

М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

**АЛЬПИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И
ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО
СЕКМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1980

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 69

მ. ლორთქიფანიძე

ალპური ვულკანიზმი და ხაელთაშუა
ზღვის ნაოჭი სარგურის ტენზიკალური
საბეზვის გომინაჟიკა

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1980

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ
Труды, новая серия, вып. 69

М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

АЛЬПИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И
ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО
СЕКМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1980

552(4)
26.32I(4)
550.2I+55I.3](262)
II 78

Монография посвящена анализу эволюции мезо-кайнозойского вулканизма Кавказа и сопредельных регионов центрального сегмента Средиземноморского пояса (Болгария, Турция, Иран). Показано, что начиная с мезозоя, значительная часть исследуемой территории развивается как активная окраина Евразийского континента. В течение юрско-нижнеэокомского, альбско-верхнемелового и палеогенового вулканических циклов активная окраина маркируется контрастной парой вулканических поясов - известково-щелочным андезитовым поясом островодужного типа и расположенными в тылу последнего базальто-островодужного типа и интрадуговых бассейнов. В неоген-четвертичное время, в условиях продолжающейся континентальной коллизии, андезитовые пояса полностью сохраняют латеральную петрохимическую зональность и другие петрохимические особенности, характерные для вулканических серий активных окраин. Вместе с тем, существенную роль приобретают крупные поперечные разломные структуры, характеризующиеся щелочно-базальтовыми или базальт-трахитовым вулканизмом типа континентальных рифтов. Рассмотрены закономерности петрохимической эволюции в пределах каждого цикла и проанализированы изменения, связанные с переходом от тихоокеанской стадии развития, через средиземноморскую к современной внутриконтинентальной стадии. Базируясь на исследовании вулканизма и комплексе геологических данных, рассмотрен ряд спорных проблем эволюции центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса - характер эволюции от палеотетиса к Мезотетису, геодинамическая обстановка верхнемеловой обдукции офиолитов, время зарождения и масштабы отдельных ветвей Мезотетиса.

Л 20805 / 19-80
И607(06) - 80

© Издательство "Мецниереба", 1980

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы

В последнее десятилетие система альпийских хребтов, возникшая из бассейнов древнего Тетиса, явилась объектом пристального внимания геологов. Широкое распространение неомобилистических концепций привело к пересмотру существовавших взглядов на структурную эволюцию Альпийского складчатого пояса. С позиции тектоники плит Тетис рассматривается как обширный океанический бассейн, разделявший Евразию и Гондвану в палеозое и мезозое (Пейве, 1969; Bullard et al, 1965; Dietz and Holden, 1970; Smith, 1971). Считается, что кора океана Тетис была полностью уничтожена вследствие ее погружения по древним зонам субдукции и в Альпийско-Гималайском поясе сохранились лишь незначительные ее останцы, представленные протяженными офиолитовыми поясами или разрозненными пластинами офиолитов.

Вместе с тем не сдают позиций сторонники традиционных фиксистских концепций. Ряд исследователей стоит на платформе, промежуточной между крайними "фиксистскими" и "мобилистическими" позициями. Позаимствовав у гипотезы тектоники плит такие понятия, как спрединг и субдукция, они рассматривают Тетис как систему узких трогов с океанической корой.

Фрагментарность имеющейся геологической информации и различный подход к проблеме объясняют значительные расхождения между существующими моделями эволюции Альпийско-Гималайского орогенного пояса и отдельных его сегментов (Dewey et al., 1973; Aubouin, 1976; Stöcklin, 1974, 1977; Хаин, 1975, 1977; Ricou 1975, 1976; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1977; Hsu et al., 1977 и др.).

В связи с попытками палеотектонических реконструкций возник ряд геологических проблем, разрешение которых связано с детальным комплексным изучением континентальных палеоокраин Евразийской и Афро-Аравийской платформ и корреляции основных геологических событий на этих окраинах с эволюцией альпийских офиолитовых поясов. Особенно важно исследовать эволюцию вулканической деятельности в пределах древних активных континентальных окраин, поскольку именно характер вулканизма несет важнейшую информацию об исчезнувших глубинных структурах.

Существует еще ряд аспектов, предопределяющих научный инте-

рес исследования эволюции вулканизма активных палеоокраин: подобное исследование позволяет проследить изменение характера вулканической деятельности в пределах палеоостровных дуг и окраинных бассейнов на разных стадиях их развития и на разных стадиях эволюции бассейна океанического типа, с которым эти структуры связаны. Следовательно, подобное исследование является необходимой основой для разработки петрогенетической модели магматизма активной окраины. Вместе с тем оно необходимо для создания актуальных моделей вулканогенного и вулканогенно-осадочного рудогенеза, практическое значение которых трудно переоценить.

Предлагаемая работа посвящена анализу эволюции мезо-кайнозойского вулканизма Кавказа и прилегающих регионов центрального сегмента Альпийско-Гималайского региона (Болгария, Турция, Иран) в связи с его геодинамикой. Работа основана на результатах оригинальных исследований альпийского вулканизма Кавказа, проводившихся с 1971 года, и на анализе обширной отечественной и зарубежной литературы, посвященной альпийскому вулканизму.

Следует подчеркнуть, что за исключением Кавказа, все альпийские вулканические серии которого охарактеризованы удовлетворительно, эти данные неравноценны. Они крайне скудны для юрских и меловых вулканитов, тогда как палеогеновый и неоген-четвертичные вулканические циклы освещены гораздо более полно.

В первые годы работы автор имел неоценимую возможность консультироваться с академиком Г.С. Дзюценидзе, одним из пионеров исследований по проблеме связи вулканизма Кавказа и прилегающих регионов Альпийского пояса с тектоникой, посвятившим этой проблеме ряд основополагающих работ (Дзюценидзе, 1948, 1964, 1966, 1970; Дзюценидзе и Твалчрелидзе, 1967; Азиябеков и Дзюценидзе, 1970; Dzotsenidze, 1971 и др.).

Исследование проводилось в тесном сотрудничестве с Ш.А. Адамия и Г.С. Закармадзе. Со многими проблемами строения Малокавказского офиолитового пояса и его вулканических комплексов автор ознакомился во время совместных экскурсий с Л.А. Книппером и С.Д. Соколовым. Некоторые аспекты эволюции вулканизма окраинных и интрадуговых бассейнов разрабатывались при участии Э.И. Пополитова. Большое значение имело обсуждение проблем геодинамики Кавказа с В.Е. Хайным и А.П. Зоненшайным. Всем вышеуказанным лицам автор приносит свою искреннюю благодарность.

Основные тектонические единицы

На рис. I приведена схема тектонического районирования центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, принятая в данной работе.

Главным линеamentом, разделяющим Альпийско-Гималайский ороген на южную и северную тектонические области, резко различающиеся по характеру альпийской геологической эволюции, является узкая и протяженная офиолитовая шовная зона или осевой офиолитовый шов Тетиса и по И. Штёклину (Stöcklin, 1977). В центральном сегменте Альпийско-Гималайского орогена в ее состав входят офиолитовые пояса Вардара (В), Северной Анатолии (СА) и Внутреннего Загроста (З). Осевой шов характеризуется присутствием офиолитовых комплексов и глубоководных осадков, шарьированных в верхнем сеноне на краевые части северного и южного континентальных блоков. Наиболее широко распространены мезозойские (верхнетриас-верхнемеловые) офиолиты и глубоководные осадки, однако в Северо-Анатолийском поясе установлены и палеозойские офиолитовые комплексы (Fourquin, 1975 и др.).

Южная тектоническая область включает Тавр-Анатолию (ТА) и внешний Загрос (ВЗ), разделенные Южно-Анатолийским (ЮА) офиолитовым поясом.

Для всей южной тектонической области характерен докембрийский фундамент, перекрытый мощным слабоскладчатым чехлом мелководных терригенно-карбонатных осадков (преобладают карбонаты), которые сформировались в результате непрерывного спокойного осадконакопления от кембрия до верхнего мела (Ricoeu et al., 1975; Ricoeu, 1976; Stöcklin, 1974, 1977). Можно проследить постепенный переход этих осадков в недислоцированные фации Афро-Аравийского шельфа. В течение всего палеозоя и мезозоя они принадлежат к южной (Гондванской или Южно-Тетисской) биостратиграфической провинции и рассматриваются как краевые части Афро-Аравийской шельфовой зоны, дислоцированной в процессе замыкания бассейнов Тетиса и континентальной коллизии. В северной части Тавр-Анатолийской тектонической единицы, в пределах так называемых, кристаллических массивов Анатолии (Кетин 1968) осадочный палеозойско-мезозойский чехол метаморфизован в зеленосланцевой или амфиболитовой фации, однако по характеру материнских осадочных пород и по комплексу фауны обнаруживает большое сходство с Тавром и рассматривается как крайняя часть последнего, раздробленная и метаморфизованная в позднеальпийское время (Dürr, 1975; Erkan, 1976; Goncuoglu, 1977).

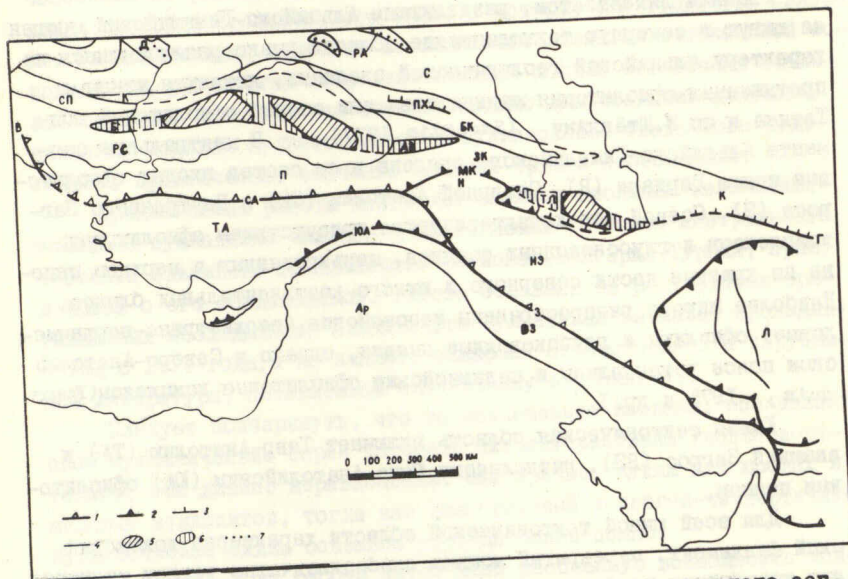


Рис. I. Схема тектонического районирования центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса. Условные обозначения: 1—осевой офиолитовый шов Мезотетиса, 2—альпийские офиолитовые пояса второго порядка, 3—палеозойские офиолитовые пояса, 4—границы тектонических зон, 5—безграницные области Черного и Каспийского морей, 6—рифтовые структуры верхнемелового и палеогенового возраста, 7—области раннеальпийской складчатости. Основные тектонические единицы: С—Скифская платформа, РА—зоны раннеальпийской складчатости, БК—Большой Кавказ, ПХ—офиолитовый пояс Передового Хребта, ЗК—Закавказский срединный массив, АД—Аджаро-Триалетский рифт, ТЛ—Талышский рифт, МК—Малокавказский офиолитовый пояс, Н—Нахичеванская субплатформа, П—Понтиды, СА—Северо-Анатолийский офиолитовый пояс, ТА—Тавр-Анатолия, ЮА—Южно-Анатолийский офиолитовый пояс, Д—Добруджа, М—Мизийская Плита, СП—Стара Планина, РС—Родопский массив-Среднегорье, Б—Бургасский рифт, В—Вардарский офиолитовый пояс, К—Копетдаг, ИЭ—Центральный Иран-Эльбурс, Л—Дут, З—офиолитовый пояс Внутреннего Загроса, ВЗ—Внешний Загрос.

В верхнем сеноне большие массы офиолитов были шарьированы на южную тектоническую область. В пределах Загроса шарьяжи офиолитов и глубоководных осадков не выходят за пределы узкой краевой зоны (офиолитовый пояс Внутреннего Загроса). Во внешнем Загросе продолжается спокойное осадконакопление, он остается амагматичным и лишь на конечном этапе альпийского цикла — в плио-плейстоценовое время подвергается германотипной складчатости, сопровождаемой формированием крупномасштабных дизъюнктивных дислокаций (Stöcklin, 1974, 1977; Ricou, 1976). В Тавре-Анатолии разрозненные тектонические пластины офиолитов продвинуты далеко на юг и практически "размазаны" по всей этой тектонической единице. Процесс шарьирования офиолитов, сопровождающийся тектонической деформацией, повторялся в палеогене и в миоцене (юго-западный Тавр). Фашии верхнего сенона и палеогена характеризуются большой латеральной неоднородностью. Начиная с палеогена и особенно в неоген-четвертичное время имеет место вулканическая деятельность (Ricou, 1976; Ricou et al., 1977).

Южно-Анатолийский офиолитовый пояс (ЮА) расположен на западном продолжении Загросского шва. Он протягивается до побережья Средиземного моря и, возможно, коррелируется с Кипрскими офиолитами. В его пределах алдохтонные пластины верхнетриас-верхнемеловых офиолитовых комплексов расположены на Загросском автохтоне и трансгрессивно перекрыты верхнесенонско-палеогеновым флишем. В низах последнего (верхний маастрихт-палеоцен) представлены пиллоу-базальты, чередующиеся с окремненными пелагическими известняками.

Северная тектоническая область характеризуется интенсивными процессами альпийского магматизма, метаморфизма и тектогенеза и в мезозое принадлежит к северотетисской биостратиграфической провинции (Egäu, 1976). Она гораздо более многообразна и мозаична по структуре по сравнению с южной провинцией. На территории Ирана в состав северной области входят следующие единицы (с севера на юг) (Stöcklin, 1974, 1977) — Копетдаг (К), где герцинский или эпигерцинский фундамент перекрыт мощным мелководным терригенно-карбонатным чехлом мезозоя. В течение всего мезозоя и кайнозоя Копетдаг абсолютно амагматичен. Прерывистой цепочкой палеозойских офиолитов Копетдаг отделен от Центрального Ирана-Эльбурса (ИЭ). На докембрийском кристаллическом фундаменте этой зоны залегает слабоскладчатый мелководный терригенно-карбонатный чехол палеозоя. Мезо-кайнозойский разрез характеризуется частыми перерывами и большой латеральной фашиальной изменчивостью. Широко развиты континентальные и мелководно-морские обломочные фашии.

Интенсивные магматические процессы имели место в триасе-юре, мелу, палеогене и в неоген-четвертичное время. Местами проявился позднеальпийский зеленосланцевый метаморфизм. Особняком стоит глыба Лут (А), окруженная кольцом верхнемеловых и палеоценовых офиолитов. Аналогичная Центральному Ирану-Эльбурсу по домезозойской истории, с юры она существует как суша, на которой в палеогене и неоген-четвертичное время проявилась интенсивная вулканическая деятельность. До мезозоя Центральный Иран, Эльбурс и Лут относятся к южной - гондванской биостратиграфической провинции. В мезозое (начиная с юры) характерны фаунистические и флористические комплексы северотетисского, евразийского типа.

Кавказ полностью расположен в северной тектонической области. Здесь выделены следующие основные тектонические единицы (Гамкрелидзе, 1966; Адамия и др., 1977).

I. Скифская платформа (С) с узкими зонами раннеальпийской складчатости (РА). На герцинском (в северной части) и байкальском (в южной части) фундаменте этой зоны залегают мелководные, часто угло- и соленосные осадки юры-эоцена и олигоцен-четвертичная континентальная моласса. В западной и восточной частях Скифской платформы известны проявления верхнетриас-нижнелейассового известково-щелочного вулканизма. В зонах раннеальпийской складчатости сильно дислоцированные мощные (5 км) серии лейаса-байоса-бата содержат биполярные базальт-риолитовые серии.

Переход от Скифской платформы к альпийскому складчатому сооружению Большого Кавказа (БК) постепенный. Северный склон (так называемый Северокавказский срединный массив) в структурно-фацциальном отношении представляет собой южный край Скифской платформы, вовлеченный в альпийский тектогенез. В его пределах (Передовой хребет) расположена аллохтонная полоса палеозойских офиолитов (ПХ). Южнее следует Большекавказская геосинклиналь, доальпийский фундамент которой представлен герцинскими магматическими и метаморфическими комплексами (Главный хребет) или мощными классическими флишеидными сериями палеозоя-триаса (Южный склон). Мощные сланцевые серии лейаса-байоса-бата трансгрессивно перекрывают герцинский фундамент или согласно продолжают терригенные серии палеозоя-триаса. Сланцевая толща надстраивается верхнеюрским, меловым и палеогеновым карбонатным и терригенным флишем. Эти отложения интенсивно дислоцированы и надвинуты на юг, на Байкальско-Герцинский Закавказский срединный массив (ЗК). Мезо-кайнозойский слабоскладчатый чехол последнего представлен мелководными, прибрежными и наземными карбонатно-терригенными и вулкани-

ческими, преимущественно андезитовыми толщами. В центральной части Закавказского срединного массива расположены Черноморско-Аджаро-Триалетский (АД) и Талыш-Южнокаспийский (ТА) мел-палеогеновые рифты с мощными флишеидными и базальтовыми толщами верхнего мела-палеогена. Малокавказский офиолитовый шов (МК) отделяет Закавказский срединный массив от Нахичеванской субплатформы (Н). Он представляет собой узкую субширотную зону, где тектонические линзы офиолитового меланжа зажаты вдоль контакта Закавказского срединного массива с Нахичеванской субплатформой (Зангезурская зона) (Асланян, Сатиан, 1977) или офиолитовые покровы надвинуты на край Закавказского массива в верхнем альбе-нижнем сеноне (Книппер, 1975). К/Аг данные о возрасте различных членов офиолитового комплекса дают цифры от нижнепалеозойских до верхнемеловых (Багдасарян, Чибухчян, 1976). Среднеюрско-нижнеэоценовая и сенонан-нижнеэоценовая эффузивно-радиоляритовые серии были установлены по фаунистическим данным (Книппер, 1975, 1979; Соколов, 1977; Сатиан, 1979). Байкальский фундамент Нахичеванской субплатформы перекрыт слабоскладчатым чехлом мелководных известняков и доломитов палеозоя-триаса. Юра представлена лишь в крайне южной ее части мелководными угленосными терригенно-карбонатными осадками (аален-келовой), которые подстилаются пачкой базальтоидов (200м). Разрез мела начинается с альба. В альбе-верхнем мелу формируется мелководный покров карбонатных и терригенных осадков с маломощными пачками и линзами андезитовых вулканитов. Палеоген-четвертичный разрез сходен с таковым Закавказского срединного массива.

В течение всего палеозоя (включая верхнюю пермь) Нахичеванская субплатформа принадлежит к Гондванской биостратиграфической провинции (Terrier, Terrier, 1974; Левен, Шерлович, 1978). В юре ее фаунистические комплексы обнаруживают родство с северотетисскими (евразийскими), однако они все же заметно отличаются от синхронных фаунистических ассоциаций Закавказского массива, заставляя предполагать существование определенного "барьера" между ними (Ростовцев, Азарян, 1972).

В пределах Нахичеванской субплатформы известны выходы офиолитов (т.н. Вединский пояс). Здесь нижнеконьякские мергели перекрыты нижнеконьякской же офиолитокластовой олистостромой, на которой залегают покровы офиолитового меланжа и габбро-серпентинитов (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Ломизе, 1971). Этот покров трансгрессивно перекрыт офиолитокластовым конгломератом и мелководной терригенно-карбонатной свитой верхнего коньяка. Предполагается, что офиолиты шарьированы с севера, из Малокавказской офио-

литовой шовной зоны.

По возрасту фундамента и характеру палеозойского разреза Нахичеванская субплатформа обнаруживает большое сходство с Иран-Эльбурсом, Загросом и Тавром-Анатолией. Однако по мезо-кайнозойской истории развития, для которой характерно чередование континентального и мелководно-морского режима и неоднократное проявление магматизма, она коррелируется с Центральным Ираном-Эльбурсом, западной периферией которого, очевидно, и является.

Скифская платформа сопоставима с Копетдагом, обе тектонические единицы представляют собой мезо-кайнозойский шельф Евразийской платформы. Однако Большой Кавказ, Закавказский массив и Малокавказский офиолитовый пояс, срезаемые берегом Каспия, не имеют аналогов к востоку от последнего и, очевидно, выклиниваются в Каспийском бассейне.

На территории Турции к северной тектонической области относятся Понтиды (П). По характеру фундамента и мезо-кайнозойского чехла они обнаруживают большое сходство с Закавказским массивом, непосредственным продолжением которого и являются. Лишь в юго-западной части Понта - в пределах, так называемых, внутренних Понтид (Fourquin, 1975) представлен более древний - ассинский фундамент, переработанный в течение каледонского и герцинского орогенезов.

Болгария, как и Кавказ, полностью относятся к северной области. С юга на север здесь выделяются (Нэй и др., 1977): Добруджа (Д) - хребет с палеозойским складчатым ядром, в мезозое характеризующийся преимущественно эпиплатформенным режимом. Лишь в северной Добрудже (Тульча) выделяются узкие зоны раннеальпийской складчатости. Южнее следует Мизийская эпигерцинская плита (М) с мезокайнозойским эпиконтинентальным осадочным чехлом, который испытал слабую складчатость в Предбалканском регионе. Стара-Планина (СП), подобно Добрудже, характеризуется палеозойским кристаллическим ядром и мезозойским слабоскладчатым эпиплатформенным чехлом, однако в северной ее части - (зона Котел) глубоководный бассейн существовал в начале мезозоя (до гетанга), в раннеальпийскую эпоху эта зона испытала интенсивную складчатость.

На северо-западе эти структурные единицы перекрываются альпийским складчатым сооружением Карпат (КП).

Южнее следует область Родоп-Среднегорья (РС), в которой на докембрийском и частично герцинском кристаллическом чехле залегают осадочные и вулканогенные, преимущественно андезитовые и шосснитовые толщи мезозоя - кайнозоя. На северном крае этого массива

в конце верхнего мела возникла рифтовая структура Бургаса (Б), характеризующаяся щелочно-базальтовым вулканизмом и относительно глубоководным осадконакоплением. Предполагается, что она продолжается на восток, в область Западно-Черноморской глубоководной впадины.

Зона Крайштид, расположенная в юго-западной части Болгарии, сложена палеозойскими и мезозойскими геосинклинальными осадками и рассматривается как часть Вардарской офиолитовой шовной зоны (В).

Малокавказский офиолитовый пояс на западе непосредственно смыкается с Северо-Анатолийским, обнаруживая с ним большое сходство как по возрасту офиолитов, так и по времени их шарьирования и в целом может рассматриваться как северо-восточная ветвь последнего. Закавказский срединный массив непосредственно коррелируется с Понтидами (Внешний Понт), крайне юго-западная часть Понтид (Внутренний Понт) по строению фундамента и типу альпийского разреза сходен с Родопским массивом. Складчатая область Большого Кавказа может быть увязана с Горным Крымом. Однако дальнейшее ее продолжение на запад неясно. Возможно, подвижная зона Котел в северо-восточной части Стара-Планины является зоной ее западного выклинивания. Подобно Скифской плите, Степной Крым, Добруджа, Мизийская плита, Стара-Планина представляют собой мезо-кайнозойский шельф Евразийской платформы с отдельными мелкими зонами раннеальпийской складчатости.

Согласно палеотектоническим реконструкциям ряда исследователей Осовой офиолитовый шов Тетиса маркирует мезозойский бассейн с корой океанического типа - Мезотетис, вдоль северного края которого располагалась активная окраина Центрального Иран-Эльбурса и Кавказ-Понт-Родопского массива, а вдоль южного края простирался обширный карбонатный шельф Афро-Аравийской платформы (Ricoiu, 1976; Stöcklin, 1974, 1977; Адамия и др., 1977; Khain, 1977; Al-Ju-Duval et al., 1977 и др.). В позднем меду в результате конвергенции Афро-Аравийского и Евразийского континента в области Тетиса началась континентальная коллизия, продолжающаяся и в настоящее время.

Тем не менее, многие важные проблемы геологической эволюции центрального сегмента Альпийско-Гималайского орогена остаются малоисследованными или спорными. Объектом продолжительной дискуссии является характер эволюции от палеозойского к мезозойскому Тетису, спорна палеотектоническая роль Малокавказского и Южноанатолийского офиолитовых поясов, неясны взаимоотношения между Понтий-

ско-Закавказской и Иран-Эльбурской частью южной активной окраины Евразийского континента, почти нет специальных исследований, посвященных эволюции вулканизма активных окраин Тетиса на различных этапах его существования. В предлагаемой работе рассмотрение этих проблем базируется на детальном анализе альпийских вулканических циклов.

ОТ ПАЛЕОЗОЙСКОГО К МЕЗОЗОЙСКОМУ ТЕТИСУ.
УНАСЛЕДОВАННОЕ РАЗВИТИЕ ИЛИ ЗАРОЖДЕНИЕ
НОВОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ?

Прежде чем перейти к рассмотрению альпийского вулканизма и геодинамики, следует кратко охарактеризовать обстановку, установившуюся в центральном сегменте Альпийско-Гималайского пояса к началу мезозоя. Здесь мы вплотную подходим к старой остродискуссионной проблеме альпийской геологии, касающейся взаимоотношения альпийских и герцинских структур, или — если принять мобилистические концепции — взаимоотношения палеозойских и мезозойских бассейнов Тетиса. Согласно существующим глобальным реконструкциям, основанным на наиболее обобщенных данных по геологии океанов и континентов и по палеомагматизму (Smith, 1971; Dietz and Holden, 1970; Зоненшайн и Городницкий, 1977), по палеофлористическим и палеофаунистическим данным (Termier, Termier, 1974), в палеозое между Гондваной и Лавразией предполагается существование океанического бассейна, широко раскрывающегося на восток. Автор разделяет мнение тех исследователей, которые трассируют главный шов Палеотетиса вдоль Североанатолийско-Малокавказского офиолитового пояса и далее на восток — по прерывистой цепи палеозойских офиолитов, простирающейся на стыке Копетдага и Эльбурса (Argyriadis 1975, Adamia 1975; 1978; Stöcklin 1974, 1977 и др.) Именно этот шов является границей первого порядка, отделяющей амагматический карбонатный шельф Гондваны (пассивную окраину) от герцинского обрамления Лавразии (активной окраины) и Лавразийскую биогеографическую провинцию от Гондванской.

В настоящее время среди альпийских геологов широко распространено мнение, что Палеотетис полностью замкнулся в результате герцинского орогенеза, в верхнем палеозое редуцировавшись в эпиконтинентальный морской бассейн, а Мезотетис возник в результате триасового рифтогенеза, косо наложившись на герцинские

структуры (Хаин, 1975; Книппер, 1975; Argyriadis, 1975; Ricou, 1975, 1976; Гамкрелидзе, 1976; Соколов, 1977). В основу этой концепции легли следующие факты — преимущественно мелководно-прибрежный характер верхнепалеозойских осадков Тетиса, досреднекарбонный возраст обдукции палеозойских офиолитов, верхнетриасовый возраст наиболее древних эффузивно-радиоляритовых толщ мезозойских офиолитовых комплексов. Причем, преимущественно щелочной состав верхнетриасовых эффузивов связывают с начальными стадиями рифтогенеза, приведшего к образованию Мезотетиса (Juteau, 1970, 1978).

Альтернативная концепция, которую разделяет и автор данной работы, предполагает сквозное существование океанического Тетиса в палеозое и раннем мезозое (Моссаковский, 1975; Адамия и др., 1977, 1978; Stöcklin, 1974, 1977 и др.) Предполагается, что в западной части исследуемого региона Мезотетис унаследованно развивается с палеозойского времени, на востоке — очевидно, в результате верхнепалеозойского рифтинга от Гондванского шельфа отчленяется блок Центрального Ирана — Эльбурса, который по мере раскрытия Загросского бассейна продвигается на север и начиная с верхнего триаса — юфы превращается в северную активную окраину Тетиса, главная ось которого к этому времени смещена в Загросский бассейн (рис. 2). Опираясь на комплекс геологических и палеомагматических данных в океанической природе верхнепалеозойского Тетиса блестяще обосновал А.А. Моссаковский (1975). В дальнейшем появились новые исследования, подтверждающие концепцию сквозного существования Тетиса в верхнем палеозое — нижнем мезозое. Для центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса система доказательств, говорящая в пользу этой концепции сводится к следующему:

Наряду с мелководно-морскими осадками в области Тетиса известны аллохтонные пластины базальт-радиоляритовых комплексов верхнепермского возраста (Ликийский Тавр), тесно связанные с офиолитами (de Gracianski, 1972) и, очевидно, сформированные на океанической коре (табл. I).

В Западной Понте-Анатолии образование офиолитокластовой олистостромы и офиолитового меланжа имело место в верхнем карбоне — перми и в триасе (табл. I), что также является доказательством существования океанической коры в этот период. Последние исследования пермских отложений в северном Эльбурсе показывают существование морского бассейна, широко открывающегося и углубляющегося на север. Установлено наличие кремнисто-карбонатных глубоководно-морских осадков пермского возраста (Jenny, Stampfli, 1978), содержащих фауну гондванского типа.

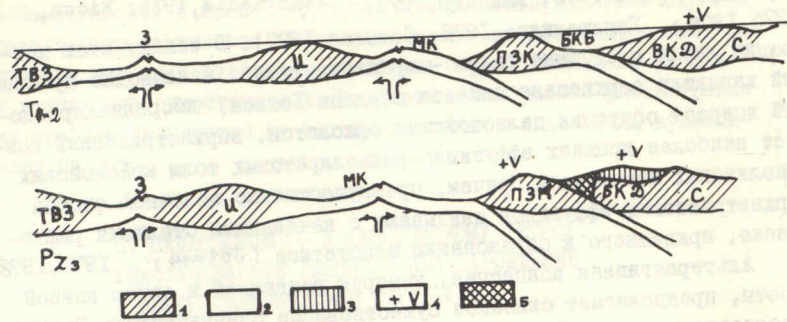


Рис.2. Доальпийская палеогеография Центрального сегмента Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса. 1- области с континентальной корой, 2-области с океанической корой, 3-аллохтонные пластины офиолитов и метаофиолитов, 4-андезитовый вулканизм, 5-аккреционная призма метаофиолитов, 6-разлом типа трансформного. Основные тектонические единицы: ВЗТ - Внешний Загрос-Тавр. И-Центральный Иран-Эльбурс-Нахичеванский блок. МК - малокавказский океанический бассейн. ПЗК - Понт-Закавказский срединный массив (островная дуга, БКБ - Большекавказский малый океанический бассейн. БКД- Большекавказская островная дуга. С- Скифская платформа. Верхнепалеозойская реконструкция дана по Адамия и др. (1979).

В западной части исследуемого региона деление на Гондванскую и Евразиатскую фаунистические и флористические провинции сохраняется в течение всего верхнего палеозоя-нижнего мезозоя (Terrier, Terrier, 1974; Eney 1976). В восточной части области расположенные между осевыми швами Палеотетиса и Мезотетиса (Нахичеван, Центральный Иран-Эльбурс) до конца перми относятся к гондванской биогеографической провинции, тогда как в верхнем триасе-пре они уже принадлежат к северотетисской фаунистической и флористической области (Jenny, Stampfly, 1978; Chateaufeuf, Stampfly, 1978; Левен, Щербович, 1978; Ростовцев, Азарян, 1971). Область, расположенная южнее осевого шва Мезотетиса (внешний Загрос) принадлежит к южнотетисской провинции в течение всего палеозоя и раннего мезозоя.

Северная окраина Палеотетиса является областью активного известково-щелочного и кислого вулканизма, проявляющегося в мел-

Таблица 1.

Локализация верхнепалеозойских и триасовых вулканизов в центральном сегменте Средиземноморского пояса

Регион	Возраст	Состав	Ассоциирующие осадки	Лит. источник
Северная Добруджа	C ₁	Риолитовые туфы, граниты, диориты	Угленосные отложения, эвапориты	Михайлов, 1978
Мэчин	C _{3-p}	Щелочные риолиты, эгириновые граниты	Толасса, эвапориты	
Северная Добруджа грабены Тульча и Мекданкой	T ₃	Диабазы, базальты	Терригенно-карбонатный флиш налбант	Михайлов, 1978
Северная Добруджа горст Тульча	T ₃	Субвулканические кварцпорфиры	Известняки	
Южная Добруджа	C-P-T	Вулканизы	Угленосные отложения, моласса эвапориты	Земная кора и история развития, 1978
Мизийская плита	C _{2-3-P}	Андезиты, базальты	Континентальная моласса	
Мизийская плита-запад	T ₁₋₂	Базальты, андезиты, пирокластия	Известняки, доломиты	Монов и др., 1971
восток	T ₁₋₂	Дациты, трахириолиты, кварцевые трахиты	" "	Tschunev, Vonev, 1975.
C-3 Стара Планина (Берковица)	C _{3-P}	Базальты, андезиты, дациты, щелочные базальты, трахиандезиты	Аркозы, конгломераты, аргиллиты	Чунев и др., 1962; Tschunev, Vonev, 1975.
Стара Планина (Тетеван, Твардица)	P ₁	Андезиты, дациты, риолиты	Красноцветная моласса	Tschunev, Vonev, 1975
Среднегорье (восточная часть)	P ₁	Риолиты, кислая пирокластия	Красноцветная моласса	Tschunev, Vonev, 1975; Дмитриева и др. 1975
	T ₁	Базальты, риолиты, андезиты	Аркозы, конгломераты	
Западный Понт-Стамбул, Косаели	C ₃	Диабазы	Флиш с растительными остатками	Brinkmann, 1976

Я. М. Б. Лордкипанидзе

1	2	3	4	5
Понт Зонгулдаг, Амасра	C ₁	Туфы	Известняки, угленосные песчаники	
Юго-Западный Понт (Анкара-Бага)	C ₃ -P	Диабазы	Флиш (офиолитокластовый олистостром) Орханлар	Brinkmann, 1976
Ликийский Тавр Фатис	P ₂	Щелочные базальты	Известняки с фузулинами, угленосные песчаники	
Ликийский Тавр	P ₂	Щелочные базальты	Радиоляриты, известняки пелагические (аллохтонная пластина в офиолитах)	de Gracianski, 1972
Скифская плита (Западное Предкавказье)	C ₁ -P	Кислые туфы, туффиты, риолиты	Моласса	Belov, et al., 1978 ²
Скифская плита (Западное Предкавказье)	T ₃	Диабазы, базальты, риолиты	Дислоцированный флиш	Гарецкий, 1972
Скифская плита-Восточное Предкавказье	T ₃	Базальты, андезиты, дациты, риолиты	Мелководно-морские известняки, аргиллиты	Бурштар и др., 1973
Горный Крым	T ₃	Базальты, андезиты	Дислоцированный терригенный флиш (Таврическая серия)	Лебединский, Макаров, 1962
Большой Кавказ-северный склон	C ₂ -3 P ₁	Андезиты, дациты, риолиты, пирокластита	Угленосные песчаники, конгломераты	
Большой Кавказ-Главный хребет	C ₂	Кислые туфы, базальты, андезиты	Угленосные песчаники, конгломераты	Belov, et al., 1978
Большой Кавказ-Софийский блок	P ₃	Метаандезиты	Метаморфиты Аджарской свиты	
Закавказский (Дзигула) срединный массив (Крами)	C ₁ -2? C ₁ -2	Дациты, риолиты, пирокластита Андезиты, дациты, риолиты, пирокластита	Континентальные аркозы Угленосные песчаники с линзами коралловых известняков	Канчавели, 1969 Схиртладзе, 1965

1	2	3	4	5
Северо-западный Эльбурс, Казвин	C ₃ -P ₁	Базальты Оливиновые толеиты, вулканокластита	Песчаники, аргиллиты, конгломераты, известняки Континентальные угленосные кластические формации Шемшак	Explanatory text of Quazvi and Rasht quadrangle map, 1975
Северо-западный Эльбурс Бандар Пехлеви	C ₁ C ₃ -P	Андезиты Андезиты, базальты, риолиты, трахиандезиты	Моралловые известняки Неритовые фузулиновые известняки	Explanatory text of the Bandar e Pahlevi quadrangle map, 1975
Центральный Эльбурс, Плуз-Фируз-Кух	P ₂	Мелафиры, туфы, агломераты	Фузулиновые известняки	Assereto, 1966
Центральный Эльбурс Демавед		Щелочные базальты	Между неритовыми известняками и континентальными кластитами	Allenbach, 1966
Центральный Иран Гейпальган и Хаджибад	P	Андезитовые лавы, брекчии, туфы	Фузулиновые известняки	Pazirandeh, 1973/1974

ководно-морской и континентальной обстановке в карбоне и перми (табл. I, 2). Та же картина сохраняется в триасе, однако здесь появляются также и относительно глубоководные флишевые трюги с базальтовым вулканизмом, расположенные в тылу андезитового пояса (табл. I и 3).

Южный шельф Тетиса остается амагматичным (Тавр, Анатолия, Внешний Загрос), однако Центральный Иран-Эльбурс уже в карбоне - перми выделяется значительным проявлением вулканической деятельности, преимущественно базальтовой (табл. I), что можно связать с интенсивным дроблением этого блока, уже в верхнем палеозое отделившегося от Гондваны (Stöcklin, 1977). Отсутствие данных о химизме верхнепалеозойских вулканитов не позволяет судить о природе "андезитовых" и трахитовых вулканитов этого времени.

В результате северного дрейфа Центрального Ирана - Эльбурса к верхнему триасу, очевидно замкнулась северо-эльбурская ветвь Палеотетиса, тогда как малокавказская его часть, очевидно, редуцировалась в относительно узкий северный залив Мезотетиса, разделяющий две кулисообразно расположенные его северные активные окраины.

Таблица 2

Средний состав верхнепалеозойских вулканитов
центрального сегмента Средиземноморского пояса

ОКСИДЫ	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,08	75,63	63,44	66,40	72,72	52,16	57,90	63,62
TiO ₂	0,10	0,05	0,22	0,60	0,14	0,78	0,50	0,35
Al ₂ O ₃	13,50	12,95	19,57	15,61	14,17	19,60	19,20	19,30
Fe ₂ O ₃	0,73	1,38	2,27	1,36	0,16	2,08	3,75	1,23
FeO	0,83	0,65	0,50	2,27	1,61	5,32	2,03	1,25
MnO	0,04	0,03	0,09	0,05	0,12	0,05	0,04	0,10
MgO	0,23	0,26	0,42	1,26	0,40	4,59	4,62	1,46
CaO	0,83	0,55	1,04	1,26	0,51	7,47	2,25	2,03
Na ₂ O	1,92	3,19	3,90	4,07	4,40	2,85	3,12	4,02
K ₂ O	3,71	3,78	3,07	3,96	4,23	0,67	1,84	3,30
P ₂ O ₅	0,13	0,04	0,25	0,35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
SO ₃	0,19	0,37	-	0,08	-	-	-	-
Влага	0,57	0,16	1,12	0,40	0,81	5,02	2,98	2,98
П.п.п.	0,31	0,91	3,41	2,14	0,18	0,38	0,20	0,20
Сумма	100,13	99,90	99,48	99,81	100,00	100,04	99,64	99,64

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	73,68	54,96	62,67	67,31	70,42	54,70	58,70	76,33
TiO ₂	0,38	0,44	0,28	0,42	0,14	0,89	0,70	0,29
Al ₂ O ₃	14,50	18,34	16,58	14,11	15,60	19,25	13,31	12,89
Fe ₂ O ₃	0,80	3,72	2,48	2,41	1,42	7,35	4,29	1,56
FeO	1,35	4,12	2,28	1,01	0,55	0,37	2,80	0,30
MnO	0,03	0,30	0,32	0,05	0,08	0,17	0,16	0,08
MgO	0,011	4,21	2,47	1,15	1,11	1,52	4,00	0,38
CaO	0,84	5,60	3,19	2,10	0,35	3,42	5,20	1,04
Na ₂ O	4,33	3,92	3,95	5,77	5,86	6,22	5,29	3,50
K ₂ O	3,50	2,12	3,05	2,80	2,71	3,17	3,07	2,07
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,16	0,10	0,12	-	-	-
SO ₃	-	-	0,45	0,20	-	-	-	-
Влага	0,08	2,04	2,33	2,17	1,36	-	-	-
П.п.п.	0,10	0,08	0,22	0,20	0,27	-	-	-
Сумма	100,50	99,95	100,27	99,80	99,99	-	-	-

Закавказский срединный массив (С₁₋₂), 1-риолит Храмовского массива (5) Схиртладзе, 1965, 2-риолит Дзирульского массива (7) Канчавели, 1969. Скифская плита (Афанасьев и др., 1968). 3-5 - верхний карбон: 3- андезит, 4-дацит-порфир, 5-риолит, 6-7-нижняя пермь, 6- базальтовый андезит, 7-андезит, 8-дацит, 9-риолит, 10-13 -верхнекарбон-пермские вулканиты северо-западной Стара Планины (Болгария) (Чунев и др., 1965), 10-базальтовый андезит, 11-андезит, 12- дацит (2), 13-риолит (3), 14-16 -верхнекарбон-пермские вулканиты Центральной Стара Планины (Рашков, 1962), 14-шононит, 15-трахиандезит-латит (2), 18-риолит (3).

