $Ni/Co > 1$. Эволюционные тренды и вариации содержаний малых элементов показывают, что для исходных расплавов характерна задержка и длительность взаимодействия в коре, некоторая расшатанность корреляционных связей между последовательно развивающимися сериями "протяженного" типа. Глубинная эволюция определяется гиперстенным барьером ($P_d < 15$ кбар). Дальнейшая эволюция и формирование расплавов в промежуточных камерах происходит при высокой активности H_2O и f_{O_2} и характеризуется высокими T^0 кристаллизации парагенезисов вкрапленников, вследствие вскипания и удаления летучих до достижения условий солидуса. Это обуславливает повышенную эксплозивность вулканизма с длительным формированием крупных, необработанных, сложнопостроенных ВТС.

У Базальты вулканических серий зон растяжения, исходные для укороченных $Ik-Na$, $Ск-Na$ типов, являются промежуточными между ба-

зальтами АОК и внутривулканическими. Это мелано- и мезократовые, кварц-гиперстен, реже оливин-нормативные, умеренно-титанистые, высокоглиноземистые, умеренно-железистые с Na и $K-Na$ уклоном породы. Индикаторный минеральный парагенезис - оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз. T^0 солидуса по Опи-Кпи геотермометру колеблется 1000-1050°C. Характерны низкие содержания РЗЭ, отношения K/Rb , при низких отношениях $Rb/Sr - 0,01-0,02$, $Y/Cr - I, I-I, 6$ и при высоких $La/Yb > 10$; $Th/U > 6$, $Ni/Co > 1, 5-2, 0$ отношениях, а также высокие содержания Nb, Zr, Y, Yb, Th .

Между отмеченными сериями, а внутри серий между дискретными породными группами установлена выдержанная положительная корреляция.

Базальты кретонных ареалов характеризуются меланократовостью, несколько повышенной титанистостью и магнезиальностью вместе с высокой щелочностью и резкой недосыщенностью SiO_2 . Как правило, они оливин-нефелин нормативные, с повышенными содержаниями летучих R, Ce, CO_2 . Минеральный парагенезис определяется присутствием роговой (часто базальтической) обманки в ассоциации с клинопироксеном.

Распределение Mg, Fe, Ca в отмеченном парагенезисе указывает на значительную роль высоко- T^0 , глубинных мантийных флюидов в их кристаллизации в промежуточных магматических камерах, при $T^0 - 1100-1025^{\circ}C$. Геохимические параметры выражены в повышенных содержаниях Nb, Zr, Y, Yb, Th , высокие отношения $Y/Cr - 7,6$; пониженные $La/Yb > 3,0$; $Ni/Co - 1,5$; $Th/U - 2-3$; $Rb/Sr - 0,08$.

В целом, в зонах сжатия развитие известково-щелочного магматизма приводило к преобразованию коры в сторону большей зрелости, при этом эндогенная активность проходила в условиях складчатости с повышением K -щелочности. С последним коррелируется поведение U и Th ($Th/U > 3,5-5,0$) и флюидных компонентов Ce и F ($Ce/F = 0,5-0,9$). Увеличение Rb/Sr (от 0,04 до 0,6) указывает на генерацию расплавов за счет субстрата, обогащенного K и Rb , а также по-видимому, амфиболом по сравнению с гранатом. Распределение РЗЭ с убыванием $K_{PЗЭ}$ от 4,5 до 3,7 и La/Yb от 9,7 до 4,5 вместе с поведением тугоплавких сидерофильных элементов ($Sc > Cr > Ni > Co > V$) должны указывать на увеличение степени плавления субстрата на глубинах порядка 50-70 км, отвечающих уровню шпинельных перидотитов.

Зоны растяжения характеризуются развитием слабо дифференцированного магматизма в условиях деструкции континентальной коры. Вулканы отличаются повышенными содержаниями K и Ti , наряду с кото-

рыми повышены концентрации литофильных элементов и летучих $P, F, Cl, S, B, CO_2, CH_4$ при относительно низкой активности H_2O ($CO_2/H_2O > 1$). Эволюция магматизма и состава РЗЭ указывает на частичное плавление мантийного субстрата состава эклогита в "сухих" восстановительных условиях, отвечая глубинам 100-130 км.

Индикаторные различия условий магмообразования отдельных типов структур и возрастных комплексов закодированы в составах фенокристаллов, отражающих условия низкобарной и высоко- T^0 кристаллизации в промежуточных камерах. Так, по Ag^{VI}/Ag^{IV} в Кпи и Амф, содержанию Cr в Пл; Ti в Амф и Би; Mg, Ni и Cr в Мт, установлено, что палеогеновые вулканические серии зон растяжений более глубинные, чем серии зон сжатия. Кроме того во времени (от P_2^2 к P_2^3 и далее P_3-N) эволюция вулканизма идет с некоторым возрастанием общего давления, т.е. заглублением уровней промежуточных очагов, при ведущей роли температурного фактора /44, 49/.

Касаясь петролого-геохимических особенностей и происхождения риолитов, как составных членов дифференцированных серий зон сжатия, следует подчеркнуть их двойственную природу. Первую группу составляют риолиты протяженных серий, в пространстве и во времени тесно ассоциирующие с андезитами и дацитами и завершающие дифференцированный ряд. Для них характерна согласованность геохимических трендов, низкие, сходные с андезитами изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr - 0,7037-0,7045$ и вариации в узких пределах, при низких $Rb/Sr - 0,015-0,3$ и умеренно выраженном $\epsilon\epsilon$ -минимуме - 0,6-0,7. Вторую группу составляют обладающие определенными чертами автономности риолиты низов палеогеновых разрезов. Они характеризуются высокими первичными отношениями изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr - 0,7052-0,7060$, при высоком - 0,6-2,0 Rb/Sr отношении и выраженном $\epsilon\epsilon$ -минимуме и связаны с ранним анатектическим плавлением коры под воздействием восходящих базальтовых расплавов и равновесных с ними флюидов.

Суммируя полученные результаты, подчеркнем наиболее характерные особенности эволюции вулканических серий коллизионных зон Малого Кавказа. 1. Известково-щелочные серии характеризуются постоянным присутствием базальтов, при широком развитии андезит-дацит-риолитов. 2. Степень дифференцированности отдельных серий находится в прямой связи со степенью окислительности и различием флюидных режимов. Режим летучих, их растворимость и длительность нахождения в очаге определяется режимом щелочности расплавов, который различается для отдельных автономных очагов. 3. Повышенная

эксплозивность связана с неустойчивостью режима f_{O_2} , P_{H_2O} и высокими значениями T^0 , вскипанием и удалением летучих из промежуточных очагов до достижения условий солидуса (зоны сжатия). 4. Длительное удержание флюидной фазы в расплаве и ее удаление в условиях достижения солидуса (зоны растяжения) обуславливают незначительные вертикальные перемещения расплавов с формированием приповерхностных и гипабиссальных тел лавового облика, при подчиненной роли прорывов на поверхность и низкой эксплозивности. 5. Ведущую роль в определении окислительно-восстановительного потенциала среды магмообразования играл внутренний буфер - реакция диссоциации водосодержащих фаз плавящегося субстрата. 6. Имеющиеся данные позволяют предположить преимущественно амфиболитовый субстрат для *Ик-Ма* серий зон сжатия, флогопитовый - для калиево-щелочной серии, амфибол-биотит-пироксеновый - для субщелочной серии кратонных блоков и ведущую роль первичных слабо дифференцированных расплавов для зон растяжения.