Таблица 3

Химический состав верхнетриасовых вулканических пород Скифской платформы и Горного Крыма

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,59	67,25	70,66	75,38	50,80	55,15	55,73	57,03
TiO ₂	0,57	0,36	0,21	0,38	1,58	1,13	1,13	1,12
Al ₂ O ₃	15,11	17,05	15,24	12,80	14,74	13,98	12,92	14,35
Fe ₂ O ₃	2,20	1,55	0,30	0,63	3,37	3,69	5,18	3,22
FeO	4,05	0,61	1,30	0,13	7,45	7,55	5,42	6,45
MnO	0,12	0,05	0,07	0,02	0,23	0,09	0,07	0,08
MgO	5,07	2,45	0,54	1,00	4,72	4,99	4,64	4,36
CaO	7,85	1,92	1,56	1,50	6,31	2,39	5,89	2,83
Na ₂ O	3,38	2,68	4,02	2,48	3,28	4,89	4,64	5,28
K ₂ O	1,42	2,01	3,80	3,38	0,72	0,80	0,71	0,56
P ₂ O ₅	0,31	0,04	0,05	0,04	0,24	0,20	0,17	0,20
SO ₃	0,28	0,14	0,43	0,10	0,49	-	0,21	0,03
CO ₂	-	-	-	-	2,56	0,30	0,29	1,21
П.п.п.	3,43	3,28	1,88	1,79	2,16	3,47	3,36	1,99
Влага	3,35	4,23	1,92	2,30	1,60	0,81	1,09	0,78
Сумма	99,10	99,25	99,42	99,53	100,25	99,37	100,65	99,37

1-4 - верхнетриас-лейасские вулканиты восточной части Скифской платформы, 1- долерит Шангринская скважина, 2- туф дацита-Совхозная скважина, 3- игнимбрит-риолитовый - Зурмутинская скважина, 4-риолитовый туф -каясулинская скважина. Бурштар и др., 1973, 5-8 -норийские эффузивы Горного Крыма, 5- спилитовый порфирит между селами Украина и Петропавловка, 6-базальтовый андезит с.Петропавловка, 7-базальтовый андезит из подушечной лавы с.Петропавловка, 8-андезит-с.Петропавловка (Лебединский, Макаров, 1962).

ны - Понтийско-Закавказскую на северо-западе и Иран-Эльбурсскую на юго-востоке (см. рис.2).

Кавказ

Юрско-неокомский вулканический цикл с различной интенсивностью проявился на всей территории Кавказа, однако главная масса вулканитов этого периода концентрируется к северу от Малокавказской офиолитовой шовной зоны, на Закавказском срединном массиве (островной дуге) и в складчатой системе (окраинном море) Большого Кавказа. Слабые проявления юрского вулканизма известны и севернее, на Северокавказском срединном массиве и Скифской платформе (южный шельф Восточно-Европейского континента) (Адамия и др., 1977).

На х и ч е в а н с к и й с и а л и ч е с к и й б л о к. К югу от офиолитовой зоны - на Нахичеванском блоке юрские вулканические породы представлены лишь на небольшом участке, в долине реки Аракс (Азизбеков, 1961; Ростовцев, Азарян, 1971), где между осадочным верхним триасом и средней юрой (аален) залегает 250 м пачка толеитовых и слабощелочных базальтов (табл. 4), точный возраст пород не установлен, они предположительно относятся к лейасу-аалену (Азизбеков, 1961) или аалену (Ростовцев, Азарян, 1971). Имеющиеся данные о химизме нахичеванских базальтов скудны и ненадежны (возможно ошибочны определения SiO_2 и щелочей). Базальтовый характер вулканизма, отсутствие кислых дифференциатов наводит на мысль об аналогии с поздне триас-юрским базальтовым вулканизмом проявившимся локально на различных участках Иранской платформы в связи с ее интенсивным дроблением (Stöcklin, 1968). Однако не исключена и толеитовая серия островодужного типа.

М а л о к а в к а з с к и й о ф и о л и т о в ы й п о я с. В пределах Малокавказской офиолитовой зоны фрагменты базальт-радиоляритовой ассоциации, представленные в тектонических покровах и олистромовых комплексах, согласно имеющимся фаунистическим данным, сформированы в широком интервале времени от средней юры до турона (Кузмичева, Соколов, 1975; Сатян, Степанян, 1976). Данные о возрасте базальт-радиоляритовых ассоциаций соседних областей Турции и Ирана (Книппер, 1975) позволяют предполагать, что базальтовый вулканизм в условиях океанического бассейна продолжался в течение всей юры. Рассмотрение "офиолитового" вулканизма не входит в задачу данной работы. Он является объектом специального исследования, проводимого в настоящее время. Краткий обзор имеющихся литературных данных о химизме вулканических пород Малокав-

Состав среднеюрских базальтов Нахичеванского блока

	I	2	3	4
	884	818	879	878
SiO_2	54,44	48,05	50,77	45,78
TiO_2	0,10	0,14	0,14	0,16
Al_2O_3	20,71	20,87	20,52	21,39
Fe_2O_3	3,54	3,20	3,52	4,58
FeO	1,59	1,33	1,20	2,32
MnO	0,10	0,06	0,10	0,11
MgO	5,12	7,64	7,42	7,82
CaO	7,55	9,98	9,12	9,56
Na_2O	2,90	2,66	3,25	2,85
K_2O	0,85	0,50	1,30	0,80
H_2O	1,32	1,24	0,61	1,20
П.п.п.	2,47	3,84	1,51	3,79
Сумма	100,69	99,51	99,46	100,36

I - афирный базальтовый андезит, 2 - базальтовый туф, 3-4 - базальты. Азизбеков Ш.А. (1961).

казского офиолитового пояса дается в разделе, посвященном меловому вулканизму.

З а к а в к а з с к и й с р е д и н н ы й м а с с и в (о с т р о в н а я д у г а). Юрско-неокомский вулканизм был очень интенсивен на Закавказском срединном массиве, где сформировались известково-щелочные и шонитовые серия большой мощности (1,5-3 км).

Вулканическая активность локально началась в лейасе (гетанг-сиенмур), когда на Дзирульском и Локском массивах сформировались наземно-мелководные риолитовые свиты (до 300 м) (Дзопендзе, 1948; Канчавели, 1969; Гогишвили и др., 1975). Вулканические породы представлены исключительно дацитами, риолитами и вулканокластической того же состава, при резком преобладании риолитов (табл. 5).

Начало вулканизма совпало с общим погружением Закавказского массива и трансгрессией, превратившей эту ранее приподнятую территорию в мелководно-островную область. После перерыва вулканическая активность возобновилась в аалене, вдоль южного края ос-

Таблица 5.

Средний химический состав лейасских (гетанг-
синемюрских) вулканитов Дзирульского массива

	I	2	3
SiO ₂	60,30	65,79	73,67
TiO ₂	0,52	0,60	0,20
Al ₂ O ₃	18,53	14,28	11,54
Fe ₂ O ₃	2,67	4,23	1,27
FeO	2,34	1,08	0,72
MnO	0,03	0,03	0,02
MgO	1,80	1,00	1,40
CaO	0,62	1,26	1,30
Na ₂ O	3,80	4,14	3,20
K ₂ O	3,80	3,30	3,30
P ₂ O ₅	-	0,14	0,10
Влага	2,85	0,83	1,03
П.п.п.	2,25	3,30	2,48
Сумма	99,83	100,08	100,23

I-андезит (2), 2-дацит
(I), 3-риолит (10).
А.Л.Канчавели (1969).

тровной дуги, а в байосе охватила всю территорию последнего.

Наиболее мощной и длительной была вулканическая деятельность в южной части островной дуги, где она продолжалась с позднего лейаса? до нижнего неосома включительно (Абдуллаев, 1963; Малхасян, 1976).

В период поздний эоцен? - байос - бат здесь сформировалась вулканическая толща мощностью в 3-3,5 км, сложенная дифференцированной серией базальт-андезит-дацит-риолит. Вулканические породы относятся к низкокалийевому или нормально-калийевому известково-щелочному типу (табл. 6-7, рис. 3), причем резко преобладают андезиты. Риолиты пользуются значительным распространением в верхнем байосе (Абдуллаев, 1963; Малхасян, 1976). Следует отметить, что вдоль южного края островной дуги (Мровдаг-Карабахский и Алаверди-Шамдугский участки) среди андезитов и дацитов господствуют клинопироксеновые разновидности. Роговообманковых андезитов очень мало, ромбический пироксен почти не встречается. Единичные кристаллы биотита появляются лишь в некоторых риолитах. На Мровдагском хребте, непосредственно примыкающем к офиолитовому шву в его юго-восточной части, значительным распространением пользуются крайне низкокальциевые низкомагнезиальные базальты и базальтовые андезиты,

Таблица 6

Средний состав юрских эффузивов юго-восточной части
Понтийско-Закавказской островной дуги (Мровдаг-Кара-
бах)

Окси- ды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F ₂ O ₃	Влага	П.п.п.	Сумма
1	49,54	0,32	17,68	3,84	6,67	0,17	5,63	8,47	3,08	0,46	0,06	0,52	3,17	99,67
2	54,82	0,39	16,30	5,03	4,58	0,15	3,80	6,45	3,32	0,82	0,25	1,08	3,05	100,04
3	60,09	0,47	16,01	2,67	5,02	0,10	2,25	4,28	3,79	1,60	0,22	0,76	2,29	99,55
4	66,21	0,22	14,90	2,76	2,41	0,08	1,80	3,44	4,56	0,68	0,16	0,70	2,03	99,96
5	72,62	0,27	13,36	1,84	2,08	0,07	1,01	1,98	3,42	1,08	0,13	0,59	1,38	99,84
6	50,77	1,34	19,11	5,84	4,96	0,13	4,02	8,90	3,65	1,08	0,20	0,20	2,47	99,65
7	54,12	0,62	18,86	4,74	4,51	0,11	3,10	8,24	3,03	0,90	0,16	0,27	2,00	100,76
8	59,98	0,42	17,16	3,90	2,49	0,10	2,29	3,44	4,43	1,69	0,16	0,74	2,70	99,50
9	66,02	0,20	11,39	7,74	0,66	-	1,81	3,35	6,36	1,22	-	0,50	0,60	99,85

Байос-бат: 1-базальт (16), 2-базальтовый андезит (25), 3-андезит (14), 4-дацит (11),
5-риолит (21). Верхняя юра (желовей-окофод): 6-базальт (ст. из 4), 7-базальтовый
андезит (7), 8-андезит (7), 9-дацит (2). По данным Абдуллаева (1963) и автора (неопубли-
кованные анализы).

Таблица 7

Средний состав юрских андезитов юго-западной части Закавказской островной дуги (Алаверди-Шамдугский участок)

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Mg ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П. п. л.	Сумма
1	50,96	0,57	16,62	6,37	3,24	0,15	6,40	7,94	2,48	0,67	-	2,72	1,78	99,90
2	55,00	0,63	17,25	4,53	5,13	0,17	4,26	5,34	3,73	0,84	-	1,38	1,79	100,05
3	59,38	0,60	16,47	3,76	6,28	0,18	3,07	4,32	3,45	0,78	-	0,36	1,37	100,02
4	66,78	0,43	13,09	2,17	3,91	0,10	2,56	2,63	4,57	0,75	-	0,46	2,24	100,59
5	72,89	0,31	12,51	2,23	1,51	0,04	1,12	1,62	3,77	1,19	-	0,38	2,21	99,78
6	53,00	1,15	16,88	2,42	2,12	0,14	3,10	3,10	3,93	4,25	-	-	6,81	99,11
7	53,96	0,92	18,80	5,52	2,41	0,10	6,07	3,43	2,54	2,79	-	-	2,60	100,84
8	56,80	0,53	16,10	2,19	6,08	0,15	0,72	6,71	3,12	1,67	-	-	5,34	99,61
9	60,65	0,49	18,95	4,64	2,00	0,19	3,21	3,59	3,34	1,25	-	-	2,05	100,66
10	61,90	0,92	17,24	8,46	1,03	0,07	2,44	1,31	1,70	3,14	-	-	2,42	100,89

Средняя юра (байос-бат): 1-базальт (3), 2-базальтовый андезит (8), 3-андезит (3), 4-дацит (5), 5-риолит (15). Верхняя юра: 6-8 - базальтовые андезиты, 9-10 - андезиты (Малхасян, 1976).

по валовому химическому составу близкие примитивным толеитам островных дуг.

Кафанский блок расположен к юго-востоку от Мровдагского хребта и ограничивается с юга Хуступ-Гирратахским региональным разломом, вдоль которого наблюдается метаморфизм и рассланцевание альпийских толщ (от юры до палеогена включительно). В последнее время в зоне разлома обнаружены офиолиты (Асланян, Сатиян, 1977). По своему геологическому строению Кафанский блок полностью аналогичен краю Закавказской островной дуги, и может рассматриваться как ее юго-восточное продолжение. Юрско-неокомский вулканический цикл начался здесь в аалене и завершился в нижнем неокоме (готерин-валанжин); в результате образовалась вулканическая толща 3 км мощности, сложенная породами низко и нормально-калиевой известково-щелочной серии (табл.8) (Малхасян, 1976). и полностью повторяющая все петрохимические особенности, характерные для юрско-вулканизма южного края Закавказской островной дуги (см. рис. 3-6).

Особо следует рассмотреть юрский вулканизм Лачинского района, тектоническое положение которого является спорным.

Лачинский район расположен на восточном краю Малокавказской офиолитовой зоны и непосредственно примыкает к ней с юга. Ширина выходов юрских вулканических пород 3-5 км (Абдуллаев и др., 1975). Юрские вулканы здесь представлены низко- и нормально-калиевой дифференцированной андезитовой серией (табл.9), которая обнаруживает большое сходство с синхронными образованиями южного края Закавказской островной дуги.

Представляется наиболее вероятным, что и лачинские выходы юрских вулканических пород относятся к южной части андезитового пояса Закавказской островной дуги. Южное положение юрских вулканических выходов лачинского района в этом случае объясняется надвиганием офиолитовых покровов на северо-восток, за край Закавказской островной дуги (Книппер, 1975).

На Локском массиве, расположенном несколько севернее, низко-калиевых известково-щелочных пород мало, господствуют нормально-калиевые разновидности (табл.10, рис.3), существенно большее распространение приобретают роговообманковые андезиты и дациты и разности с ромбическим пироксеном (Чихрадзе, 1968).

В верхней юре интенсивность вулканической деятельности в южной полосе массива существенно сокращается, вулканические породы в верхнеюрских толщах чередуются с нормально-осадочными (общая мощность 1-1,5 км). Широкое распространение грубообломоч-

Средний состав прских эффузивов Кафанского района

	I	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,84	60,26	49,78	54,00	57,20	65,76	72,28
TiO ₂	1,08	0,56	1,64	1,00	0,52	0,45	0,47
Al ₂ O ₃	17,20	17,10	20,29	17,30	17,13	14,00	13,79
Fe ₂ O ₃	5,53	4,41	2,68	4,00	4,10	3,66	1,96
FeO	4,84	2,46	5,24	5,82	5,16	2,46	1,47
MnO	0,30	0,09	0,21	0,08	0,16	0,11	0,07
MgO	4,85	2,95	6,17	3,17	2,82	2,04	1,43
CaO	4,67	5,16	5,51	8,15	4,10	2,07	1,50
Na ₂ O	3,27	3,58	3,49	3,15	2,52	2,57	3,54
K ₂ O	0,69	0,60	0,63	0,64	1,00	1,42	1,03
Влага	0,40	0,61	1,74	0,82	0,57	0,64	0,38
П.п.п.	2,98	2,45	2,13	2,63	4,84	3,72	2,23
Сумма	99,65	100,23	99,51	100,76	100,12	99,00	100,15

1-2-среднеюрские эффузивы. 1- базальтовый андезит (10), 2-андезит (8), 3-7 -верхнеюрские эффузивы, 3-базальт (6), 4-базальтовый андезит (6), 5-андезит (1), 6-дацит (4), 7-риолит (7), Э.Г.Малхасян (1976).

ных брекчий конгломератов, общий характер осадконакопления свидетельствуют об обмелении морского бассейна и увеличение числа вулканических островов.

Верхнеюрские образования южной полосы островной дуги, подобно среднеюрским, представлены низкокальциевыми и нормально-кальциевыми разновидностями, однако для пород Мровдаг-Карабахского и Алаверди-Шамлугского участков наблюдается слабое возрастание содержания K₂O по сравнению со среднеюрскими образованиями (табл.6-8, рис. 4). На Локском массиве этот эффект отсутствует (табл.10, рис.4). Возможно, это связано с тем, что здесь не удается отделить батские породы от верхнеюрских.

В нижнем неокме вулканическая активность продолжается лишь вдоль южной периферии Закавказской островной дуги, где формируется вулканическая свита 300-400 м мощности (валанжин-готерив). На участках непосредственно прилегающих к офиолитовому поясу эти породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации (Геология СССР, т. XVII,

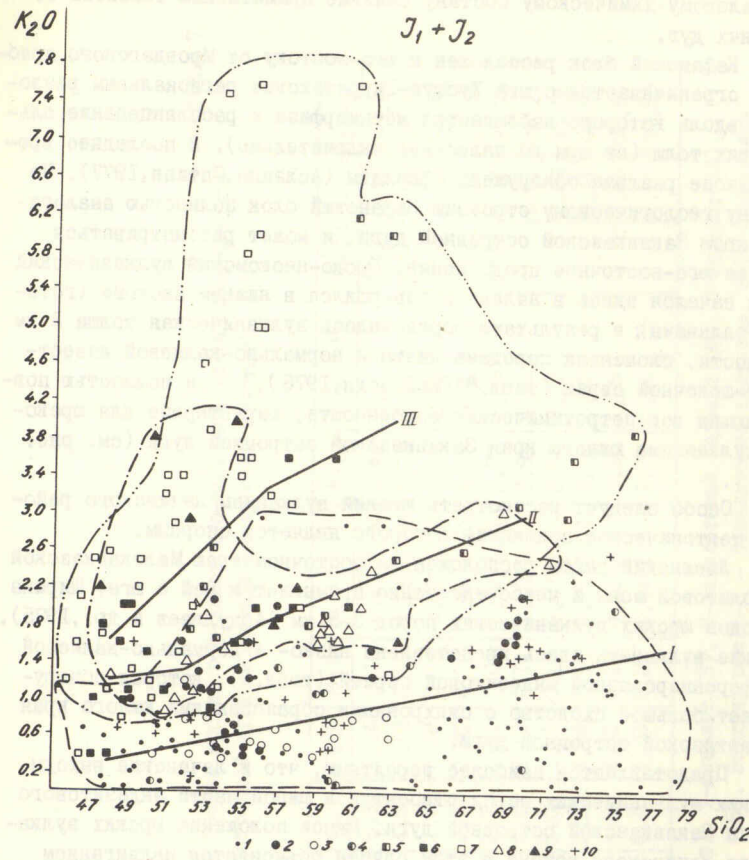


Рис.3. Диаграмма K₂O/SiO₂ для ниже-среднеюрских андезитовых серий Закавказской островной дуги. 1-4-Южная часть Закавказской островной дуги. 1-Мровдаг-Карабах, данные Р.Н.Абдуллаева (1963) и автора, 2- Алаверди-Шамлуг (Малхасян, 1976, 1975), 3- Локский массив - данные Г.А.Чихрадзе (1968) и автора, 5- северный край Закавказской островной дуги, данные Т.В.Джанелидзе и др. (1972) и Г.И.Лобжанидзе, 6-7 -верхнебайосские породы восточной и западной Абхазии соответственно (Джанелидзе, 1969), 8-9 - ниже-среднеюрские породы южного шельфа Восточно-Европейской платформы - базальтоидный комплекс и андезито-трахитоидный комплекс соответственно (Кондаков, 1974), 10- среднеюрские вулканы Крыма (Лебединский, Макаров, 1962).

Здесь и на нижеследующих диаграммах кривые I, II, III, ограничивают поля низко-, нормально- и высококальциевых известково-щелочных серий по Тейлору (Taylor, 1969).

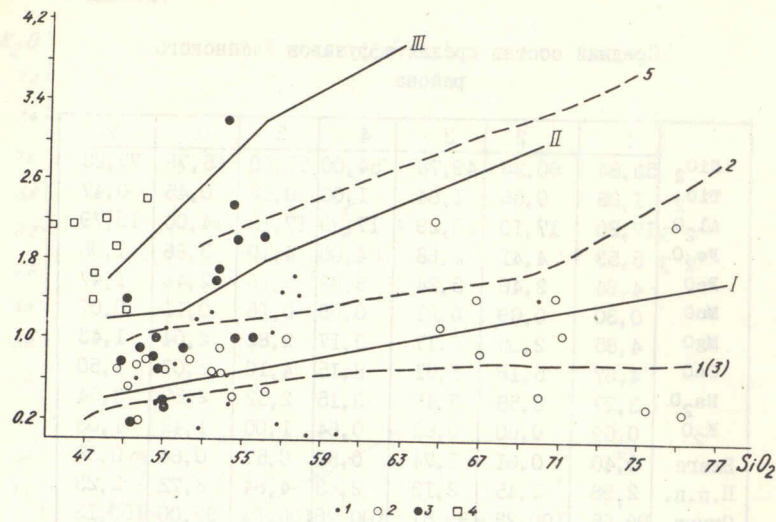


Рис.4. Диаграмма K_2O/SiO_2 для верхнеюрских вулканитов Закавказской островной дуги. 1-3 - южная часть островной дуги, 1- Карабах-Шамлуг-Алавердский участок (Абдуллаев, 1963; Малхасян, 1976 и авторские данные), 2- Кафан (Малхасян, 1976). 3- Локский массив (Чихрадзе, 1965 и данные автора), 4- северный край островной дуги - Кутаисский район (Дзоценидзе, 1948, Цабадзе, 1969). Пунктиром обозначены вариационные кривые I(3) - для среднеюрских вулканитов Карабах-Шамлуг-Алавердского районов и Кафана, 2- для Локского массива, 3- для северного края Закавказской островной дуги (Дзирула, Окриба).

Хш, 1970, 1972). Данные о химизме имеются лишь для юго-западной части островной дуги (Берд-Иджеванский район) (Мнацаканян, 1970), где неокотские породы представлены гиперстенными базальтами и андезитами (последние преобладают). Для них наблюдается четкий эффект возрастания титанистости и калиевоности по сравнению с юрскими образованиями того же района (табл. II).

На северной периферии Закавказского массива (островной дуги) длительность вулканической деятельности и ее интенсивность существенно сокращается. Известково-щелочной вулканизм прекращается здесь уже в верхнем байосе (Дзоценидзе, 1948, Джанелидзе и др.,

Таблица 9

Средний состав среднеюрских эффузивов Лачинского района

	I	2	3	4	5
SiO_2	50,35	56,77	59,54	65,11	71,88
TiO_2	0,14	0,52	0,43	0,45	0,42
Al_2O_3	17,68	16,40	14,70	13,96	11,65
Fe_2O_3	4,92	6,58	3,36	3,98	4,81
FeO	2,72	1,80	5,69	3,55	1,68
MnO	-	0,06	0,12	0,06	0,04
MgO	5,92	2,20	1,88	1,61	1,42
CaO	7,90	6,64	5,36	3,51	2,08
Na_2O	5,06	6,83	5,28	4,93	5,55
K_2O	0,09	1,37	0,60	0,83	0,76
Влага	0,16	0,45	0,46	0,28	0,15
П.П.П.	4,31	2,0	3,50	2,43	0,60
Сумма	100,55	99,91	99,92	100,70	100,04

1-базальт № 476, 2-базальтовый андезит № 760, 3-андезит (4), 4-дацит (2), 5-риолит (3). (Абдуллаева и др., 1975).

1972). Вулканическая толща представлена преимущественно высококальцевой известково-щелочной дифференцированной серией, хотя присутствуют как нормально-калиевые, так и шшонитовые разности (табл. I2, рис. 3). Широким распространением пользуются роговообманковые и биотитовые породы, в кислых вулканитах появляются фенокристаллы калишпата.

После значительного перерыва в верхней юре (киммеридж-титон) слабая вулканическая активность возобновляется на небольшом участке (Кутаисский район), причем характер вулканизма резко меняется. В лагунно-континентальных условиях формируются отдельные покровы и пачки покровов высокотитанистых щелочных базальтов (табл. I2) (Дзоценидзе, 1948, Цабадзе).

По всем основным петрохимическим характеристикам юрские вулканические породы Закавказского срединного массива представляют собой типичную известково-щелочную ассоциацию с низким содержанием TiO_2 и отсутствием накопления TiO_2 и железа (или крайне слабым накоплением последних) (рис. 5-6). Среди вулканических пород резко преобладают андезиты (рис. 7). Юрский андезитовый пояс Закавказской островной дуги проявляет четкую северную полярность, содержание K_2O отчетливо возрастает с юга на север (см. рис. 3-4).

Таблица 10

Средний состав юрских эффузивов южной части Закавказской островной дуги (Локский массив)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.Н.п.	Сумма
1	49,24	0,68	16,55	4,55	6,29	0,14	5,32	9,42	2,58	0,45	0,13	2,45	1,88	99,68
2	54,39	0,70	17,49	3,80	4,54	0,13	3,90	5,08	5,74	1,52	0,17	1,09	2,93	99,97
3	61,91	0,67	17,51	5,19	0,36	0,17	1,30	5,06	4,00	1,25	0,32	1,50	0,54	99,78
4	66,10	0,52	16,00	1,41	2,70	0,07	1,80	4,40	4,90	1,50	0,23	0,15	0,12	99,90
5	72,96	0,20	13,00	1,92	1,14	0,06	0,67	1,22	3,90	2,40	0,07	1,03	1,28	99,94
6	50,45	0,67	16,03	5,54	5,15	0,14	5,48	7,48	3,56	0,66	0,15	2,47	1,94	99,72
7	54,08	0,72	16,05	4,71	4,53	0,15	4,36	3,98	4,96	1,36	0,22	2,19	1,86	100,17
8	65,25	0,52	12,20	3,41	3,60	0,17	1,70	3,20	4,20	1,60	0,23	0,97	2,70	99,75

Байос: 1-базальт (3), 2-базальтовый андезит (18), 3-андезит (1), 4-дацит (1), 5-риолит (2).
 Вет-верхняя юра: 6-базальт (10), 7-базальтовый андезит (8), 8-дацит (1). По данным Г.А. Чихрадзе (1968) и автора.

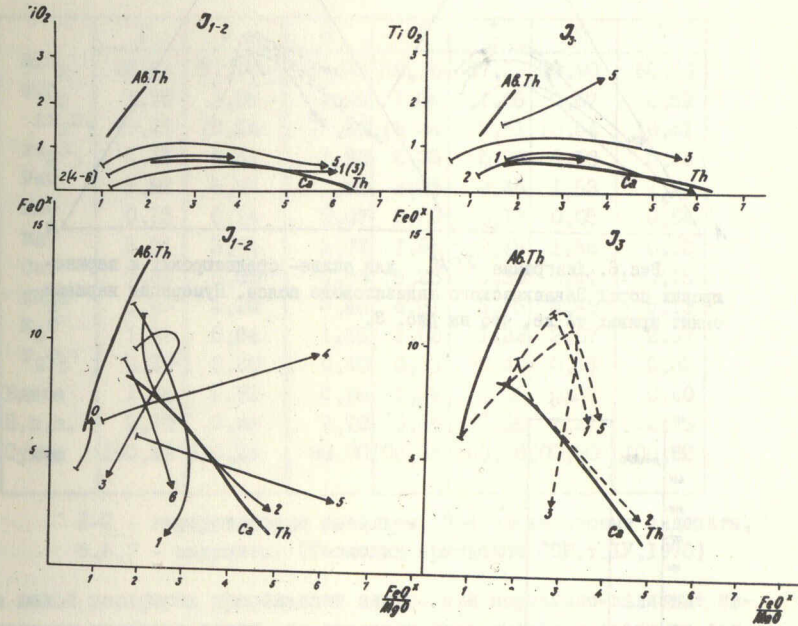


Рис.5. Диаграммы Миасиро (Miashiro 1970) для ниже-среднеюрских и верхнеюрских вулканических пород Закавказской островной дуги. Вариационные кривая Th/Ca разграничивает поля толеитовых и известково-щелочных пород.

Ab. Th - вариационная кривая для абиссальных (средне-океанических толеитов). Арабскими цифрами обозначены вариационные кривые для различных участков Закавказского андезитового пояса. 1-Мрвдаг-Карабахский-Шамлуг-Алавердский участок, 2-Локский участок, 3- Кафан, 4- Лачин, 5-Дзирульский массив, Окриба, 6-Абхазия (верхний байос).

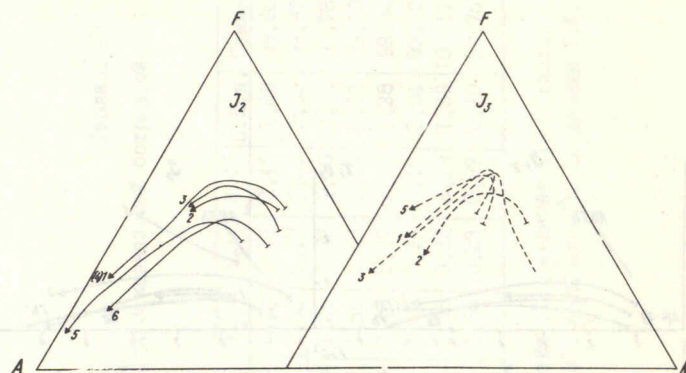


Рис.6. Диаграмма АФМ для ниже-среднеюрских и верхнеюрских пород Закавказского андезитового пояса. Нумерация вариационных кривых та же, что на рис. 3.

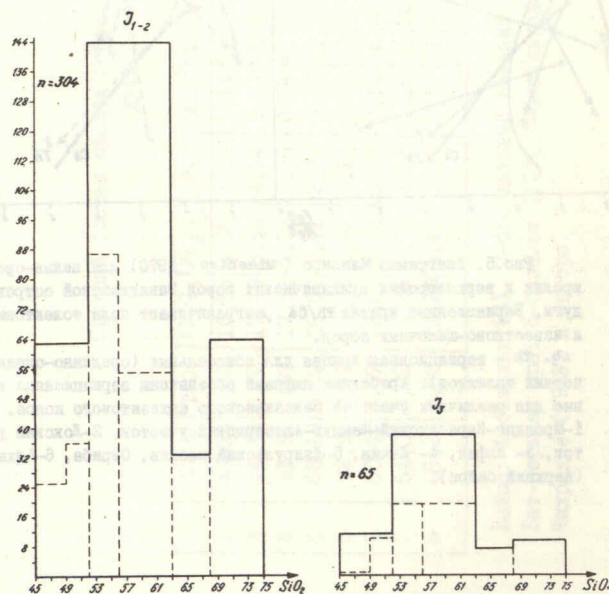


Рис.7. Гистограммы показывающие распределение пород разной кремнекислотности в ниже-среднеюрских и верхнеюрских толщах Закавказской островной дуги.

Таблица II

Неокомские (валанжин-готерив) эффузивы южной периферии Закавказской островной дуги (Артаминская свита)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46,44	51,80	54,56	56,16	57,32	59,90	60,10
TiO ₂	1,70	1,05	1,28	1,05	1,05	0,67	0,52
Al ₂ O ₃	19,29	18,14	17,49	18,84	15,61	16,54	16,41
Fe ₂ O ₃	5,45	4,56	6,82	6,35	6,86	6,18	5,88
FeO	5,82	4,91	1,53	2,45	2,45	1,53	1,22
MnO	0,15	0,14	0,07	0,02	0,13	0,05	0,04
MgO	5,01	3,74	2,77	1,66	2,15	1,88	0,92
CaO	7,62	8,89	4,19	5,23	5,30	3,44	5,15
Na ₂ O	3,43	4,10	5,46	4,81	5,75	5,49	5,13
K ₂ O	1,67	0,84	1,65	2,02	1,22	2,67	2,57
F ₂ O ₅	0,39	0,29	0,40	0,53	0,40	0,45	0,32
Влага	1,72	0,92	0,98	1,36	0,96	0,82	0,40
П.п.п.	2,10	0,88	2,70	0,86	1,38	1,22	2,16
Сумма	100,82	100,26	99,90	100,38	100,58	100,90	100,82

1-2 - гиперстеновые базальты, 3-4 - базальтовые андезиты, 5,6,7 - андезиты. (Геология Армянской ССР, т. IV, 1970)

На южной периферии преобладают низко- или нормально-калиевые известково-щелочные серии, на северном краю - высококалиевые известково-щелочные серии и шшониты. В этом же направлении уменьшается объем кислых пород.

К концу вулканического цикла - в верхней пре и особенно в неокоме - наблюдается резкое уменьшение интенсивности вулканической деятельности и сокращение площади активного вулканизма. Несколько возрастает содержание TiO₂ и K₂O в породах, появляется слабая тенденция к накоплению железа и титана (рис.4-7).

Большой Кавказ. На территории Большого Кавказа вулканическая активность началась в лейясе и продолжалась в аалене-байосе. Наиболее ранние проявления вулканизма территориально приурочены к зоне Главного хребта, где андезит-дацитовая толща синемюр-плинбасхского возраста (200-300м) известна в Северной Осетии (Цветков, 1977), в пределах Сванетского антиклинория, в Горной

Таблица 12

Средний состав юрских эффузивов северной части Закавказской островной дуги (Дзирульский массив, Окриба, Южная Осетия)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,79	60,33	65,10	72,41	47,84
TiO ₂	0,70	0,56	0,84	0,39	1,97
Al ₂ O ₃	18,23	17,20	16,95	14,52	17,52
Fe ₂ O ₃	3,20	4,84	4,24	2,02	10,28
FeO	3,09	0,83	0,30	0,52	1,00
MnO	0,12	0,11	0,07	0,06	0,17
MgO	4,78	1,68	0,99	0,69	4,10
CaO	7,41	3,78	1,48	1,41	6,92
Na ₂ O	3,24	4,02	4,56	2,66	3,07
K ₂ O	2,19	3,33	4,33	3,40	2,10
P ₂ O ₅	0,53	0,12	0,04	0,04	0,82
H ₂ O	0,68	1,06	0,57	0,53	2,76
П.п.п.	2,84	2,00	0,81	0,65	2,46
Сумма	99,80	99,86	100,28	99,30	100,01

1-4-байосские вулканы, 1-базальтовый андезит (3), 2-андезит (6), 3-дацит (4), 4-риолит (4), 5-верхнеюрский щелочной базальт пестроцветной свиты (8). По данным Г.С.Дзюпенидзе, 1948, Т.В.Джанелидзе и др., 1972, Н.Г.Шабдзе.

Раче (истоки р.Риони) и в Кахетии (Беридзе и др., 1977). В разрезах Военно-Грузинской дороги эта формация приурочена к перифериям Гвелетского и Дарьяльского массивов (Боковой Хребет). По-видимому, слабая вулканическая деятельность преимущественно в наземно-мелководных условиях имела место и в нижнем лейасе-верхнем триасе? поскольку базальные отложения лейаса в пределах Абхазии и Кахетии содержат обильный слабоокатанный или угловатый материал кислых вулканических пород (Беридзе и др., 1977).

Свита андезит-дацитов представлена лавами, грубой вулканокластикой, туффидами, залегающими непосредственно над базальной формацией лейаса, она сформирована в условиях мелкого моря и на островах. Вулканические породы андезит-дацитовой толщи составляют типичную известково-щелочную серию и относятся к нормально- и высококальциевым разностям (табл.13, рис.8,10).

В раннем плинсбахе - домере вулканическая активность проявляется вдоль южной периферии зоны Главного хребта, на ее контакте с зоной южного склона, и на Центрально-Абхазском поднятии, где

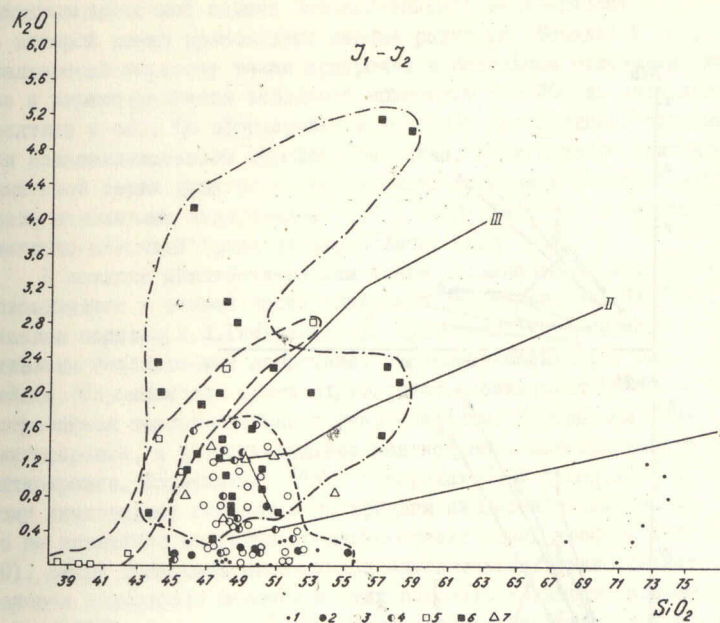


Рис.8. Диаграмма K_2O/SiO_2 для базальтовых серий окраинного моря Большого Кавказа.

Осевая часть: 1-эффузивы лейаса (Ломизе, 1969; Беридзе, 1973; Беридзе и др., 1977), 2-эффузивы аалена (Ломизе, 1969), 3-4 -низкотитанистые и высокотитанистые диабазы лейаса-байоса (Ломизе, 1969; Борсук, 1977; Беридзе и др., 1977), 5-байосские эффузивы южного фланга (зона Южного склона) (Джанелидзе, 1969; Джанелидзе и др., 1972), 6-северный фланг (Северная Осетия) (Кокоев, Плоско, 1975), 7-нижнесреднеюрские породы Нахичеванского блока (Азизбеков, 1961)

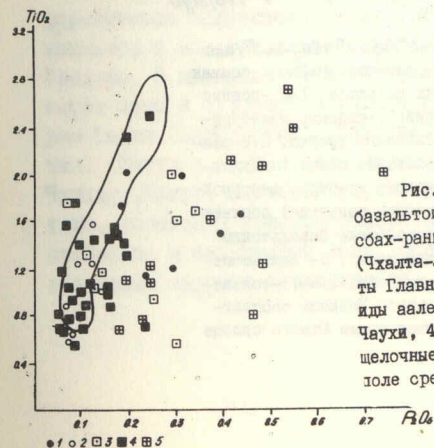


Рис.9. Диаграмма $TiO_2-P_2O_5$ для юрских базальтоидов Большого Кавказа. 1-позднеплинсбах-раннетриасовские базальты Южного склона (Чхалта-Лайлинская зона), 2-ааленские базальты Главного Хребта (серия Гойтх), 3-базальтоиды аален-байосского вулканического центра Чауки, 4-толеит-диабазы Большого Кавказа, 5-щелочные диабазы Большого Кавказа; очерчено поле срединно-океанических толеитов.

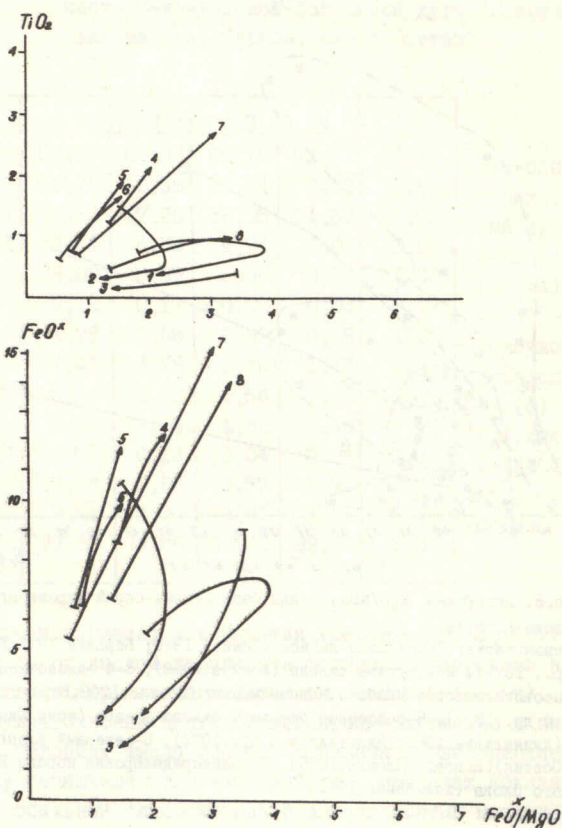


Рис.10. Диаграммы FeO^x-FeO^x/MgO и TiO_2-FeO^x/MgO для ярких вулканитов Большого Кавказа. Аб.Тн -осевая линия для срединно-океанических толеитов, 1-8 -осевые линии ярких вулканических серий: 1-сланец-плинсбахская андезит-дацитовая серия Главного хребта, 2-3-раннеплинсбах-домерская дацит-риолитовая свита (авадхарский горизонт) южной части Главного хребта и северной Южного склона (Центрально-Абхазское поднятие) соответственно, 4-позднеплинсбах-раннегоарские базальтоиды Южного склона (Чхалта-Лайлинская зона), 5- ааленские вулканиты Главного хребта (серия Гойтх), 6-7 -толеит-диабазы и щелочные диабазы Большого Кавказа соответственно, 8-байосская порфиритовая толща Южного склона (Гагра-Джавская зона).

формируется, так называемый, авадхарский горизонт, представленный дифференцированной серией базальт-андезит-дацит-риолит, в составе которой резко преобладают кислые разности (Беридзе и др., 1977). Авадхарский горизонт также приурочен к базальтным отложениям лейаса и характеризуется небольшой мощностью (от 200 до нескольких десятков м-ов). Он сформирован в условиях интенсивного погружения Большекавказского морского бассейна. В отличие от андезит-дацитовых серий вулканиты авадхарского горизонта характеризуются резко пониженным содержанием K_2O (табл.14), но сохраняют известково-щелочной тренд дифференциации (рис. 10).

В позднем плинсбахе-раннем гоаре вулканическая активность локализуется в осевой части сланцевой геосинклинали (Чхалта-Лайлинская подзона, П.Д.Гамкрелидзе). Вулканиты этого периода представлены базальтовыми покровами, переслаивающимися со сланцами лейаса. Пирокластика почти отсутствует. Доминируют пиллоу-лавы, встречаются пиллоу-брекчия и гиалокластиты. Породы афировые или олигофировые, с фенокристаллами плагиоклаза, который нацело альбитизирован. Содержание Na_2O в породах 4-6% (табл.15). По валовому химическому составу и по трендам дифференциации они близки, но не идентичны толеитам срединно-океанических хребтов (рис.8,9,10). Ввиду процессов интенсивной альбитизации трудно оценить первичное содержание щелочей в этих породах. Несколько повышенное ($> 0,20\%$) содержание P_2O_5 заставляет предположить первично повышенную щелочность, с чем хорошо согласуются более высокие, чем у среднего океанического толеита, значения TiO_2 (табл.15). На диаграмме $TiO_2-P_2O_5$ большая часть фигуративных точек верхне-лейасских базальтов располагается вне поля срединно-океанических толеитов (рис. 9).

В аалене-байосе вулканическая деятельность охватывает обширную территорию в пределах Большекавказского морского бассейна.

В западной его части в осевой зоне в глубоководных условиях формируется эффузивная серия Гойтх ааленского возраста, протягивающаяся в водораздельной части Главного хребта от р.Мзымта до р. Псекужа. К вулканическим центрам аален-байосского возраста относятся лавы и вулканикокластиты хребта Чутхаро, вулканическая серия Чаухи (Хевсуретия) (Дзоценидзе, 1948) и Архона (Северная Осетия) (Цветков, 1977). Для некоторых вулканических центров (Архон, Чутхаро, Чаухи, г.Индок) характерно наличие перемытой вулканикластики, горизонты туфоконгломератов, к которым приурочены мандельштайновы и пузырчатые лавы. Все это свидетельствует, что выше названные крупные вулканические постройки являлись возвышенностями.

Таблица 13.
Состав пород синемюр-плинсибахской андезит-дацитово-иформации Большого Кавказа

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	CO ₂	SO ₃	Сумма
1	55,74	0,74	17,28	1,34	4,20	0,08	3,34	6,72	4,72	2,01	0,23	0,35	2,02	0,20	0,10	99,67
2	59,93	0,84	17,24	0,59	6,66	-	1,87	2,53	5,29	1,30	0,19	0,10	3,00	0,18	0,02	99,74
3	58,42	0,74	16,64	3,77	2,07	0,06	2,99	4,35	4,17	2,12	0,06	0,70	2,56	-	-	98,96
4	59,98	0,78	17,06	0,95	2,90	0,14	2,11	4,18	3,26	2,08	0,14	0,21	5,96	-	-	98,96
5	68,08	0,63	16,08	0,36	3,08	0,09	1,85	3,53	4,12	1,56	0,17	0,08	1,47	-	-	100,10
6	67,80	0,47	16,54	0,59	2,60	0,07	1,52	0,86	4,65	2,74	0,17	-	1,90	0,10	0,03	100,04
7	66,52	0,37	15,42	2,21	0,82	0,10	1,58	2,91	3,25	2,56	0,11	0,07	2,81	-	-	98,73

1-базальтовый андезит р.Саридон (46°/71), 2- андезит 59^М/71 г.Мацута, 3-андезит р.Ланд 56/44, 4- дайка андезита, месторождение Садон, штурья 7,5-покров дацита, месторождение Нижний Эгид, 6-дацит 36°/71, правый борт р.Ардон, 7-дайка дацита 58, месторождение Садон. (А.А.Цветков, 1977).

Таблица 14.
Средний состав раннеплинсибах-домерских дацит-риолитовых толщ южной периферии Главного хребта и Гагра-Джавской зоны Южного склона (Центрально-Абхазское поднятие)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Влага	П.п.п.	Сумма
1	49,49	1,67	14,87	3,02	8,04	0,16	7,65	6,03	4,22	0,07	0,24	-	0,46	3,50	99,42
2	57,97	0,74	15,88	0,94	5,97	0,10	2,98	4,49	6,58	0,30	0,20	-	0,11	6,35	99,57
3	65,55	0,57	14,32	0,78	4,31	0,09	2,47	2,75	5,15	0,55	0,31	-	0,09	3,07	100,01
4	72,30	0,34	12,46	1,02	1,90	0,05	1,58	2,63	4,73	0,59	0,13	-	0,62	2,80	100,09
5	48,48	0,45	17,13	2,55	6,93	0,24	2,71	7,00	6,10	0,34	0,32	0,74	0,40	6,88	100,27
6	65,47	0,30	16,32	1,77	1,08	сл.	1,31	2,15	5,60	1,30	0,07	сл.	-	1,16	100,26
7.	73,36	0,22	12,92	1,24	0,50	сл.	1,24	3,12	3,20	1,90	0,03	-	0,27	2,23	100,21

1-2-спилит (4), андезит (1), дацит (2) и риолит (6) южной периферии Главного хребта по М.Г.Ломизе, 1969, М.Г. Беридзе, 1973, М.Г.Беридзе, В.И.Буадзе, 1977, 5-7 - спилит, дацит и риолит Южного склона Большого Кавказа (Центрально-Абхазское поднятие). Беридзе, 1978.

Таблица 15.
Позднеплинсибах-раннеторские базальтоиды Южного склона Большого Кавказа (Чхалта-Лайлинская зона)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,69	48,64	50,00	54,45	49,90	50,35	53,07
TiO ₂	1,72	1,97	2,12	1,12	1,65	1,20	1,48
Al ₂ O ₃	16,83	18,09	12,72	17,00	15,30	13,84	14,96
Fe ₂ O ₃	3,65	4,28	5,20	3,25	0,47	1,91	0,56
FeO	7,92	5,40	7,28	6,12	9,00	7,56	8,64
MnO	0,14	0,50	0,14	0,10	0,28	0,21	0,50
MgO	8,48	1,21	6,27	4,41	8,34	7,24	6,31
CaO	4,11	7,30	7,76	3,45	4,08	9,87	3,98
Na ₂ O	4,00	6,60	5,20	4,80	5,00	3,80	4,60
K ₂ O	сл.	0,20	-	-	-	сл.	сл.
P ₂ O ₅	0,18	0,31	0,19	0,23	0,43	0,29	0,39
Влага	0,43	0,75	0,19	0,20	1,45	1,28	1,52
П.п.п.	3,55	4,79	3,13	4,48	3,81	2,48	3,92
Сумма	99,66	100,04	100,20	99,81	99,71	100,13	99,93

1- базальт-Христос Хеви, 2-базальт-западный Скеу, 3-альбит-пироксеновый гиалофитовый базальт-восточный Скеу, 4-диабазовый витрофир-Шхалзия (Беридзе, Буадзе, 1977), 5-уралит-альбитовый диабаз-Военно-Грузинская дорога, 6- альбитовый диабаз-с.Цдо, 7-уралит-альбитовый диабаз, Военно-Грузинская дорога (М.А.Беридзе).

ми на дне относительно глубоководного морского бассейна, которые время от времени возвышались над уровнем моря и подвергались размыву. Для центра г.Индюк характерно проявление кислого (риолитового) вулканизма на конечном этапе вулканической деятельности.

На Главном хребте и в северной полосе Южного склона (Чхалта-Лайлинская зона породы кристаллического ядра и 5-км аспидно-сланцевая толща лейаса-байоса пронизана, местами наводнена силлами и дайками диабазов. В южной полосе южного склона (Гагра-Джавская зона) в результате подводной вулканической деятельности скапливается мощная (3-3,5 км) вулканическая порфиритовая толща, сложенная преимущественно базальтами и базальтовой вулканокластикой.

Базальты эффузивной серии Гойтх составляют недифференцированную низкокальциевую толеитовую серию, для которой характерны низкие значения и узкий предел вариации FeO/MgO четкий толеитовый тренд дифференциации, относительно низкие, по сравнению с лейасовыми

базальтами, значения Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 (табл. 16, рис. 8, 9, 10). По валовому составу и трендам дифференциации они максимально близки срединно-океаническим толеитам.

Лавы островных вулканов Большаевского морского бассейна (Чаухи, Чутхаро) характеризуются большей дифференцированностью и широкими вариациями щелочности. Здесь также преобладают толеиты, однако встречаются и щелочные базальты с повышенной концентрацией K_2O и P_2O_5 . В вулканическом центре горн Индок наряду с базальтами представлены калиевые риолиты (табл. 16, 17, рис. 8, 9, 10).

Что касается диабазовых силлов и даек, залегающих в аспидно-сланцевой толще лейаса-байоса и в кристаллическом ядре Главного хребта — то точный возраст этих пород неизвестен. Существует предположение, что большая часть их относится к байосу (Дзоенидзе, 1948), поскольку на Южном склоне Большого Кавказа наиболее мощные проявления вулканизма относятся к байосу. После того, как было установлено широкое развитие лейасских эффузивов на Большом Кавказе, возникла тенденция рассматривать спилитовые диабазы, в которых плагиоклаз представлен альбитом, как лейасские, а разности с основным плагиоклазом — как "корни" байосских "порфиритов" (Беридзе и др., 1977). По нашему мнению, степень альбитизации плагиоклаза не является надежным критерием для установления возраста пород. Возможно, правильнее было бы рассматривать диабазовые силлы как близповерхностные, внедрившиеся в нелигитифицированные морские илы. Таким образом, в большинстве случаев эти породы должны быть близки по возрасту тем осадочным породам, в которых они залегают.

По содержанию TiO_2 диабазы Большого Кавказа четко делятся на две группы — низкотитанистую ($\text{TiO}_2=0,5-1,30\%$) и высокотитанистую ($\text{TiO}_2=1,6-3,8\%$) (табл. 17). Однако разделить эти группы во времени и пространстве не удастся.

Несмотря на значительный разброс в содержании K_2O и общей щелочности, большая часть диабазов отвечает по составу толеитам или переходным базальтам (рис. 8). Высокотитанистые базальты отличаются в среднем более высоким содержанием K_2O (табл. 18)

и более высоким разбросом щелочности, причем встречаются как низкокалийные разности, близкие по составу лейасским эффузивам, так и породы с содержанием $\text{K}_2\text{O}=1-2\%$. Последние обнаруживают большое сходство со щелочными лавами островных вулканических центров и с верхнемеловыми щелочными высокотитанистыми базальтами; не исключено, что часть этих пород сформирована в

Таблица 16

Апенские вулканические породы Главного хребта Большого Кавказа (серия Гойтх)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Mg_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	П.п.п.	Влага	Сумма
1	49,92	1,02	17,78	0,85	8,58	0,11	6,73	9,02	4,15	0,17	0,14	2,68	2,08	0,37	100,55
2	50,77	0,87	16,77	4,00	3,25	0,20	8,09	8,39	3,63	0,69	0,07	2,60	4,20	0,71	100,63
3	51,13	1,04	17,51	1,84	4,62	0,21	7,83	8,82	2,57	0,12	0,08	1,13	4,65	0,30	99,93
4	49,44	1,24	17,20	0,57	8,50	0,07	9,12	11,23	2,17	0,09	0,12	0,44	1,75	0,49	100,50
5	49,81	1,56	16,96	0,00	9,75	0,08	7,59	9,07	2,53	0,06	0,12	0,27	3,03	0,24	100,56
6	48,66	0,85	15,95	3,13	8,84	0,11	7,29	8,91	2,85	0,42	0,36	1,65	2,09	0,32	99,46
7	68,29	0,40	15,19	0,53	3,50	0,09	1,38	0,88	4,22	3,33	0,09	0,52	1,89	0,44	99,79
8	68,72	0,69	14,63	0,39	2,92	0,06	1,27	1,96	4,01	2,74	0,14	-	2,36	0,14	99,89

Таблица 16. 1 — спилит Чатагалинской свиты верховья р. Шахе, 2 — спилит из туфобрекчия р. Гоголее, 3 — базальт, Малая Чура, 4-5 — лабродоровые габбро-диабазы, правобережье р. Шахе, 6 — лабродоровый диабаз, междуречье верхнего и нижнего Тугупсов, 7 — липарит-дацит-порфир, г. Индок, 8 — липарит-дацит-порфир, г. Большая Чура, М.Г. Дюмазе (1969).

Таблица 17.

Химический состав вулканических пород авлен-байосского комплекса г. Чаухи.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Mg_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	SO_3	Сумма
1	52,55	1,17	14,55	2,28	9,00	0,82	5,41	7,19	4,10	0,40	0,14	0,27	1,66	-	0,30	99,84
2	48,07	1,67	16,68	1,39	6,97	0,18	7,94	7,44	3,55	1,03	0,34	0,10	3,58	0,26	0,11	99,31
3	45,22	1,30	16,31	1,00	8,58	0,13	8,97	6,48	3,76	0,08	0,11	0,16	5,79	2,41	0,15	100,45
4	49,70	1,02	14,97	2,12	7,00	0,17	5,97	11,83	3,81	0,14	0,18	0,20	3,48	-	100,59	
5	45,06	2,00	16,88	1,33	7,46	0,18	8,67	10,47	2,30	1,52	0,20	0,15	4,27	0,12	-	100,50
6	45,83	0,56	16,10	2,77	6,69	0,14	10,90	8,68	3,70	1,00	0,30	0,16	1,80	-	0,60	99,67
7	48,20	0,93	15,82	2,38	6,26	0,10	8,49	7,87	3,20	0,50	0,25	3,20	2,38	-	-	99,58
8	45,90	1,60	17,17	7,45	6,65	0,20	4,45	6,50	3,65	1,51	0,30	3,40	1,21	-	-	99,99

Таблица 17. 1 — альбит-пироксеновый диабаз — из силла (Борсук, 1977), 2 — габбро-диабаз (Сужанов, Цветков, 1975), 3 — диабаз из шлоа (Лебедев, 1960), 4 — диабаз из дайки (Лебедев, 1960), 5 — диабаз из силла (Борсук, 1977), 6-7 — альбит-пироксеновые базальты (Лебедев, 1960), 7 — диабаз из дайки (Лавишвили).

Таблица 18
Средний состав юрских диабазов Большого Кавказа (пересчитанные на безводную основу)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	49,07	1,02	17,10	1,82	8,54	0,11	7,76	11,11	2,88	0,45	0,14
2	50,63	2,08	16,87	3,01	8,06	0,17	5,76	8,75	3,56	0,86	0,27
3	44,50	0,86	9,48	3,26	9,71	0,21	27,27	3,57	0,43	0,43	0,14
4	48,90	0,70	16,96	0,68	7,68	0,16	11,00	9,75	2,88	1,06	0,27

1-2 - низкотитанистый (25) и высокотитанистый (14) диабазы лейса-байоса осевой части крайнего моря Большого Кавказа - по данным М.Г. Ломизи (1969). 3-4 - пикрит (5) и щелочной анкармит (2) северного фланга крайнего моря Большого Кавказа (Северная Осетия), по данным С.Н. Кокоева, В.В. Пшоко (1975).

Таблица 19

Средний состав среднеюрских эффузивов южного склона Большого Кавказа (Гагра-Джавская зона)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п. Сумма
1	50,10	0,97	17,24	3,46	5,33	0,15	5,17	8,35	3,45	1,90	0,35	1,11	2,25
2	54,53	0,64	16,64	4,52	3,83	0,19	3,90	6,00	4,07	2,14	0,24	1,58	1,54
3	59,21	0,51	16,16	3,92	2,53	0,29	3,27	4,39	3,71	1,72	0,17	1,54	2,23
4	51,32	0,70	18,02	5,94	2,22	0,30	3,69	6,08	3,43	3,57	0,30	0,99	2,87
5	54,97	0,60	17,98	4,85	2,17	0,14	3,03	5,21	3,33	5,53	0,25	0,57	1,58
6	59,14	0,53	17,96	3,73	1,62	0,08	1,59	3,53	3,75	5,35	0,24	0,81	1,63

Аален-сайос. 1-фазальт (84), 2-базальтовый андезит (6), 3-андезит (4) южного фланга крайнего моря Большого Кавказа. Верхний байос (горизонт биотитовых порфиритов) западной части южного фланга крайнего моря Большого Кавказа: 4-кализальт (3), 5-шошонит (12), 6-калиевый трахит (4). По данным Г.С. Дзопенидзе (1948), Т.В. Джанидзе (1969, 1972, 1973), Абесадзе и авторским.

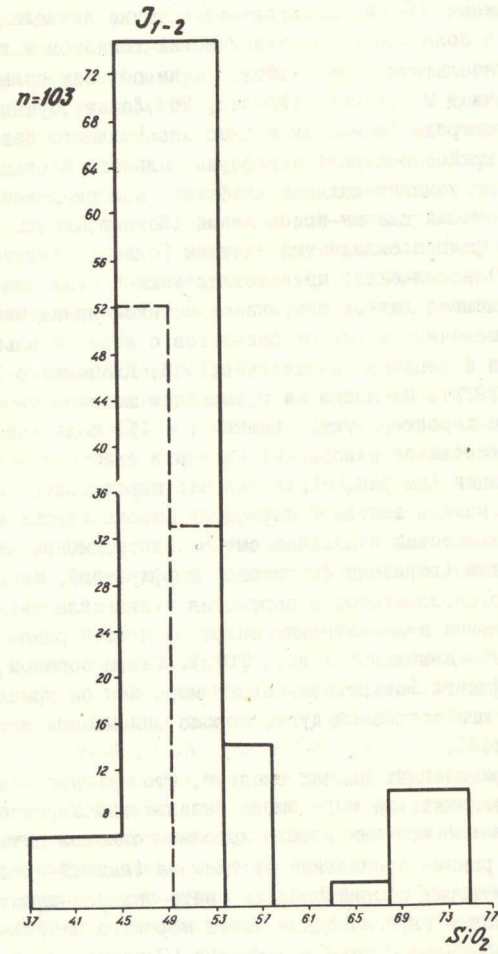


Рис. 11. Гистограмма распределения пород различной кремнекислотности в юрских вулканитах крайнего моря Большого Кавказа

верхнем мелу.

Юрские диабазы Большого Кавказа характеризуются преимущественно толеитовыми трендами накопления TiO_2 и железа (см. рис. 9, 10), на диаграмме TiO_2 - P_2O_5 фигуративные точки низкокалиевых диабазов попадают в поле срединно-океанических толеитов и группируются совместно с базальтами серии Гойтх. Таким образом, полностью подтверждается вывод М.Г. Ломизе (Ломизе, 1969, Ломизе, Суханов, 1974) об океанической природе базальтов и диабазов Большого Кавказа.

Лишь на крайне северной периферии Большого Кавказа установлено присутствие высокомагнезиальных диабазов, ассоциирующих с низкотитанистыми щелочными диабаз-эссекситами (Кокоев, Плоско, 1975).

На южном фланге складчатой системы Большого Кавказа (Гагра-Джавская зона) аален-байос представлен мощной вулканической толщей (до 3 км) сложенной лавами и вулканокластикой преимущественно слабощелочных и щелочных калиевых базальтов с незначительным количеством андезитов и дацитов (Дзоценидзе, 1948, Джанелидзе 1969, Джанелидзе и др., 1972). Несмотря на повышенную щелочность (табл. 19, рис. 8), породы характеризуются низким (< 1%) содержанием TiO_2 . Наблюдается отчетливое накопление железа и слабое TiO_2 в процессе дифференциации (см. рис. 10). Щелочность пород возрастает к западу, причем на крайне западной периферии Южного склона в верхнем байосе калибазальтовый вулканизм сменяется трахибазальт-трахиандезит-трахитовым (горизонт биотитовых порфиритов). Многочисленные горизонты туфокогломератов и перебитая вулканокластика свидетельствуют о появлении вулканических островов в этой ранне глубоководной области Джанелидзе и др., 1972). Таким образом, западная часть южного фланга Большекавказского моря как бы причленяется к примыкающей с юга островной дуге, хорошо вписываясь в ее зональность (см. рис. 3).

Из вышеприведенных данных следует, что вулканическая деятельность в Большекавказском море имела базальтовый характер (рис. II).

Однако, в течение эры она прошла довольно сложный путь эволюции.

Наиболее ранние проявления вулканизма (нижний-средний лейас) в результате которых сформировалась свита андезит-дацитов не затрагивают наиболее глубоководные части морского бассейна, унаследованно развивавшиеся с палеозоя-триаса (Северная часть Южного склона - так называемая сланцевая геосинклинальная или Чхалта-Лайлинская зона). Они приурочены к наземно-мелководной области Главного хребта, представляют собой типично известково-щелочную серию островодужного типа.

Таким образом, можно предположить, что Большекавказская ос-

тровная дуга, расположенная на северном краю малого океанического бассейна Южного склона в верхнем палеозое (Адамия и др., 1977, 1978) продолжает быть активной и в синемюр-плинсахе. Сам малый океанический бассейн (внутридуговое море) в этот период не затронут вулканической деятельностью.

Уже в плинсахе дацит-риолитовый вулканизм с незначительной ролью базальтового и андезитового материала смещается непосредственно к северному и южному бортам глубоководной части бассейна Южного склона. Примечательно, что в этот период резко падает щелочность (особенно содержание K_2O) в дацитах и риолитах.

В верхнем плинсахе-тоаре в осевой части глубоководного бассейна изливаются базальты, по валовому химическому составу и трендам дифференциации близкие толеитам срединно-океанических хребтов, но отличающиеся от последних несколько повышенным содержанием Na_2O и P_2O_5 .

Кислый вулканизм плинсаха-домера (авадхарский горизонт) естественно связать с явлениями рифтогенеза в Большекавказском морском бассейне. Трещинообразование и подъем значительного объема базальтовой магмы мог обусловить плавление сиалической коры в краевых частях последнего. Не исключены явления гибридности - смешение базальтовой и кислой, риолитовой магмы. Однако, вопрос этот требует специального исследования. Базальтоиды плинсаха-тоара свидетельствуют от начавшемся спрединге в осевой части бассейна.

В аалене-байосе, когда на примыкающей с юга островной дуге наблюдается интенсивный известково-щелочной вулканизм, Большекавказский морской бассейн является областью базальтовой вулканической деятельности, которая охватывает Главный хребет (бывшую островную дугу) и Южный склон. Аален-байосские вулканы Большого Кавказа проявляют латеральную петрохимическую зональность - в осевой зоне (сланцевая геосинклиналь) распространены преимущественно толеиты очень близкие срединно-океаническим, тогда как на флангах преобладают слабощелочные разновидности.

Взрыв известково-щелочного вулканизма на островной дуге совпадает с появлением низкотитанистых разновидностей базальтов в окраинном море, которые несут петрохимические признаки островодужных известково-щелочных и шонитовых серий. В этот период в зоне Главного хребта возникают крупные вулканические постройки г. Индук, Чухаро, Чаухи, Архон, продукты которых обнаруживают резкие колебания титанистости и щелочности, характерные для некоторых островных лав внутридуговых и окраинных бассейнов запада Тихого

Океана (Gorton, 1977).

Скифская плита является единственным районом Кавказа, где известны вулканические проявления верхов верхнего триаса - раннего лейаса.

В восточном Предкавказье между породами фундамента и типично платформенными отложениями юры скважинами вскрыта толща карбонатных, терригенных и вулканических пород, возраст которой по палеонтологическим данным триас-нижнеюрский. Вулканические породы, представленные в верхах разреза, рассматриваются как верхнетриас-лейасские (Бурштар и др., 1973), что подтверждается данными абсолютного возраста (207-165 мл.лет).

Вулканические породы, представленные лавами и вулканокластолитами, составляют нормально- и высококальциевую известково-щелочную дифференцированную серию базальт-андезит-риолит, в которой количественно резко преобладают кислые разновидности (см. табл.3).

В северо-западном Предкавказье Р.Г.Гарецкий (1972) описывает несколько мелких трогов, в которых интенсивно дислоцированные сланцевые толщи верхнего триаса-лейаса содержат биполярные базальт-риолитовые серии.

В среднем-верхнем лейасе (плинсбах-домер-тоар) на Северо-Кавказском срединном массиве также имела место вулканическая деятельность, продукты которой установлены в среднем течении р. Кубани и ее притоков Мары и Теберды, а также в бассейнах рр. Подкумок и Эшакон.

Здесь плинсбахские терригенные отложения содержат sillы долеритов (общая мощность до 300 м), а между домерскими и верхнетюарскими отложениями локально залегают лавы и вулканокластолиты андезитов и трахиандезитов (170±11 мл.лет) (Кондаков, 1974; Борсук, 1977). "Долериты" по химическому составу отвечают трахибазальтам и трахиандезитам и составляют совместно с андезитами и трахиандезитами единую высококальциевую известково-щелочную серию (табл.20); следует отметить, что андезиты и трахиандезиты характеризуются незначительным распространением.

После лейаса вулканическая деятельность в Предкавказье прекратилась и в верхней юре-нижнем мелу локально внедрились гипабиссальные интрузии диорит-гранодиоритов и субщелочных габброидов (Кондаков, 1976; Цветков, 1977).

Таким образом, Северокавказский срединный массив и Скифская платформа в конце триаса-лейаса является зоной известково-щелочного вулканизма и совместно с Главным хребтом могут рассматриваться как островная дуга, ограниченная с севера Предкавказским

Таблица 2

Средний химический состав юрских вулканических пород южного края Восточно-Европейской платформы (Лабинская зона)

	1	2	3	4
SiO ₂	53,32	53,47	59,39	69,98
TiO ₂	0,85	0,96	0,74	0,48
Al ₂ O ₃	17,27	17,81	17,64	15,18
Fe ₂ O ₃	3,48	4,25	3,16	0,54
FeO	3,86	2,50	2,48	0,59
MnO	0,10	0,16	0,11	0,06
MgO	3,77	3,83	2,10	0,37
CaO	7,10	5,71	4,63	1,92
Na ₂ O	3,55	4,69	4,65	5,82
K ₂ O	1,13	1,15	1,72	3,01
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,28	0,17
Влага	1,93	1,58	1,23	9,93
П.п.п.	3,02	3,20	2,13	-
Сумма	99,51	99,41	100,26	100,05

I-долерит (II), товый андезит (2) зит (3), 4-риолит По данным Л.А.Коч (1974).

окраинным морем. Этот морской бассейн в основном эпиконт однако в верхнем триасе-лейасе в его пределах существуют относительно глубоководные участки, в которых скапливались терригенные осадки и имел место биполярный вулканизм. Эт замкнулись в результате раннеальпийских складчатых движений (лейас), вулканическая деятельность на Скифской платформе и она окончательно причленилась к Восточно-Европейской платформе.

Таким образом, начиная с верхнего лейаса Большекавказского морской бассейн, развивавшийся как внутридуговой малый окий бассейн в палеозое-триасе-раннем лейасе (Адамия и др может рассматриваться как окраинное море, отчленяющее шеточно-Европейской платформы от Закавказской островной дуги (др., 1977) в юрское время.

Юрско-нижнемеловой вулканизм сопредельных Кавказу
регионов Средиземноморского пояса

Т у р ц и я. Юрский андезитовый пояс Закавказского срединного массива без перерыва протягивается на запад, в Восточные Понтиды (Bergougnan, 1975, 1976; Brinkmann, 1976), где в Келькитских горах и в Синопе юрская вулканическая толща сложена дифференцированной известково-щелочной серией базальт-андезит-дацит-риолит. Основная часть вулканической толщи датируется лейасом, хотя слабые проявления вулканизма известны в средней и верхней юре. Таким образом, в Восточных Понтидах происходит как бы удревнение юрского андезитового пояса. Возможно, здесь увеличивается роль кислых пород. Данные о химизме отсутствуют. Относительно слабые проявления средне-верхнеюрского андезитового вулканизма известны в восточной части Западных Понтид, севернее Анкары (Fourquin, 1975).

Б о л г а р и я. На территории Болгарии вулканы верхней юры нижнего мела занимают незначительную территорию и известны лишь на территории Странджи и в северо-восточной части Родопского массива (Дмитрова и др., 1977). Здесь в сложной тектонической обстановке, возможно в аллохтонном залегании, находятся базальт-андезитовые серии, которые, судя по описаниям, можно рассматривать как островодужные образования. Отсутствие данных о химизме пород не позволяет с достаточной достоверностью судить о характере юрско-нижнемелового вулканизма Понтид-Странджи.

К р ы м. В Горном Крыму наиболее ранние проявления вулканизма относятся к концу триаса (норийский ярус) и лейасу, где представлены преимущественно туфы и туффиты кислого состава при относительно небольшой роли спилитов. (Лебединский, Макаров, 1962).

Норийская вулканическая свита (мощность 200-250 м) сложена чередованием подушечных лав базальтов и базальтовых андезитов с вулканокластическими породами того же состава, туффитами, песчаниками и алевролитами. Вулканическая толща согласно залегает на нижнетаврической серии карнийско-норийского возраста и трансгрессивно перекрывается эскиординской серией среднего - верхнего лейаса. Вулканические породы относятся к низкокальциевой известково-щелочной серии, однако характеризуются аномально высоким содержанием TiO_2 (см. табл.3). Нижнеюрская (средний-верхний лейас) пирокластика и редкие покровы интенсивно изменены, и химический состав этих пород сильно искажен (Лебединский, Макаров, 1962). Вулка-

нические породы широко распространены в среднеюрских (верхнебайос-батских) отложениях, с угловым несогласием залегающих на дислоцированных толщах верхнего триаса-лейаса. Вулканиты образуют "линзы" различной мощности (от 800 до нескольких десятков метров). В последнее время появились данные об их аллохтонной природе - в частности, Ю.В.Казанцев и Д.А. Нугманов (1977) указывают, что в среднеюрских отложениях залегают крупные олистолиды вулканогенных пород, внутри которых слоистость и тектонические структуры не согласуются с таковыми вмещающих пород. По составу вулканиты, пространственно ассоциирующие со среднеюрскими терригенными осадками Горного Крыма, отвечают дифференцированной известково-щелочной низко- и нормально калиевой серии, в которой резко преобладают породы андезитового состава (табл.21). Эти породы можно рассматривать как типичные островодужные образования. Аллохтонное залегание этих вулканитов островодужного типа в относительно глубоководных мощных сильно дислоцированных толщах Горного Крыма, кажется весьма вероятным и хорошо согласуется с данными об их геологии (Лебединский, Макаров, 1962). Установлено, что в район Горного Крыма грубообломочный материал с юга поступал в лейасе (Лебединский, Добровольская, 1962, Добровольская, 1964), в аялене-раннем байосе (Добровольская, Снегирева, 1962) в поздней юре (Муратов и др., 1969, Чернов, 1970). На основании этих данных воссоздана картина геологического строения Черноморской суши, питавшей обломочным материалом район Горного Крыма в юре. (Добровольская, 1964, Чернов 1970, Адамия и др., 1977). По реконструкции Ш.А.Адамия (Адамия и др., 1977) черноморская суша была сложена 1-гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами протерозоя 2.-кварц-аркозовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками кварцитами, филлитами ордовика силура, 3.-сланцами, кремнистыми породами среднего палеозоя, 4-гранитоидами конгломератами и песчаниками, орогенными известняками верхнего палеозоя, 5- конгломератами, песчаниками и красными орогенными известняками лейаса, 6- "порфиридами". Поскольку гипотетически разрез Черноморской суши почти полностью повторяет разрез Понтид, можно допустить, что крупные олистолиды вулканических пород в средней юре Горного Крыма происходят из юрских вулканических толщ Северных Понтид, ныне погруженных под уровень моря.

И р а н. В Иране первые проявления мезозойского вулканизма отмечаются на границе триаса и юры (Stöcklin, 1968, 1974; Pazirandeh, 1973) в Абаде, Кермане; Кахлике, Сфандагехе (Центральный Иран), Демавенде и Кандеване (Эльбурс) и представлены базальтами, которые связывают с дроблением Иранской платформы в позднем триа-

Таблица 21

Средний состав эффузивов локализованных в среднеюрских сериях Горного Крыма

	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,45	53,89	59,75	66,62	70,05
TiO ₂	0,58	0,89	0,64	0,51	0,58
Al ₂ O ₃	17,39	16,98	15,48	15,76	13,19
Fe ₂ O ₃	4,51	6,23	3,90	2,66	2,17
FeO	4,99	3,33	3,49	1,60	2,11
MnO	0,21	0,13	0,16	0,07	0,09
MgO	5,03	3,60	2,30	0,43	0,75
CaO	6,43	3,78	4,66	1,88	3,72
Na ₂ O	4,54	5,49	4,89	7,43	4,49
K ₂ O	0,96	0,79	0,76	1,56	1,60
P ₂ O ₅	0,26	0,28	0,27	0,30	0,27
Влага	1,21	2,53	0,66	0,34	0,35
П.п.п.	3,72	2,68	3,11	1,38	1,20
Сумма	99,17	100,10	100,07	100,54	100,57

1-базальт (3), 2-базальтовый андезит (7), 3-андезит (11), 4-дацит (3), 5-риолит (6).
По данным В.И. Лебединского, Н.И. Макарова (1962).

се, ранней юре (Stöcklin, 1968, 1974).

В верхней юре лавы и вулканокластиты основного и среднего состава известны в зоне Санандаж-Сирджан, протягивающейся в СЗ-ЮВ направлении вдоль шовной зоны внутреннего Загроса. Здесь же тянется цепь габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий верхнеюрского возраста (Stöcklin, 1974). Опубликованных данных о химизме пород нет, однако можно предположить существование верхнеюрского андезитового пояса, в Центральном Иране, связанного с функционированием падающей на север зоны субдукции (Forster et al., 1972; Takin, 1972; Stöcklin, 1974). Локализация юрских вулканических пород в центральном сегменте Альпийско-Гималайского пояса и их состав показаны на рис. 12.

Выводы

В юрско-нижнеэокомское время вулканическая деятельность проявилась во всей северной тектонической области центрального сегмента Анатолийско-Гималайского складчатого пояса. Она была интенсивна на Кавказе и в Восточных Понтидах, локальна и относительно кратковременна в Западном Понте, Страндже и на Родопском массиве. Имеющиеся описания позволяют предположить андезитовый и кислый характер вулканизма и выделить Закавказско-Понтийско-

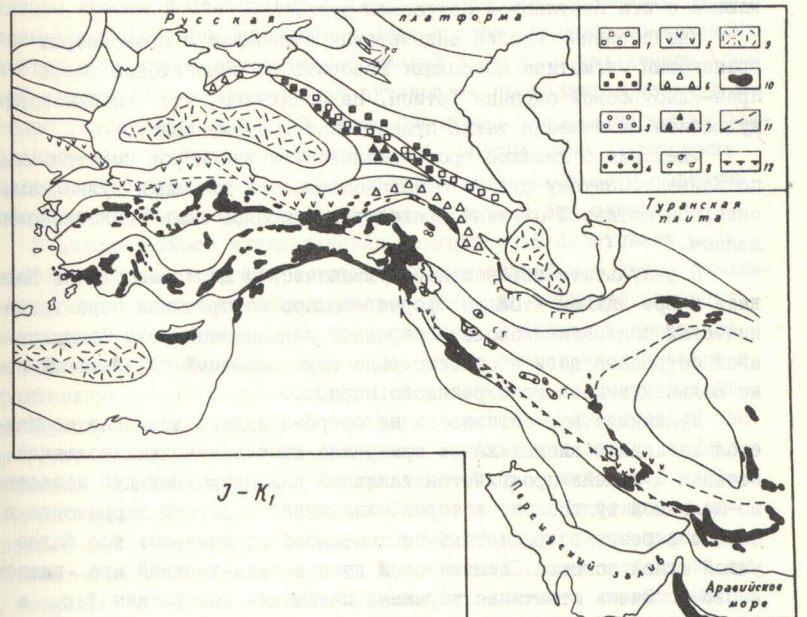


Рис. 12. Схема распределения юрско-нижнеэокомских вулканитов в центральном сегменте Альпийско-Гималайского орогена. 1-толеит-базальтовые серии, 2-низкотитанистые щелочные базальты, 3-высокотитанистые толеиты, 4-высокотитанистые щелочные базальты, 5-дифференцированные известково-щелочные серии (по петрографическим описаниям - данных о химизме нет), 6-низко- и нормальнокальцевые известково-щелочные серии, 7-шпонитовые серии, 8-риолиты и дациты, 9-области с субокеанской корой, 10-офиолитовые комплексы, 11-разломы, 12-зоны крупномасштабного надвигания.

Странджийский андезитовый пояс.

Базальтовые серии Большекавказского морского бассейна не прослеживаются за пределы Кавказа, хотя относительно глубоководные и дислоцированные сланцевые и флишевые серии, маркирующие глубоководный бассейн, расположенный в тылу андезитового пояса, представлены в Горном Крыму (триас-юра) и в Зоне Котел (триас-нижний лейас). Очевидно, можно выделить единый Большекавказско-Крымско-Котелский крайний бассейн, унаследованно развивающийся с палеозоя-триаса. Западная зона вырождения этого бассейна лишена проявлений базальтового магматизма. Маломощные пачки туфов, единичные покровы и крупные блоки андезитов в юрских отложениях Горного Крыма естественно связать с вулканической деятельностью на примыкающей с юга Понтийской островной дуге.

Значительный юрский андезитовый вулканизм и гранодиорит-гранитовый магматизм позволяют говорить об андезитовом поясе Иран-Эльбурсской окраины Тетиса. Не исключено, что добайосские вулканы Нахичевани также принадлежат к этому поясу.

Сведения о химизме юрско-нижнеэокомских пород имеются лишь по Кавказу. Поэтому судить о закономерностях эволюции вулканизма северной активной окраины приходится опираясь лишь на кавказские данные.

В результате интенсивной вулканической деятельности на Кавказе в юре-нижнем эокоме сформировалась контрастная пара вулканических поясов: мелководно-островной андезитовый пояс Закавказской островной дуги и относительно глубоководный базальтовый пояс Большекавказского крайнего моря.

Вулканическая активность на островной дуге локально начинается излиянием кислых лав в прибрежно-континентальных условиях. Начиная с аалена проявляется типичный для островных дуг известково-щелочной вулканизм, который охватывает обширную территорию в байосе и резко сокращается, постепенно ограничиваясь все более узкой южной полосой Закавказской дуги в бате-верхней юре-нижнем эокоме. Очень отчетливо выражено повышение содержания TiO_2 и K_2O , также как возрастание роли базальтов в верхнеюрско-нижнеэокомских вулканических сериях. Вдоль южной периферии островной дуги в аален-байосе изливались низкокальциевые известково-щелочные андезитовые серии, в верхней юре появились нормально и высококальциевые серии со слабой тенденцией к накоплению железа и титана в дифференциационном ряду. В нижнем эокоме - шомонитовые серии с повышенным содержанием титана и существенно возросшим объемом базальтов. Следует, однако, подчеркнуть, что по тренду дифферен-

циации и минеральному составу (широко распространены гиперстеновые разности базальтов и андезитов) неэокомские серии несомненно относятся к образованиям островодужного типа.

На северной периферии островной дуги после значительного перерыва в вулканической деятельности локально формируется щелочно-базальтовая серия типа континентальных рифтов, очевидно свидетельствующая о кратковременном импульсе растяжения.