Касаясь проблемы относительной роли состава источника генерации магм в происхождении изученных вулканических серий, подчеркнем: а) с Ю от зон преобладающего растяжения на С к зонам преимущественного сжатия отчетливо меняется характер корреляционной зависимости между изотопными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержаниями Sr (Si, K) в породах с возрастанием влияния корового компонента (рис. В); б) в первом случае ведущая роль в петрогенезисе серий отводится процессам кристаллизационной дифференциации, а во втором - наряду с ней усилению влияния процессов коровой ассимиляции (рис. Ю).

З а к л ю ч е н и е

Проведенное всестороннее изучение вулканических комплексов, слагающих палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис центральной части АП в пределах Малого Кавказа, показали исключительную сложность условий происхождения и эволюции вулканизма, в связи с многообразием конкретных геодинамических обстановок. Последние обусловлены сложностью перемещения и взаимодействия отдельных микроконтинентов и континентальных блоков, которые были спаяны в процессе сближения Евразийского и Афро-Аравийского континентов.

Глобальный палеогеновый вулканический пояс имеет неложную природу. Он залегает на разновозрастных, разновысотных блоках допа-

леогеновой консолидации и пересекает их (блоки докембрийского кристаллического фундамента, субплатформенного палеозойского чехла, офиолитовые шовные зоны и мезозойские островодужные системы). Кроме того, вулканизм развит в пределах обширных палеоцен-эоценовых карбонатно-терригенных флишевых прогибов, обнаруживая стохастический характер их взаимосвязи и определяясь строением и мощностью отдельных блоков коры.

Установлено большое разнообразие форм проявления вулканизма и характера извержений, что заходится в зависимости от особенностей тектонических режимов: преобладающего сжатия и преимущественного растяжения. В первом случае формируются крупные, длительно живущие положительные в рельефе кольцевые ВТС сложного строения, вулканогенно-субвулканического типа. Во втором - развиты нечетко проявленные линейные и неполно кольцевые ВТС вулканически-плутонического типа. В третьем типе выделяются небольшие, моногенные обращенные ВТС, при значительном участии эксплозивных фаций, а также дайковых и пластовых тел базальтов и трахибазальтов.

Выявленные петрохимические, геохимические и изотопные характеристики палеогеновых вулканических серий в структурах, испытавших сжатие, позволили установить, что преобладают протяженные дифференцированные известково-щелочные серии с повышенной эксплозивностью. Они во времени сменяются субщелочными сериями, что специфично для магматизма АОК. В то же время появление щелочных калиевых серий, характерное исключительно для коллизионных геодинамических обстановок, носит эпизодический, сквозной характер от раннего до позднего кайнозоя в отдельных регионах центральной части АП. Известково-щелочные, укороченные серии зон растяжения на начальных этапах проявляют толеитовый тренд, а в дальнейшем развиваются к $K-Na$ известково-щелочным и субщелочным сериям. Они тяготеют к тыловым зонам АОК, с специфическими чертами, присущими локальным континентальным рифтовым структурам.

Специфика происхождения и эволюции рассмотренных серий в сложных геодинамических обстановках указывает на ведущую роль мантийных базальтовых выделов. Дальнейший процесс эволюции базальтов определяется степенью "открытости" (зоны растяжения) и "закрытости" (зоны сжатия) систем. Как следствие, различная длительность задержки базальтов в коре и разная степень взаимодействия с ней вплоть до переплавления корового материала.

Унаследованный характер развития вулканизма от раннего к

позднему кайнрою подчеркивается выдержанными изотопно-геохимическими, минералогическими характеристиками; в этом же направлении намечается относительное возрастание роли базальтов и усиление степени плавления исходных расплавов. Все это рассматривается как следствие начавшихся в раннем кайнозое длительных, глубинных процессов подъема разуплотненной аномальной мантии в пределах центральных сегментов АП. С подобным механизмом могут быть в определенной мере связаны процессы горизонтальных перемещений вышележащих континентальных масс, развивающиеся при коллизионной геодинамической обстановке.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ 'ЗТОРА,
ПОЛОЖЕННЫХ В ОСНОВУ НАСТОЯЩЕГО ДОКЛАДА

1. Сферолитовые лавы окрестностей с.Тамзачиман. Изв.АН СССР, сер. геологич., 1961, № II, с.105-110.
2. О вулканических куполах Степанаванского района АрмССР. Тр. I Веквказской конфер. молодых геологов, Тбилиси, 1962, Изд. АН ГССР, с.100-106.
3. О палеогеновом вулканизме в районе Базумского хребта. Тр. IV Веквказской конфер. молодых геологов, Ереван, 1962, с.1-3.
4. О шаровых образованиях в районе Пушкинского перевала АрмССР. В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 90, М., Наука, 1963, с.24-34 (совместно с М.А.Фаворской).
5. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, 1963, № 3, с.15-28. (совместно с Э.Г.Мелхасяном, А.Х.Мнацаканян).
6. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере Малого Кавказа), ДАН АрмССР, 1964, № 3, с.175-180.
7. Некоторые особенности палеогенового вулканизма Армении. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, с.135-164 (совместно с О.П.Елисеевой, А.С.Остроумовой, М.А.Фаворской).
8. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. В кн.: Вопросы минералогии и петрографии АрмССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1966, с.48-60.
9. Акцессорные элементы и минералы эффузивных образований Базумского хребта, как индикаторы их металлогенической специализации.