Делас-байос является временем интенсивного расширения и активного вулканизма в пределах Большекавказского моря, унаследованно развивающегося с палеозоя-триаса. Первые импульсы вулканической деятельности (ранний плинсбах-домер) локализованы в северной и южной периферических частях бассейна (южный край зоны Главного хребта и Центрально-Абхазское поднятие), проявляются в условиях интенсивного погружения этих исходно мелководно-наземных областей и имеют преимущественно кислый состав. В дальнейшем (поздний плинсбах) - вулканическая активность проявляется также и в исходно глубоководной осевой части бассейна, которая, вероятно, подстилалась тонкой субокеанической корой. Позднеплинсбах-тоарские базальты высокотитанистые, слабощелочные и переходные к толеитам низкокальциевые базальты, типичные для разломных зон океана.

В аален-байосе вулканическая деятельность охватывает весь Большекавказский бассейн. В осевой глубоководной его части базальты и диабазы, переслаивающие аспидно-сланцевую серию, по валовому химическому составу максимально приближены к срединно-океаническим толеитам, одновременно здесь возникают вулканические острова, характеризующиеся тесной ассоциацией толеитов и щелочных базальтов (Архон, Чаухи и т.д.). В северной и южной периферических частях этого бассейна также представлены базальтовые серии, однако последние отличаются низким содержанием TiO_2 и большей дифференцированностью на фоне повышенной щелочности. Их отличает известково-щелочные тренды дифференциации. Таким образом, взрыв известково-щелочного вулканизма на прилегающей с юга островной дуге совпадает во времени с интенсивным спредингом и толеитовым вулканизмом в осевой части крайнего моря и одновременно с проявлением "островодужных" тенденций в базальтовых сериях его периферических частей.

В конце байоса-бате в пределах крайнего моря Большого Кавказа имеет место складчатость, локально сопровождаемая внедрением гранитоидных интрузий (Геология СССР, т. X). Она интенсивна в центральном сегменте Большекавказского моря, но в западном и восточном его сегментах захватывает лишь южную и северную периферичес-

кие части. В результате к верхней коре в его пределах обособляются западный и восточный относительно глубоководные флишевые трогги, соединенные мелководной перемычкой. Вулканическая деятельность в бате прекращается. Влияние батской орофазы очень заметно в северной периферии Закавказской островной дуги, где также имеет место воздымание, внедрение гранитоидных интрузий, прекращение вулканической деятельности. В южной части Закавказской островной дуги батская фаза почти не проявлена. Не исключено, что эта орофаза обусловлена северонаправленным смещением Понтийско-Закавказского массива (островной дуги) и не связана с существенным изменением динамики крупных плит центрального сегмента Средиземноморского пояса.

АПТСКО-ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Кавказ

Аптско-верхнемеловой вулканизм проявляется в сложной тектонической обстановке и, возможно, начавшейся коллизии Нахичеванского блока с Закавказской островной дугой, в условиях существенной перестройки глубинных структур. По интенсивности он существенно уступает юрско-нижнеэокомской вулканической деятельности.

Среди продуктов этого цикла выделяются дифференцированные известково-щелочные и шшонитовые серии (апт-кампан), сформированные в мелководно-островных условиях и подводные - относительно глубоководные, в основном щелочно-базальтовые серии сеномана, верхнего турона-сантона.

На х и ч е в а н с к и й б л о к. Южнее Малокавказской офиолитовой шовной зоны, на Армянно-Нахичеванском сиалическом блоке проявления мелового вулканизма незначительны. Здесь известны лишь отдельные прослои туфов и маломощные (до 150 м) имеющие крайне ограниченное площадное распространение линзы туфов, туфобрекчий и отдельных покровов преимущественно андезитового и дацитового состава, залегающие среди осадочных отложений альба и нижнего турона (Азизбеков, 1961, Геология СССР, т.ХУП, 1972).

Вулканические породы представлены роговообманковыми андезитами и дацитами, относящимися к нормально-калиевой известково-щелочной серии (табл.22). Основные породы - базальты, базальтовые андезиты, здесь неизвестны. Породы характеризуются типично известково-щелочными трендами с отсутствием накопления железа и титана (рис.13).

Таблица 22

Верхнемеловые (альб и нижний турон) эффузивы
Нахичеванского блока

	1	2	3	4
	817	865	470	478
SiO ₂	57,12	60,58	66,02	67,06
TiO ₂	0,20	0,20	0,15	0,10
Al ₂ O ₃	18,93	17,96	16,84	15,20
Fe ₂ O ₃	5,60	5,35	3,91	2,68
FeO	0,71	1,05	0,57	0,40
MgO	3,10	2,88	1,64	0,82
CaO	6,95	6,70	3,42	3,92
Na ₂ O	3,90	3,21	3,10	3,80
K ₂ O	1,10	1,15	0,94	1,87
Влага	1,23	0,45	0,98	0,46
П.п.п.	2,60	1,29	3,21	3,24
Сумма	100,40	100,82	100,78	99,55

I-пироксен-роговообманковый андезит, 2-роговообманковый андезит, 3-4 - биотит-роговообманковые дациты. Ш.А.Азизбеков, 1961.

М а л о к а в к а з с к и й о ф и о л и т о в ы й п о я с. На Малом Кавказе известны два узких выхода офиолитовых комплексов. Северный, Малокавказский офиолитовый пояс на запад продолжающийся в Северную Анатолию, разделяет две области с резко различной раннеальпийской историей развития и рассматривается как шовная область, оставшаяся после замыкания бассейна океанического типа (Книппер, 1975; Хаин, 1975; Адамия и др., 1977; Гамкрелидзе, 1976). Для южного - Вединского пояса в последние годы появились убедительные данные об аллохтонном залегании офиолитов и в настоящее время большинством исследователей он рассматривается как офиолитовый покров, продвинутый далеко на юг (Книппер, Соколов, 1976; Ломизе, 1971).

Эффузивно-радиоляритовая ассоциация в пределах офиолитовых комплексов сохранилась в виде отдельных блоков, залегающих в офиолитовой олистостроме или офиолитовом меланже и в пределах отдельных ненарушенных покровных пластин (Ипакский покров) (Книппер, 1975, Соколов, 1977).

Эффузивные породы, ассоциирующие с черными, красными и розовыми радиоляритами, известковистыми радиоляритами и пелагическими микритовыми известняками, представлены преимущественно пиллоубазальтами, хотя в отдельных выходах они секутся кислыми и дайками

или чередуются с кислыми лавами. Определение возраста базальт-радиоляритовой ассоциации по радиоляриям и корралловой фауне дает довольно широкий возрастной интервал от верхней юры до верхнего мела (турон) включительно (Книппер, 1975; Кузмичева, Соколов, 1975, 1976; Сатиан, Степанян, 1976).

Согласно новейшим данным формирование офиолитовых олистостромых комплексов и офиолитовых покровов в Малокавказском офиолитовом поясе происходило от самых верхов альба по турон включительно (Кузмичева, Соколов, 1975; Сатиан, Степанян, 1976; А.Л.Книппер, устное сообщение). Таким образом, время формирования базальт-радиоляритовых образований очень близко времени становления офиолитовой олистостромы, офиолитового меланжа и покровов. Формирование Веддинской олистостромы и офиолитового покрова точно датируется средним коньяком (Книппер, Соколов, 1976; Ломизе, 1971).

Имеющиеся данные о составе вулканических пород, ассоциирующихся с радиоляритами, дают представление о широком разнообразии представленных здесь эффузивных пород (Паланджян и др., 1977; Г.С. Закариадзе, М.Б.Лордкипанидзе - неопубликованные данные). Следует иметь в виду, что огромное большинство эффузивов офиолитового комплекса подверглось интенсивным вторичным изменениям и метаморфизму в зеленосланцевой или амфиболитовой фации. В связи с этим валовый химический состав является недостаточным для достоверного суждения о типе пород. Необходимы данные по ряду малых элементов, в первую очередь редких земель, Zr, Nb и Y, которые не претерпевают существенных изменений при метаморфизме и вторичных изменениях типа пропилитизации (Pearce and Cann, 1973). В связи с этим классификация вулканитов офиолитового комплекса, основанная на валовом составе пород, носит предварительный характер.

Наибольшее количество данных имеется для Севанского хребта (Паланджян и др., 1977). Причем часть представленных здесь вулканитов может рассматриваться как близкая к абиссальным океаническим толеитам. Эти породы отвечают срединно-океаническим толеитам по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O и характерно низким концентрациям P_2O_5 . В отдельных разностях имеется адекватное количество CaO (10-11%) и MgO (7-8%), однако в большинстве пород количество CaO понижено (табл.23), а количество Na_2O повышено, что является характерным нарушением при зеленокаменном метаморфизме пород. Наряду с этим установлены низкокальциевые и низкоглиноземистые андезиты, типа исландитов (TiO_2 1%), особенно характерные для толейтовых ассоциаций океанических островов и имеется один анализ низкокальциевого дацита (табл.23, анализы 2 и 3)

Таблица 23.

Средний химический состав основных типов вулканических пород Малокавказских офиолитовых комплексов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Влага	П.п.г.	Сумма
1	48,45	1,28	15,65	6,57	5,17	0,37	4,99	7,45	4,55	0,34	0,09	0,68	8,82	99,41
2	55,34	1,14	13,94	4,00	6,82	0,12	4,43	4,68	4,44	0,24	0,12	0,76	3,80	99,86
3	63,22	0,29	18,81	3,33	1,15	0,18	3,24	2,21	6,50	0,04	0,17	0,13	1,38	100,65
4	48,23	2,87	16,00	7,76	7,70	0,26	3,06	3,29	4,85	1,37	1,04	0,40	3,14	99,97
5	48,40	0,27	18,51	9,57	1,54	0,38	6,39	5,86	3,30	2,00	0,13	0,54	3,43	100,32
6	55,50	0,18	17,43	9,19	1,51	0,22	4,20	3,01	5,00	0,15	0,25	0,26	3,56	100,46
7	51,48	1,60	16,43	6,58	3,20	0,25	3,96	5,96	3,78	2,02	0,63	0,55	3,60	100,04
8	48,39	1,24	12,70	11,09	1,08	0,21	2,21	10,70	3,28	0,48	0,25	0,22	7,14	99,84
9	49,60	1,30	16,35	15,41	0,72	0,18	2,61	4,32	5,07	1,03	0,30	0,63	2,33	99,94
10	46,86	0,62	16,48	5,81	4,14	0,14	5,76	11,43	2,40	0,36	0,16	0,62	5,11	99,98
11	46,91	2,04	15,67	9,12	2,50	0,05	4,48	6,99	4,57	1,64	-	0,95	5,33	100,25
12	55,34	1,48	16,12	4,16	3,53	0,10	3,88	4,52	4,05	2,35	-	1,18	2,76	99,97
13	60,41	0,24	18,40	4,60	1,38	0,06	0,87	1,12	5,75	4,50	-	0,32	2,30	99,95
14	57,08	0,70	15,14	3,16	2,93	-0,08	3,86	5,38	3,35	1,38	-	2,29	5,32	100,64

I-4 - эффузив Севанского хребта, I - толеит абиссально океанического типа (II), 2-низкокальциевый андезит (6), 3-низкокальциевый дацит (I), 4- высококальциевый щелочной базальт (2), 5-6 -Базумский и Мегрелатский хребты, 5-низкокальциевый щелочной базальт, 6-низкокальциевый высококальциевый базальт, 7- высококальциевый щелочной базальт. (Джабрамян и др. 1977), 8-10 - Лачинский район (Ипхакский покров), 8-альбитизированный толеит (I), 9-щелочной базальт (I), 10- низкокальциевый толеит островодужного типа (7), 11-14 -Веди, 11-высококальциевый щелочной базальт (6), 12-граждан-дезит (2), 13- трахит (4), 14- андезит островодужного типа (4). По данным Г.С.Закариадзе, М.Б.Лордкипанидзе и Паланджяна и др., 1977.

а также высокотитанистый щелочной базальт (анализ 4).

В западной части Малокавказского офиолитового пояса (Базумский и Мегршатский хребты) ассоциация вулканических пород иная — здесь господствуют низкотитанистые породы, характерные для активных континентальных окраин, щелочные базальты шшонитового типа, имеется также низкотитанистый низкокальциевый базальтовый андезит, вместе с которым описан высокотитанистый щелочной базальт (табл. 23, анализы 6,7).

На восточной периферии пояса, в Лачинском районе, верхняя часть Ипякского покрова сложена ассоциацией базальтовых покровов с глубокоководными известняками, содержащими фауну тонкостенных пеллеципод и беллемнитов альб-сеноманского возраста (устное сообщение А.Л. Книппера). По данным Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе, среди эффузивов, залегающих на неровной брекчированной поверхности роговообманкового габбро и сохранившихся относительно свежими, преобладают низкотитанистые низкомagneзиальные толеиты (табл. 23, анализ 10), характерные для начальных стадий развития океанических островных дуг, зарождающихся на океанической коре (Ewart, 1976). Вместе с тем, в самой нижней части эффузивно-радиоляритово-известняковой пластины, которая венчается брекчиями, сложенными угловатыми обломками радиоляритов, микритовых известняков и эффузивов, взяты два зеленокаменно-измененных образца — высокотитанистый толеит с низким содержанием MgO и незначительно повышенным Na_2O и щелочной базальт (табл. 23, анализы 8,9).

Для вединского выхода офиолитов характерны преимущественно щелочные породы (Паланджян и др., 1977), представленные ассоциацией высокотитанистый щелочной базальт, высокотитанистый трахиандезит, трахит (табл. 23, анализы 11, 12, 13) типичной для океанических островов и континентальных рифтов. Вместе с тем описаны нормально-кальциевые андезиты и их туфы, не отличающиеся по химизму от верхнемеловой андезитовой ассоциации Нахичеванского блока (табл. 23, анализ 14). Таким образом, по имеющимся предварительным данным, в малокавказских офиолитовых комплексах представлена широкая гамма эффузивных пород, объединяющая толеиты абиссально-океанического типа, высокотитанистую толеитовую и щелочнобазальтовую ассоциацию типа океанических островов и подводных гор, низкотитанистые примитивные толеиты океанических островных дуг, а также высококальциевые андезиты и шшониты, широко распространенные на Закавказской дуге. Последние, очевидно, попали в офиолиты во время формирования олистостром и меланжа, объединяющих породы океанического бассейна и континентальной окраины.

Детальное петролого-геохимическое изучение вулканических пород Малокавказского офиолитового пояса с учетом их структурного положения внутри офиолитового комплекса и точной возрастной привязкой, представляет большой интерес для понимания эволюции Тетиса.

Закавказский срединный массив (островная дуга). Основной объем аптско-верхнемеловых вулканических пород расположен к северу от Малокавказского офиолитового шва — на Закавказской островной дуге и в крайнем море Большого Кавказа. Аптско-верхнемеловой вулканический пояс отделен от офиолитовой шовой зоны широкой полосой юрско-нижне-неокомских вулкаников. В пределах офиолитового пояса автохтонные отложения апта-коньяжа представлены осадочными флишодными и олистостромовыми фациями. Локальные проявления вулканизма здесь известны лишь в савтоне и кампан-маастрихте.

Наиболее ранние вулканические проявления (апт-альб) приурочены к центральной части островной дуги и вскрыты бурением (северный борт Аджаро-Триалетии на западе и Кюрдамирское погребенное поднятие на востоке). Здесь установлено наличие мощных — до 2000 м — толщ преимущественно базальтового состава. На северо-восточном краю Аджаро-Триалетии (Хведурети) представлены низкотитанистые, низкомagneзиальные базальты (анализ 1 в табл. 24). Латеральная протяженность этой мощной базальтовой свиты в настоящее время неизвестна. Однако, не исключено, что ее формирование связано с первым импульсом растяжения, которое в дальнейшем привело к формированию Аджаро-Триалетского интрадугового рифта, четко обособившегося в палеогене. Тот факт, что по своим петрохимическим параметрам аптско-альбские базальты близки низкотитанистым низкомagneзиальным известково-щелочным базальтам зрелых островных дуг свидетельствует, что в это время Аджаро-Триалетский рифт был слабо индивидуализирован.

В Кюрдамире вулканические породы апта-альба также имеют преимущественно базальтовый состав и представлены низкотитанистыми высококальциевыми шшонитами. (табл. 24). В настоящее время трудно судить существовала ли в апте-альбе единая широтная зона растяжения в центральной части Закавказской островной дуги или же Аджаро-Триалетская и Кюрдамирская базальтовые серии сформированы в двух изолированных трогах.

С конца альба вулканическая деятельность охватывает более обширную территорию на Закавказском срединном массиве, но харак-

тер ее развития в западной и восточной части этой структуры существенно различен.

В Аджаро-Триалети имеет место переход от базальтов к роговообманковым базальтовым андезитам (сеноман), дацитам и риолитам (турон - нижний кампан). В общем, серия сложена нормально- и высококалиевыми разностями (табл. 24) и обнаруживает известково-щелочной тренд дифференциации (рис.13). В юго-западной части островной дуги (Храмский и Лоиский массивы, Ноемберян-Бердский район, Казах, Иджеван, Агджакенд), вулканогенно-осадочная толща (верхний альб - сантон, 2000 - 3500 м), характеризуется существенной вертикальной и латеральной неоднородностью составов и непостоянством трендов дифференциации. Здесь представлена дифференцированная известково-щелочная серия базальт - андезит - дацит - риолит, относящаяся к нормально- и высококалиевому типам (табл.25, рис.13-14).Породы средней кремнекислотности здесь преобладают, однако, по сравнению с андезитовыми сериями юрско-нижнеэокомского цикла, роль базальтов и риолитов значительно повышена (рис.15). Исключение составляют сантонские вулканиты Агджакендского прогиба, среди которых главенствуют обедненные калием базальтовые андезиты (табл.26, рис.13,14), обнаруживающие четкий толеитовый тренд накопления титана и железа.

К северу интенсивность вулканической деятельности и возрастной интервал, соответствующий дифференцированному известково-щелочному комплексу, значительно сокращаются. На северо-западном краю островной дуги и в зоне раннеальпийской складчатости окраинного моря Большого Кавказа осадочные фации альба-сеномана содержат редкие прослои туфов и туффитов, а также отдельные линзы грубой вулканокластиков, главным образом андезитового состава (Канчавели,1968).

В верхнем- туроне-сантоне, после значительного перерыва, вулканическая активность возобновляется на ограниченной территории вдоль северо-западного края Закавказского массива (Кутаисский район, некоторые районы Рачи), причем формируются преимущественно высокощелочные высокотитанистые пикрит-базальты, оливиновые базальты и субвулканиты (тешениты, камптониты), сопровождающиеся резко подчиненным количеством трахитов и фонолитов (свита мтавари). По своим петрохимическим особенностям эта серия близка щелочно-базальтовым вулканитам океанических и континентальных рифтов (табл.27, рис.16,17,18).

В кампан-маастримте область активного вулканизма в западной части островной дуги резко сокращается, лишь локально (Бердский

Средний химический состав алтско-верхнемеловых эффузивов центральной полосы вулканического пояса Закавказской островной дуги

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Влага	П.п.п.	Сумма
1	49,30	0,36	17,60	5,59	3,48	0,11	4,86	10,05	2,90	0,92	0,13		2,40	2,19	99,44
2	55,44	0,42	16,66	6,28	2,32	0,15	3,18	6,95	3,29	1,16	0,19		2,05	1,33	99,78
3	59,60	0,35	16,36	4,98	2,34	0,16	1,44	5,66	4,13	2,27	0,16		0,81	1,11	99,37
4	64,39	0,45	14,54	4,78	1,44	0,22	1,25	3,50	4,40	2,50	0,19		1,45	0,40	99,82
5	68,83	0,29	12,77	1,66	1,16	0,09	0,79	3,91	3,37	1,40	0,06		3,61	1,99	99,93
6	55,09	1,03	17,91	4,49	2,38	0,07	2,91	6,16	2,42	3,69	0,35	0,62	2,49	0,07	99,08
7	49,06	1,08	20,04	5,60	5,53	0,19	5,39	6,91	3,11	3,27	0,50	0,70	-	0,07	100,45
8	49,19	0,89	18,44	5,23	5,77	-	6,44	6,88	3,75	0,36	-	0,55	0,82	1,34	99,66
9	49,81	0,98	18,95	5,65	4,71	-	5,30	6,85	3,71	1,27	-	0,52	0,67	1,98	100,41
10	54,15	0,55	18,04	3,42	3,72	0,14	3,08	7,22	3,87	1,00	-	0,85	0,89	3,42	100,34

1- базальт (8), 2- базальтовый андезит (8), 3-андезит (2), 4-дацит (1), 5- риолит (3). По данным Г.Ш.Надирейшвили (62) и Г.С.Закарладзе, М.Б.Лордкипанидзе. 6-7 - трахандезит и калибазальт, соответственно, Мурадханлы, скв. 6, 8-10 - долериты, Саатлы, скв.1 (Афанасьев и др., 1977).

Средний состав верхнемеловых (сеноман-сантон) эффузивов юго-западной полосы вулканического пояса Закавказской островной дуги

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	48,19	0,95	18,35	6,27	3,60	0,14	4,28	9,03	3,31	1,12	0,22	1,36	3,16	99,76
2	53,91	0,75	17,21	4,82	3,40	0,17	3,31	8,00	3,09	1,04	0,24	1,31	2,54	99,79
3	60,00	0,66	15,98	5,41	1,92	0,17	2,25	5,82	3,28	1,69	0,20	1,13	2,07	100,58
4	65,42	0,25	15,42	2,76	1,12	0,04	1,63	3,40	3,31	1,65	0,14	2,23	2,28	99,65
5	70,81	0,30	14,40	1,89	0,79	0,05	1,49	1,78	3,80	2,60	0,12	0,70	1,05	99,78
6	47,63	0,85	14,00	4,25	6,00	0,09	10,43	9,70	2,88	0,90	-	0,34	2,61	99,64
7	47,30	0,81	19,25	5,02	6,22	0,16	4,76	10,77	2,86	0,90	0,23	0,90	1,07	100,30
8	53,26	0,66	19,09	4,67	3,50	0,18	3,57	8,36	3,02	1,09	-	0,44	2,17	100,01
9	60,13	0,74	15,80	5,19	2,19	0,16	2,63	3,87	4,44	1,54	0,31	0,70	2,30	100,00
10	66,14	0,43	14,75	3,78	0,90	0,16	1,64	3,28	3,77	3,19	0,10	0,64	1,33	100,01
11	70,34	0,34	14,73	2,62	0,43	0,04	0,60	1,51	3,53	4,03	0,09	0,52	0,73	99,51
12	47,63	0,85	14,00	4,25	6,00	0,09	10,43	9,79	2,88	0,77	-	0,34	2,36	99,64
13	53,29	0,83	17,27	4,93	3,81	0,14	3,71	7,83	2,76	1,93	-	0,49	3,08	100,07
14	61,01	0,71	16,88	5,88	1,68	0,14	2,51	2,55	4,17	1,82	0,30	0,66	2,41	100,22
15	66,19	0,20	16,39	2,99	1,60	-	1,32	3,00	3,26	2,99	0,12	0,54	1,34	100,48
16	71,05	0,24	15,45	1,98	1,42	-	0,60	1,87	3,35	3,05	-	0,61	0,70	100,32

рамский и Локский массивы (сеноман-сантон). 1-базальт (8), 2-базальтовый андезит (5), 3-андезит (6), 4-риолит (17). По данным Т.Гогинвили и др., а также Г.С.Закармадзе, М.Б.Лордкипандзе. оемберн-Бердский район (верхний турон-сантон), 6-меланократовый оливиновый базальт (обр.606), -базальт (10), 8-базальтовый андезит (5), 9-андезит (6), 10-лацит (6), 11-риолит (12), Джарбашан др., 1968. Казахский прогиб (конык-сантон). 12-базальт (1), 13-базальтовый андезит (1), 14-андезит (2), 15-лацит (3), 16-риолит (15). По данным Р.Н.Абдуллаева и др., 1971.

Таблица 26

Средний состав верхнемеловых эффузивов юго-восточной части Закавказской островной дуги

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	50,02	0,83	19,51	3,83	5,57	0,07	4,08	8,77	2,81	0,73	0,25	1,15	1,40	100,02
2	54,46	0,74	17,84	4,42	4,60	0,10	2,75	8,12	2,93	0,85	0,15	0,72	2,30	99,98
3	67,12	0,10	20,19	1,78	0,79	0,02	1,44	2,16	4,30	1,22	-	1,20	-	100,08
4	76,32	0,10	9,84	1,27	0,85	-	0,70	3,58	2,33	2,26	-	0,22	2,49	99,96
5	43,83	1,27	14,32	9,69	3,32	0,20	6,44	10,66	3,24	1,84	0,58	1,35	3,57	100,31
6	44,71	1,13	7,92	2,03	0,13	0,13	4,53	12,48	3,18	2,03	0,42	2,30	5,14	100,25
7	44,89	1,13	17,22	7,21	2,59	0,13	6,29	8,38	3,44	1,33	0,50	2,36	5,12	100,59
8	46,14	1,26	13,72	8,03	5,49	0,16	5,71	10,98	4,21	1,18	0,58	1,18	1,81	100,45
9	46,68	1,16	13,86	7,75	5,10	0,26	6,42	10,14	2,70	2,11	0,60	1,26	1,94	100,01
0	47,67	1,27	11,89	9,68	3,39	0,14	5,95	10,66	2,53	2,57	0,42	1,86	2,61	100,64

Агдакендский прогиб (сантон). 1-базальт (8), 2-базальтовый андезит (8), 3-лацит (1), 4-риолит (2). По данным Р.М.Абдуллаева, 1963. 5-10 - щелочные базальты Мартунинского прогиба (Абдуллаев, 1963).

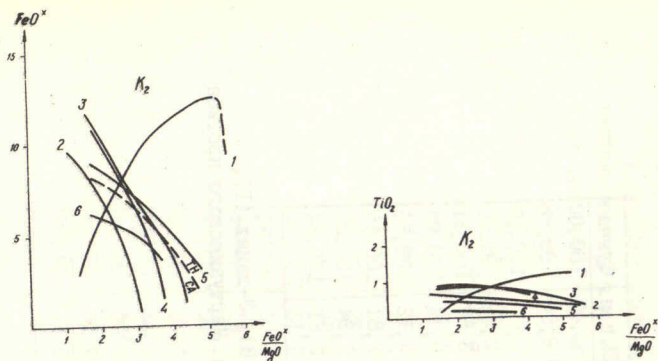


Рис.13. Диаграмма Миаширо для аптско-верхнемеловых дифференцированных известково-щелочных серий Кавказа. Кривая $\frac{FeO^*}{MgO}$ разделяет поля толеитовых и известково-щелочных пород. Арабскими цифрами обозначены кривые для вулканических пород западной части Закавказской островной дуги, 1- Агджакендский прогиб, 2-Казахский прогиб, 3-Джеван-Берд, 4-Локский и Храпский массивы, 5-Аджаро-Триалетия, 6-Армяно-Нахичеванский блок.

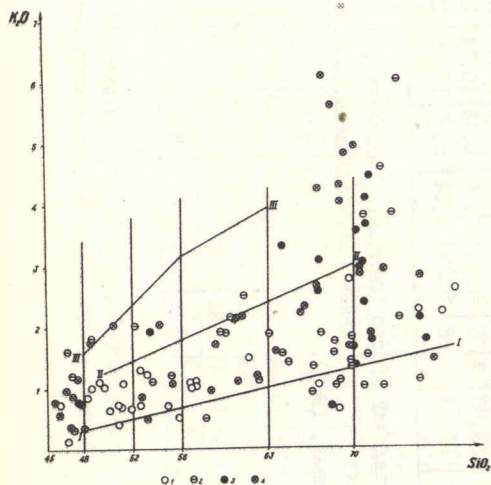


Рис.14. Диаграмма K_2O-SiO_2 для аптско-верхнемеловых известково-щелочных серий южной части Закавказской островной дуги. 1-Агджакенд (Абдуллаев, 1963), 2-Казах (Абдуллаев, Аскеров, 1971), 3-Локский и Храпский массивы (Г.Ш.Гогашвили) (неопубликованные данные), Г.С.Закарвадзе, М.Б.Лордкипандзе (неопубликованные данные), 4-Ноемберья-Берд (Джарбашия и др., 1968).

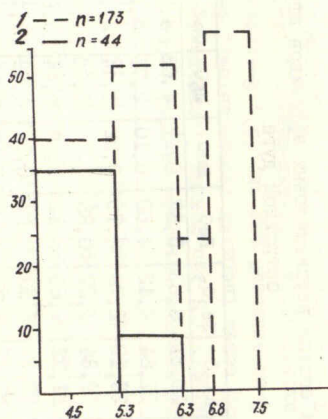


Рис.15. Гистограммы, показывающие распределение пород различной кремнекислотности в аптско-верхнемеловых известково-щелочных сериях Закавказской островной дуги. 1-западная часть, 2-восточная часть.

район) в верхнем сеноне известны отдельные прослой туфов и туфреки андезитового состава (Геология Арм.ССР, т.IV, 1970).

В восточной части Закавказской островной дуги вулканическая деятельность сосредоточена в узкой, поперечной к кавказскому направлению зоне СВ - ЮЗ простирания (Вандам - Курдамир - Мартуникий прогиб -Лачин и Кафан) и имеет преимущественно базальтовый характер. В крайне северо-восточной части дуги, в зоне контакта южным склоном Большого Кавказа (Вандамский район), вулканизм является в альбе-сеномане. Вулканическая толща достигает значительной мощности и представлена главным образом низкотитанистыми лавными базальтоидами (Афанасьев и др., 1977). По петрохимическим особенностям эта серия приближается к аален-байосским вулканическим склонам Большого Кавказа (табл.27, Рис.16,17,18).

В юго-восточной части островной дуги (Мартунинский прогиб Гочас, Кафан), вулканическая деятельность началась лишь в сенионе. В Мартунинском прогибе в этот период сформировалась щелочная базальтовая свита (400 м), характеризующаяся относительно низким содержанием титана (табл.26, рис.16,17,18). На самом южном конце дуги (Гочасский синклиорий) вулканизм продолжается в кампане-астрихте. Здесь, в пределах Малокавказского офиолитового пояса в верхнесенонских отложениях, трансгрессивно перекрывающих офиолитовый комплекс, представлена серия высокотитанистых щелочных базальтов - трахиандезитов (400 м) (Григорьев, Соколов, 1978). весьма своеобразная серия, в которой преобладают щелочные на выне высокотитанистые базальты, содержащие гиперстен и, иногда амфибол. По химизму серия тяготеет к щелочным базальтоидам континентальных и океанических рифтов (табл.28, рис.16,17,18), однако по минеральному составу (широкое распространение гиперстенсодержащих пород), близка к островодужным шшонитам. Установлено, что в пределах Восточной части Закавказской островной дуги содержание TiO_2 отчетливо возрастает с севера на юг. В этом же направлении понижается концентрация K_2O в породах (рис.16,17,18). Однако поскольку к южному краю дуги возраст вулканических пород омолаживается, в настоящее время трудно судить имеем ли мы дело с латеральной или зональной петрохимической зональностью.

Из вышеприведенных данных следует, что в течение альба-астрихта в западной части островной дуги сформировался субширокий андезитовый пояс, в пределах которого наблюдаются частые вариации щелочности и трендов дифференциации. В отличие от юрско-нижнеокомского андезитового пояса закономерная латеральная зональность здесь полностью отсутствует. В восточной части Закавказской

Таблица 27.

Средний состав альбско-верхнемеловых вулканических пород северного края Закавказского срединного массива (островной дуги)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,55	55,98	52,17	51,60	44,61	53,55	56,74	43,40	46,20
TiO ₂	0,85	0,66	0,71	0,67	2,40	0,79	0,13	2,60	2,00
Al ₂ O ₃	20,19	17,59	15,20	14,82	16,45	19,53	19,66	15,30	16,21
Fe ₂ O ₃	5,68	3,93	3,34	5,30	6,43	7,91	3,24	3,51	4,45
FeO	1,68	3,67	5,67	5,36	5,12	2,43	2,77	7,90	6,90
MnO	0,07	-	0,14	0,20	0,19	0,18	0,18	0,18	0,15
MgO	4,53	3,51	6,37	5,76	3,58	0,16	0,75	7,00	4,95
CaO	9,21	8,30	6,11	6,91	9,65	3,37	1,64	9,10	8,53
Na ₂ O	3,30	3,88	3,12	2,81	2,79	4,00	7,23	3,72	3,98
K ₂ O	1,45	2,24	4,93	3,50	1,11	3,70	5,77	1,72	1,65
P ₂ O ₅	0,88	0,62	-	0,35	0,64	0,64	0,09	0,38	0,98
Влага	1,35	0,92	0,25	0,01	0,81	1,18	0,43	1,00	0,62
П.п.п.	-	2,10	2,82	2,72	1,73	2,42	1,91	3,80	3,09
Сумма	100,26	100,40	100,83	100,01	99,87	100,00	100,54	99,61	99,77

Вандамская зона (альб-сеноман). 1-щелочной базальт (2), 2-базальтовый андезит (1), 3-трахибазальт (3), 4-габбро-эссекит (4). (Афанасьев и др., 1977).

Турон-сантонский вулканизм северо-западного края островной дуги (свита Мтавари). 5-7-эффузивные породы; 5-оливиновый базальт (5), 6-трахиандезит (1), 7-фонолит (2), 8-9-жильные породы, 8-камptonит (3), 9-тешенит (3) (Гугушвили, 1968).

вулканическая деятельность проявляется лишь вдоль узкой поперечной зоны СВ - КЗ простираения и имеет преимущественно щелочно-базальтовый состав, хотя, несомненно, также несет островодужные признаки (низкая титанистость, наличие гиперстеновых пород). Кажется вполне возможным, что проявления вулканизма в восточной части островной дуги связаны с поперечным разломом с тенденцией к растяжению (Афанасьев и др., 1977).

Аптско-верхнемеловой вулканический цикл интересен тем, что во времени он частично совпадает с процессом шарьирования мезозойских офиолитовых комплексов на южный край Закавказской островной дуги (сеноман-нижний коньяк). Необходимо отметить, что

в восточной части дуги эти шарьжи продвинуты наиболее далеко на север, что позволяет предположить здесь зону максимального сжатия. На островной дуге вулканическая деятельность, синхронная процессу шарьирования офиолитов, обнаруживает целый ряд аномальных черт, (отсутствии латеральной петрохимической зональности, непостоянство состава и трендов дифференциации, возникновение поперечной зоны базальтового вулканизма), к обсуждению которых мы вернемся позднее.

Окраинное море Большого Кавказа. В пределах окраинного моря Большого Кавказа проявления вулканизма (альб-сеноман) локализованы в основном в западном и восточном флишевых трогах, соединенных мелководной перемычкой, образовавшейся в результате батской фазы складчатости. В западном трогге выходы вулканических пород локальны и характеризуются небольшой мощностью (до 300м) (Ломизе, 1964), в восточной части зоны Южного склона установлены многочисленные тела диабазов и габбро-диабазов верхнемелового возраста (Афанасьев и др., 1977). Повсеместно преобладают высокотитанистые щелочные и полнокристаллические субвулканические щелочно-базальтового состава (табл.29, рис.18), сопоставимые по содержанию TiO₂ с базальтами свиты Мтавари. В целом высокотитанистые щелочные базальты окраинного моря Большого Кавказа и Закавказской островной дуги (свита Мтавари) относятся к разновидностям, характерным для континентальных рифтов и океанических островов, которые резко отличаются от базальтовых членов дифференцированных известково-щелочных и шшонитовых серий по соотношению P₂O₅/TiO₂ (рис.18).

Южный шельф Восточно-Европейской платформы. Небольшие послееюрские гипабиссальные тела щелочных габброидов, альбитофириров и трахитов установлены на Северо-Кавказском срединном массиве (Кондаков, 1974). На Скифской платформе известны маломощные (до 100м) разрозненные выходы альбских туфов и туффиитов (Кондаков, 1974; Цветков, 1977). Главенствуют породы средней кремнекислотности, относящиеся к нормально- и высококальциевому известково-щелочному типу, при незначительном распространении шшонитов (табл.30, рис.16,17). Распределение и состав аптско-верхнемеловых вулкаников на Кавказе показаны на рис. 19.

Таблица 28

Состав верхнеэононских (кампан-маастрихтских) эффузивов юго-восточной периферии Закавказского массива (Гочасский синклиниорий)

№	Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	464	46,27	1,57	17,17	5,25	4,99	0,21	6,91	10,62	2,92	0,77	0,25	1,39	2,08	100,40
2	Л-65/6	47,74	1,70	17,78	3,91	5,34	0,16	5,62	10,13	3,67	0,97	0,37	0,76	1,63	99,78
3	466	48,37	1,44	19,21	4,31	3,18	0,14	5,38	10,16	3,35	0,80	0,04	2,62	1,19	100,19
4	Л-70	48,01	1,78	18,59	6,11	2,44	0,23	5,24	10,44	3,40	0,93	0,37	1,54	0,94	100,02
5	Л-64/1	48,16	1,45	18,83	4,95	3,66	0,31	5,04	11,06	3,13	0,44	0,27	1,18	1,86	100,40
6	Л-69/1	49,39	1,88	18,94	5,80	1,58	0,10	5,46	7,66	3,71	1,60	0,64	1,60	2,40	100,76
7		52,61	1,28	17,98	5,72	2,44	0,11	4,14	9,65	3,46	0,69	0,18	1,59	0,62	100,47
8	529/3	52,04	1,65	17,02	6,84	2,22	0,11	4,36	8,72	4,96	1,90	0,34	0,50	1,04	99,70
9	468	53,96	1,53	16,34	5,59	2,65	0,15	3,35	4,78	6,17	2,62	0,14	0,85	1,79	99,92
10	Л-53/2	59,20	1,45	16,51	3,11	1,89	0,08	2,16	5,19	5,30	2,51	0,21	0,61	1,38	99,60
11	Л/55/1	59,50	1,03	16,84	3,63	2,03	0,08	2,59	2,59	6,63	2,34	0,39	0,83	1,78	100,26
12	Л-55/2	60,45	0,94	16,51	4,00	1,43	0,11	1,76	3,58	6,58	2,44	0,22	0,48	1,12	99,62
13	Л-68/1	61,04	1,02	16,83	3,39	0,87	0,10	1,98	4,94	4,72	2,31	0,23	1,19	1,80	100,42
14	Л-54	62,93	1,11	16,50	4,84	1,30	0,10	1,98	3,65	4,97	2,24	0,32	0,57	2,24	102,75

1-6 - гипертен-базальты, 7-9 - трахибазальты, 10-14 - роговообманковые трахиандезиты (Григорьев, Соколов, 1978)

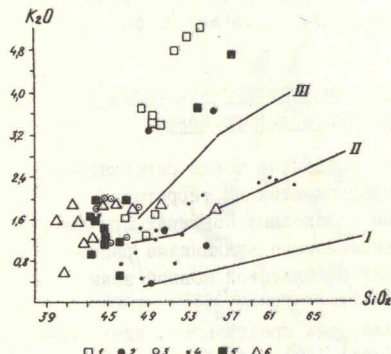


Рис. 16. Диаграмма K_2O-SiO_2 для базальтовых серий Кавказа. 1-4 - восточная часть островной дуги: 1-Вандам (альб-сеноман), 2-Курдамир (апт-кампан), 3-Мартунианский прогиб (сантон), 4-Гочасский синклиниорий (кампан-маастрихт), 5-северо-западная часть Закавказской островной дуги (свита Мтевари-турон-сантон), 6-окраинное море Большого Кавказа (альб-сеноман).

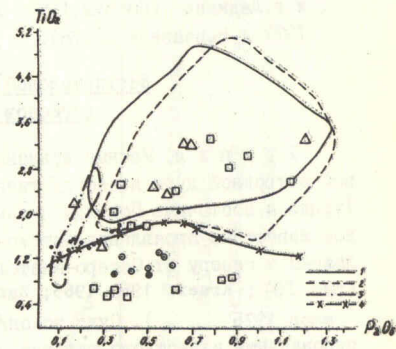


Рис. 18. Диаграмма $TiO_2-P_2O_5$ для антово-верхнеэононских базальтовых серий Кавказа. 1-поле базальтов океанических островов, 2-поле мелочных базальтов континентальных рифтов, 3-поле срединно-океанических толщ, 4-верхняя граница поля островодульных серий. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 16.

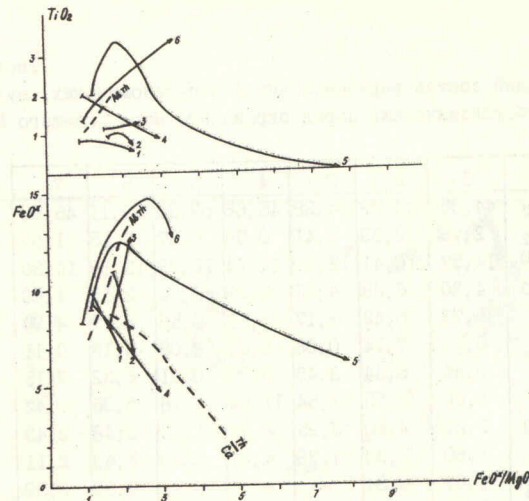


Рис. 17. Диаграммы $FeO^x - FeO^x/MgO$ и $TiO_2 - FeO/MgO$ для антово-верхнеэононских базальтовых серий Кавказа. Аб.Тн. - осяевая линия для срединно-океанических толщ. Об - границная кривая, разделяющая поля толщевых и известково-мелочных пород. 1-7-осевые кривые антово-верхнеэононских базальтовых серий. 1-Вандам, 2-Курдамир, 3-Мартунианский прогиб, 4-Гочасский синклиниорий, 5-северо-западная часть Закавказской островной дуги (свита Мтевари), 6-окраинное море Большого Кавказа.

Таблица 29

Средний состав верхнемеловых (альб-сеноманских) вулканических и субвулканических пород окраинного моря Большого Кавказа

	I	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,35	43,29	54,28	45,66	63,39	50,11	45,62
TiO ₂	2,79	2,39	1,41	0,56	0,37	2,15	1,55
Al ₂ O ₃	14,57	16,41	18,69	18,74	16,29	15,98	16,30
Fe ₂ O ₃	4,30	6,28	4,33	2,29	1,76	2,51	4,60
FeO	6,72	6,42	3,17	5,51	0,56	6,17	4,98
MgO	0,17	0,14	0,06	0,25	0,08	0,18	0,11
MgO	9,86	6,54	3,43	5,25	0,31	6,32	7,15
CaO	8,02	9,65	7,54	11,04	2,78	5,85	9,42
Na ₂ O	2,26	4,20	3,95	2,42	4,92	3,48	2,43
K ₂ O	1,80	1,30	1,79	4,47	6,50	2,49	2,11
P ₂ O ₅	0,67	0,34	-	-	-	0,50	0,39
Влага	3,21	1,47	1,44	3,64	1,93	1,36	4,50
П.п.п.	1,43	2,85	0,76	1,19	2,20	4,06	0,86
Сумма	100,15	99,94	100,72	99,51	100,40	99,80	100,02

I-3 -высокотитанистые базальтоиды, I- щелочной пикритовый базальтоид (4), 2-щелочной оливиновый базальт (8), 3-щелочной тешенит (4), 4-5 -щелочные калиевые низкотитанистые эффузивы западной периферии окраинного моря Большого Кавказа, 4-калибазальт (2), 5- трахит, 6-7 - габбро-диабазы г.Хурай и г.Дадмани. (Борсук,1977, Ломизе,1969, Афанасьев и др., 1977 и Канчавели ,1978).

Верхнемеловой вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса

Т у р ц и я. Мощные вулканогенно-осадочные толщи Закавказской островной дуги непосредственно продолжаютя на территорию Турции в Восточные Понтиды и известны в Западных Понтидах, причём все известные проявления аптско-верхнемелового вулканизма расположены к северу от Северо-Анатолийской офиолитовой шовной зоны (рис.19) (Kraeff 1963,1965; Zankl,1961; Fourquin,1975; Brinkmann 1976). Судя по описаниям, они представлены дифференцированными известково-щелочными (Zankl 1961, Kraeff 1963,1965, Brinkmann 1976), а в пределах Галатского массива (Западные Понтиды, район Анкары)- высококалийными щелочными сериями (трахи-

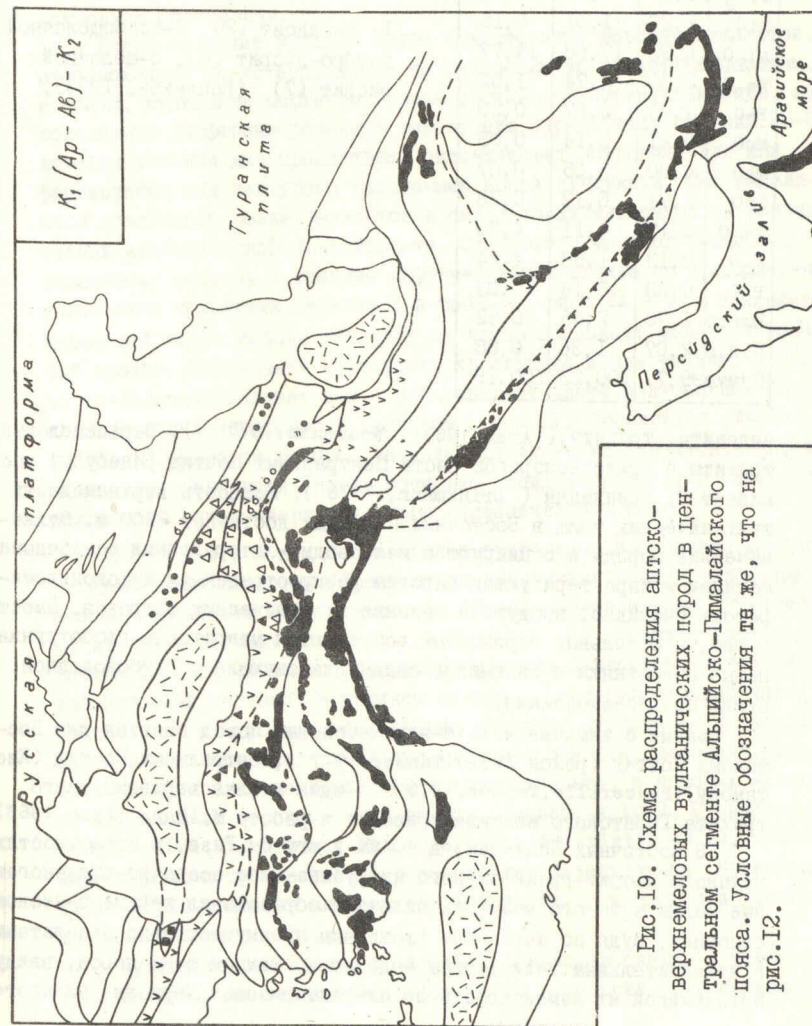


Рис.19. Схема распределения аптско-верхнемеловых вулканических пород в центральном сегменте Альпийско-Гималайского пояса. Условные обозначения те же, что на рис.12.

Таблица 30

Средний состав верхнемеловых субвулканитов южного края Восточно-Европейской платформы

Окис-лы	1	2	3
SiO ₂	51,37	56,11	72,62
TiO ₂	2,20	1,01	0,15
Al ₂ O ₃	16,93	17,68	14,77
Fe ₂ O ₃	3,30	3,74	1,52
FeO	4,75	2,67	0,29
MnO	0,21	0,14	0,03
MgO	4,00	3,05	0,07
CaO	5,71	6,12	0,28
Na ₂ O	5,17	4,11	4,79
K ₂ O	2,13	1,58	4,24
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,03
Влага	1,70	2,45	0,52
П.п.п.	2,07	1,36	0,88
Сумма	99,77	100,23	100,19

1- эссексит (2), 2-слабощелочной габбро-диорит (6), 3-щелочной риолит (7) (Кондаков, 1974).

андезиты, трахиты) (Ayan, 1963; Fourquin, 1975). Верхнемеловые трахиты в причерноморской части Центральных Понтид (Инебулу) упоминает Р. Бринкманн (Brinkmann, 1976). Мощность верхнемеловых вулканических толщ в Восточных Понтидах достигает 2500 м. Вулканические породы ассоциируют с мелководно-литоральными осадочными фашиями и характеризуются широким распространением туфоконгломератов- очевидно, продуктов размыва вулканических островов. Вместе с тем, в отдельных горизонтах встречаются микритовые глоботрункановые известняки и силициты, свидетельствующие о глубоководной среде осадконакопления.

Данные о химизме аптско-верхнемеловых пород имеются для Восточных Понтид (район Ризе) (Tanner, 1977), Центральных Понтид (Кастамону) (Pescerillo, Taylor, 1976) один анализ верхнемелового трахита Галатского массива приведен в работе М. Айана (Ayan, 1963).

В Восточных Понтидах, в 40 км к югу от Ризе, в окрестностях крупного диорит-гранитоидного интрузива Ризе осадочно-вулканогенные толщи мелового возраста включают образования верхнего-неокомасеномана, судя по описаниям сложенным преимущественно базальтами с незначительным количеством андезитов. Химизм этих пород, ввиду интенсивной их измененности не охарактеризован. Верхняя вулканоген-

но-осадочная толща (верхний турон, возможно - низы коньяка) в нижней части (около 1000м) сложена шаровыми лавами низкокальцевых базальтов и диабазами которые чередуются с кирпично-красными глоботрункановыми известняками, силицитами, с остатками радиолярий и тонкозернистыми кварцитами. В верхней части толщи (1500м) представлены андезиты, дациты и риолиты, формировавшиеся уже в мелководно-островной обстановке.

Толща содержит крупные глыбы (олистолиды) шаровых базальтов, расположенные резко несогласно по отношению ко вмещающим породам. В общем, вулканы верхнего турона составляют низкотитанистую, низкокальцевую дифференцированную толеитовую серию (табл. 31, рис. 20-22), которая типична для примитивных океанических островных дуг или формируется над неглубоко залегающей зоной субдукции. Они выделяются повышенной ролью базальтов и базальтовых андезитов на ранних этапах вулканической деятельности. Олистолиды шаровых базальтов поваловому составу и трендам дифференциации сходны со срединно-океаническими толеитами (анализ 3 в табл. 31, рис. 21 - 22). В причерноморской части района Ризе тот же автор описывает щелочной калиевый трахит. Повышенная калиевость характерна и для типично известково-щелочных андезитовых серий северной части Центральных Понтид, описанных Песерилло и Тейлором (табл. 37) (Pescerillo, Taylor, 1976). Широкое распространение трахит-трахиандезитовых пород вдоль северного края Понтид, возможно, свидетельствует о северной полярности аптско-верхнемелового вулканического пояса.

Б о л г а р и я. В Болгарии значительные проявления мелового вулканизма известны в Среднегорье, где вулканическая толща альбасенона достигает 2500 м мощности (Станишева-Васильева, 1971, Gochev et al. 1974; Voccaletti et al., 1978).

Нижняя часть вулканической серии сложена дифференцированными известково-щелочными и шшонитовыми сериями; в верхнем сеноне северо-восточной части Среднегорья в Бургском синклинии характер вулканизма меняется - формируются высокомагнезиальные калиевые пикриты, щелочные пикрит-базальты щелочные калибазальты и трахибазальты, в которых залегают мелкие тела щелочных перидотитов (Станишева, 1969; Станишева-Васильева, 1971; Димитрова, Тодорова, 1961; Voccaletti et al., 1978). Характерной петрохимической особенностью базальтоидов Бургасского синклиния является низкое содержание Ti и Zr при высокой щелочности (табл. 32).

Существенно меняется и характер осадконакопления - прекращается поступление терригенного материала в бассейн, где отлагаются

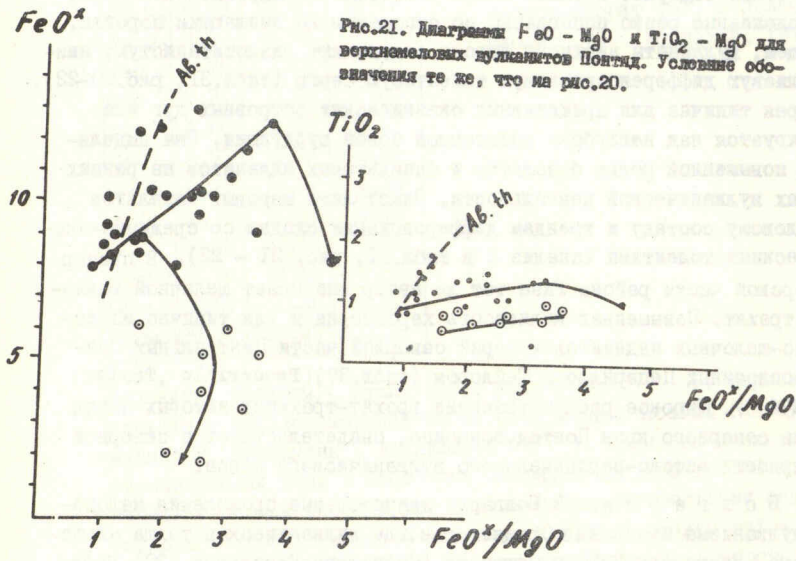


Рис.21. Диаграммы $FeO - MgO$ и $TiO_2 - MgO$ для верхнемеловых вулканитов Понтид. Условные обозначения те же, что на рис.20.

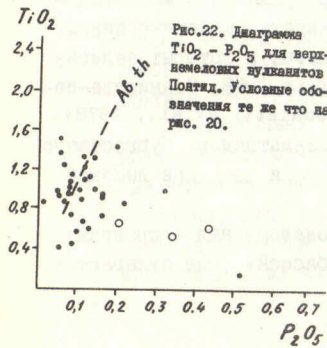


Рис.22. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для верхнемеловых вулканитов Понтид. Условные обозначения те же что на рис. 20.

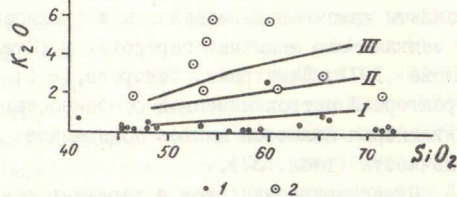


Рис.20. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для верхнемеловых вулканитов Понтид. 1.Верхнемеловые вулканиты района интрузии Ризе (юго-восточная часть Понтид). 2.Верхнемеловые вулканиты восточных и центральных Понтид (средняя и северная часть вулканического пояса).

Таблица 31.

Средний состав верхнемеловых вулканических пород Понтид

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	П.п.п.	Сумма
I	50,00	0,82	16,49	4,49	5,97	0,18	7,99	6,49	4,00	0,77	0,08	3,40	0,32		100,30
2	40,60	1,10	15,60	5,21	5,34	0,42	11,89	12,05	1,61	0,71	-	5,10	0,73		100,36
3	46,29	1,21	16,29	5,21	4,57	0,16	7,52	11,86	1,89	0,10	0,06	3,45	1,10		99,71
4	53,22	0,93	16,53	6,10	4,74	0,30	3,78	4,55	6,02	0,34	0,15	3,19	0,84		100,69
5	56,11	1,25	14,14	9,54	3,24	0,19	3,86	2,78	5,55	0,01	0,10	3,37	0,83		100,79
6	63,02	0,85	15,21	4,32	3,30	0,20	1,58	4,96	4,06	0,88	0,21	1,67	0,23		100,49
7	72,00	0,44	14,43	2,54	1,58	0,04	0,83	4,02	6,20	0,05	0,09	0,62	0,31		100,15
8	60,65	0,70	16,65	2,50	1,73	1,89	1,71	2,70	5,70	0,11	0,20	1,84	3,25		99,62
9	146,70	0,72	18,46	5,78	3,74		5,37	11,62	2,23	1,95				3,43	
10	M-420	56,89	0,86	16,94	3,11	4,39	2,21	4,38	4,37	3,63				3,26	
11	M-419	57,72	0,54	18,42	3,11	3,19	4,20	2,86	6,19	2,08				1,63	
12	M-421	58,81	0,62	20,52	2,68	1,36	1,57	3,93	4,45	5,78				0,33	
13	M-422	59,70	0,80	18,11	3,98	1,44	1,47	2,47	5,77	4,77				1,50	
14	T-69-157	60,95	0,92	17,35	4,10	1,32	1,98	5,16	3,44	2,30				2,50	
15	T-69-156	65,74	0,92	17,35	4,10	1,32	2,09	4,48	3,09	2,54				0,42	
16	M-58	71,45	0,43	14,24	1,78	0,88	1,54	0,76	5,29	1,81				1,83	

Восточные Понтиды (Ризе). I-метабазит (3), 2-меладит (1), 3-базальт (4), 4-5 -базальтовые андезиты, 6-андезит, 7-риолит - все образцы взяты в 40 км южнее Ризе, в районе интрузии Ризе. 8-калийный грахидандезит (5 км южнее берега Черного моря) (Татар, 1977). Верхнемеловые (сенонские) вулканические центральные Понтиды: 9-базальт, 10,12,13 -клинопироксеновые грахидандезиты, 11,14 -роговообманковые андезиты, 15- роговообманковый дицит, 16-риолит (Roeserillo, Taylor, 1976).

Таблица 32

Средний состав верхнемеловых (кампан-маастрихтских) вулканитов и субвулканитов Бургасского синклинория (Болгария)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,07	41,03	42,63	47,07	48,75
TiO ₂	0,33	0,26	0,68	0,65	0,77
Al ₂ O ₃	0,99	4,83	6,69	11,46	13,10
Fe ₂ O ₃	8,80	4,60	8,14	6,07	5,42
FeO	2,92	5,40	5,79	4,21	4,16
MnO	0,48	0,24	0,31	0,21	0,17
MgO	30,24	27,79	17,95	10,90	7,67
CaO	9,22	7,97	11,68	10,80	10,11
Na ₂ O	0,44	0,63	0,55	1,51	2,42
K ₂ O	0,24	0,50	1,20	3,15	3,02
P ₂ O ₅	-	0,02	0,16	0,36	0,38
Влага	-	5,59	1,00	1,69	1,90
И.п.п.	-	6,63	2,63	1,51	1,45
Сумма	100,87	99,49	99,71	99,59	99,32

I-пироксеновый перидотит (1), 2-гордунит (2), 3-калиевый пикрит (4), 4-щелочной пикрит-базальт (12), 5-калибазальт (7). (Станишева, 1969, 1970, Stanisheva-Vasileva, 1971, Bascaletti et al, 1978, Димитрова, Тодорова 1961).

пелитоморфные карбонатные породы, тонкие кремнистые туффыты, встречаются силициты с радиоляриями (Gočev et al., 1974). Мощность вулканической толщи нарастает с запада на восток, к побережью Черного моря.

И р а н . На территории Ирана вулканические толщи апта-верхнего мела описаны в восточном Эльбурсе (Asfar, 1963; объяснительная записка к геологической карте, планшет Бандар-Пехлеви, 1975), а также в северо-восточной части Центрального Ирана (холмы Сейдабад-Карасф) (объяснительная записка к геологической карте, планшет Занджан, 1969). Отдельные изолированные выходы меловых вулканитов отмечены в различных районах Центрального Ирана.

К сожалению, данные о химизме этих пород не опубликованы, описания крайне лаконичны. Судя по имеющимся данным в восточном Эльбурсе представлены базальтовые (базальтовая толща II00 м мощности в верховьях Пол-Руд, восточный Эльбурс) и "андезитовые" (I300 толща преимущественно андезитовых покровов Зейалана). Вулканическая деятельность началась в апте и продолжалась до маастрихта, включительно. Мощность вулканических проявлений и длительность вулканической деятельности постепенно редуцируется с

востока на запад и на западной периферии в песчанисто-карбонатном флишоиде апта-верхнего мела залегают лишь небольшие линзы вулканических пород.

В северной части Центрального Ирана в сланцево-карбонатных, интенсивно дислоцированных и, нередко, метаморфизированных меловых отложениях залегают отдельные покровы и пачки покровов порфиритовых лав.

Выводы

Анализ аптско-верхнемелового вулканизма Кавказа показывает, что как и в юрско-неокомском вулканическом цикле здесь формируется контрастная пара вулканических поясов - "андезитовый" пояс Закавказской островной дуги и базальтовый - окраинного моря Большого Кавказа. Установлен ряд закономерностей, которые являются общими для двух мезозойских вулканических циклов. В частности - возрастание щелочности и титанистости вулканитов к концу цикла, приуроченность наиболее поздних проявлений вулканизма к южному - приокееантическому краю дуги, локальный и кратковременный импульс высокотитанистого щелочобазальтового вулканизма типа континентальных и океанических рифтов, который с перерывом следует за известково-щелочной вулканической деятельностью на северной периферии островной дуги (пестроцветная свита Кутайсского района в верхней юре, свита мтавари-в верхнем мелу).

Очевидно, эти закономерности можно объяснить постепенным возрастанием крутизны зоны субдукции к концу каждого цикла, что обусловило с одной стороны постепенное сползание области активного вулканизма к южному краю дуги и повышение щелочности вулканитов, а с другой - кратковременное растяжение и высокотитанистый щелочнобазальтовый вулканизм в ее южной части. К концу каждого цикла наблюдается возрастание глубины магмообразования в условиях понижающегося теплового потока.

Вместе с тем, два мезозойских вулканических цикла, проявившиеся в различной геодинамической обстановке, обнаруживают и существенные различия. Если юрско-нижнеокомский андезитовый пояс, Закавказской дуги, сформировавшийся на краю открытого океанического бассейна, является классическим представителем вулканизма зрелых островных дуг и обнаруживает весь комплекс характерных для последнего признаков, аптско-верхнемеловый вулканизм проявляет целый ряд аномалий, очевидно, связанных с "обдукцией" офиолитовых комплексов на южный край островной дуги. Близость времени "об-

дукции" с возрастом формирования базальт-радиоляритовых серий офиолитовых комплексов, значительная роль островодужных толейтовых серий и щелочных высокотитанистых базальтов типа океанических островов позволяет рассмотреть предположение о том, что имело место столкновение Закавказской зрелой островной дуги с расположенными южнее примитивными толейтовыми островными дугами и подводными горами Тетиса. Этот процесс, очевидно, вызвал значительную деформацию пододвигающейся под Закавказскую дугу океанической плиты и привел к сложной латеральной изменчивости химизма магм. В восточной части дуги, где офиолитовые шарьяжи продвинуты наиболее далеко на север, и, следовательно, сжатие было максимальным, магмы, сформировавшиеся над зоной субдукции могли достигать поверхности лишь вдоль поперечного разлома, возникшего вкост осе максимальной компрессии (Molnar, Tapponier, 1975).

В западном направлении андезитовый пояс продолжается в Понтиды. Здесь вулканическая деятельность (апт - коньяк) предшествует основной фазе шарьирования офиолитов (кампан-маастрихт) и образуется нормальный островодужный андезитовый пояс, в южной части которого местами представлены низкотитанистые толейтовые серии (Ризе), а в северной - нормально- и высококальциевые известково-щелочные вулканы. Закавказско-Понтийская островная дуга, очевидно, протягивается еще дальше на запад - в Среднегорье. В северо-восточной части последнего уже в верхнем эоцене вырисовывается рифтовый трог, протягивающийся в западную безграничную часть Черного моря.

Значительные проявления вулканизма в апте-верхнем мелу известны в Эльбурсе и северной части Центрального Ирана. Здесь упоминают как "андезитовые" так и "базальтовые" серии. Кажется весьма вероятным, что слабые проявления альбского и нижнетуронского вулканизма на Нахичеванском блоке относятся к Эльбурс-Центрально-Иранскому поясу. Следует отметить, что в верхнем мелу Эльбурс и Центральный Иран могли представлять собой независимые островные дуги, разделенные малыми океаническими бассейнами. В частности, наличие низкокальциевой дифференцированной серии верхнего мела в Сабзеварском офиолитовом комплексе (Lensch et al., 1977), на юго-восточной периферии Эльбурса, свидетельствует в пользу этого предположения.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Палеогеновые вулканы, занимающие обширную территорию на Малом Кавказе, являются частью обширного пояса, протягивающегося от Средиземноморья через Турцию, Кавказ, Иран и Афганистан.

На Малом Кавказе палеогеновые вулканы образуют контур: 1) преимущественно наземно-мелководные андезитовые и нитовые серии, проявляющие сходство с вулканическими образованиями современных активных континентальных окраин и 2) относят глубоководные базальтовые серии, ассоциирующие с флишевыми и флишеидными свитами. Андезитовые и шшонитовые серии островного типа слагают большую часть Альпийского палеогенового вулканического пояса на Кавказе и за его пределами. Базальтовые расположены на отдельных участках в тыловой (северной) части вулканического пояса.

Кавказ

Палеогеновый "андезитовый пояс" Малого Кавказа протягивается примерно на 350 км с СЗ на ЮВ по ороны выходов малокавказских офиолитов. Вопросам геологии, литологии и вулканизма этого пояса посвящены многочисленные исследования (Дзопенидзе, 1948; Азизбеков, 1961; Геология Армянской ССР, 1970; Джарбашян и др., 1976; Остроумова, 1964; Кашкай и др., 1967; Багдасарян, 1962; Чечелашвили, Беридзе, 1965 и др.), что позволяет дать нижеследующую его общую характеристику.

"Пояс" сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, характеризующимися частыми взаимопереходами. Нижняя часть этого комплекса (2000-2500 м), представленная нижнеэоценовыми отложениями, свидетельствует о резком усилении вулканической деятельности от нижнего к среднему эоцену. Со временем вулканизм здесь широко варьирует от нормальнокальциевых базальтов, андезитов, дацитов и риолитов до высококальциевых трахитов и трахиандезитов (табл. 33, 35, рис. 23, 26). Наибольшим распространением пользуются породы дифференцированной известково-щелочной серии базальт-андезит-дацит-риолит, в которой преобладают двупироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые дациты, дациты и риолиты.

Площадь проявления вулканизма в верхнем эоцене, нижнем эоцене и среднем олигоцене существенно сокращается, одновременно повышается общая щелочность его продуктов. Верхняя часть палеогенового комплекса сложена преимущественно высококальциевыми известково-щелочными (базальт, андезит, дацит, риолит) и шшонитовыми (трахит, андезит, кварцевый трахит, щелочной риолит) вулканическими сериями, при подчиненном развитии щелочных фельзитов.

Средний химический состав нижнепалеогеновых (нижне-среднеэоценовых) вулканических пород южной полосы Малокавказского андезитового пояса (Нахичеванский блок)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
I	50,85	0,74	13,96	6,03	2,71	0,22	5,06	9,16	3,35	0,96	-	0,87	1,09	99,98
2	53,50	0,42	18,60	6,50	1,50	0,15	4,14	7,70	3,28	1,02	0,26	1,12	2,06	100,03
3	57,70	0,47	18,40	4,23	2,49	0,16	3,25	6,11	3,48	0,89	0,17	1,26	0,81	99,32
4	47,14	0,90	19,31	4,99	6,13	0,24	5,66	10,01	2,42	0,70	0,21	2,45	-	100,16
5	53,52	0,73	18,21	4,20	4,99	0,20	4,09	7,25	3,91	1,38	0,27	1,47	-	100,19
6	58,14	0,48	17,12	3,74	3,74	0,13	3,29	6,18	3,80	1,80	0,23	2,30	-	100,51
7	63,32	0,60	16,32	2,97	3,36	0,11	2,39	4,57	4,37	1,19	0,16	1,07	-	100,44
8	68,46	0,39	14,76	2,16	2,40	0,19	1,75	3,04	3,82	1,59	0,23	0,33	2,27	99,73
9	49,93	0,90	18,45	3,64	4,36	0,17	4,38	9,32	3,82	1,48	0,21	0,81	1,06	99,76
10	58,24	0,98	17,21	3,80	4,62	0,15	2,67	4,81	3,65	1,92	-	0,77	3,36	100,62
11	66,28	0,56	14,54	2,97	1,18	0,07	0,50	3,46	4,14	2,79	-	0,77	-	99,74
12	55,95	0,82	17,33	4,47	1,87	-	3,64	9,52	2,57	2,46	-	0,23	-	99,70
13	58,55	0,59	17,90	3,70	1,98	0,12	1,90	4,90	4,45	3,60	-	2,01	-	100,16
14	66,04	0,39	14,48	1,62	0,72	0,03	0,90	3,84	3,08	3,38	-	5,68	-	100,07
15	51,30	0,63	20,42	3,49	2,58	0,17	2,48	6,92	3,30	4,80	-	4,08	-	100,18
16	58,50	0,60	19,00	3,20	2,32	0,15	1,59	4,27	4,46	4,98	-	1,11	-	100,10
17	63,01	0,49	16,84	3,47	1,32	0,04	1,04	1,79	4,39	4,97	-	2,62	-	99,65
18	48,69	1,04	19,08	5,73	4,49	0,35	5,14	5,55	2,61	2,51	0,23	1,12	-	100,13
19	52,69	1,01	18,62	4,29	4,59	0,15	2,93	6,81	3,56	3,09	-	2,39	-	99,92
20	56,06	0,80	17,56	4,06	3,60	0,13	2,85	4,97	3,80	4,16	-	1,96	-	99,92
21	63,44	0,43	17,30	2,48	2,52	0,14	3,03	1,69	4,35	4,25	-	0,83	-	100,46

I-II Южная часть. I-3 - базальт (2), базальтовый андезит (4) и андезит (3) Нахичеванского района (Азизбеков, 1961) 4-8 - базальт (24), базальтовый андезит (14), андезит (6), дацит (2), ридзит (5) Зангезурского хребта (Джрбашян и др., 1976), 9-11 - базальт (4), андезит (2) и дацит (3) Восточного Айцзора (Геологическая экспедиция ССР, т. IV, 1970), 12-17 - Северная зона. 12-14 - высококальциевый базальтовый андезит (3), 5 - андезит (4), дацит (2) Кельбаджара (Кашкай и др., 1967). Памбак. 15 - шомонит (2), 16 - дацит (2), 17 - базальт (3) (Геологическая экспедиция ССР, т. IV, 1970). Северные склоны Зангезура и Беркумгата. 18 - щелочной базальт (4), 19 - графитовый андезит (шомонит) (7), 20 - графитовый андезит (3), 21 - дацит (4) (Джрбашян и др., 1968).

Средний химический состав позднепалеогеновых (верхнеэоцен-олигоценых) вулканических пород южной полосы Малокавказского андезитового пояса

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
I	60,10	0,20	17,70	5,43	1,36	-	2,71	5,07	3,90	1,16	-	1,04	1,53	100,20
2	47,71	0,61	19,39	4,62	5,66	0,18	4,36	8,99	2,78	0,76	0,23	1,61	3,64	100,03
3	54,49	0,22	18,09	5,03	3,33	0,15	2,10	7,63	3,00	2,37	0,23	1,03	1,71	100,38
4	57,59	0,63	16,52	5,46	3,12	0,11	2,33	6,93	3,56	1,81	0,23	0,38	1,56	100,35
5	70,48	0,39	12,19	4,38	1,88	0,12	1,68	2,91	3,62	1,97	0,23	0,57	-	100,42
6	50,30	0,60	18,46	4,54	4,07	0,13	4,50	7,93	3,81	1,60	0,34	0,84	2,80	99,99
7	58,12	0,80	17,13	4,91	2,97	0,09	2,64	4,97	2,91	2,60	-	-	1,42	99,36
8	66,47	0,49	15,56	2,69	1,01	0,06	0,55	3,20	4,04	3,35	-	50,41	2,41	99,77
9	50,77	1,10	18,53	4,31	2,38	0,11	4,21	7,39	3,24	3,66	0,69	1,11	2,50	100,32
10	58,76	0,72	16,98	5,56	0,45	0,09	2,33	5,74	4,09	3,73	0,74	2,07	2,97	100,49
11	63,32	0,46	18,48	2,48	0,30	0,05	0,61	2,13	4,55	5,36	0,33	1,00	0,73	100,11
12	48,62	0,86	16,79	4,80	5,20	0,12	4,95	10,01	3,14	1,92	-	0,44	2,37	99,22
13	58,20	0,62	17,20	2,01	5,82	0,09	3,18	7,01	2,20	3,45	-	0,18	0,38	100,31
14	63,03	0,60	17,19	3,24	0,85	0,04	1,35	3,01	3,46	3,19	-	1,93	0,59	99,48
15	73,78	0,24	14,67	1,06	0,61	0,02	0,25	0,69	3,76	3,92	-	0,65	0,61	100,26
16	50,33	0,54	19,64	6,51	3,79	0,22	3,26	9,03	1,47	4,40	-	0,16	0,34	99,69
17	60,19	0,70	17,21	3,06	2,21	0,01	0,74	3,04	4,03	6,42	-	0,10	2,20	99,91
18	51,98	0,70	22,74	3,14	2,72	0,17	1,31	5,36	4,18	7,18	-	0,24	0,40	100,12
19	55,01	0,37	20,80	2,12	1,68	0,17	0,69	2,91	4,65	8,87	-	0,21	2,55	100,03

Южная полоса: I - андезит (6) Нахичевани (Азизбеков, 1961), 2 - базальт (1), 3 - базальтовый андезит (2), 4 - андезит (2), 5 - ридзит (2) Зангезурского хребта (Джрбашян и др., 1976), 6 - 8 - Восточный Айцзор. 6 - щелочной базальт (4), 7 - высококальциевый андезит (6), 8 - дацит (3) (Геология Армянской ССР, т. IV, 1970). 9 - II Западный Айцзор, 9 - шомонит (4), 10 - графитовый андезит (5), II - графитовый андезит (2) (Остроумова, 1964). 12 - I - Северная часть Памбака. 12 - базальт (1), 13 - андезит (6), 14 - дацит (3), 15 - ридзит (4), 16 - калибазальт (2), 17 - графит (6), 18 - эпидейцитовый базальт (1), 19 - эпидейцитовый фенит (5) (Джрбашян и др., 1968).

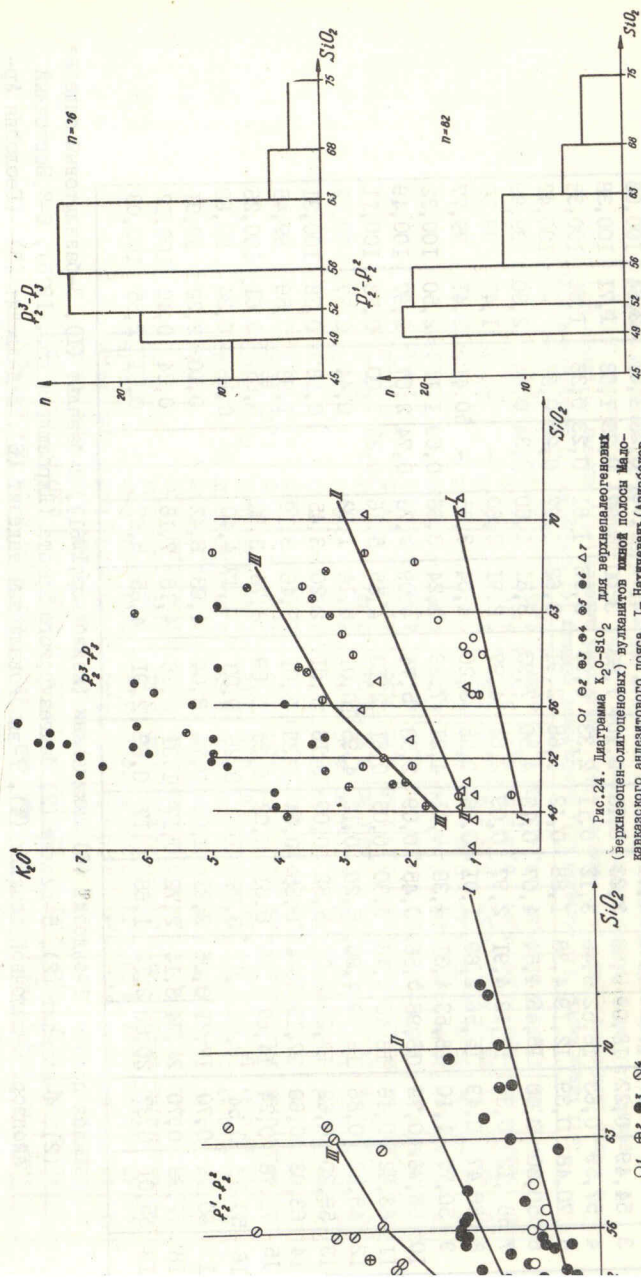
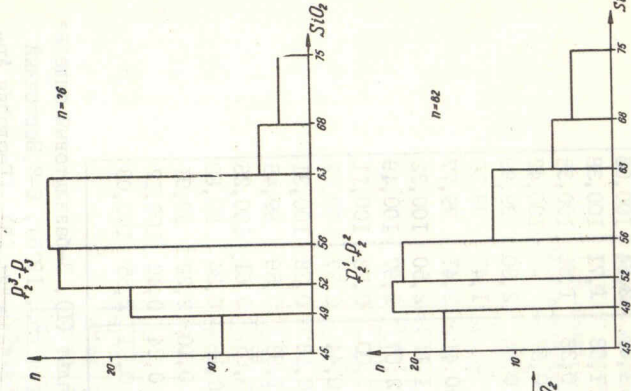


Рис. 24. Диаграмма K_2O-SiO_2 для верхнепалеогеновых (верхнеэоцен-олигоценых) вулканитов южной полосы Малокавказского андезитового пояса. 1 - Нахичевань (Азизбеков, 1961), 2 - Восточный Аюшар. (Геология Армянской ССР, т. 17, 1970), 3-4 - Западный Аюшар, нижний-средний олигоцен и верхний олигоцен соответственно. (Огустурчюва, 1964), 5 - Кальбадзар (Кавий и др., 1967), 6 - Памбак (Дурбачян и др., 1969), 7 - южный склон Зантеурского хребта (Дурбачян и др., 1976).

Рис. 25. Диаграмма $P_2O_5-SiO_2$ для нижнепалеогеновых (нижнеэоцен-олигоценых) вулканитов южной полосы Малокавказского андезитового пояса. 1 - Нахичевань (Азизбеков, 1961), 2 - Кальбадзар, 3 - южные склоны Занте (Дурбачян и др., 1976), 4 - северные склоны Занте (Дурбачян и др., 1976).

Рис. 25. Гистограмма распределения пород разной кремнекислотности в южной полосе Малокавказского андезитового пояса (Нахичеванский блок).



образований - калиевых базальтов, лейцитовых тефритов, лейцитовых феоцитов и т.д. Роль пород повышенной щелочности в восходящем разрезе прогрессивно нарастает (табл. 34, 36, рис. 24, 27).

Особенности процессов палеогенового литогенеза на Малом Кавказе свидетельствуют о преимущественно мелководных и наземно-островных условиях осадконакопления наряду с локальными областями умеренно глубоководного режима (Геология Армянской ССР, т. У, 1974). Для палеогеновых серий характерна быстрая фаціальная изменчивость, широкое развитие конгломератов, грубозернистых песчаников и углистых отложений, рифовых известняков, наблюдаются явления косої слоистости и переотложения вулканического материала, устанавливаются наземные шлаки и агглютинаты. На этом фоне локальные узкие умеренно глубоководные трогги маркируются тонкозернистыми кремнисто-вулканогенными флишевыми образованиями, кремнистыми сланцами, яшмами, пелитоморфными туфами.

Важно подчеркнуть, что отмеченные особенности литогенеза характерны для палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса в целом, отражая его развитие с начала нижнеэоценовой трансгрессии до верхнего олигоцена, когда палеогеновый вулканизм прекращается, происходит регрессия моря и устанавливается континентальный режим осадконакопления.

Существенной составной частью охарактеризованного комплекса являются предверхнеэоценовые и верхнеэоцен-олигоценые гипабиссальные и абиссальные интрузии, варьирующие по составу от габбро до порфиридных гранитов и нефелиновых сиенитов. Особенности петрохимии и петрологии этих интрузий (Карамян и др., 1974, Меликсетян, 1971) отражают ряд общих признаков палеогенового магматизма в пределах рассматриваемого "андезитового пояса". Этими признаками являются - низкая титанистость, существенная роль воды - выраженная в широком распространении амфиболовых и амфибол-биотитовых разностей пород, преобладание пород средней кремнекислотности, содержащих в ряде случаев гиперстен, и эффект очевидного разращения щелочности магматизма от нижнего и среднего эоцена к верхнему эоцену-олигоцену.

Для палеогенового андезитового пояса в целом характерно обладание пород средней кремнекислотности, широкое развитие амфиболовых и биотитовых разностей, низкая титанистость основных и средних дифференциатов.

Малокавказская офиолитовая шовная зона, продолжающая быть тектонически активной в палеогене (Книппер, 1975; Соколов, 1977) разделяет палеогеновый "андезитовый пояс" на две полосы - север-

ную, расположенную в южной части Закавказского срединного массива, и южную, охватывающую Армянско-Нахичеванский блок. В южной полосе преобладают базальтовые андезиты и андезиты (рис.25), тогда как в северной полосе в нижнем-среднем эоцене резко возрастает роль дацитов и риолитов, участками аномально обогащенных K_2O по сравнению с более основными разностями (рис.26,28). Вместе с тем, наблюдается sdвоенная латеральная петрохимическая зональность андезитового пояса. В южной полосе содержание K_2O и суммы щелочей нарастает с юга на север, от южной части, охватывающей Нахичеван, южные склоны Зангезурского хребта, Восточный и Западный Айонзор к северной части примыкающей к офиолитовой зоне и Хуступ-Гирратахскому региональному разлому (Кельбаджарский район, Памбак, северные склоны Зангезурского хребта) (табл.33, 34, рис.23,24). Сразу же за пределами офиолитовой шовной зоны содержание K_2O заметно понижается (Севанский, Мургузский, Базумский хребты) и далее вновь возрастает к северному краю андезитового пояса (Южная Грузия, Аджаро-Триалетия) (табл. 35,36, рис.26,27). Согласно данным А.Л.Книппера (1975), на севанском отрезке Малокавказского офиолитового пояса вулканические образования южной и северной полосы Малокавказского андезитового пояса, расстояние между которыми не превышает 1,5 км, разделены узкой полосой сильно деформированного палеогенового терригенного флиша, что свидетельствует о значительном потспалеогеновом их сближении.