- В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерии коматматичности и металлогенической специализации магматических комплексов". М., Наука, 1965, с.79-101.
10. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Арм.ССР). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 4, с.15-31 (совместно с Р.Л.Мелконяном, Б.М.Меликсетяном).
 11. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории АрмССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1-2, с.6-39 (совместно с А.А.Габриелином, Г.П.Багдасаряном, К.И.Каранетяном, Б.М.Меликсетяном, Р.Л.Мелконяном, А.Х.Мнацаканяном).
 12. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с т.лами развития геосинклинальных прогибов. М., Наука, 1968, с.153 (совместно с О.П.Елисеевой, А.Х.Мнацаканяном, А.С.Остроумовой, М.А.Фаворской).
 13. Палеогеновые вулканические породы. В кн.: Геология АрмССР, т. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1970, с.221-413 (совместно с О.П.Елисеевой, А.С.Остроумовой, М.А.Фаворской).
 14. Закономерности развития эффузивного магматизма Армении. В кн.: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм. Тбилиси, Изд. ЦК КП Грузии, 1969, с.273-280. (совместно с А.Т.Вегуни, Э.Г.Мелхасяном, А.Х.Мнацаканяном и др.).
 15. Геохимическая эволюция базальт-фанолитовой серии Тежарского вулканоплутонического щелочного комплекса (на англ.яз.). *Abstr. International Symposium of Volcanology, Canarian Island, 1968, p.117-119* (совместно с Б.М.Меликсетяном).
 16. Эволюция кислого вулканизма альпийского цикла на территории АрмССР. Тезисы докладов 15 Генеральной Ассамблеи МГТС, М., 1971, с.271-272.
 17. Блочное строение СЗ Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Советская геология, 1971, № 8, с.15-27 (совместно с И.К.Волчанской, Б.М.Меликсетяном, О.А.Саркисяном, М.А.Фаворской).
 18. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма альпийской геосинклинальной области Антикавказя (АрмССР). В кн.: Магматизм и металлогения АрмССР, Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 5, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1972, с.34-45 (совместно с Б.М.Меликсетяном, Р.Л.Мелконяном).

19. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Тр. IУ Всесоюзного петрографического совещания, ч.П, М., Наука, 1972, с.122-133 (совместно с Г.П.Багдасаряном, С.Б.Абовяном, В.А.Агемаляном, С.И.Баласаняном и др.).
20. Геохимические и петрогенетические особенности щелочной вулканической серии Памбакского хребта. В кн.: Магматизм и металлогения АрмССР. Зап.Арм.отд.ВМО, вып.6, Ереван, Изд.АН АрмССР, 1974, с.56-66 (совместно с Б.М.Меликсетяном).
21. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: Магматизм и металлогения АрмССР. Зап.Арм.отд.ВМО, вып.7, Ереван, Изд.АН АрмССР, 1974, с.5-24 (совместно с Г.П.Багдасаряном, С.Б.Абовяном, В.А.Агемаляном, С.И.Баласаняном и др.).
22. Закономерности эволюции мезокайнозойского вулканизма Армении. Материалы II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму, Кавказу. М., Недра, 1975, с.23-34 (совместно с Э.Г.Малхасяном, А.Х.Мицаканяном).
23. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития ЮВ склона Малого Кавказа. В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, Изд.Карел.ФАН СССР, 1977, с.82-87.
24. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. В кн.: Магматизм и рудообразование АрмССР. Зап.Арм.отд.ВМО, вып.9, Ереван, Изд.АН АрмССР, 1976, с.60-76 (совместно с О.П.Гуюмджяном, Р.Н.Таяном).
25. Магматизм Малокавказского сегмента южной ветви Средиземноморского пояса. В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Тезисы докладов. Владивосток, 1976, с.192-193. (совместно с К.А.Карамяном и др.)
26. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцдзора. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 4, с.32-41 (совместно с А.А.Садояном).
27. Некоторые особенности верхнеэоценового вулканизма в пределах Арманисского рудного поля. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 2, с.61-67 (совтор Р.С.Мовсесян).
28. К геологии и условиям образования агломератовых пород Алавердского рудного поля. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5, с.20-29 (совторы А.З.Алтуниан, Р.Г.Магакян).
29. Основные проблемы анализа палеовулканических структур Альпий-

ского этапа развития Малого Кавказа. В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции. Тезисы докладов III Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Новосибирск, 1977, с.224-225 (совместно с Э.Г.Малхасяном, А.Х.Мнацаканян, К.М. Мурадяном).

30. Существуют ли нижнеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения в бассейне левобережья р.Аракс. Изв.АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1980, № I, с.9-17 (соавтор А.А.Садоян).
31. Геотектонические аспекты развития мезокайнозойского вулканизма Малого Кавказа. В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тезисы докладов У Всесоюзного вулканологического совещания, Тбилиси, Изд. Мецниереба, 1980, с.42-44 (соавтор А.Х.Мнацаканян).
32. Третичные вулканические комплексы юга Малого Кавказа и перспективы их рудоносности. В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тезисы докладов У Всесоюзного вулканологического совещания. Тбилиси, Изд. Мецниереба, 1980, с.264-265 (совместно с А.А.Авакяном, Р.Н.Татьяном).
33. Геотектоническая позиция и эволюция мезокайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа. Вулканология и сейсмология. М., 1981, № I, с.15-23 (соавтор А.Х.Мнацаканян).
34. Сравнительная характеристика кайнозойских вулканических и плутонических комплексов западного Баргушата и Заигезура. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 2, с.19-37 (соавтор О.П.Гульдян).
35. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1981, с.331 (соавторы С.Б.Абовян, В.А.Агамалян, А.Т.Асланян и др.).
36. О характере связи оруденения с палеоген-неогеновыми щелочно-земельными сериями Малого Кавказа. IV Региональное петрографическое совещание по Кавказу, Крыму, Карпатам. Нахичеван. Тезисы докладов. Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1963, с.83-84 (соавтор Б.М.Малисетян).
37. Палеовулканизм и металлогения Карпато-Крымско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Изд. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1985, с.20-33 (соавторы

- В.Б.Черницын, Т.В.Джанелидзе, Р.Н.Абдуллаев и др.).
38. Закономерности эволюции магматизма Малого Кавказа. Тезисы 27 МК, т.1У, Секция 08, 09. М., Наука, 1984, с.238-239 (совместно с В.А.Агамаляном, Б.М.Меликсетяном, Р.Л.Мелконяном и др.).
 39. Закономерности становления магматических формаций Малого Кавказа и некоторые вопросы геодинамики. В кн.: Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли". Тезисы докладов УП Всесоюзного петрографического совещания. Том I, Новосибирск, 1986, с.144-145 (соавторы В.А.Агамалян, Г.А.Казарян, Б.М.Меликсетян, Р.Л.Мелконян и др.).
 40. О некоторых особенностях складчатости в пределах западного Зангезура. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2, с.16-24 (соавтор Р.Н.Таян).
 41. Палеовулканонологическая карта СССР М 1:5000000, срез палеоген-неоген. Тезисы докладов УП Всесоюзного палеовулканонологического симпозиума, ч. I, Ташкент, 1986, с.13-14 (соавтор В.К.Ритман).
 42. Палеоген-неогеновые вулканические структуры территории Ар.ССР и связь с ними эндогенного оруденения. Тезисы докладов УП Всесоюзного палеовулканонологического симпозиума, ч. II, Ташкент, 1986, с.152-154 (соавтор К.М.Мурадян).
 43. Юрско-меловые вулканические структуры и связанная с ними металлогения (на примере АрмССР). Тезисы докладов УП Всесоюзного палеовулканонологического симпозиума. Ташкент, 1986, с.153-155 (соавтор К.М.Мурадян).
 44. Петрогенетические и минералогические аспекты формирования мел-палеогеновых известково-щелочных и щелочных вулканических серий (на примере Малого Кавказа). Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем. Тезисы докладов выездной сессии Межведомственного петрографического комитета. Ереван, 1987, с.15-17 (совместно с А.Х.Мнацаканяном).
 45. Пироксены мел-палеогеновых вулканических серий территории АрмССР. Тезисы докладов юбилейной сессии Арм. геологического общества и Арм. отд. ВМО. Ереван, 1987 (соавторы Э.Х.Хуршудян, А.Х.Мнацаканян).
 46. Палеовулканические структуры областей с длительной магматической активностью и связь с ними эндогенного оруденения. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1987, № 4, с.23-31 (совместно с К.М.Мурадяном, А.И.Карпетяном, С.А.Зограбяном и др.).
 47. Фациально-палеогеографические обстановки позднего эоцена и