Палеогеновые базальтовые трогги Малого Кавказа. В тыловой части андезитового пояса на Малом Кавказе располагались два базальтовых трогга - Аджаро-Триалетия и Талыш (рис.29). Для этих трогов характерна максимальная мощность палеогеновых толщ (7-10 км) относительно глубоководный, флишевый характер осадконакопления и отсутствие признаков суши в раннем палеогене. Среди вулканических продуктов резко преобладают щелочные и слабощелочные базальты, составляющие до 80% всей массы пород (Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974, 1978; Адамия и др., 1974; Азизбеков и др., 1968, 1970). Предполагается, что с развитием этих структур, представляющих собой палеогеновые внутридуговые бассейны, связано формирование "безграничных" областей Черного моря и Южного Каспия (Адамия и др., 1974; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1978).

Аджаро-Триалетия. Черноморско-Аджаро-Триалетский палеогеновый интрадуговой рифт четко делится на три сегмента: Черноморский, Западно-Аджаро-Триалетский и Восточно-Аджаро-Триа-

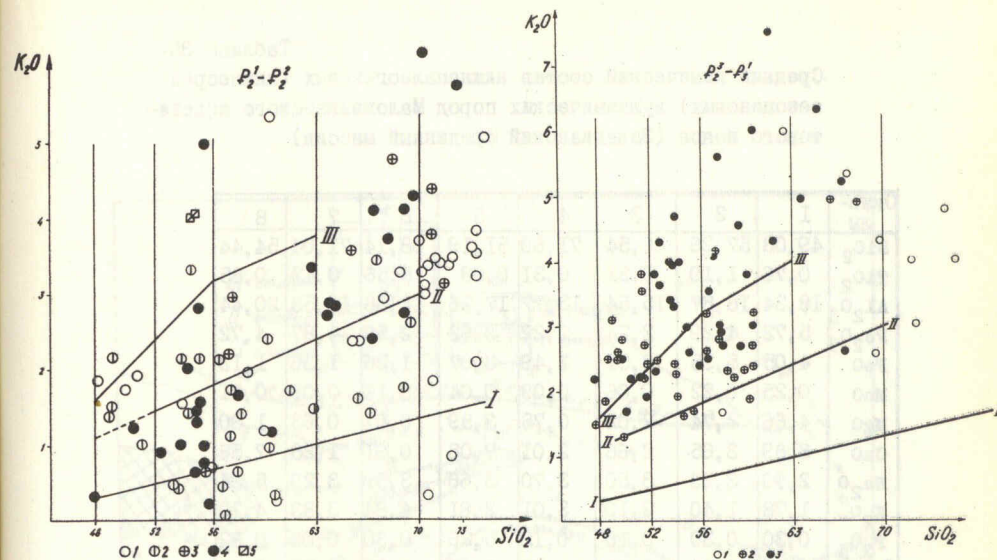


Рис.26. Диаграмма K_2O-SiO_2 для нижнепалеогеновых вулканитов северной полосы Малокавказского андезитового пояса (Закавказский срединный массив). 1-Базумские эффузивы (Джрбатья и др., 1968). Базумские субвулканы (Мурелян, 1968), 3- Лорийское плато (Геология Армянской ССР, т.IV, 1970), 4- Локский массив (Чечелашвили, Беридзе, 1965), 5- Казах (данные Г.С.Закариадзе, М.Б.Лордкипанидзе).

Рис.27. Диаграмма K_2O-SiO_2 для верхнепалеогеновых вулканитов северной полосы Малокавказского андезитового пояса. 1-Севанский, Мургузский, Базумский хребты, (Геология Армянской ССР, т.IV, 1970), 2-3-Аджаро-Триалетия, Аджгская и Наддигинская свита соответственно.

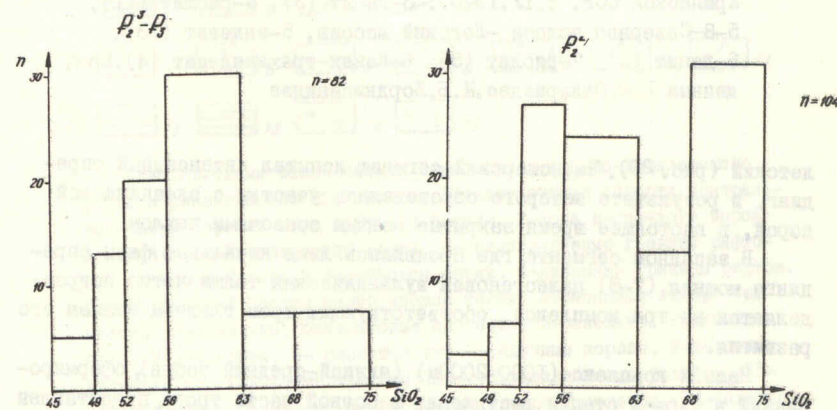


Рис.28. Гистограмма распределения пород разной кремнекислотности в северной полосе Малокавказского андезитового пояса.

Таблица 35

Средний химический состав нижнепалеогеновых (нижнесреднеоценовых) вулканических пород Малокавказского андезитового пояса (Закавказский срединный массив)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,03	57,26	66,54	71,69	51,19	68,14	71,04	54,44
TiO ₂	0,76	1,19	0,31	0,31	0,83	0,56	0,42	0,85
Al ₂ O ₃	18,34	18,87	15,54	13,77	17,26	14,88	11,53	20,44
Fe ₂ O ₃	5,72	4,29	2,24	2,22	3,62	2,59	4,87	4,72
FeO	4,05	5,35	2,51	1,49	3,07	1,26	1,36	1,13
MnO	0,25	0,22	0,06	0,09	0,04	0,10	0,09	0,11
MgO	4,66	2,74	2,02	0,78	3,59	0,67	0,63	1,80
CaO	8,89	3,65	2,66	2,01	7,08	0,91	1,28	7,56
Na ₂ O	2,90	3,23	3,50	3,70	3,66	3,59	3,29	5,24
K ₂ O	1,78	1,40	2,19	3,01	2,61	4,84	3,83	4,10
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,16	0,12	0,26	0,30	0,06	0,32
Влага	0,82	0,44	0,10	0,27	0,11	0,52	0,13	0,76
П.п.п.	1,69	0,74	1,63	0,80	0,98	1,68	1,25	1,33
Сумма	99,91	99,68	99,46	100,26	100,26	100,04	99,78	99,84

1-4 южная присеванская зона (Севанский, Мургузский, Базумский хребты). 1-базальт (2), 2-андезит (13). (Геология Армянской ССР, т. IV, 1970). 3-дацит (3), 4-риолит (II), 5-8 Северная полоса - Локский массив, 5-андезит (13), 6-дацит (5), 7-риолит (5), 8-Казах-трахиандезит (4). По данным Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе

летский (рис. 29). Черноморский сегмент испытал интенсивный спрединг, в результате которого образовались участки с океанической корой, в настоящее время закрытые мощным осадочным чехлом.

В западном сегменте, где проявились лишь начальные фазы спрединга, мощная (7-8) палеогеновая вулканическая толща четко подразделяется на три комплекса, соответствующих трем главным этапам его развития.

Нижний комплекс (1000-2000м) (нижний-средний эоцен), сформированный в первой стадии растяжения в осевой части трюга, представлен лавами и массивной вулканокластикой слабощелочных и толеитовых роговообманковых и оливиновых базальтов; на южном фланге совместно

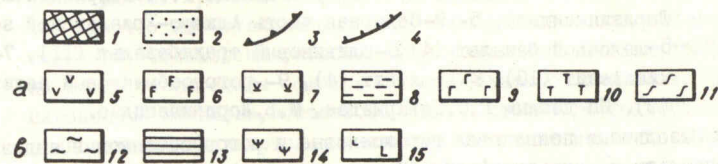
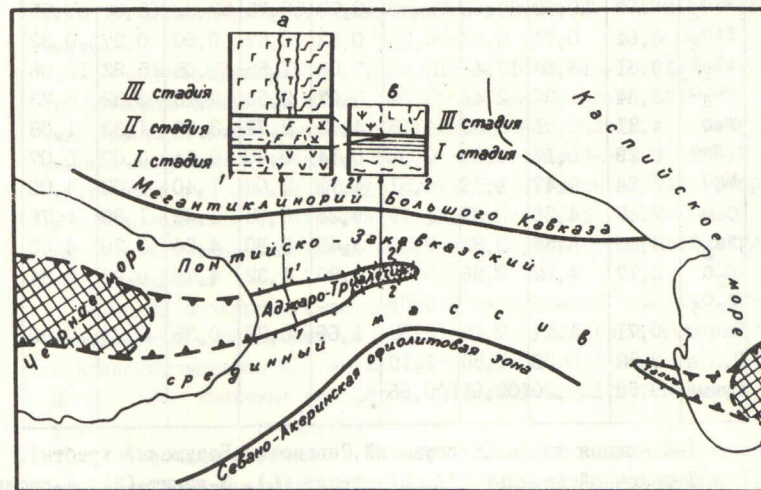


Рис. 29. Схемы расположения Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта и развития его вулканизма. 1-безграницные области центральной части Черного моря и Южного Каспия, 2-зона восточного вырождения Аджаро-Триалетского рифта, 3-предполагаемые границы рифтовых трюгов в Черном и Каспийском морях, 4-наземные границы рифтов. Литологический состав палеогеновой толщи: а-Западная Аджаро-Триалетия, 5-базальты, базальтовые андезиты, 6-базальты, трахиандезиты, 7-деллениты, 8-слоистые туфо-осадочные породы, 9-щелочные калибазальты (базаниты, трахиты), 10-субвулканические толеиты, 11-слабощелочные базальты, б-Восточная Аджаро-Триалетия, 12-палеоцено-нижнеоценовый флиш, 13-слоистые туфогены, 14-шошониты, 15-известково-щелочные базальты, андезиты.

Таблица 36

Средний химический состав позднепалеогеновых (верхнеэоцено-олигоценых) вулканических пород северной полосы Малокавказского андезитового пояса (Закавказский срединный массив)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,15	60,52	67,22	72,30	49,72	52,75	58,80	65,05	59,55
TiO ₂	0,64	0,70	0,27	0,28	0,82	0,52	0,60	0,27	0,32
Al ₂ O ₃	19,81	16,66	17,46	15,43	17,08	21,55	19,05	15,82	16,06
Fe ₂ O ₃	3,34	3,30	2,42	1,00	5,07	2,53	2,15	2,32	5,73
FeO	4,21	0,51	0,83	1,13	4,62	2,72	3,99	1,33	1,08
MnO	0,29	0,16	0,08	0,02	0,14	0,20	0,14	0,07	0,07
MgO	2,84	0,47	1,19	0,51	4,73	2,08	1,40	1,02	4,00
CaO	7,02	4,36	2,87	1,19	9,24	6,75	1,47	1,80	4,76
Na ₂ O	3,80	4,59	3,22	3,49	3,45	3,90	4,84	3,20	4,00
K ₂ O	2,17	4,82	3,36	3,77	2,80	4,32	4,70	6,27	2,34
P ₂ O ₅	-	-	-	0,09					
Влага	0,71	1,11	0,18	0,35	1,66	0,28	0,36	2,23	0,90
П. п. п.	2,52	3,00	1,68	1,10					
Сумма	99,53	100,20	100,91	100,66					

1-4 - южная часть (Мургузский, Севанский, Базумский хребты).

1-щелочной базальт (1), 2-андезит (6), 3-дацит (3), 4-риолит (4) (Р.С. Джрбашян и др., 1968 и данные Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе). 5-9-Северная часть Аджаро-Триалетской зоны. 5-щелочной базальт (4), 6-оливиновый трахобазальт (II), 7-трахиандезит (10), 8-делленит (4), 9-роговообманковый андезит (9). По данным Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе.

с базальтами появляются пироксеновые и роговообманковые андезитобазальты и андезиты (табл. 37, колонки 1-3).

Средний дифференцированный комплекс (~1000м) (II стадия, средний эоцен), очевидно, сформированный в период ослабления интенсивности растяжения, представлен дифференцированными сериями ряда базальт-трахиандезит-делленит. В осевой части рифтовой структуры комплекс сложен известково-щелочными высокоглиноземистыми и субщелочными роговообманковыми и оливиновыми базальтами и в меньшей степени - трахиандезитами (табл. 37, колонки 4-6). К южному флангу на фоне повышения щелочности резко возрастает роль наиболее кремнекислых дифференциатов-пироксеновых делленитов (табл. 37, колонки 7-9). Преимущественное распространение базальтов и делленитов определяет общую бимодальность состава дифференцированного

комплекса. В комплексе резко повышена роль вулканокластов и туффитов, появляются осадочные породы.

Верхний базальтовый комплекс (~4000м) (III стадия - средний эоцен) сформирован в условиях максимального растяжения и проявляет очень четкую поперечную латеральную геохимическую зональность (Южная зона субщелочных базальтов, центральная низкокальциевых роговообманковых толеитов и северная высококальциевых щелочных базальтов). Во всех трех зонах базальты составляют 85-90% всей массы пород.

Роговообманковые базальты осевой зоны характеризуются фенокристаллами клинопироксена, амфибола, плагиоклаза; изредка оливина. Основная масса сложена клинопироксеном, плагиоклазом ряда биотит-лабрадор и стеклом. Роговообманковые базальты южной зоны отличаются от вышеописанных полным отсутствием оливина, изредка в них появляются мегакристаллы флогопита. В основной массе оливиновых и роговообманковых базальтов встречаются биотит, калишпат, анальцим.

Среди базальтов северной зоны преобладают базальты анкармитового типа с обильными фенокристаллами оливина и клинопироксена с клинопироксеном, плагиоклазом, биотитом и калишпатом в основной массе. Роль калиевых минералов по сравнению с субщелочными базальтами резко повышена.

Восточный сегмент, испытавший наименьшее растяжение, представляет зону восточного "вырождения" Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта. При общем сокращении мощности палеогеновых отложений (до 4-5 км) вулканизм в этой зоне начинает позже и менее интенсивно. Образования, отвечающие I стадии растяжения, представлены здесь терригенным флишем и туфогенными отложениями. Дифференцированный комплекс, соответствующий II стадии рифтогенеза, почти полностью выклинивается. Вулканические серии верхнего комплекса (III стадия) характеризуются повышением роли пород средней кремнекислотности и приобретают типично известково-щелочной характер. Тем не менее поперечная зональность в верхнем комплексе восточного сегмента сохраняется. В осевой зоне представлены роговообманковые и пироксен-роговообманковые низкокальциевые базальты и андезиты, а на северном и южном флангах, соответственно, шшонитовые субщелочные базальтовые серии (табл. 37).

Таким образом, нарастающее с востока на запад растяжение в Черноморско-Аджаро-Триалетском рифте сопровождается последовательной сменой особенностью магматизма - от типичной известково-щелочной ассоциации восточного сегмента к базальтовым сериям за

Таблица 37.

Средний химический состав основных типов палеогеновых эффузивных пород Аджаро-Триалетской рифтовой зоны.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,50	49,18	54,25	49,82	58,53	63,07	49,78
TiO ₂	0,55	0,72	0,60	0,59	0,57	0,77	0,46
Al ₂ O ₃	16,15	17,97	16,56	18,62	16,50	13,64	17,19
Fe ₂ O ₃	6,58	6,10	4,96	5,28	3,77	5,39	5,04
FeO	3,82	3,08	3,78	3,85	2,83	1,34	3,36
MnO	0,12	0,17	0,15	0,13	0,14	0,07	0,13
MgO	4,56	4,10	2,88	4,17	2,35	2,04	5,27
CaO	10,05	10,25	6,93	9,38	5,29	2,44	8,61
Na ₂ O	2,80	2,71	4,39	3,48	4,15	4,80	3,08
K ₂ O	0,75	1,61	2,36	1,13	2,47	2,70	2,40
P ₂ O ₅	0,19	0,23	0,30	0,28	0,32	0,46	0,39
П.п.п.	3,05	2,22	2,00	2,58	2,46	2,16	3,09
Влага	1,26	1,54	1,70	0,33	0,91	1,04	1,1
Сумма	99,38	99,88	100,16	99,64	100,29	99,92	99,90
Li	-	-	7,1	18	9,5	5,0	14
Rb	-	-	63	38	46	57	51
Ba	280	730	1170	467	700	800	780
Sr	320	420	278	472	510	208	712
Cr	88,5	35	-	-	-	-	64,7
Ni	39,5	39	33	-	-	-	130
Co	49	37	28	-	-	-	27
V	220	258	117	-	-	-	310
La	-	-	33,5	16	22	19	43
Ce	-	-	73,5	30	45	55	100
Nd	-	-	29,5	22	20	31	36
Y	-	-	98,0	23	12	37	24
Yb	-	-	3,4	3,4	1,6	5,45	2,7
Zr	71,5	52,10	29,7	-	42,5	-	79
Nb	3,9	3,15	2,0	-	3,1	-	4,5

Западный сегмент: нижний базальтовый комплекс, I-Оливиновый базальт (2)х осевой зоны, 2-3-слабощелочной оливиновый базальт (10) и трахиандезит (7) южной зоны. Дифференцированный комплекс. 4,5,6-базальт (6), трахиандезит (10), делленит (1) осевой зоны.

Продолжение

ОКСИДЫ	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	59,41	66,73	47,66	50,99	49,02	54,22
TiO ₂	0,46	0,26	0,70	0,63	0,53	0,61
Al ₂ O ₃	15,85	14,92	17,01	16,93	17,53	18,54
Fe ₂ O ₃	4,07	2,84	5,14	6,23	4,76	4,02
FeO	2,15	1,01	4,25	3,29	4,29	3,51
MnO	0,13	0,09	0,18	0,14	0,15	0,14
MgO	2,00	1,07	6,30	4,99	8,11	4,38
CaO	4,75	2,29	10,05	9,32	9,29	5,73
Na ₂ O	4,51	4,05	2,83	3,63	2,96	4,30
K ₂ O	3,25	4,71	1,99	2,10	0,34	0,41
P ₂ O ₅	0,29	0,14	0,32	-	0,10	0,15
П.п.п.	2,10	1,47	1,97	2,11	2,09	2,25
Влага	0,92	0,48	0,56	0,75	0,95	1,15
Сумма	99,89	100,06	99,41	100,11	100,17	100,10
Li	8,8	4	10	5	46	35
Rb	66	70	93	35	4,7	7,0
Ba	718	613	245	494	221,5	272
Sr	337	1150	800	735	258	344
Cr	51	30	176	59	258	73
Ni	18	7,7	65	27	44	27
Co	21	9	49	33	38	36
V	157	742	388	271	287	206
La	16	-	23	20	5,6	12
Ce	30	-	-	30	42	27
Nd	17	-	33	29	14	25
Y	27	-	25	18	20	21
Yb	35	-	2,7	2,5	3,93	3,4
Zr	201	134	82	85	57	75
Nb	4,0	4,7	5,3	6,0	4,0	2,4

Западный сегмент: 7,8,9 - базальт (9), трахиандезит (10), делленит (22) южной зоны. Верхний базальтовый комплекс. Верхний базальтовый комплекс. 10-11-меланократовый (14) и лейкократовый (6) слабощелочные базальты южной зоны, 12-13-толеитовый базальт осевой зоны.

продолжение

ОКСИДЫ	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
SiO ₂	48,08	51,48	59,51	49,13	58,87	51,05	56,91
TiO ₂	0,61	0,63	0,35	0,52	0,42	0,50	0,52
Al ₂ O ₃	11,80	17,68	17,90	19,19	17,00	16,58	17,36
Fe ₂ O ₃	6,31	5,30	3,44	6,46	4,02	5,78	3,75
FeO	3,87	2,13	1,16	2,04	2,34	3,33	2,86
MnO	0,16	0,14	0,10	0,18	0,13	0,16	0,12
MgO	9,97	3,68	1,54	4,23	3,00	4,53	2,95
CaO	11,75	8,21	2,25	10,79	7,15	9,00	5,81
Na ₂ O	1,78	3,56	5,66	3,20	3,70	2,85	4,22
K ₂ O	2,61	3,80	5,88	0,39	0,60	2,87	3,12
P ₂ O ₅	0,34	0,53	0,25	0,14	0,17	0,39	0,33
П.п.п.	1,14	1,95	1,63	2,09	1,69	1,31	1,42
Влага	1,63	0,57	0,52	1,56	0,27	1,08	1,11
Сумма	100,05	99,07	100,19	99,92	99,36	100,03	100,48
Li	12	12	14	5,2	6	14	14
Rb	73	112	143	11	31	56	102
Ba	328	1619	1333	80	350	440	595
Sr	827	848	683	230	180	585	510
Cr	432	15	8	26	22	25	19
Ni	159	12	5	22	13	30	22
Co	50	17	6	32	29	48	23
V	210	172	93	210	210	285	130
La	15	23	45	5,67	8,4	15	29
Ce	54	50	89	15	16	29	43
Nd	19	28	40	11,5	9,3	19	25,6
Y	17	22	20	21	18	25	35
Yb	2,3	2,9	2,6	1,8	1,9	1,8	3,5
Zr	135	107	-	7,0	59,5	31	117
Nb	8	-	-	0,8	5,40	3,7	6,4

Западный сегмент: Верхний базальтовый комплекс. I4, I5, I6 -ка-
лиевый анкармит (22), базанит (6) и трахит (10) северной зоны.
Восточный сегмент I7, I8 -низкокалиевый базальт и андезит осевой
зоны. I9-20 -щелочной базальт и трахиандезит фланговых зон.

падного сегмента и далее к базальтам глубоководной впадины Ч
ного моря. Согласно модели развития Черноморско-Аджаро -Триа-
ского палеорифта (Адамия и др., 1974; Закариадзе, Лордкипани
1975), синхронные Аджаро-Триалетские базальты Черноморской 1
ны выходят в состав новообразованной океанской коры и предс-
ны в нижней части осадочного чехла.

Наряду с отчетливым и закономерным изменением химизма 1
вдоль простирания Аджаро-Триалетского рифта, для последнего
терна четкая поперечная зональность, которая наиболее отчет-
выражена для III базальтового комплекса, сформированного в пе-
максимального растяжения. В этот период в западной Аджаро-Т
тии четко выделяются три зоны: южная-слабощелочных базальт
осевая толеитовая и северная щелочных калиевых анкармитов
занитов (Адамия и др., 1974; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1978

Приведенные данные показывают, что базальты каждой зон
личаются как по абсолютным содержаниям петрогенных и редких
ментов (табл.37), так и по трендам изменения этих содержа-
дифференциальном ряду.

Толеиты осевой зоны характеризуются максимально высоки
держанием Al₂O₃ и промежуточным MgO, четкой депресси
K, Rb, Sr, Ba, максимальными K/Rb и минималь
La/Yb отношениями (рис.30-32). Причем с востока на запад,
мере увеличения интенсивности рифтогенеза, толеиты прогресси
приближаются по составу к срединно-океаническому. Состав по
Черного моря неизвестен. Однако, возможно, их аналогами явл
базальты дна Тирренского моря, образованные в сходных геод-
ческих условиях; последние несколько отличаются от океаниче-
толеитов более высоким содержанием легких р.з.э., присутс-
низкотитанистых разностей и повышенным содержанием H₂O
ходном магматическом расплаве (Dietrich et al., 1977

Щелочные калиевые анкармиты северной зоны наиболее обогащ
всеми и литофильными элементами, за исключением легких ред
земель (р.з.э.), максимальные содержания которых установле
слабощелочных базальтах южной зоны. Для обоих фланговых се
рактерно относительное обогащение легкими лантаноидами.

Содержание Cr, Ni, Co является максимальным в
анкармитах северной зоны, промежуточным в осевых толеитах
более низким в слабощелочных базальтах южного фланга, что,
но, обусловлено более высокой степенью их дифференцирован
Переход от осевой к северной зоне щелочных базальтов отмеч

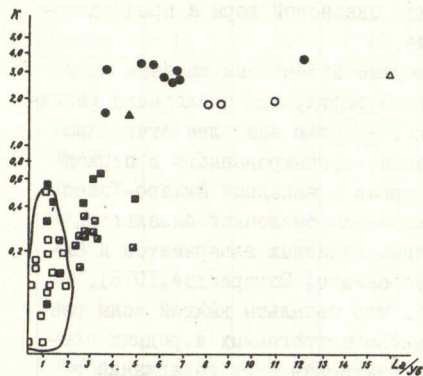


Рис.31. Диаграмма $K-La/Yb$ для интратуговых рифтов средиземноморья, обозначенные так же, как на рис. 30.

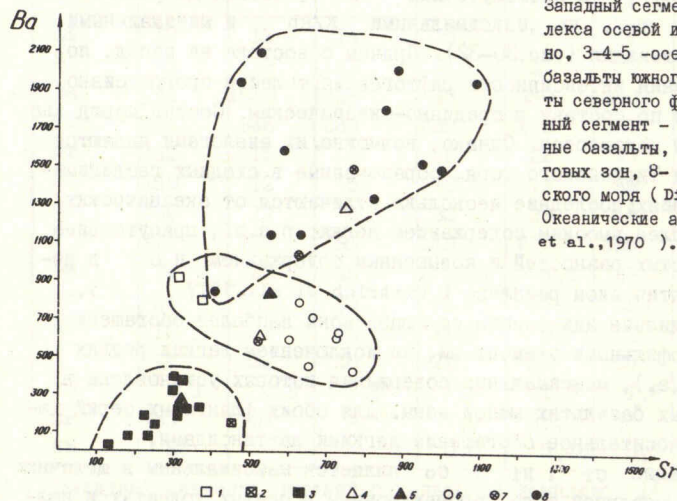


Рис.32. Диаграмма $Ba-Sr$ для палеогенового комплекса Аджаро-Триалетии. Западный сегмент: 1-слабощелочные базальты I комплекса, 2-3-базальты II комплекса осевой и южной зоны соответственно, 4-6-базальты III комплекса: 4-осевые толеиты, 5-слабощелочные базальты южного фланга, 6-щелочные базальты северного фланга. Восточный сегмент:

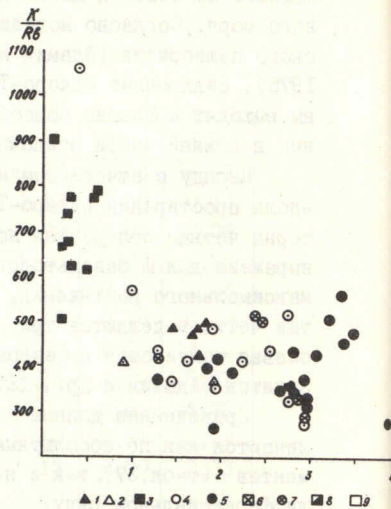


Рис.30. Диаграммы $K/Rb-K$ для палеогеновых вулканитов Аджаро-Триалетии. Западный сегмент. 1-2-базальты II комплекса осевой и южной зоны соответственно, 3-4-5-осевой толеит, слабощелочные базальты южного фланга, щелочные базальты северного фланга III комплекса. Восточный сегмент - 6 осевые известково-щелочные базальты, 7-щелочные базальты фланговых зон, 8-толеиты абиссали Тирренского моря (Dietrich et al., 1977), 9-Океанические абиссальные толеиты (Kay et al., 1970).

лее резким изменением всех петрохимических параметров, в том числе и щелочности, что определяет некоторую асимметричность петрохимической зональности.

Следует подчеркнуть, что геохимические различия между слабощелочными базальтами южного фланга и осевыми толеитами III базальтового комплекса являются унаследованными от более ранних этапов развития и могут быть прослежены в породах I базальтового и II дифференцированного комплекса, где они выражены менее резко.

Вместе с тем, из приведенных данных (табл. 37, рис. 30-32) следует, что базальты II дифференцированного комплекса, сформированного в период ослабления растяжения, характеризуются повышенным содержанием K_2O и редких литофилов по сравнению с базальтами I и III комплексов.

Верхний - позднепалеогеновый комплекс (верхний эоцен-олигоцен?) Аджаро-Триалетии занимает относительно небольшую территорию, сформирован в наземно мелководных условиях (об этом свидетельствуют обильные растительные остатки, присутствие останков позвоночных, широкое развитие мощных пачек конгломератов, наземные шлаки и агглютинаты). Вулканические продукты принадлежат к калиевой шшонитовой серии и характеризуются резким преобладанием пород средней кремнекислотности (шшонитов, трахиандезитов и высококальциевых роговообманковых андезитов) (см. рис. 27). Этот комплекс аналогичен шшонитовым верхнеэоцен-олигоценовым сериям андезитового пояса. Таким образом, уже в верхнем эоцене контрастность развития вулканизма в Аджаро-Триалетии и в прилегающем с юга андезитовом поясе стирается и Аджаро-Триалетии причленяется к андезитовому поясу, хорошо вписываясь в его зональность (см. табл. 36, рис. 27).

Т а л ы ш. Талышский хребет расположен на юго-восточной периферии Малого Кавказа и на восток срезается берегом Каспия (рис. 29). Хребет сложен флишевыми и вулканическими толщами позднего мела и палеогена. Наиболее древние отложения, обнажающиеся на поверхности, представлены карбонатным флишем кампан-маастрихта, которые перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями нижнего-среднего эоцена и верхнего эоцена-олигоцена (Вопросы Геологии Талыша, 1956).

Вулканические толщи, общая мощность которых превышает 400 м, представлены лавами субвулканитами и вулканокластикой, сложены преимущественно щелочными высококальциевыми низкотитанистыми базальтами, с которыми в подчиненном количестве ассоциируют трахи-

Таблица 38.

Средний состав палеогеновых вулканических и субвулканических пород Талыш-Южнокаспийского интрадугового бассейна

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,32	48,94	55,51	49,34	49,78	53,57
TiO ₂	0,90	0,82	0,58	1,11	0,74	0,74
Al ₂ O ₃	16,20	17,73	19,65	18,00	16,52	18,10
Fe ₂ O ₃	4,20	3,88	2,73	3,45	2,02	5,84
FeO	5,00	4,66	2,92	5,50	7,80	3,09
MnO	0,13	0,10	0,11	0,29	0,16	0,21
MgO	6,40	6,08	1,85	4,36	6,75	2,42
CaO	9,09	9,18	4,96	8,80	9,43	6,83
Na ₂ O	2,50	3,35	4,46	4,24	2,63	3,69
K ₂ O	3,48	2,57	4,63	2,80	3,22	3,50
Блага	1,10	1,37	0,69	0,84	0,69	0,54
П.п.п	2,55	1,50	2,49	1,14	0,59	1,74
Сумма	99,87	100,16	100,58	100,14	99,52	100,16

1-3 -нижне-среднеэоценовые вулканы. 1-щелочной базальт (7), 2- тешенит (3), 4-трахиандезит (2), 4-6 -верхнеэоценовые вулканы, 4-щелочной базальт (5), 5- эссексит (1), 6-трахиандезит (4).

С последним олигоценным этапом магматизма связано формирование пластовых и штоковых тел пироксенитов и габбро-пироксенитов; опубликованные данные о химизме последних отсутствуют. Следует подчеркнуть, что в литературных источниках химизм вулканических пород Талыша охарактеризован крайне скупо и не дает полного представления о составе его мощных вулканических толщ. Преимущественно базальтовый состав и относительно глубоководная среда формирования последних позволяет предположить, что их возникновение связано с рифтингом в тылу палеогенового андезитового пояса, который нарастал на восток, к безграничной области Южного Каспия (Адамия и др., 1974, 1977).

Палеогеновый вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса

Палеогеновый андезитовый пояс Малого Кавказа в западном направлении непосредственно продолжается в Понтиды-Северную Ана и далее в Болгарию (Родопский массив). В восточном направлении протягивается в Иран, занимая обширные площади в Эльбурсе в центральной Иране и на блоке Лут.

Турция. Вулканические образования палеогена занимают значительную территорию в Восточном Понте (Kraeff, 1963, Isbankl, 1961, Bergougnan, 1975, Fourquin, 1975, Taner, и локально представлены в западных Понтидах (Peccherillo, Taylor, 1974, Fourquin, 1975). Судя по имеющимся описаниям они представлены известково-щелочными и шшонитовыми сериями значительной мощности (до 2500 км), которые сформированы в литорально-прибрежных условиях. Наряду с мелководными осадками встречаются относительно мощные пачки терригенного и терригенно-вулканогенного флиша, отлагавшиеся в мелких, относительно глубоководных тропях. Данные о химизме палеогеновых вулканических пород скудные. В Иране Ризе имеются данные для палеогеновых гранодиоритов и граптоидов, которые представлены высококалиевыми разновидностями (Taylor, 1977). В центральных Понтидах (район Кастамону) представлены мелко-калиевые андезитовые серии. Щелочность пород возрастает с севера (от побережья Черного моря) на юг (Peccherillo, Taylor, 1974) (табл.39, рис.33,34), т.е. возможна полярность обратная по отношению к Малокавказскому андезитовому поясу. Однако, не известно, что возрастание щелочности может быть обусловлено повышением щелочности пород к концу палеогенового цикла. (Возраст северного и южного выходов вулканических пород определен как эоценовый, возрастная последовательность неясна). Повышенной щелочности характеризуются, очевидно, нижнепалеогеновые вулканы Галаго массива, представленные трахитоидами (Fourquin, 1975).

В палеогене проявления вулканизма известны и к югу от Центрально-Анатолийской шовной зоны, в пределах карбонатной платформы Тавра (горы Мунзур-Даг в районе Эрзинджана) (Bergougnan, 1975) и на Центрально-Анатолийских массивах. Судя по описаниям, здесь также представлены мелководные андезитовые серии.

В офиолитовой полосе в южной Анатолии, в районе Баскалгана Маден Бро и Риху описывают мощные, до 1000м базальтовые

Таблица 39.

Средний химический состав эоценовых вулканических пород центральных Понтид (район Кастамону, Турция)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,15	58,80	53,70	61,00	63,43
TiO ₂	0,93	0,65	0,91	0,62	0,58
Al ₂ O ₃	19,09	20,21	17,20	19,66	18,80
FeO	6,96	5,58	8,53	4,31	3,92
MgO	4,44	2,74	4,84	1,29	1,66
CaO	8,89	7,28	9,21	7,10	6,12
Na ₂ O	3,71	3,91	3,27	4,29	3,97
K ₂ O	0,77	0,83	2,31	1,69	1,51
Rb	13	12		37	37
Cr	310	402		310	365
Zr	156	177		109	265
Y	27	19		21	26

1-2 — базальтовый андезит и андезит северного выхода. 3-5 — базальтовый андезит, андезит и дацит южного выхода. (Pescovillo, Taylor, 1974).

рий, палеоцена, ассоциирующие с розовыми микритовыми известняками и мергелями. Происхождение этих пород связывают с рифтогенезом — дроблением карбонатного шельфа Тавра — отчетливо намечившемся в позднем мелу раннем палеогене (Braud, Ricou, 1975; Ricou, 1976). Ранее эти базальты рассматривались как эффузивные члены офиолитовых серий. Западнее, на турецко-иракской границе из этой серии описаны толеитовые базальты.

Б о л г а р и я. В Болгарии палеогеновые вулканы распространены ограниченно. Они установлены в отдельных районах Родопского массива, где представлены наземными или мелководно-морскими лавами и вулканокластолитами андезитового, дацитового и риолитового состава. Преобладают высококальциевые дациты и риолиты (Иванов, 1968; Иванов, Зидаров, 1968) (табл. 40). Таким образом, из Понтид палеогеновый андезитовый пояс протягивается на Родопский массив, где повышается роль кислых высококальциевых пород.

И р а н. Андезитовый пояс Малого Кавказа без перерыва прослеживается на восток, на территорию Ирана, где палеогеновые вулканические образования занимают значительную территорию в Эльбурсе и Центральном Иране (Stöcklin, 1968, Explanatory text of Bandar e Pahlevi quadrangle map, 1975, Stalder, 1971, asfar, 1964, Explanatory text of Zanjan quadrangle map, 1969, Lesquijer et al., 1976). Палеогеновый вулканический пояс Эльбурса протягивается вдоль южных

Таблица 40.

Палеогеновые вулканические породы юго-западной части Родопского массива (Благоевградский район — Болгария)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	62,35	65,26	66,36	65,91	67,06
TiO ₂	0,39	0,43	0,45	0,45	0,40
Al ₂ O ₃	14,74	15,51	15,60	15,17	15,28
Fe ₂ O ₃	2,03	3,18	2,28	2,15	2,13
FeO	0,68	1,03	0,47	0,46	0,97
MnO	0,05	—	0,04	—	0,04
MgO	1,14	2,1	1,15	0,97	1,17
CaO	5,04	2,9	3,19	3,34	2,98
Na ₂ O	2,99	3,96	3,12	3,57	3,64
K ₂ O	4,44	2,64	4,50	4,62	4,44
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,17	0,13	0,15
Влага	1,64	0,68	0,38	1,32	0,60
П. п. п.	4,29	2,13	2,25	2,65	1,16
Сумма	99,93	100,54	99,93	100,08	100,02

1-амфибол-биотит калиевый андезит, 2-5-амфибол-биотитные деллениты (Ivanov, 1968, Иванов, Зидаров, 1968).

склонов хребта из Иранского Азербайджана в Афганистан Централь Иранский андезитовый пояс занимает зону Сэнэндеж-Сирджан, протяжаясь на 1800 км параллельно Загросскому шву и сливаясь с Эльбурским поясом в пределах Иранского Азербайджана. Эти два пояса представлены в основном мощными (2-3 км) известково-щелочными и шотландскими дифференцированными сериями, сформированными в мелком море на суше. Период вулканической активности охватывает интервал времени от среднего эоцена до олигоцена включительно. В Эльбурском поясе преобладают шотландиты (табл. 42), по валовому составу и геохимическим характеристикам тяготеющие к известково-щелочным и шотландитовым сериям активных континентальных окраин (Alberti et al., 1979). В Центральном Иране описывают преимущественно известково-щелочные андезитовые серии (Jung et al., 1975). Однако данные о химизме этих пород крайне скудны и не позволяют сделать однозначного заключения о характере латеральной зональности в палеогеновых вулканиках Ирана.

В Центральном Эльбурсе, несколько западнее Демавенда П. Штальдером (Stalder, 1971) описана мощная (1,5) км вулканическая толща, в которой лавы представлены преимущественно щелочными базальтами с незначительным количеством трахиандезитов (табл. 46, рис. 33, 34)

Таблица 41.

Средний состав палеогеновых вулканических пород Ирана

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.	Влага	Сумма
28	0,95	14,14	6,31	3,86	0,16	9,67	11,74	1,99	1,46	0,25	0,75	1,65	-	
27	0,94	14,33	4,86	4,74	0,17	9,12	10,30	2,53	1,82	0,27	0,42	1,56	-	
23	1,09	17,39	4,80	3,86	0,17	5,11	8,39	3,49	2,80	0,41	0,41	1,53	-	
25	0,86	19,12	4,89	0,85	0,11	1,78	6,12	4,14	4,40	0,48	0,43	1,21	-	
20	0,82	18,26	4,78	0,80	0,12	1,76	4,93	5,30	4,81	0,53	0,60	1,87	-	
29	0,94	17,34	4,84	0,79	0,14	1,40	3,02	5,05	7,18	0,54	0,58	1,68	-	
20	0,76	20,23	4,24	1,25	0,09	2,08	5,74	4,22	4,65	0,61	0,58	2,49	-	
30	0,95	17,65	3,5	5,0	0,16	5,0	10,70	3,20	2,10	0,6	-	1,6	2,3	100,70
30	0,90	16,60	3,10	4,00	0,17	4,20	8,40	3,10	3,50	0,45	-	2,08	1,6	99,50
20	1,00	16,60	2,40	3,40	0,12	3,50	5,70	3,60	2,20	0,20	-	1,59	3,10	99,60
30	0,30	15,90	2,10	1,60	0,10	1,90	1,90	5,00	4,50	0,20	-	1,30	1,86	99,60
34	1,24	16,16	5,89	3,01	0,19	4,92	9,58	3,05	2,07	0,24	-	4,88	0,55	100,32
20	0,81	19,08	7,45	1,06	0,16	2,20	8,55	3,56	1,72	0,17	-	1,04	0,83	100,83
24	0,48	17,04	2,85	2,21	0,13	3,07	5,59	4,62	1,60	0,18	-	0,79	0,13	100,90
33	0,30	14,24	1,83	0,49	0,14	0,41	3,54	0,90	6,44	0,16	-	4,12	0,38	99,88
24	0,37	13,49	1,61	0,63	0,08	0,52	1,74	3,04	5,42	0,08	-	2,10	0,50	99,82

- верхнеоцен-олигоценовые вулканиты восточного Азербайджана (Alberti et al., 1979), мультитивный базальт (2), 2-высококальциевый базальт (8), 3-шононит (5), 4-латит (4), 5-тефрит (12), сококальциевый тефрит (3), 7-тефрит Аг-Тешлаг (4), 8-11-эоцен-олигоценовые породы серии Карадж (Центральный Эльбурс) (Stalder, 1971), 8-щелочной базальт (27), 9-тракиандезит (6), 10-высококальциевый андезит (1), 4-делленит (1), 12-16 -палеогеновые вулканиты блока Лут, 12-базальт (12), 13-базальто-андезит (2), 14-андезит (3), 15-латит (2), 16-риолит (2). (Congrad et al., 1977).