- раннего олигоцена Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 3-12 (соавторы О. А. Саркисян, Ф. Д. Майсадзе, Н. Са- луквадзе, А. А. Садоян).
48. Эволюция химизма клинопироксенов палеогеновых вулканических серий АрмССР. В кн. . Роль минералого-петрографических исследо- ваний в решении вопросов региональной геологии и петрографии. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 12, 1990, с. 82-98. (соавторы Г. Добоши, А. Х. Мнацаканян).
49. Парагенезисы минералов-вкрапленников мел-палеогеновых вулка- нических ассоциаций Армении и их петрогенетические особеннос- ти. Тезисы докладов Всесоюзного петрологического симпозиума, Ленинград, 1988, с. 136-137. (соавторы Г. Добоши, А. Х. М. ацака- нян, Э. Х. Хуршудян).
50. Геологические события на границе эоцена-олигоцена на террито- рии Армянской ССР. Ереван, 1988, Изд. АН АрмССР, с. 73 (соавто- ры С. М. Григорян, О. А. Саркисян, А. А. Садоян и др.).
51. Геологические и сейсмогеологические аспекты зоны Спитакского землетрясения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, № 8, с. 3-12 (со- авторы А. И. Карапетян, А. С. Караханян, Е. Е. Милановский, М. А. Са- тьян).
52. Минералогия и петрология палеогеновых вулканических серий Ар- мении. Ереван, 1991, Изд. АН АрмССР, с. 230 (в печати, соавтор А. Х. Мнацаканян).

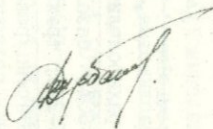


Таблица I

Сравнительная характеристика типов палеогеновых внутриконтинентальных вулканических поясов центральной части Альпийского пояса

	Анатолийско-Армянско-Иранский	Черноморско-Аджаро-Триалетско-Южнокаспийский
Типы вулканических серий	Известково-щелочная, субщелочная, щелочная	Толалитовая (в осевой части), щелочно-базальтовая-шошонитовая, известково-щелочная
Формации	Андезитовая, риолитовая, поздняя базальтовая, трахифонолитовая	Трахибазальтовая, трахиандезит-трахитовая, редко трахириолитовая
Состав	Андезиты - 50-60%; базальты - 10-15%; риодациты - 20-30%; трахиты - 5-10%.	Базальты - 70-75%; трахиандезиты - 20%, кислые - 5-10%
Характер дифференциации	Непреривно дифференцированные "протяженного типа": базальт-андезит-дацит-риолиты (антидромная последовательность преобладает); трахиандезиты-трахириолиты; трахиты-фонолиты	Слабодифференцированные "укороченного типа", контрастные, бимодальные: трахибазальты-трахиандезиты; тафриты, базаниты, трахиты; преобладает гомодромная последовательность
Тип извержений, фации	Преимущественно центральный, резко взрывчатый (Е-80-90%) при участии туфов, игнимбритов, брекчированных лав, экструзивов, даек, некков, жерловых фаций	Трещинный, центральный, низко-взрывчатый (Е-30-40%). Характерны потоки, агломераты, пластовые тела, дайки
Тип коры	Мощная континентальная (Н=46-58 км) с уточнением гранитного слоя (38-40 км)	Субокеаническая, с утонением базальтового слоя (Н=10-15 км) границы гравитационных аномалий

Продолжение таблицы I

Петрохимические параметры	Насыщенность SiO_2 ; низко - $Ti-Mg$; умеренная-высокая Fe , высокая глиноземистость $al' = 0,8-2,3$; $Na_2O/K_2O = 1,1-3,2$; $Di = 80-90$	Недосыщенность SiO_2 ; умеренно-высокая - $Ti-K$; умеренная Fe ($f = 50-80$); высокая глиноземистость $al' = 1,2-1,8$; $Na_2O/K_2O = 0,8-3,4$ $Di = 35-40$
Геохимические параметры	Обогащенность Ba, Rb, Sr , тяжелыми РЗЭ; δU - минимум проявлен слабо, повышены $K/Rb - 200-380$; $Rb/Sr - 0,1-0,3$; $V/Cr - 3-10$; $Ni/Co < 1$; $La/Yb - 6-12$	Обогащенность $Ba, Rb, Sr, Cs, Ni, Co, Cr$, легкими РЗЭ; повышены Nb, Ta, Zr, Y, U ; δU - минимум отсутствует; $K/Rb - 160-270$; $Rb/Sr - 0,02-0,1$; $Ni/Co - 1-3$; $V/Cr - 0,3-1$; $La/Yb - 3-7$
Изотопы <i>87Sr/86Sr</i>	Дяцит-риолитовая ср. эоцен - 0,7066; Дяцит-риолитовая в. 0,7080-0,7120; анлезитовая - 0,7038-0,7041; базальтовая - 0,7028-0,7040; фonoлитовая - 0,7030-0,7083	Трахибазальтовая - 0,7039-0,7048; трахиандезитовая - 0,7045-0,7056; трахириолитовая 0,7063
Типовые ареалы	Среднегорья (Болгария); Северная-центральная Анатолия (Турция); Юг-Закавказского массива; Севанская зона - северный край Армянского блока; Урмия - Дохтар и Лут (Иран); Аргандабская зона (Афганистан)	Восточные Родопы; Кичная Анатолия-Тавра (Турция); Аджаро-Триалетия; Зангезурская и Байкская зоны юга Армянского блока; Талыш, Эльбрус (Иран); Памир.

Таблица 2

Характерные химические, редкоземельные и изотонно-
стронциевые составы пород палеогеновых вулканических серий

	Капустджухский			Гехасарский		Вайковский		Базумский комп.		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	47,72	57,82	69,80	50,76	59,25	50,66	69,97	49,76	59,36	71,47
TiO_2	0,96	0,46	0,37	0,78	0,61	0,82	0,10	0,74	0,74	0,36
Al_2O_3	18,54	16,00	14,54	19,33	17,26	18,17	13,21	17,30	16,36	14,08
Fe_2O_3	5,22	3,12	1,99	4,72	5,24	6,98	1,79	6,23	3,02	2,18
FeO	6,23	5,22	2,22	6,03	2,35	2,61	1,64	5,32	3,94	1,27
MnO	0,20	0,21	0,06	0,20	0,12	0,21	0,05	0,15	0,18	0,07
MgO	6,01	3,61	1,63	4,42	2,41	4,80	0,78	5,34	3,20	1,23
CaO	9,62	6,55	2,56	6,62	4,82	7,77	2,10	10,14	4,85	1,72
Na_2O	2,68	2,70	3,71	2,93	4,06	3,25	3,91	2,75	3,28	3,27
K_2O	0,75	1,60	1,97	1,22	2,50	2,08	4,56	0,82	1,92	2,86
Li	3	2	5	9	10	7	13	6	10	12
Rb	8	9	24	13	78	70	130	50	64	92
Sr	560	600	75	580	570	868	650	1200	360	152
Ba	250	180	240	560	700	380	1200	910	480	800
Pb	63	45	28	22	20	3,2	50	19	22	17
Mo	0,5	1,2	5	1,6	2,75	1,8	3,2	1,0	1,8	0,9
Zr	130	100	200	180	100	156	120	100	120	150
Y	6	18	25	12	13	10	42	10	15	25
Nb	3	10	25	3	5,6	2,0	26	4,0	4,2	7,8
La	10	30	30	20	70	30	40	24	30	10
Ce	15	20	40	50	120	75	160	40	46	60
Yb	1,0	3	4,0	1,2	2,4	2,0	7,0	1,1	2,2	4,2
Ni	28	12	6	32	18,0	75	4,0	56	24	5,2
Co	15	20	3	42	38	56	3,2	80	32	3,0
V	130	250	56	750	132	320	40	250	130	65
Cr	80	22	5	130	42	42	1,8	120	75	4,2
Th	4,6	7,6	12,8	4,8	3,7	6	22,6	7,2		6,8
U	0,8	1,2	1,8	1,8	1,0	2,8	10,6	2,2		2,1
Rb/Sr	0,02	0,01	0,31	0,02	0,14	0,08	0,1	0,05	0,17	0,6
δSr	-8,7	-6,5	-17,7	-1,2	+4,8	-0,71	--	-11	-	-0,72

1. Базальт (ср. из 36); 2. Андезит (12); 3. Риолит (8);
 5. Андезит (23); 6. Трахибазальт (18); 7. Трахириолит (4);
 8. Базальт (16); 9. Андезит (22); 10. Риолит (17)

Продолжение таблицы 2

	Памбакский комплекс					Тежсарский комп.			Закавказ. блок	
	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
SiO_2	48,28	59,37	71,36	60,40	64,55	56,84	51,36	52,04	50,60	70,00
TiO_2	1,10	0,80	0,32	0,68	0,38	0,46	0,69	0,42	0,90	0,21
Al_2O_3	18,43	16,71	13,88	16,47	15,10	18,58	22,41	23,68	16,90	12,60
Fe_2O_3	4,06	5,01	2,47	4,17	2,38	3,35	2,53	0,67	6,30	3,16
FeO	6,20	2,75	1,35	2,21	1,60	2,55	3,58	2,95	6,30	1,63
MnO	0,16	0,20	0,10	0,08	0,04	0,05	0,25	0,15	0,13	0,02
MgO	5,60	1,66	0,93	2,00	0,77	3,31	1,59	0,69	4,90	2,10
CaO	10,1	6,06	1,97	4,48	2,03	4,27	4,72	2,29	7,60	3,50
Na_2O	2,99	3,0	3,25	3,53	3,76	3,60	4,50	3,70	3,03	3,70
K_2O	0,70	1,82	3,19	3,14	4,17	5,00	7,00	10,7	0,70	1,90
Li	7	7	10	13	10	5	20	31,7	10	8
Rb	70	122	168	14	245	108	114	253	40	120
Sr	370	480	750	1100	128	1002	1600	910	320	560
Ba	580	960	850	960	850	1900	1100	800	560	850
Pb	4,2	17	34	28	34	6,4	23	24	1,4	3,2
Mo	1,0	1,8	4,2	2,5	4,2	1,8	3	6	40	24
Zr	100	120	75	42	24	170	340	400	100	360
Y	10	13	25	15	25	12	20	30	10	32
Nb	4,0	4,2	12	5,6	10	21	20	31	3,6	10
La	32	48	40	28	38	30	160	25	32	42
Ce	40	50	120	39	120	57	545	44	40	100
Yb	1,6	2,0	5,0	1,8	5,0	1,5	15	0,9	1,2	2,4
Ni	56	42	15	32	5,0	80	30	16	56	5,0
Co	80	42	18	40	7,2	50	20	10	100	5,6
V	750	240	130	130	100	600	400	360	750	75
Cr	32	18	7,5	75	7,6	70	5	3	82	7,5
Th	7,2	8,7	18,6	1,4	21,8	10,1	21,3	34,2	7,4	13
U	2,2	2,7	5,7	4,1	6,8	2,6	5,8	7,6	2,5	4,0
ϵ_{Sr}	-22,6	-	-	-5,4	+10,2	-10,3	-6,2	+18,7	-	-

I1. Базальт (16); I2. Андезит (12); I3. Риолит (13);
 I4. Трахиандезит (17); I5. Трахиданит (28); I6. Трахиандезит-
 базальт (3); I7. Трахифонлит (12); I8. Эпилейцитовый фоно-
 лит (11); I9. Базальт (6); 20. Риодацит (2).