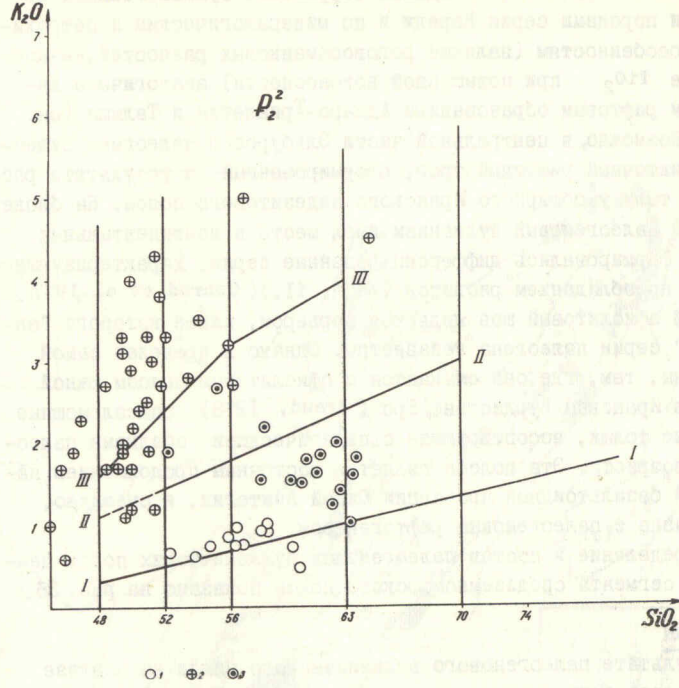


Рис.33. Диаграмма K_2O-SiO_2 для палеогеновых вулканических пород Ирана и Турции. I-Кастамону (Центральная Анатолия) -Северный выход, 2-Центральный Эльбурс (Иран) -серия Карадж (Stalder, 1971), 3-Кастамону (южный выход)(Peccherillo, Taylor, 1974).

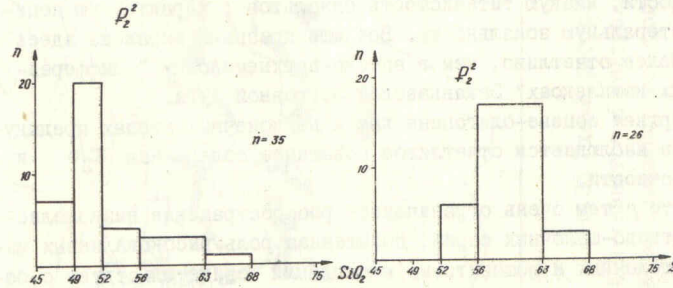


Рис.34. Гистограмма распределения пород разной кремнекислотности в палеогеновых вулканитах серии Карадж (Центральный Эльбурс, Иран) и центральных Понтид (район Кастамону-Турция).

Эти лавы ассоциируют с флишеидными терригенно-вулканогенными окремненными породами серии Карадж и по минералогическим и петрохимическим особенностям (наличие роговообманковых разностей, низкое содержание TiO_2 при повышенной водоносности) аналогичные интрадуговым рифтовым образованиям Аджаро-Триалетии и Талыша (см. табл. 4I). Возможно, в центральной части Эльбурса в палеогене существовал зачаточный рифтовый трог, сформированный в результате растяжения в тылу у обширного Иранского андезитового пояса. На блоке Лут мощный палеогеновый вулканизм имел место в континентальных условиях, формировались дифференцированные серии, характеризующиеся резким преобладанием риолитов (табл. 4I.) (Conrad et al., 1977). Загросский офиолитовый шов является барьером, южнее которого "андезитовые" серии палеогена неизвестны. Однако в пределах самой шовной зоны, там, где она смыкается с офиолитовым поясом южной Анатолии в Иранском Курдистане, Бро (Braud, 1978) описал мощные базальтовые толщи, ассоциирующие с пелагическими осадками палеогенового возраста. Эта полоса является восточным продолжением палеогеновой базальтоидной провинции Южной Анатолии, и очевидно, также связана с палеогеновым рифтогенезом.

Распределение и состав палеогеновых вулканических пород центрального сегмента средиземноморского пояса показано на рис. 35.

Выводы

В результате палеогенового вулканического цикла на Кавказе сформировалась контрастная пара вулканических поясов 1. Малокавказский мелководно-островной андезитовый пояс островодужного типа и 2. Базальтовые серии интрадуговых бассейнов - Черноморско-Аджаро-Триалетского и Талыш-Южнокаспийского.

Малокавказский андезитовый пояс сохраняет все основные признаки островодужного вулканизма - преобладание пород средней кремнекислотности, низкую титанистость базальтов, характерную поперечную латеральную зональность. Все эти признаки выражены здесь гораздо более отчетливо, чем в аптско-верхнемеловых "дифференцированных комплексах" Закавказской островной дуги.

В верхнем эоцене-олигоцене как и на конечных этапах предыдущих циклов наблюдается отчетливое повышение содержания K_2O и общей щелочности.

Вместе с тем очень ограниченное распространение низкокальциевых известково-щелочных серий, повышенная роль высококальциевых известково-щелочных и шшонитовых ассоциаций свидетельствует о более высокой зрелости палеогеновой островной дуги, а двоякая ее

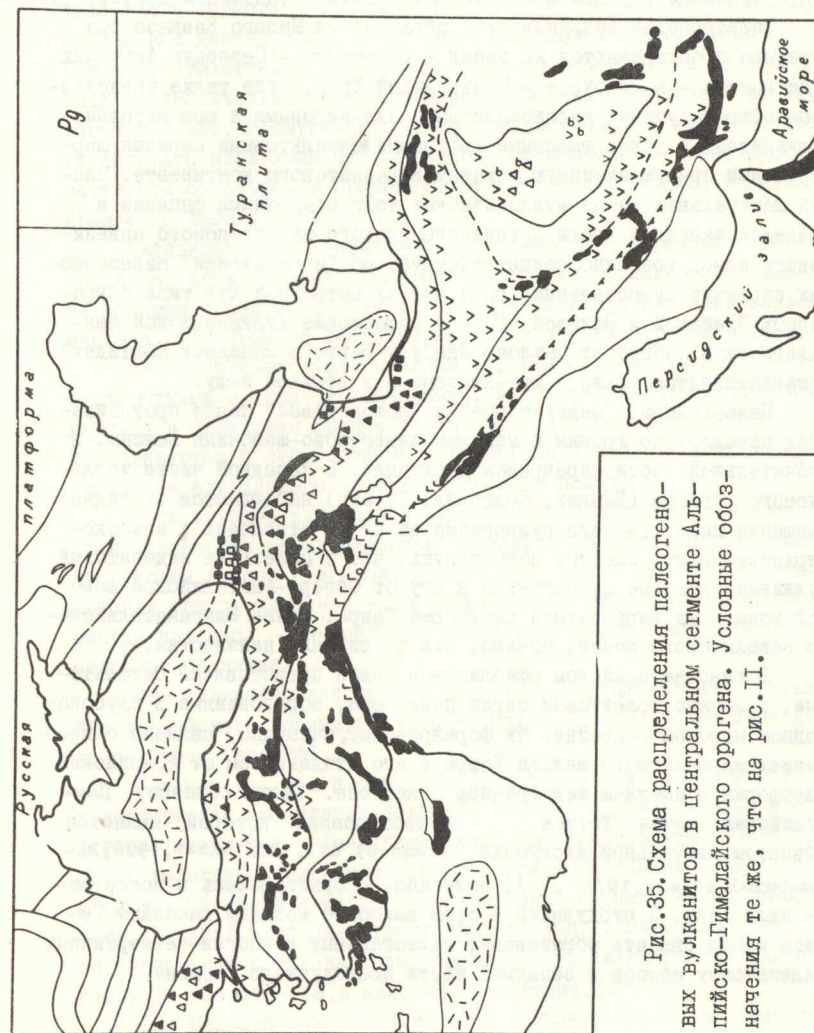


Рис. 35. Схема распределения палеогеновых вулкаников в центральном сегменте Альпийско-Гималайского орогена. Условные обозначения те же, что на рис. II.

латеральная зональность указывает на усложнение структуры. В палеогене наклоненная на север зона субдукции, существовавшая в Малокавказском океаническом бассейне, все еще, очевидно, остается активной, обуславливая зональность северной полосы андезитового пояса, тогда как зональность ее южной полосы, возможно, связана с процессами субдукции в Загросском бассейне (Адамия и др., 1977).

Палеогеновые вулканические образования Малого Кавказа без перерыва прослеживаются на запад - в Понтиды - Северную Анатолию и на восток - в Эльбурсе - Центральный Иран, где также представлены островодужными высококалиевыми андезитовыми и шшонитовыми вулканиитами, а также тыловыми рифтовыми базальтовыми сериями, маркирующими зрелую активную окраину Евразийского континента. Частая латеральная смена вулканических толщ осадочными фациями в пределах западной части средиземноморского палеогенового андезитового пояса, возможно, свидетельствует об "измельчении" палеогеновых структур существования ряда мелких островных дуг типа современных Эгейской и Золовой. Резкое ослабление вулканической деятельности к западу от разлома Инебулу-Варто (в Западных Понтидах) устанавливается также в юре-неокоме и в верхнем мелу.

Палеогеновые "андезитовые" и "шшонитовые" пояса протягиваются параллельно юрским и меловым известково-щелочным поясам, в значительной части перекрывая последние. В западной части исследуемого региона (Кавказ, Болгария, Турция) наблюдается очевидное смещение палеогенового вулканизма на юг по отношению к альбско-верхнемеловому. Следует подчеркнуть, что в палеогене андезитовый вулканизм впервые проявляется к югу от Северо-Анатолийской шовной зоны - на карбонатной платформе Тавра. Южнее Южноанатолийского офиолитового пояса, однако, эти проявления неизвестны.

В южноанатолийском офиолитовом поясе представлены базальтовыми, возможно, толеитовые серии палеоцена, образованные в глубоководном морском бассейне. Их формирование, очевидно, связано с дроблением карбонатного шельфа Тавра и его отчленением от Аравийской платформы в позднем мелу-раннем палеогене. Таким образом, Памфилийская ветвь Тетиса существование которой является объектом длительной дискуссии (Brunn et al., 1976; Rieou, 1976; Vignaud et al., 1977), возможно, сформировалась в конце мела-палеогена. С субдукцией в этом наиболее молодом бассейне Тетиса можно связать образование палеогеновых и неоген-четвертичных андезитовых поясов в западной части исследуемого региона.

МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Кавказ

Последний крупный вулканический цикл кайнозоя на Кавказе начинается в сармате и продолжается до голоцена включительно. Вулканическая деятельность охватывает обширную территорию на Кавказе, существенно проявляется в центральной части Большого Кавказа и относительно незначительна в межгорной впадине - на зинской глыбе. Неовулканическая провинция Кавказа является гигантского неовулканического пояса альпийской системы, простирающегося от островов Средиземного моря через Турцию, Кавказ, Иран и до Афганистана.

Активизация вулканической деятельности в верхнем миоцене совпала с интенсификацией орогенических движений на Большом и Малом Кавказе - воздыманием и надвигообразованием местами связанным со значительным латеральным перемещением.

Неоген-четвертичные вулканы связаны с двумя типами структур: субширотными и субмеридиональными. Айоцзор-Фарденисская, Наванская и Сюникская группы юго-восточной части Малого Кавказа коррелируются с субширотными структурами и относятся к северо-западной периферии альпийского неовулканического пояса.

Цепь крупных вулканов и вулканических нагорий связана с транскавказским меридиональным поднятием, проходящим по линии Араратская группа вулканов, Арагацкая группа вулканов - Хетская группа вулканов - Храмский выступ палеозоя - Дзирский выступ палеозоя - Центральный сегмент Большого Кавказа - Польское поднятие.

Эта вулканическая цепь образует субмеридиональное отроговое поднятие альпийского неовулканического пояса, шпорой выдвинуто к северу (рис. 36).

Предкавказье и Большой Кавказ вулканические проявления Большого Кавказа и Предкавказья тесно связаны с субмеридиональным Транскавказским поднятием. Здесь выделяются следующие крупные группы вулканов - Кельзбекская (верхний плиоцен - четвертичный период) Чегем-Эльзбекская (верхний плиоцен-четвертичный период) и Минералводская группы субвулканических калиевых риолитов (трахилипаритов) нижнеплиоценового возраста (8,5 млн. лет; Станкевич, 1976).

Для Кельско-Казбекской группы вулканов характерна из-

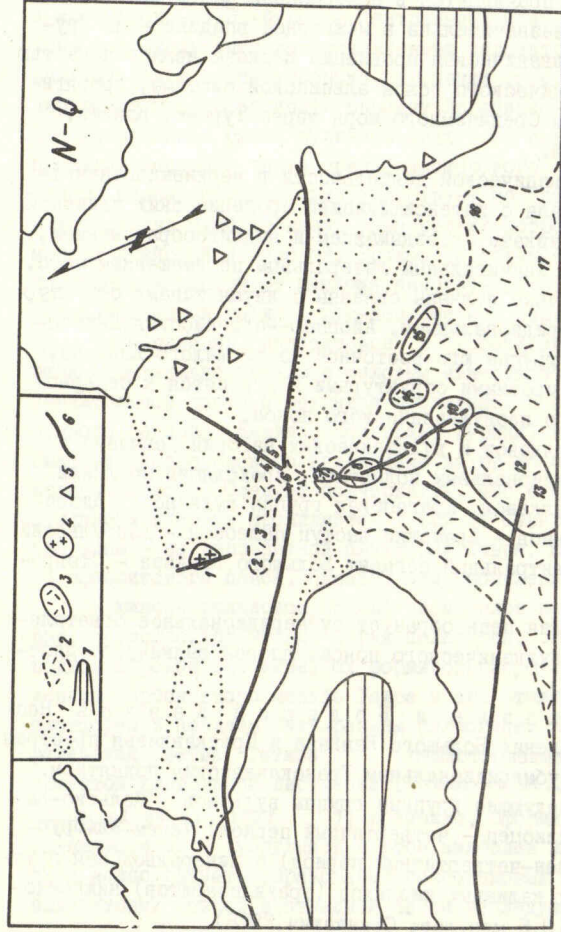


Рис. 36. Элементы неогектоники и молодого вулканизма Кавказа. Условные знаки:

1-передовые и межгорные прогибы, 2-области развития неоген-четвертичного вулканизма, 3-группы вулканов, 4-неогенные гипсоносальные интрузивы, 5-эпицентры подкорковых землетрясений, 6-сейсмостативные линии с корковыми землетрясениями, 7-участки субокеанической коры Черного моря и Каспия. Цифры на схеме: 1-минераловодские субвулканы, 2-группы вулканов, 3-Эльбурская, 4-Казбекская, 5-Кельская, 6-Юго-Осетинская, 7-Бакуринская, 8-Аджаретская, 9-Араганская, 10-Араганская, 14-Гегамская, 15-Слоницкая. Вулканы: 11-Тендрек, 12-Смшан, 13-Немрут, 16-Савалан, 17-Сахенд. Схема составлена Ш.А.Адамия (Адамия и др., 1977).

во-щелочная ассоциация базальтовый андезит - андезит-дацит-риолит, причем андезиты и дациты количественно резко преобладают (табл. 42, рис. 37). Для пород характерно несколько повышенное содержание TiO_2 и MgO , часто встречаются резко неравновесные ассоциации фенокристаллов (кварц+оливин в андезитах и дацитах), отчасти редкие вкрапленники кордиерита и граната (Схиртладзе, 1968; Станкевич, 1976).

Среди продуктов Чегем-Эльбурсской группы вулканов резко минеруют риолиты, образующие обширные игнимбритовые плато. В большом количестве присутствуют кислые андезиты и дациты (табл. 42, рис. 37). Породы относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (Дзопенидзе 1969; Мансуренков, 1957; Короновский, Т. Соболев и др., 1959).

В районе Кавказских минеральных вод широко распространены мелкие субвулканические тела щелочных риолитов (в геологической литературе они описаны как трахилипариты). Породы резко обогащены K_2O (Соболев и др., 1959).

В пределах неовулканических проявлений Большого Кавказа Предкавказья роль кислых пород и содержание в них K_2O отчасти возрастает с юга на север, от Кели-Казбекской к Минераловодской группе субвулканических тел. Плиоцен-четвертичные субвулканические нитойды, имеющие значительное распространение на Большом Кавказе (Станкевич, 1976), хорошо вписываются в эту зональность (рис. 38).

Рионско-Куринская межгорная депрессия. Наиболее слабые проявления молодого вулканизма отмечены в Рионско-Куринской межгорной впадине, которая начиная с олигоцена играла роль межгорного прогиба между горными сооружениями Большого и Малого Кавказа. На отдельных участках (Южная Осетия, Северная Гурия) здесь формировались покровы, маломощные пачки покровов и секущие тела субщелочных и щелочных, преимущественно натриевых оливиновых базальтов, которые перекрывают и секут отложения верхнего миоцена (Схиртладзе, 1958). В Гурии известны отдельные покровы калиевых щелочных базальтов, с которыми иногда ассоциируют трахиты (табл. 43, рис. 37). В щелочных базальтах Имеретии встречены глубинные включения типа шпинель-перидотитов (устное сообщение А.Л.Канчавели). От шпинель-перидотитовых соседних областей Малого Кавказа щелочно-базальтовая серия Рионско-Куринской депрессии отличается повышенным содержанием титана преимущественно натровым типом пород, наличием глубинных мантийных включений. По всем этим признакам серия тяготеет к щелоч-

Таблица 42

Средний химический состав плиоцен-четвертичных вулканических пород Большого Кавказа и Предкавказья

ОКСИДЫ	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59,35	65,82	69,89	61,15	66,41	73,02	70,39
TiO ₂	1,38	0,89	0,23	0,77	0,54	0,30	0,20
Al ₂ O ₃	17,27	16,74	15,17	15,48	16,53	13,71	14,84
Fe ₂ O ₃	1,80	1,83	1,50	4,88	2,09	1,38	0,64
FeO	4,25	1,76	1,06	1,13	1,52	0,42	0,42
MnO	0,14	0,05	0,03	0,10	0,08	0,01	0,03
MgO	3,71	1,91	1,05	2,86	1,68	0,66	0,29
CaO	5,41	3,93	2,07	4,98	3,42	1,70	1,38
Na ₂ O	3,78	4,07	3,78	4,24	4,04	3,49	4,05
K ₂ O	2,30	2,33	3,60	2,90	2,97	3,97	5,46
P ₂ O ₅	0,45	0,24	0,12	0,20	0,24	0,09	0,13
Влага	0,12	0,08	0,05	-	-	-	0,73
П.п.п.	0,42	0,49	0,97	0,37	0,25	0,38	-
Сумма	100,11	100,41	99,90	99,24	100,07	99,83	99,98

1-3-андезит-(16), дацит (27) и риолит (5) Кельско-Казбекской группы вулканов, 4-6-андезит (8), дацит (12) и риолит (21) Чегем-Эльбрусской группы, 7-калиевый риолит (трахипарит Минералводского района (39) (Дзоценидзе, 1969, Масуренков, 1957, Короновский, 1975, Соболев и др., 1959).

Базальтовыми ассоциациями континентальных рифтов.

М а л ы й К а в к а з. На Малом Кавказе неовулканические образования четко делятся на два комплекса, разделенных небольшим перерывом в вулканической деятельности и несколько различающиеся по типу вулканизма (Станкевич, 1976). Нижний-верхнеплиоцен-нижнеплиоценовый комплекс (мощность до 1500м) сложен нормально и высококаалиевой известково-щелочной дифференцированной серией базальт-андезит-дацит-риолит, и породами шшонитового ряда (Азизбеков, 1961; Джарбашян и др., 1976; Схиртладзе, 1958; Геология Армянской ССР, т. IV, 1970; Остроумова и др., 1972; Карапетян, 1972), причем содержание K₂O и общая щелочность отчетливо встречаются с севера на юг, от Аджаро-Триалетской и Джавахетской группы к шшонитовым сериям восточного и западного Айонзора (табл. 44, рис. 39).

Вулканические комплексы верхнеплиоцен-четвертичного времени

Таблица 43.

Средний состав постмиоценовых вулканических пород Рионско-Куринской межгорной впадины

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	47,14	1,88	15,69	3,39	6,75	0,17	7,97	9,64	3,12	1,37	0,71	1,39	1,18	100,17
2	70,27	0,17	14,86	0,94	0,98	-	1,58	0,52	4,68	4,43	-	-	-	99,94
3	48,16	1,31	16,11	4,47	6,49	0,20	6,98	8,48	3,26	2,79	0,53	0,94	0,59	99,99
4	59,80	0,46	18,80	2,17	1,60	0,15	0,65	2,66	4,92	6,98	0,31	-	0,42	100,23

1-щелочной оливиновый базальт (21), 2-щелочной риолит (8). Верхней Имеретии и Рачи. 3-4-калиевый базальт (7), трахит (2) северо-западной Гурии (Схиртладзе 1958, Лордкипандзе).

Таблица 44

Средний состав верхнемиоцен-нижнеплиоценовых вулканических пород Малого Кавказа

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	46,96	0,40	16,35	6,87	3,33	0,09	8,89	7,38	3,31	1,07	0,63	0,64	2,04	99,96
2	61,14	0,42	17,41	2,76	0,56	0,05	2,01	5,14	3,92	1,75	0,25	1,96	2,58	99,95
3	68,56	0,28	14,59	2,93	0,35	0,07	2,26	2,75	3,53	1,26	0,20	0,80	1,22	100,20
4	61,65	0,70	16,66	5,28	0,34	0,34	1,79	5,60	3,98	2,58	0,05	0,27	0,95	100,05
5	64,33	0,54	15,63	3,26	1,45	0,15	1,84	5,14	3,77	2,54	0,13	0,11	0,50	99,49
6	71,09	0,17	14,30	2,08	0,79	0,04	0,63	3,51	3,32	3,25	0,14	0,11	0,23	99,66
7	55,18	0,71	16,62	4,38	3,15	0,02	4,80	6,73	3,76	2,26	0,33	0,73	1,10	99,97
8	61,10	0,52	17,54	4,30	0,81	0,10	1,70	4,68	4,60	3,00	0,44	0,52	0,79	99,96
9	65,40	0,50	15,79	3,69	0,72	0,07	0,56	3,90	4,26	3,09	0,40	0,60	1,08	99,99
10	52,38	1,21	16,41	3,30	4,87	0,11	4,18	8,56	2,81	4,68	0,64	0,60	0,30	100,05
11	56,80	1,08	18,38	4,20	1,74	0,06	2,28	5,32	3,62	4,56	0,40	0,78	0,75	99,98
12	65,21	0,41	16,61	2,09	1,65	0,05	1,26	3,80	4,16	3,14	0,30	0,15	1,38	100,21
13	68,21	0,32	16,37	3,31	0,07	0,07	0,89	3,08	3,36	2,78	-	0,23	0,47	100,09

1-3-базальт (1), андезит (20), риолит (2) Аджаро-Триалетии, 4-6-андезит (9), дацит (9) и риолит (5) Джавахетского нагорья. (Схиртладзе, 1958), 7-9 - высококаалиевый базальтовый андезит (2), трахит-дацит (28) и дещитит (2) Восточного Айонзора (Остроумова и др., 1972), 10-13 - трахит-базальт (шшонит) - дацит (5) - трахит (4) и риолит (1) Западного Айонзора (Остроумова, Гумишва, 1967).

также представлены нормально и высококалийными известково-щелочными и шшонитовыми сериями, по содержанию K_2O почти не отличающимися от вулканитов предыдущего этапа (табл.44, рис. 42) (Схиртладзе, 1958, Карапетян и 1978). Породы средней кремнекислотности отчетливо преобладают, в пределах субмеридиональной цепи вулканических нагорий установлено постепенное увеличение роли кислых пород с севера (Бакурианская группа вулканов) на юг, через Джавахетское плато к Арагацскому и Гегамскому нагорьям (рис. 40, 41). Для последних характерны обширные игниобритовые плато. В этом же направлении возрастает содержание K_2O в породах (рис. 42). В районе Арагацкого и Гегамского нагорий субмеридиональная цепь вулканов смыкается с субширотным неовулканическим поясом Средиземноморья, к северной периферии которого относятся также Айцзор-Варденисская, Нахичеванская и Сюникская группы вулканов. Продукты последних относятся к высококалийным известково-щелочным и шшонитовым сериям (табл.44, рис.42), присутствует небольшое количество щелочных фельдшпатоидных пород.

Наряду с известково-щелочными и шшонитовыми вулканическими сериями, становление которых связано с крупными стратовулканами, на Малом Кавказе в верхнеплиоцен-четвертичное время формируются обширные базальтовые поля. Базальтовый вулканизм начинается позже чем известково-щелочной, однако в дальнейшем эти два типа вулканической деятельности развиваются параллельно и связаны с независимыми вулканическими центрами (Схиртладзе, 1958, Карапетян, 1972). Базальты характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (1%), представлены слабощелочными или щелочными разностями (Схиртладзе, 1958; Геология Армянской ССР, т. IV, 1970; Карапетян, 1972; Асатян, 1971), (табл.45).

Миоцен-четвертичный вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса

Выходы неовулканических пород протягиваются на запад, юг и восток от Кавказа, образуя обширный пояс в пределах центрального сегмента Средиземноморья.

Т у р ц и я. На территории Турции эти выходы располагаются по обе стороны Североанатолийской офиолитовой зоны в Понтидах и на северном шельфе Аравийской платформы, протягиваясь до побережья Средиземного моря, где без перерыва переходят в вулканические комплексы Эллинической островной дуги, которая продолжает оставаться вулканически активной. Нижняя возрастная граница неовулка-

Средний состав верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород, принадлежащих к известково-щелочным и дифференцированным сериям Малого Кавказа

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Влагр	Ш.п.п.	Сумма
1	50,83	1,38	17,31	3,21	6,05	0,07	6,95	8,89	2,70	1,23	0,09	0,53	0,35	99,91
2	55,81	1,18	17,20	6,85	1,79	0,25	2,85	8,82	2,73	0,98	0,09	0,67	1,14	100,23
3	60,27	0,63	18,29	4,38	1,88	0,11	1,79	6,15	3,33	1,98	0,10	0,30	0,68	100,15
4	50,78	1,31	16,39	4,07	5,82	0,12	6,55	8,75	3,49	1,38	0,43	0,40	0,49	99,98
5	55,96	1,20	15,36	7,28	0,44	0,13	4,46	7,98	3,89	1,82	0,62	0,30	0,35	100,14
6	59,26	0,82	17,77	2,52	3,48	0,06	3,47	6,18	3,74	2,37	0,28	0,82	0,61	100,28
7	63,58	0,68	16,44	2,07	3,10	0,07	2,28	4,89	3,72	2,45	0,15	0,43	0,27	99,91
8	49,01	1,13	17,90	5,21	6,07	0,16	5,54	9,65	3,16	1,34	0,40	0,04	0,57	100,47
9	54,40	1,09	16,67	4,36	3,17	0,09	5,44	8,62	3,72	1,97	0,56	0,18	0,04	100,27
10	58,32	0,76	17,06	4,27	2,79	0,10	3,12	5,85	3,83	2,67	0,18	0,37	0,49	99,81
11	63,99	0,96	17,12	2,33	2,02	0,10	1,54	3,47	4,17	3,13	-	0,67	0,62	100,12
12	74,07	0,07	13,28	0,96	0,70	0,15	0,45	1,05	3,61	4,38	0,07	1,01	0,24	100,04
13	51,34	1,20	18,40	8,52	2,10	0,12	3,07	8,21	3,82	2,67	-	0,19	0,49	100,13
14	55,24	0,75	17,55	5,74	3,34	0,17	3,26	6,82	4,28	2,85	-	0,40	-	99,63
15	59,00	0,69	15,52	4,76	3,90	0,13	2,86	6,63	3,55	2,88	0,48	0,13	0,18	100,50
16	49,84	1,11	16,97	6,39	2,48	0,12	5,65	9,48	4,33	2,70	0,93	-	-	100,00
17	55,12	0,74	17,73	5,05	2,03	0,11	3,81	7,01	4,83	2,83	0,74	-	-	100,00
18	58,09	0,78	17,72	4,21	1,95	0,10	2,51	4,53	4,59	2,48	0,52	-	-	100,00
19	68,00	0,41	15,85	1,31	1,88	0,05	1,07	2,10	5,34	3,93	0,06	-	-	100,00

1-3-базальт (3), базальтовый андезит (1) и андезит (10) Бакурианской группы вулканов, 4-7-базальт (9), базальтовый андезит (17), андезит (39) и дицит (6) Джавахетского нагорья (Схиртладзе, 1958), 8-слабощелочной базальт (23), 9-базальтовый андезит (30), 10-андезит (31), 11-пелитит (12), 12-пелитит (25) Арагацского и Гегамского нагорий.

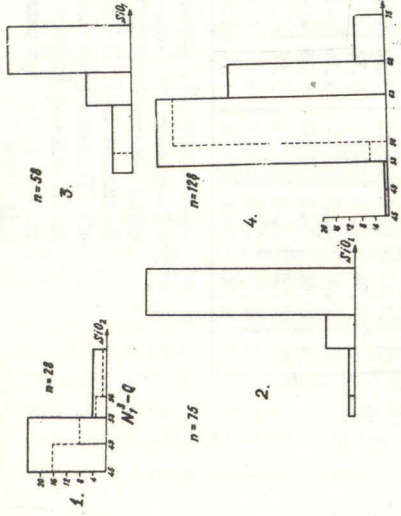


Рис.37. Гистограмма распределения пород различной кремнеистощенности в плоскоквартцевых вулканических комплексах Ринчи-Куринской депрессии (1) и Большого Кавказа: Милводи (2), Чегем-Эльбугу (3), Калды-Кабегин (4).

Рис.38. Диаграмма K_2O-SiO_2 для плоскоквартцевых известково-щелочных серий Большого Кавказа. Эффузивы I - Кельского плато, 2 - Кавказский группы вулканов (Схиртладзе, 1958; Дзоендидзе 1972), 3 - субвулканические гранитоиды Малого Кавказа (Станкевич, 1976), 4 - Чегем (Масуренков 1957, Короновский 1975), 5 - Эльбурс (Короновский 1975), 6 - субвулканические гранитоиды Тарнауской зоны (Станкевич, 1976), 7 - минераловодные субвулканические грахилипариты (Соболев и др., 1959).

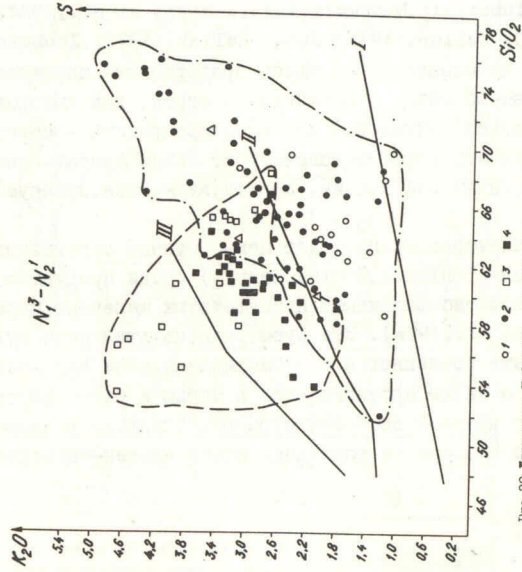
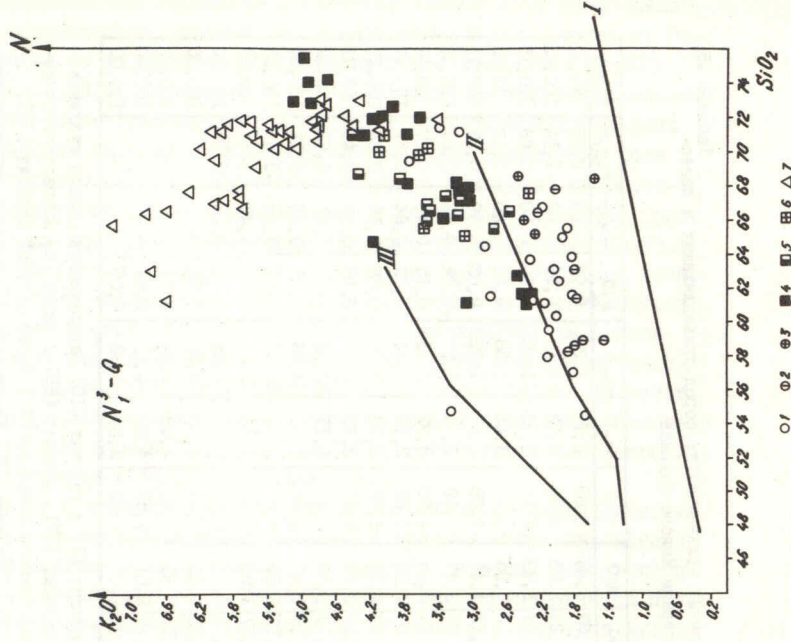


Рис.39. Диаграмма K_2O-SiO_2 для верхнеплоско-нижнециклоновых пород Малого Кавказа (Схиртладзе 1958), 1 - Адзиро-Григетская (Схиртладзе, 1958), 2 - Кавказские нагорья (Схиртладзе, 1958 и данные автора), 3-4 - западный и восточный Алашор соответственно (Остроумова, Румянцева, 1967, Геология Армянской ССР, т.17, 1970).

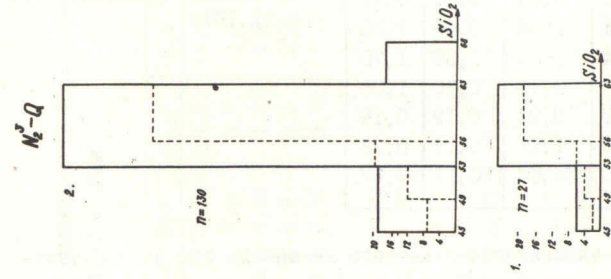


Рис.40. Гистограмма распределения верхнеплоско-квартцевых пород равной кремнеистощенности в северной части Малого Кавказа: 1 - Адзиро-Григетская, 2 - Кавказское и Южно-Кавказское плато.

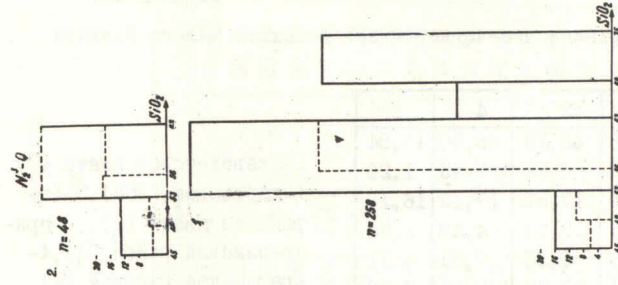


Рис.41. Гистограмма распределения пород равной кремнеистощенности в верхнеплоско-квартцевых вулканических нагорьях Малого Кавказа: 1 - Арцахи-Гегам, 2 - Верхне-Осы.

Таблица 46.

Верхнемиоцен-четвертичные базальты Малого Кавказа

Опис- ль	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,14	50,28	48,23	48,50	46,94
TiO ₂	1,26	1,24	0,86	1,43	1,20
Al ₂ O ₃	16,87	17,50	17,87	17,12	16,10
Fe ₂ O ₃	3,21	5,65	5,74	4,49	5,54
FeO	6,49	5,15	5,33	7,55	4,11
MnO	0,12	0,14	0,15	0,16	0,16
MgO	6,70	4,16	6,66	6,26	7,78
CaO	8,94	9,02	9,24	9,64	10,11
Na ₂ O	3,17	3,84	2,86	3,00	4,38
K ₂ O	1,28	2,14	1,27	1,30	1,70
P ₂ O ₅	0,40	-	0,40	0,30	1,08
Влага	0,08	0,31	0,91	0,19	0,16
П.п.п.	0,24	0,06	1,16	0,23	0,38
Сумма	99,90	100,03	100,68	100,17	99,67

I—Джавахетское плато (7)
(Схиртладзе, 1958), 2—Ло-
рийское плато (6), 3—при-
ереванский район (4), 4—
Арагацское нагорье (7),
5—Сяникское нагорье (4)
(Геология Армянской ССР,
т. IV, 1970).

нического пояса удревняется с востока на запад, где в окрестно-
стях мыса Карабурун вулканизм начинается в нижнем миоцене (Inno-
centi, Mazzuoli, 1973). Анализ появившихся в последние годы
многочисленных данных о химизме неовулканитов Турции (Innocenti
et al., 1975; Innocenti, Mazzuoli, 1973; Lambert et al., 1974; Ayrancu,
Weibel, 1973; Keller, 1975; Jung, Keller, 1972; Innocenti et
al., 1976) показывает, что здесь представлены дифференцирован-
ные известково-щелочные и шшонитовые серии, для которых устанавли-
вается довольно отчетливая северная полярность — содержание
и общая щелочность пород возрастает от линии Арарат—Кония—Кайзе-
ри к северу (Галатский массив, Африон, Кула Ризе, Эрзерум) (табл.
47, рис. 43).

Эту закономерность нарушает цепь крупных стратовулканов КЗ-
СВ простирания (Тендюрек, Сижхан, Немрут) среди продуктов которых,
наряду с известково-щелочными присутствуют щелочные периоды
(Innocenti et al., 1976). Эта субмеридиональная цепь вулканов в
области Арарата сочленяется с субмеридиональной Кавказской шпорой
(см. рис. 36), а на юг протягивается в Сирию и район Мертвого моря.
Она связана с крупной системой субмеридиональных разломов.

Как и на Кавказе на последнем этапе неоген-четвертичного

Таблица 47

Средний состав неоплиоцен-четвертичных пород вулканических пород Средиземноморского
неовулканического пояса в пределах Турции

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Влага	П.п.п.	Сумма
1	51,50	1,63	18,30	9,7	0,16	3,8	9,5	0,6	4,5	0,24	0,24	-	-	99,93
2	62,30	1,00	16,90	5,7	0,11	1,7	5,6	1,8	4,7	0,22	0,22	-	-	100,03
3	65,07	0,75	16,30	4,54	0,09	1,56	4,98	1,67	4,47	0,19	0,19	-	-	99,62
4	70,60	0,49	14,90	3,0	0,08	0,6	2,9	2,6	4,6	0,18	0,18	-	-	99,35
5	55,89	0,90	18,17	3,71	0,12	4,82	7,34	1,08	3,72	0,24	0,24	1,42	-	93,66
6	59,71	0,76	17,89	2,67	0,10	3,31	6,59	1,27	3,60	0,19	0,19	1,25	-	100,14
7	66,37	0,57	15,78	2,30	0,07	1,38	4,17	1,51	3,79	0,15	0,15	1,86	-	100,29
8	71,35	0,26	14,10	1,18	0,07	0,67	1,87	3,58	3,60	0,09	0,09	2,42	-	99,98
9	48,48	1,72	16,77	2,85	0,16	5,15	9,79	1,40	3,27	0,34	0,34	2,73	-	93,58
10	55,37	0,87	16,74	2,90	0,11	5,63	7,44	2,38	3,68	0,36	0,36	1,35	-	100,31
11	60,78	0,80	16,62	3,05	0,12	2,72	5,71	3,09	3,53	0,28	0,28	0,95	-	99,96
12	65,45	0,51	16,55	1,57	0,06	1,29	3,53	3,98	3,56	0,16	0,16	2,05	-	99,86
13	73,58	0,09	11,97	0,89	0,04	0,05	0,98	5,39	3,22	0,10	0,10	3,04	-	99,70
14	63,81	0,68	16,17	2,26	0,07	1,73	3,95	3,53	3,31	0,22	0,22	0,99	-	99,25
15	75,32	0,12	13,88	0,81	0,04	0,25	1,19	4,56	3,38	0,02	0,02	0,43	-	100,09

Ижная полоса неовулканического пояса. I—4—базальт (1), андезит (7), дацит (7) и риолит (13) Арара-
та (Карапетян, 1976), 5—8—базальтовый андезит (5), андезит (3), дацит (4) и риолит (4) Кайзери-
Идире (Innocenti et al., 1976). Северная полоса неовулканического пояса. 9—базальт (2), 10—базаль-
товый андезит (3), 11—андезит (14), 12—дацит (6), 13—риолит (6) Северо-западной Турции (Innocenti,
Mazzuoli, 1973), 14—дацит, 15—риолит района Ризе (2 млн. лет) (Taner, 1977).