Таблица 3

Представительные химические составы минералов-вкрапленников
палеогеновых вулканических комплексов Армении

	Ортопироксен		Клинопироксен					Амфибол		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>SiO₂</i>	52,13	51,76	49,18	48,97	50,95	48,51	48,61	43,88	43,52	35,48
<i>TiO₂</i>	0,30	0,83	0,55	1,09	0,58	0,72	0,91	1,82	2,05	6,00
<i>Al₂O₃</i>	3,28	1,35	4,70	5,42	3,36	6,85	5,29	14,21	13,42	12,00
<i>Fe₂O₃</i>	1,65	-	1,58	-	2,10	4,06	-	3,53	7,75	8,75
<i>FeO</i>	17,50	-	11,76	-	7,70	4,79	-	7,11	4,56	10,85
ΣFeO	-	11,95	-	5,03	-	-	7,19	-	-	-
<i>MnO</i>	0,48	0,70	-	0,12	0,52	0,19	0,26	0,18	0,16	-
<i>MgO</i>	21,27	29,90	14,75	18,19	14,06	13,88	16,60	14,63	13,69	7,18
<i>CaO</i>	3,33	2,89	16,30	20,94	19,30	19,20	21,76	11,87	11,56	12,18
<i>Na₂O</i>	0,30	-	0,48	0,39	0,60	0,68	-	1,67	2,15	2,57
<i>K₂O</i>	-	-	0,04	-	0,03	0,21	0,05	0,25	0,02	3,25
<i>H₂O</i>	-	-	-	-	-	0,65	-	1,28	0,68	1,60
<i>f</i>	0,34	18,4	0,34	0,14	0,28	0,26	0,20	0,28	0,32	0,59
<i>Mg</i>	61,7	77,2	43,5	50,4	42,2	42,8	45,8			
ΣFe	31,2	17,4	21,9	7,9	16,1	14,7	11,1			
<i>Ca</i>	7,1	5,4	34,6	41,7	41,7	42,5	43,1			

1,3 - базальт, базумский комплекс; 2,5 - базальт, капутджухский комплекс; 4,8 - базальт, памбакский комплекс; 6,9 - трахибазальт, вайкский комплекс; 7 - трахизандзит, 10 - фенолит тежсарский комплекс.

Продолжение таблицы 3

	Биотит			Плагиоклаз		К.п.ш.		Магнетит		
	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
SiO_2	35,92	35,40	33,64	56,28	47,13	59,36	64,10	5,73	8,56	0,70
TiO_2	4,80	3,20	5,41	-	-	0,05	-	16,57	7,20	6,89
Al_2O_3	15,16	15,22	13,78	27,01	32,33	20,46	22,45	5,58	0,40	0,48
Fe_2O_3	2,61	9,72	7,98	1,63	-	0,96	-	57,58	38,73	64,55
FeO	9,85	8,80	11,64	0,02	-	0,24	-	11,36	43,80	26,80
MnO	0,26	0,42	0,10	-	-	0,01	-	0,65	0,26	0,69
MgO	16,80	11,88	14,90	0,71	-	0,16	0,45	0,84	0,45	0,41
CaO	1,40	2,27	2,72	7,00	17,65	2,76	0,60	3,15	0,90	-
Na_2O	0,92	1,42	0,55	4,30	1,94	8,48	3,63	-	-	-
K_2O	8,28	9,10	8,00	1,25	0,08	6,31	9,10	-	-	-
H_2O	1,98	1,17	1,45	-	-	-	-	-	-	-
F	1,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$0-2F$	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,58	0,48	-	-	-	-	-	-	-	-
f	0,29	0,46	0,42	-	-	-	-	-	-	-
or	-	-	-	9,7	0,5	29,3	60,4	-	-	-
usp	-	-	-	-	-	-	-	-	22,0	-
hem	-	-	-	-	-	-	-	36,2	-	17,7

II, I6 - трахириолит, памбакский комплекс; I2 - гялолацит, вайкский комплекс; I3, 20 - трахит, I7 - фonoлит, тежарский комплекс; I5 - базальт, гехакарский комплекс; I4, I8 - андезит, базумский комплекс; I9 - базальт, капутджухский комплекс.

Таблица 4

Парагенезис фанокристаллов в породах разновозрастных палеогеновых комплексов и минералогическая термометрия

Породы	Фазы и компоненты	T° сол.	субсол. T°	распад - log f _{O₂}
Базумский комплекс				
базальты	<i>Orx - Crx</i> , $K_{20}^{Mg} = 1,0$ <i>Mt</i> ₇₀₋₇₄ <i>ulv</i> ₃₀₋₂₆ - <i>Il</i> ₉₅	I080	750-760	I7
андезиты	<i>Crx - Am</i> , $K_{20}^{Mg} = 2,1$ <i>Mt</i> ₈₀₋₈₇ <i>ulv</i> ₂₀₋₁₃ - <i>Il</i> ₉₅		860-750	I2-I4
дациты и риодациты	<i>Bi - Mt</i> , $K_{20}^{Ti} = 1,3$ <i>Il</i> ₅₀₋₆₀ <i>Hem</i> ₄₀₋₅₀		850-830	I2-I3
Памбюкский комплекс				
базальты	<i>Pl - Bp</i> , $K_{20}^{Eig} = 0,35$ <i>Pl - Crx</i> , $K_{20}^{Ni} = 4,2$ <i>Mt</i> ₅₃ <i>ulv</i> ₄₇ - <i>Il</i> ₉₅	I120 I050	950	I3
андезиты и трахиандезиты	<i>Crx - Am</i> , $K_{20}^{Mg} = 1,3$ <i>Mt</i> ₆₀ <i>ulv</i> ₄₀ - <i>Il</i> ₉₅	I100	900	I4
риодациты и трахириолиты	<i>Orx - Crx</i> , $K_{20}^{Mg} = 0,7$ <i>Pl - Ksp</i> , $K_{20}^{Ni} = 1,6$ <i>Il</i> ₄₇₋₁₇ <i>Hem</i> ₅₃₋₈₃	I000 II00	850-600	II-I2
Тежсарский комплекс				
фонолиты	<i>Crx - Am</i> , $K_{20}^{Mg} = 3,7$ <i>Il</i> ₃₀₋₅₀ <i>Hem</i> ₅₀₋₇₀	I100	800-700	I2-I3
Байкский комплекс				
трахибазальты трахиандезиты	<i>Crx - Am</i> , $K_{20}^{Mg} = 2,3$ <i>Il</i> ₇₅₋₆₀ <i>Hem</i> ₂₅₋₄₀	II00- 950	800-720	I0-I2
Капутдзехский комплекс				
базальты	<i>Crx - Am</i> , $K_{20}^{Mg} = 1,4$ <i>Mt</i> ₇₀ <i>ulv</i> ₃₀ - <i>Il</i> ₉₅	I000	770	I6
андезиты	<i>Pl - Am</i> , $K_{20}^{Ca} = 1,2$ <i>Mt</i> ₈₀ <i>ulv</i> ₂₀ - <i>Il</i> ₉₀	850	750	I5
Гехакарский комплекс				
базальты	<i>Orx - Crx</i> , $K_{20}^{Mg} = 1,6$ <i>Mt</i> ₉₀₋₈₇ <i>ulv</i> ₁₀₋₁₃ - <i>Il</i> ₉₀	I050	760-700	I7
андезиты и трахиандезиты	<i>Mt</i> ₈₀₋₆₅ <i>ulv</i> ₁₀₋₃₅ - <i>Il</i> ₉₅		770-650	I6-I8

Таблица 5

Типы ВТС Малокавказского внутриконтинентального палеогенового
вулканического пояса

	Типы ВТС	Тектонический режим	Тип извержений, строение фации	км, d возраст	Примеры	Оруденение
Несобращенные	Крупные, сложные вулканогенно-субвулканические, куполовидные, длительной активности	Инверсионные поднятия в зонах сжатия вдоль СВ разломов, в узлах пересечения с субмеридиональными	Центральный, высокоэксплозивный. Лавы, брекчии, туфы, Т-брекчии андезитов, дацитов, риолитов; экструзивы, лайки, неikki разного состава; комагматичные интрузии гранодиоритов	10-15 P_2^2	Базумская, Леджанская, Гошская, Головинская, Танзутская	Fe - Cu - Pb - Zn - Au
	Небольшие, субвулканические с кальдерами опускания	"-"	Центральный, эффузивно-эксплозивный. Лавы, брекчии, меньше туфы андезито-дацитов; дугообразные субвулканические тела диорит-порфиритов. Кальдеры выполнены озерными углистыми отложениями.	P_2^3 3-6	Джаджурская, Сандиванская, Дилижанская	Лигниты, некачественные угли
	Простые, вулканические, полукольцевые	"-"	а) Центральный, эффузивно-эксплозивный. Лавы, туфы, брекчии андезит-дацитов; лайки, экструзивы базальтов; антидромное. б) Центральный эффузивно-эксплозивный. Лавы, брекчии туфы базальтов; экструзивы трахириолитов, субвулканические интрузии сиенит-порфиров; гомодромное	2-6 P_2^3	Дзорашенская Маралкарская Сараартская Арегунийская	- -

Продолжение таблицы 5

	1	2	3	4	5	6
	Вулканические купола, некки	—	Центральный, лавовый. Лавы, брекчии, экструзии некки дацит-риолит-трахириолит-трахитов; все рообразное, скоупловатое	ρ_3 I-3	Степанаванская группа Айрикар, Тардара	Au
ОБРАЗНЫЕ	Сложные, вулкано-плутонические, нечетко проявленные, полукольцевые, линейные	Края жестких континентальных блоков в зонах растяжения сдвиго-раздвигового типа	Глубоко эродированные с плохой сохранностью эффузивно-эксплозивных фаций; трещинный; субвулканы, дайки базальтово-андезитов. Крупные палифа щальные интрузивные комплексы	15-20 ρ_2^3	Гехинская, Аревикская Далицгаская Казанлическая	Cu-Mo. $\rho\delta$ -Zn-Au
	Вулкано-плутонические, простые, моногенные с приершинными кальдерами обрушения	Центральные зоны жестких блоков вдоль разломов фундамента	Центральный, лавово-эксплозивный. Лавы, брекчии, агломераты трахибазальт-трахиандезитов с жерловыми фациями, экструзиями, дайками. Небольшие интрузии граносиенитов, габбро диоритов	2-5 ρ_2^3	Тексарская Агаракадзорская Дайлахлинская	Cu-Mo $\rho\delta$ -Zn
	Вулкано-субвулканические с кальдерами просалания	—	Центральные, эксплозивные трахиандезиты-трехидациты; брекчии, агломераты, сложные пластовые тела, экструзии	3-8 ρ_2^3	Пааксарская Капутсарская Азатекская	$\rho\delta$ -Zn-Au-Ag-As-Sb
	Вулкано-субвулканические с кальдерами обрушения	Приподнятые блоки в узлах пересечения разл.	Центральный, эксплозивный, контрастные базальт-трахибазальтовые, трахидацит-трахириолит-трахитовые	ρ_3 -H ₁	Эльпинская Зиракская	
	Вулкано-плутонич., сложные, кольцевые	—	Центральный лавово-эксплозивные. Лавы, брекчии, туфы, трахиандезиты-фонолитов. Экструзивы, кольцевые дайки, интрузивы лейцитовых щелочных сиенитов	10-12 ρ_2^3 , ρ_3	Тексарская Гарнасарская	TR-4

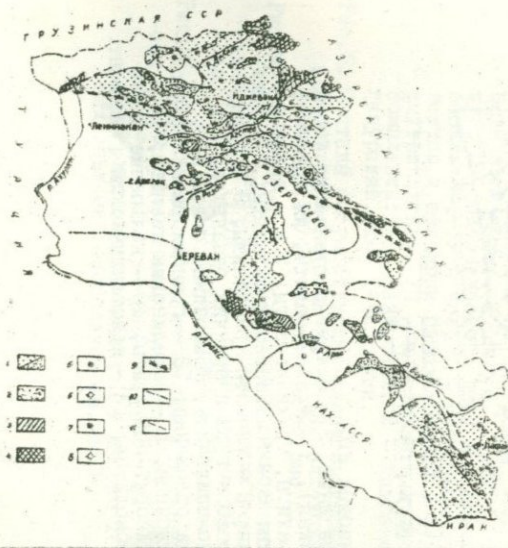


Рис. 1. Схема распространения мезокайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа. Формации: 1а - андезитовые, б - трахибазальт-трахиандезитовые; 2 - риолитовые; 3 - щелочные трахиандезит-фонолитовые; 4 - базальтовые (закрашены палеогеновые). 5-8 - центры вулканической деятельности, 9 - границы блоков, 10 - границы структурно-формационных зон, II - внутриблоковые разломы (Р.Джрощян и др., 1981).

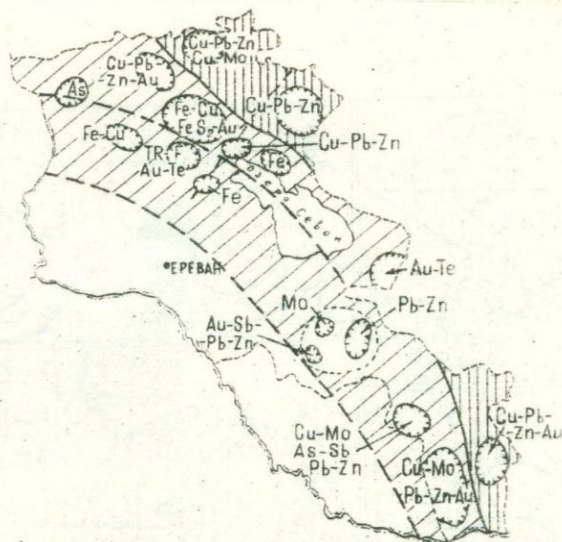


Рис. 2. Схема главнейших ВТС с указанием ведущей минералогической нагрузки. I - область развития мезозойских структур, 2 - область развития палеогеновых структур (Р.Джрощян и др., 1987).

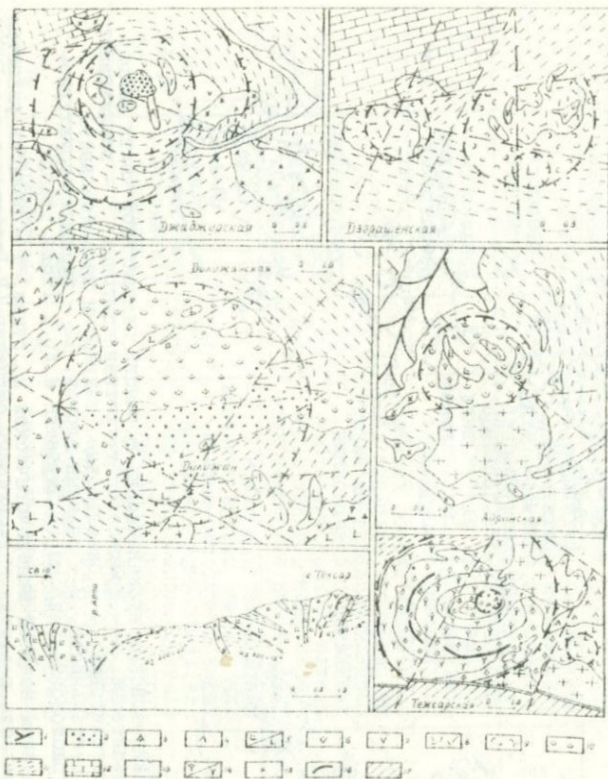


Рис. 3. Типовые палеогеновые ВТС.

1 - четвертичные лавы, 2 - озерно-лагунная угленосная толща (дилижанская), 3 - трахифонолиты, их брекчии; 4 - щелочные трахиты, трахиандезиты; 5 а - трахибазальты, б - базальты; 6 - трахиандезит-базальты; 7 - андезиты, их брекчии; 8 - риолиты, риодациты; 9 - туфы андезитов, дацитов; 10 - туфы и брекчии базальтов; 11 - слоистые терригенно-осалочные, вулканодные отложения; 12 - карбонатные отложения; 13 - гранодиориты, граносиениты; 14 а - щелочные, б - нефелиновые сиениты; 15 - габбро-порфириты, диорит-порфириты; 16 - кольцевые дайки эпидейцитовых фонолитов; 17 - кристаллический фундамент.

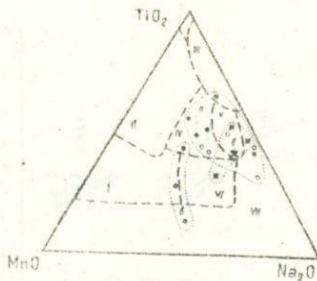


Рис. 4



Рис. 5

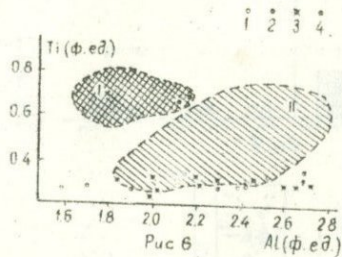


Рис. 6

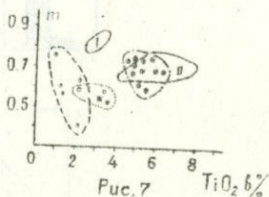


Рис. 7

Рис. 4. Составы клинопироксенов из базальтов палеогеновых вулканических комплексов на диаграмме $TiO_2 - MnO - Na_2O$ Поля по *E. Nisbet, J. Pearce*, (1977). I. - вулканических дуг; II - океанического дна; III - внутриплитных щелочных базальтов; IV - все; V - островных дуг+ внутриплитных толаитов и щелочных базальтов; VI - вулканических дуг и внутриплитных; VII - внутриплитных щелочных базальтов. Комплексы: 1 - базумский, 2 - памбакий, 3 - вайк-зангезурский, 4 - тежарский.

Рис. 5. Составы осуществляющих клинопироксенов и амфиболов из пород палеогеновых вулканических комплексов; поля по М.Бесту (1974). Комплексы см.рис.8.

Рис. 6. Соотношение титанистости и глиноземистости амфиболов из пород палеогеновых вулканических комплексов. Поля по М.Бесту (1974): I - близповерхностных амфиболов, II - глубинных мегакристов амфиболов. Комплексы см.рис.8.

Рис. 7. Соотношение магнезиальности и титанистости биотитов из пород палеогеновых вулканических комплексов. Поля по *Sh. Bachinski, E. Simpson* (1984): I - низко - Ti флогопитов высоких давлений; II - высоко Ti флогопитов низких давлений. Комплексы см.рис.8.

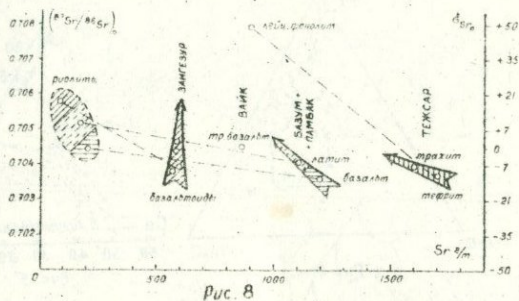


Рис. 8

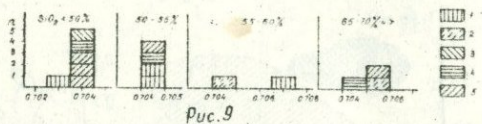


Рис. 9

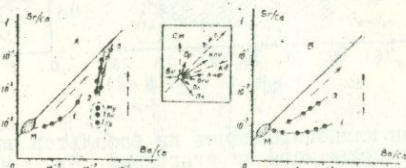


Рис. 10

Рис. 8. Корреляционная зависимость первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и валового содержания Sr и тренды мантийно-коровой эволюции в породах палеогеновых вулканических серий.

Рис. 9. Гистограммы зависимости SiO_2 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород палеогеновых вулканических комплексов. Комплексы: 1. Тажсарский. 2. Памбакский. 3. Байкский. 4. Базумский. 5. Зангезурский.

Рис. 10. Диаграмма Sr/Ca - Ba/Ca магматической дифференциации палеогеновых вулканических серий зон сжатия (А), растяжения (Б). А.1. Известково-щелочная (Ик-Щ). 2. Субщелочная (Ск-Щ). 3. Щелочная (Щк). Б.1. Известково-щелочная (Ик-Щ). 2. Субщелочная (Ск). М - мантия, Му, Би, Гр - фундамент. Пунктирные стрелки - линия кристаллизационной дифференциации, линия смещения. Сплошная линия - линия мантийного плавления.

Заказ 38

Тираж 100

Отпечатано на ротационном участке Центра научной информации
по общественным наукам и фундаментальной библиотеки АН АрмССР
Ереван-1, ул. Абовяна, 15.

lyppor

1920
A670p28

RECEIVED

IN RECEIVING

1920

1920

Lyppor

Lyppor

RECEIVED

RECEIVED