цикла в Турции формируются щелочные и субщелочные
nti et al., 1976, которые пространственно совме-
щелочными и шшонитовыми сериями.

р и я. Для Болгарии правильно было бы выделить
иен-четвертичный вулканический цикл, поскольку вулка-
ническая деятельность, начинаясь в верхнем олигоцене, без переры-
в продолжалась в неогене и четвертичном периоде. За этот отрезок
сформировалось два типа вулканических формаций. На Родопском мас-
сиве и в Крайштидах в мелководно морской обстановке и на остро-
вах имеет место известково-щелочная и шшонитовая вулканическая
деятельность, формируются андезит-трахиандезит-риолитовые и рио-
литовые вулканические серии. К таковым относятся Восточно-Родоп-
ские, Сарненские, Осоговские вулканы верхнеолигоцен-миоценово-
го возраста и плиоцен-четвертичный вулкан Кожух в Крайштидах (Ди-
митрова и др., 1975). Эти серии связаны с субширотными структура-
ми.

Базальтовая ассоциация плиоцен-четвертичного возраста, приу-
роченная к субмеридиональной структуре прерывистой цепочкой тя-
нется через всю Болгарию, пересекая Мизийскую плиту, Балканиды и
Родопский массив (рис. 44). Базальты относятся к высокотитанистым
щелочным разностям (Димитрова и др., 1975).

И р а н. К востоку и юго-востоку от Кавказа неовулканический
пояс протягивается в Эльбурс-Центральный Иран, причем сплошные вы-
ходы молодых вулканитов в его северо-западной части к востоку
сменяются отдельными выходами неовулканических пород или отдель-
ными стратовулканами, рассыпанными на обширной территории. Судя
по имеющимся данным вулканическая активность местами началась в
нижнем миоцене (Миане) (Lesquier et al., 1976) и с перерывами
продолжалась до четвертичного времени включительно (Stalder,
1971; Allenbach, 1966; Alberti, Stolfa, 1973; Conrad et al., 1977). На
северной периферии неовулканического пояса в пределах Ирана гос-
подствуют дифференцированные высококальциевые известково-щелочные
и шшонитовые серии, с которыми ассоциируют щелочные базальты
(табл. 48, см. рис. 42) (Stalder, 1971; Lesquier et al., 1976; Alberti,
Stolfa, 1973). На юго-восточной периферии продукты крупных
стратовулканов Базман и Тафтан представлены низкокальциевой диффе-
ренцированной известково-щелочной серией (Gansser, 1971; Conrad
et al., 1977). Таким образом, на территории Ирана так же
отчетливо намечается северная полярность неовулканического пояса.
Отдельные изолированные стратовулканы и трещинные излияния чет-

Таблица 48

Средний состав миоцен-четвертичных вулканических пород Ирана

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Влага	И.п.п.	Сумма
I	62,95	0,60	16,73	3,70	0,27	0,06	1,72	4,28	5,38	3,17	0,42			0,40	99,68
2	46,80	1,67	14,30	3,60	5,12	0,18	8,72	9,23	2,43	3,07	1,06			3,15	99,33
3	52,50	1,10	17,50	3,50	4,00	0,13	3,50	5,60	4,60	4,00	0,90			1,80	99,73
4	59,24	0,99	17,14	3,15	1,69	0,08	2,34	4,61	5,19	3,80	0,58			1,30	99,70
5	71,26	0,20	13,80	0,60	0,20	0,04	0,40	2,50	3,50	4,30	0,10			2,80	99,70
6	45,70	1,55	13,60	4,20	4,40	0,15	9,00	11,60	3,80	1,80	1,90			1,80	99,50
7	53,50	1,53	17,10	5,10	2,40	0,10	4,40	6,00	4,90	3,20	1,17			0,70	100,11
8	60,40	1,00	16,10	4,00	1,15	0,18	2,30	4,30	5,00	4,50	0,60			0,30	99,73
9	66,80	0,60	15,70	3,10	0,50	0,05	1,40	2,80	5,00	3,33	0,30			0,70	100,25
10	46,32	2,46	13,80	6,35	3,96	0,15	7,49	8,84	4,61	2,78	1,03	0,63		1,62	99,74
11	52,38	0,93	17,30	4,94	2,78	0,15	6,27	9,67	3,46	0,91	0,19	0,41		0,81	100,20
12	56,53	0,86	17,81	3,86	2,99	0,13	3,88	7,84	4,17	0,98	0,26	0,75		0,26	100,32
13	64,76	0,59	16,22	2,54	1,70	0,10	1,81	5,28	4,20	1,69	0,23	0,13		1,03	100,28

Эльбурс -Иранский Азербайджан. I-андезит Савалан (6) (Alberti, Stolfa, 1973), 2-5-плиоцен-чет-
вертичные лавы Талегана, 2-щелочной калибазальт (4), 3-шшонит (2), 4-грахландезит (8), 5-щелочной
риолит (5) (Stalder, 1971), 6-9 - четвертичные лавы Демавенда, 6-щелочной базальт (6), 7-кали-
евый шшонит (1), 8-грахландезит (13), 9-кальциевый дацит (1) (Allenbach, 1966), 10- четвертичные
трещинные базальты центральной части блока Лут. 11-13-четвертичные породы юго-восточной части Ира-

вертикального возраста дают высокотитанистые щелочные базальты типа континентальных рифтов (табл.48).

Схема распределения миоцен-четвертичных пород в Центральном сегменте Альпийско-Малайского орогена приведена на рис. 44.

Выводы

Миоцен-четвертичный вулканический цикл проявился в условиях континентальной коллизии, когда продолжающаяся конвергенция столкнувшихся континентальных блоков приводит к дроблению и взаимному надвиганию — скучиванию континентальных пластин.

В этих условиях формируется андезитовый и шононитовый пояс, сложенный дифференцированными сериями со значительным преобладанием пород средней кремнекислотности, протягивающийся параллельно Южноанатолийско-Загросскому офиолитовому шву. По петрохимическим и геохимическим особенностям вулканические серии, слагающие этот пояс, очень близки "андезитовому" и шононитовому вулканизму предыдущего цикла и обнаруживают большое сходство с вулканизмом зрелых островных дуг и континентальных окраин андийского типа (Lambert et al., 1974; Jung et al., 1975; Innocenti et al., 1976; Adamia et al., 1977; Alberti et al., 1979 и др.). На всем протяжении пояс обнаруживает четкую северную полярность, которая устанавливается очень надежно, благодаря хорошей обнаженности, свежести и достаточно высокой степени изученности неовулканических пород. По простиранию на западе он без перерыва протягивается в современные активные островные дуги Средиземного моря — Эллиническую и Эоловую, в тылу у которых расположены молодые интрадуговые бассейны (Эгейское и Тирренское моря) сформированные в результате тылового растяжения и спрединга. (Mc-Kenzie, 1972). Базальты глубоководной впадины Тирренского моря обнаруживают все петрохимические особенности, характерные для таковых тыловых бассейнов Запада Тихого Океана (Lordkipanidze et al., 1979). Принимая во внимание данные о молодом (палеоценовом) спрединге и позднем замыкании южных бассейнов Тетиса (Южноанатолийского, Загросского) мы присоединяемся к мнению тех авторов, которые связывают формирование неовулканического андезитового пояса Альпийско-Гималайской системы с остаточной субдукцией в замыкающихся южных бассейнах Тетиса. Вместе с тем следует отметить ряд особенностей, характерных для вулканизма, проявившегося в условиях континентальной коллизии.

В первую очередь это — большое значение поперечных структур, в пределах которых проявляется щелочно-базальтовый и щелочно-ба-

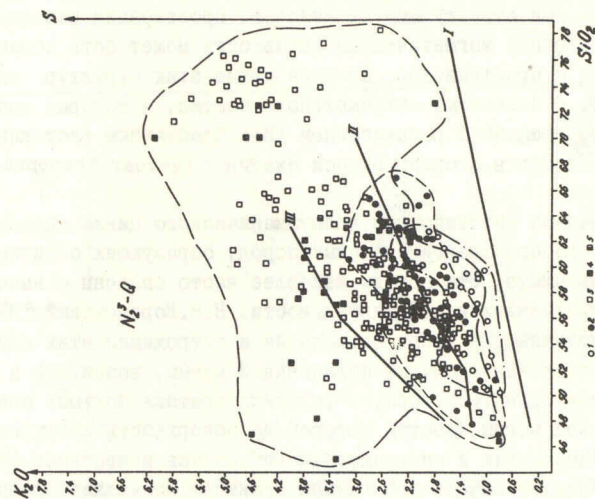


Рис. 42. Диаграмма K_2O-SiO_2 для верхнемиоцен-четвертичных пород Малого Кавказа и Северного Ирана. 1-Бакурианская группа вулканов (Сихридзе, 1968), 2- Джанахетия (Сихридзе, 1968), 3-Ардан, Геран, Сынж (Карпелян, 1972; Адамия, 1973), Демаренд (Stalder, 1971), 5-Савалан (Alberti, Stolfe, 1973).

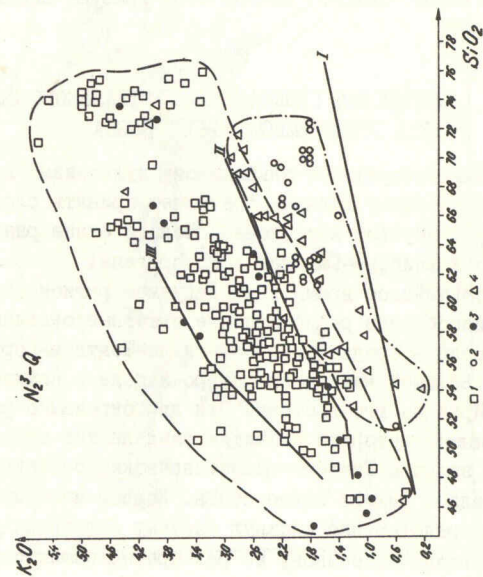


Рис. 43. Диаграмма K_2O-SiO_2 для миоцен-четвертичных пород северной части Малого Кавказа и Тавра. 1-Ардан, Геран, Сынж (Карпелян, 1972), 2-Ардан (Lambert et al., 1974), 3-Синхан-Немур-Чандрак (Innocenti et al., 1976), 4-Юнг-Кадзери (Агурашу, Weibel, 1973).

залыт-трахитовый вулканизм типа континентальных рифтов (транс-болгарский разлом, Транскавказское **поперечное поднятие**, Ванский разлом). Там, где эти поперечные структуры пересекаются с вулканически активными структурами альпийского простираания известково-щелочная и щелочная магматическая активность может быть совмещена во времени и пространстве. Возникновение этих структур связано, очевидно, с областями максимального сжатия, в которых возникают поперечные трещины с раздвиганием (или пластичным растеканием) сиалических блоков в стороны от оси сжатия (Molnar, Tarronier, 1975).

Существенной особенностью неовулканического цикла является значительное распространение кислых пород, образующих обширные агниобритовые плато. Эти породы наиболее часто связаны с начальными стадиями вулканической деятельности. Н.В.Короньский (1975, 1976), посвятивший ряд работ петрологии и петрохимии этих пород, рассматривает их как продукты палингенной магмы, возникшей в нижних горизонтах гранитной коры, в условиях притока больших объемов базальтовой магмы, доступ которой на поверхность затруднен. Аномальный химический и минералогический состав известково-щелочных пород Кельско-Казбекской группы вулканов позволяет предположить их гибридное происхождение в результате смещения базальтовой и риолитовой магм, однако вопрос этот требует специального исследования.

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Изложенный материал по альпийскому вулканизму в комплексе с другими геологическими данными позволяет принять следующую палеотектоническую схему для мезо-кайнозойского этапа развития центрального сегмента Альпийско-Гималайского орогена.

В раннеальпийское время в исследуемом регионе были представлены две кулисообразно расположенные активные окраины Тетиса - Родопский массив - Среднегорье-Балканиды-Понтиды-Горный Крым - Закавказье и Большой Кавказ на северо-западе и Нахичеван-Эльбурс-Центральный Иран на юго-востоке. Эти две окраины с резко различной доальпийской историей развития разделялись относительно узким северным заливом Тетиса - Малокавказским бассейном, представляющим, очевидно, реликт Палеотетиса. Каждая из этих окраин в начале мезозоя представляла сложную систему островных дуг, окраинных и интрадуговых бассейнов, не раз претерпевших структурную пе-

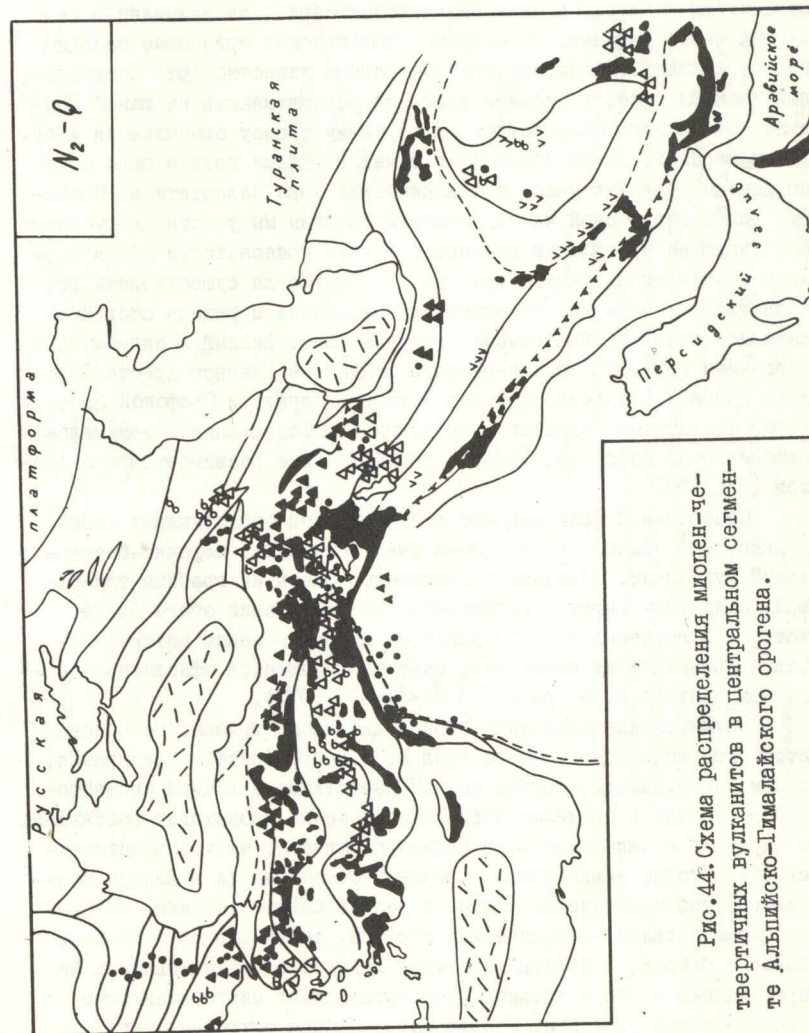


Рис. 44. Схема распределения миоцен-палеогеновых вулканитов в центральном сегменте Альпийско-Гималайского орогена.

рестройку в мезозое и кайнозое (рис.45).

Наиболее скудные сведения имеются для триасового этапа развития центрального сегмента средиземноморского пояса. На Балканско-Понтийско-Кавказской окраине Тетиса контрастная пара вулканических поясов - андезитовый пояс островодужного типа и тыловые, относительно глубоководные базальтовые серии локализованы в северной части окраины. На Закавказском массиве триасовые осадки не сохранились. По палеомагнитным данным известно, что Центральный Иран-Эльбурс, в верхнем палеозое расположенный на южной Гондванской окраине Палеотетиса, к верхнему триасу оказывается у берегов Евразии. Таким образом, в течение триаса должны были быть поглещены обширные участки океанической коры Палеотетиса. Поэтому для Закавказской части активной окраины мы условно допускаем субдукцию на протяжении нижнего-среднего триаса, тогда как в верхнем триасе вдоль южного края последнего могла существовать грабца типа трансформа, обусловившая воздымание и разрыв сформировавшихся ранее вулканогенно-осадочных свит. Кислый и андезитовый вулканизм верхнего триаса-раннего лейаса на Главном хребте Большого Кавказа (Большекавказская островная дуга) и Скифской платформе естественно связать с субдукцией в Большекавказском малом океаническом бассейне, который унаследованно развивается с палеозоя (рис.45).

Центральный Иран-Эльбурс в этот период представляет собой мелководную область с обширными участками суши. Щелочно-базальтовый вулканизм, локально проявившийся здесь на границе триаса-юры, свидетельствует о начавшемся растрескивании этого блока, которое в дальнейшем могло привести к формированию внутренних малых океанических бассейнов, ныне маркирующихся офиолитовым меланжем центрального Ирана (Stöcklin, 1977).

Значительные изменения происходят после триаса. Возобновляется субдукция вдоль южного края Восточного Понта - Закавказья, с чем, по-видимому, связан мощный известково-щелочной андезитовый вулканизм в пределах дуги. Одновременно происходит растяжение и спрединг в окраинном море Большого Кавказа, что сопровождается базальтовым вулканизмом, причем в осевой части в лейасе изливаются слабощелочные базальты, в аалене-байосе толеиты, близкие толеитам срединно-океанических хребтов, тогда как во фланговых зонах в байосе, в период максимума вулканической активности на прилегающей с юга островной дуге преобладают низкотитанистые слабощелочные базальты. В бате Закавказская островная дуга, по-

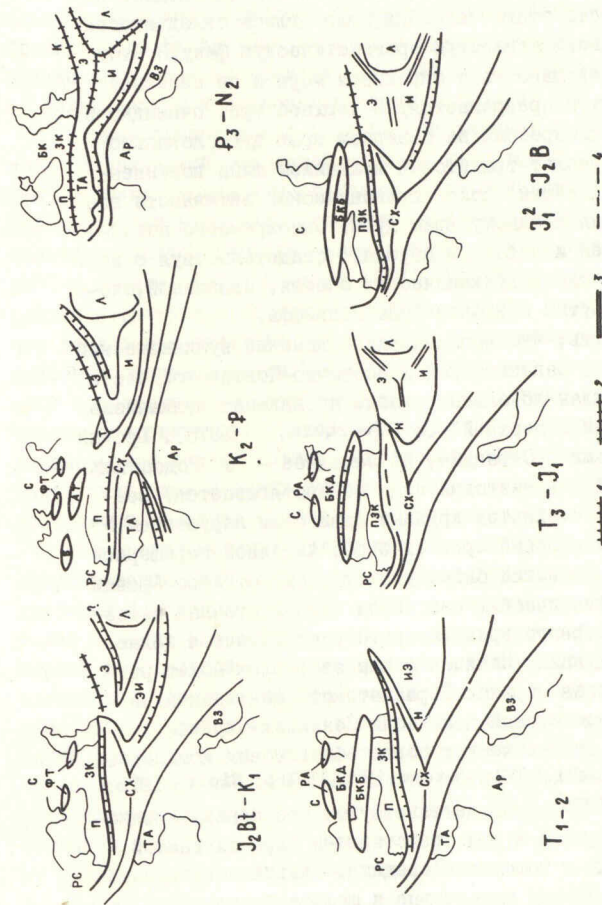


Рис.45. Схема тектонической эволюции центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса в альпийское время. С-Скифская плита, РА-раннеальпийские глубоководные тропи с базальт-риолитовым вулканизмом, БКД-Большекавказская островная дуга, БКБ-Большекавказский малый океанический бассейн, ЦЗК-Понтийско-Закавказская островная дуга, РС-Родопский массив -Среднегорье, Н-Нахичеванский блок, ЦС -Центральный Иран -Эльбурс, Л-Лутский блок, СХ-срединно-океанический хребет, ТА-Тавр-Анастлия, Ар-Аравийская плита, ВЗ-Внешний Загрос, ФТ-Флишские тропи южного склона Большого Кавказа, 1- зоны субдукции, 2-шовные зоны, 3-зоны внутриконтинентального рифтинга, 4-границы плит типа трансформов.

видимому, надвигается на окраинное море Большого Кавказа, в результате чего оно претерпевает складчатость и расчленяется на восточный и западный **флишевые** бассейны, соединенные мелководной перемычкой. Западная часть этого бассейна подверглась складчатости гораздо **раньше в позднекаймерийскую орогенетическую фазу**. В этот период вулканическая активность в окраинном море и на северной периферии островной дуги прекращается. В верхней юре, очевидно в связи с прекращением компрессии на северном краю дуги, локально проявляется щелочно-базальт-трахитовый вулканизм типа континентальных рифтов. В дальнейшем поле вулканической активности все более сужается, сползая к южному краю дуги. Одновременно повышается содержание щелочей и TiO_2 в породах, свидетельствуя о возросшей глубине формирования вулканических очагов, связанной, очевидно, со все более крутым наклоном зоны Бенъоффа.

Следует подчеркнуть, что юрско-нижнеэокомский вулканический цикл очень интенсивен в Закавказской и Восточно-Понтийской части дуги. В Западных Понтидах локальные слабые проявления вулканизма известны лишь в средней и верхней юре (Fourquin, 1975). Юрский вулканизм известен также в Страндже, но западнее - в Родопский массив и в Среднегорье андезитовый пояс не протягивается. Возможно, субдукция здесь сменяется крупным сдвиговым нарушением. В юре-нижнем неокоме Центральный Иран-Эльбурс, западной периферией которой является Нахичеванский блок, уже отделена от Афро-Аравии обширным Загросским океаническим бассейном (юго-восточная ветвь Мезотетиса), вдоль северного края которого располагается падающая на север зона субдукции. Начиная с юры этот блок может рассматриваться как активная окраина Евразийского континента, на которой формируется андезитовый пояс зоны Санандаж-Сирджан.

Данные о составе вулканических пород офиолитовых комплексов Мезотетиса (De Gracianski, 1972; Juteau, 1970, 1978; Ricou, 1976; Tanner, 1977; Knipper, 1979) свидетельствуют, что базальт-радиоляритовые ассоциации триаса и юры представлены широкой гаммой составов, причем наряду с толеитами срединно-океанического типа установлены высокотитанистые толеитовые и щелочнобазальтовые серии типа подводных гор и дифференцированные низкокальциевые низкотитанистые серии типа толеитов примитивных океанических островных дуг. Все это свидетельствует, что уже в начале мезозоя Тетис представлял собой сложную структуру с системой срединных хребтов с подводными горами и системами примитивных островных дуг, развивавшихся на океанической коре.

После перерыва - в апте-альбе начинается новый этап вулка-

нической деятельности на Родопско-Понтийско-Закавказской и Иран-Эльбурсской системах островных дуг. Аптско-верхнемеловой вулканизм интенсивен в Восточном Понте и в Закавказье, локально проявлен в Западных Понтидах, охватывает значительную площадь в Среднегорье. На Кавказе этот цикл вулканической деятельности близко совпадает во времени с процессом шарьирования офиолитов на Закавказскую и Иранскую системы островных дуг.

Первые признаки образования офиолитовых шарьяжей у южного края Закавказской островной дуги проявляются в верхнем альбе-нижнем сеномане, когда в терригенный флиш начинает поступать офиолитокластовый материал. Основным периодом надвигания офиолитовых пластин является верхний сеноман-турон-ранний коньяк (Книппер, 1975; Ломизе, 1975; Соколов 1977). Новейший материал по внутренней структуре и составу офиолитов Малого Кавказа указывает, что **кавказская коллизия**, по времени предшествующая обдукции офиолитов в основной ветви Мезотетиса, началась столкновением Иранской и Закавказской островных дуг с подводными хребтами (примитивные островные дуги, цепи подводных гор), расположенными в Малокавказском заливе Тетиса. Интересно, что время формирования части этих океанических структур (альб-нижний сеноман) очень близко времени их шарьирования на континентальную кору.

Для верхнемеловых вулканических Закавказской островной дуги, сформировавшихся в период столкновения последней с подводными хребтами Малокавказского бассейна в отличие от более древних и более молодых андезитовых поясов, характерно отсутствие закономерной латеральной петрохимической зональности, резкие вариации составов и трендов дифференциации. Значительное распространение приобретают крайне кислые и основные члены известково-щелочной серии, объем которых превышает таковой андезитов. В восточной части Закавказской дуги намечается поперечная зона растяжения, характеризующаяся щелочно-базальтовым вулканизмом. Содержание титана в этих базальтах нарастает с севера на юг - к офиолитовому поясу. Все вышесказанное говорит о существенном нарушении механизма субдукции в период формирования офиолитовых шарьяжей. Щелочной базальтовый вулканизм флишевых трогов окраинного моря представлен высокотитанистыми щелочными базальтовыми сериями, которые не обнаруживают признаков вулканизма активных окраин.

Следует подчеркнуть, что поперечная зона растяжения в восточной части Закавказской островной дуги вытянута параллельно Каспийскому морю, генезис которого является объектом дискуссии. Интересно было бы проверить не существует ли связи между этим

мезозойским поперечным растяжением и формированием Каспийского бассейна.

В альбе, по-видимому, начинается первый импульс растяжения в Черноморско-Аджаро-Триалетском рифте, в восточной части которого на северной его периферии образуется базальтовая серия 2000 км мощности. Но в позднем мелу рифтогенез здесь прекращается и извергаются известково-щелочные лавы островодужного типа.

В Понтидах в процессе альбско-верхнемеловой вулканической деятельности образовались дифференцированные вулканические серии, состав которых варьирует от низкокальциевых толеитов типа примитивных островных дуг (Ризе) к нормально-кальциевым известково-щелочным сериям и шшонитам. На участке Ризе для этого пояса характерна северная полярность с отчетливым возрастанием K_2O с юга на север. В отличие от Закавказской части дуги в Понтидах формируются известково-щелочного андезитового пояса по времени предшествует основному этапу обдукции офиолитов (кампан-нижний маастрихт), когда вулканическая деятельность на островной дуге почти прекращается. В Среднегорье (Болгарии) протяженный андезитовый и шшонитовый пояс образуется в сеноманско-верхнемеловое время. В кампане-маастрихте в северо-восточной причерноморской части последнего (Бургасский синклиниорий) имеет место углубление бассейна и формируются низкотитанистые щелочные базальтовые и ультраосновные вулканы, что, по-видимому, связано с рифтогенезом в тылу у островной дуги и зарождением Бургас-Черноморского тылового бассейна,

На Иранско-Эльбурской системе островных дуг, которая к этому времени содержит ряд внутренних малых океанических бассейнов, Эльбурский и Центрально-Иранский андезитовые пояса верхнемелового возраста, возможно, связаны с независимыми зонами субдукции (рис. 45).

Левостороннее смещение Африки-Аравии в сеномане прекращается (Biju-Duval et al., 1977). Однако вряд ли правильно приписывать это явление начавшейся коллизии Африки-Аравии с Евразией. Южная ветвь Тетиса-Мезогей в этот период широко раскрыта. Шарьирование офиолитов на островные дуги и края континентов в позднем мелу имеет очень большие масштабы не только в пределах Тетиса. Это глобальная верхнемеловая революция, очевидно, связанная с перестройкой динамики крупных литосферных плит.

Краткий период затишья вулканической активности и накопление однообразных карбонатных пород на островных дугах совпадает во времени с правосторонним смещением Африки-Аравии, имевшим место в конце мела - начале палеогена (Biju-Duval et al., 1977).

В позднем палеоцене вулканическая деятельность возобновляется на обеих системах островных дуг и достигает наибольшей интенсивности в среднем эоцене. Палеогеновый вулканизм на обеих дугах характеризуется независимой северной полярностью и большим объемом высококальциевых известково-щелочных и шшонитовых пород. В тылу у андезитовых поясов на Родопско-Понтийско-Закавказской и Иран-Эльбурской систем островных дуг формируются базальтовые трогги Черноморско-Аджаро-Триалетский, Талыш-Южнокаспийский и Караджский, вулканизм которых проявляет ряд островодужных признаков (низкое содержание Ti, Nb, Zr, повышенную щелочность). Эти островодужные признаки ослабевают по мере нарастания интенсивности рифтогенеза. В восточной части Черного моря и в Южном Каспии в этот период, очевидно, формируются участки с новой базальтовой корой (Адамия и др., 1974).

В палеогене "андезитовая" вулканическая активность впервые проявляется к югу от Северо-Анатолийского офиолитового шва - в Тавре-Анатолии. Этот вулканизм мы связываем с субдукцией в наиболее молодой Памфилийской ветви Тетиса. Предполагается, что эта ветвь, ныне маркирующаяся Южноанатолийским офиолитовым швом, зарождалась в конце мела, в период интенсивного дробления карбонатного шельфа Тавра (Ricou et al., 1975). Уже в раннем палеогене здесь развивается глубоководный бассейн, в котором проявляется толеит-базальтовая вулканическая деятельность и глубоководное осадконакопление (Braud, Ricou, 1975).

Палинспастические реконструкции для позднего мела-палеогена, стирание граней между южной и северной зоогеографическими провинциями, характер вулканизма на активных окраинных свидетельствует о сильном сокращении океанического пространства и переходе от океанической стадии развития к средиземноморской (Адамия и др., 1977).

В конце палеогена в результате вращения Афро-Аравии против часовой стрелки наблюдается интенсивное сжатие и ремобилизация офиолитов в северной ветви Тетиса. Реликты океанической коры Малокавказского, и, возможно, Североанатолийского бассейнов, по-видимому, были поглещены в палеогене, к концу палеогена Понтийско-Закавказская и Центральный Иран-Эльбурская островные дуги окончательно прилегают друг к другу и присоединяются к Восточно-Европейской платформе, в результате замыкания окраинного моря Большого Кавказа. Рифтогенез в Аджаро-Триалетском, Талышском и Караджском интрадуговых бассейнах прекращается, здесь имеет место складчатость и начинается инверсия.

В мио-плиоцене Южноанатолийско-Загросский бассейн превращается во внутриматериковое море с небольшими участками океанической коры, которые постепенно уничтожались вследствие северонаправленной субдукции. Эта остаточная субдукция привела к формированию протяженного андезитового пояса Альпийско-Гималайской складчатой системы, который также обнаруживает отчетливую северную полярность. Возможность поглощения океанической коры, очевидно, существовали до плиоцена, включительно, когда осуществилась полная коллизия Евразии с Аравией. Раскрытие Красного моря усиливает в миоцене сжатие коры в центральном сегменте Альпийско-Гималайского пояса. На Кавказе, также, как в Турции и Иране, сильно проявлены плиоценовые воздымания, складчатость, надвигообразование. Вдоль линии максимального сжатия расположенной на меридиане Аравийского "клина" образуется крупная система поперечных разломов (Транскавказская, Ванская), с которой связаны группы вулканов и вулканических нагорий. В пределах этих систем вместе с известково-щелочными лавами изливались высокотитанистые щелочные базальты и трахиты, характерные для континентальных рифтов. Имеет место дробление коры и смещение отдельных микроплит (Турецкой; Иранской) по крупным, сдвиговым нарушениям в стороны от оси максимального растяжения (Mc Kenzie, 1972).

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ОКРАИННЫХ И ВНУТРИДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Геодинамические модели интрадуговых и окраинных бассейнов, предложенные в последние годы (Karig, 1971; Sleep, Toksöz, 1971; Pakham, Falvey, 1971 и др.), не принимают во внимание петрологические аспекты магматизма этих бассейнов. Широко распространено мнение, что последний сходен с толеитовым магматизмом срединно-океанических хребтов, причем это мнение основано на изучении химизма базальтов, поднятых из центральных частей "зрелых" (т.е. претерпевших интенсивный спрединг) бассейнов запада Тихого океана (моря Вудларк, Лау, Паресс Вела, Марианский трог и т.д.). Но даже базальты из этих бассейнов обнаруживают большие вариации состава, чем характерно для срединно-океанических лав и обнаруживают геохимические признаки, свидетельствующие об их "сродстве" с островодужным магматизмом. Вместе с тем, не вызывает сомнения, что анализ эволюции вулканизма окраинных и интрадуговых морей от зарождения до "зрелых" стадий развития последних представляет значительный интерес для лучшего понимания геодина-

мики и магматических процессов в пределах активных окраин.

Данные о химизме вулканических серий, палеоокраинных и интрадуговых бассейнов центрального сегмента Средиземноморского пояса (мезозойские базальты окраинного моря Большого Кавказа, позднемеловые вулканиты Бургасского синклинория, палеогеновые базальтоиды Аджаро-Триалетия, Талыша и серии Карадж (центральный Эльбурс) представляют весьма благоприятный объект для подобного анализа. Вместе с тем, широко использовались данные о химизме современных интрадуговых и окраинных морей запада Тихого океана - (группа Нью Джорджия Соломоновых островов) (Stanton, Bell, 1969) Новогеридские интрадуговые базальты (Colley, Warden, 1974; Gorton, 1977), вулканиты бассейнов Лау (Hawkins, 1976; Gill, 1976) и Паресс-Вела (Ridley et al., 1974) и Средиземноморья-Тирренское море (Dietrich et al., 1977).

Вертикальная и латеральная эволюция вулканических серий интрадуговых и окраинных морей

Для альпийских окраинных и интрадуговых бассейнов установлено два различных типа эволюции вулканизма во времени.

I тип характерен для мезозойского окраинного моря Большого Кавказа и связан с особыми геодинамическими условиями. Как было показано, в этом бассейне рифтогенез начался в среднем-верхнем лейасе, причем первые проявления базальтового магматизма локализованы в наиболее глубоководной части, (сланцевая геосинклиналь Южного склона), которая унаследованно развивалась с палеозоя-триаса и, следовательно, характеризовалась утоненной предположительно субокеанической корой. На прилегающей с юга Закавказской островной дуге проявления вулканизма, синхронные этим начальным стадиям рифтогенеза, отсутствуют (см. главу I). В аалене-байосе базальтовый вулканизм в окраинном море сопровождается известково-щелочным вулканизмом на островной дуге.

Средне-верхнелейасовые шаровые лавы сланцевой геосинклинали представлены низкокальциевыми спилитами, которые по валовому химическому составу очень близки океаническим толеитам, однако характеризуются резко повышенным содержанием Na_2O . Этот эффект естественно было бы приписать интенсивным процессам альбитизации, однако, имея в виду несколько повышенные концентрации TiO_2 (до 2,5%) и P_2O_5 ($> 0,20\%$) в некоторых породах, можно предположить первично слабо повышенную щелочность для последних.

В аалене-байосе вулканизм захватывает обширную территорию в пределах быстро расширяющегося бассейна. В осевой зоне в это

время наблюдаются широкие вариации титанистости и содержания

K_2O появляются породы, по валовому составу и трендам дифференциации идентичные океаническим толеитам. Вместе с тем низкотитанистые породы характеризуются лишь слабым накоплением железа, в зоне Главного хребта, появляются островные вулканы (Чаухи, Чухаро, Архон), для которых характерна ассоциация толеитов и щелочных пород.

В Аджаро-Триалетском палеогеновом внутридуговом бассейне, который изучен автором наиболее детально, первые продукты вулканической деятельности представляют собой низкотитанистые низкомагнезиальные слабощелочные базальты, с которыми ассоциируют резко подчиненные по объему андезиты и трахиандезиты (см. табл. 37). Они отличаются от синхронных вулканических серий прилегающей с юга Понтийско-Закавказской островной дуги лишь повышенной мощностью (1500м) и возросшей ролью базальтов, формирующихся в относительно глубоководной среде. Последние обнаруживают большое сходство с базальтами островодужных серий, причем в обоих случаях мы имеем производные базальтовой магмы, обогащенной H_2O и крупноионными литофильными элементами (Закариадзе и др., 1978). Следует подчеркнуть, что и остальные верхнемеловые и палеогеновые интрадуговые бассейны, сформировавшиеся в тыловой части палеогенового андезитового пояса (Бургас, Талыш, Карадж), также характеризуются широким развитием щелочных и слабощелочных обогащенных калием базальтов (Станишева-Василева, 1971, 1978; Азизбеков и др., 1969, 1972; Stalder, 1971). Характерно, что палеогеновый андезитовый пояс Иранской и Понтийско-Закавказской островных дуг также отличается широким распространением высококальциевых известково-щелочных и шононитовых серий (глава III). Все другие известные примеры также свидетельствуют, что на ранних (досреддинговых) стадиях развития окраинных и внутридуговых бассейнов их вулканизм обнаруживает большое сходство с вулканизмом сопряженной островной дуги. Для "зрелых" дуг с высококальциевым известково-щелочным и шононитовым вулканизмом он преимущественно слабощелочной или щелочной - таковы вулканы Камчатского и Корякского верхнемеловых-палеогеновых окраинных бассейнов (Ротман, Марковский, 1974, 1976), лавы вулкана Муриак в тыловой части Сундской дуги, которые также связывают с начальными стадиями рифтинга (Nicholls, Withford, 1976). Закономерные изменения химизма лав установлены вдоль простирания рифта, в котором интенсивность растяжения отчетливо нарастает с востока на запад. В этом же направлении возрастает объем слабодифференцированных базальтов, тогда как роль

пород средней кремнекислотности резко уменьшается вплоть до их полного исчезновения.

Очень четкие и закономерные изменения состава характерны и для вулканических серий некоторых других "тыловых" бассейнов. В аален-байосских сериях окраинного моря Большого Кавказа толеиты приурочены к осевой части бассейна (сланцевая геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа), на южном фланге главенствуют слабощелочные и щелочные базальты с подчиненным количеством андезитов и трахиандезитов, на северном фланге, при общей, несколько повышенной щелочности установлены высококальциевые диабазы и пикрит. В Новогейбридском интрадуговом бассейне базальты о. Аоба, находящегося в южной части рифта, являются слабощелочными, тогда как базальты с островов Бенкс (центральная часть рифта) представлены преимущественно островодужными толеитами (табл. 49). Значительные вариации состава базальтов, драгированных со дна бассейна Лая показывает анализ данных Хоукинса (Hawkins, 1976) и Гилла (Gill, 1976). Приходится согласиться с Дж. Б. Гиллом (Gill, 1976), который считает, что эти вариации не могут быть объяснены вторичным изменением пород и процессами дифференциации, а обусловлены разницей в составах, возникшей в области генерации магм. Более того, выясняется, что вне зависимости от интенсивности вторичных процессов устанавливается четкая зависимость состава породы от ее местонахождения. Так, например, все образцы из центральной части бассейна (см. карту расположения точек в работе Хоукинса) (Hawkins, 1976) обнаруживают большое сходство со срединно-океаническими толеитами, незначительно отличааясь от последних лишь по несколько более низкому содержанию TiO_2 и повышенным Sr^{87}/Sr^{86} отношением (Gill, 1976). Образцы с западной периферии бассейна (точка IOI) представляют собой низкотитанистые, обогащенные крупноразмерными литофильными элементами базальты, аналогичные базальтам серии коромбанга, локализованной на хребте Лая. Считается, что последние сформированы в процессе зачаточного рифтогенеза, позднее приведшего к формированию бассейна Лая (Gill, 1976). Как базальты серии Коромбанга, так и базальты из точки IOI очень близки островодужным толеитам (табл. 49). В северной периферической части бассейна все породы, как измененные, так и абсолютно свежие, обогащены TiO_2 щелочами (преимущественно Na_2O) крупноионными литофилами и легкими РЗЭ (табл. 49).

Таким образом - четкая депрессия содержания K_2O и крупноионных литофилов в базальтах из центральных частей рифта, по-

Таблица 49

Средний состав главных типов базальтов из внутридуговых и окраинных бассейнов Средиземного моря и запада Тихого океана (пересчитано на безводную основу)

	I	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,3	47,4	49,3	48,94	48,84	49,64
TiO ₂	0,6	0,7	1,3	1,03	0,77	0,90
Al ₂ O ₃	14,3	10,5	16,2	16,65	14,49	19,28
Fe ₂ O ₃	3,4	4,5	5,0	2,07	10,14	10,22
FeO	5,8	5,8	5,7	6,70		
MnO	-	-	-	0,16	0,18	0,18
MgO	10,0	16,4	5,8	9,64	11,57	5,49
CaO	12,1	10,9	11,2	12,26	11,20	11,11
Na ₂ O	2,0	2,0	3,0	2,32	1,97	2,31
K ₂ O	0,5	1,0	1,4	0,15	0,64	0,70
P ₂ O ₅	0,10	0,2	0,3	0,08	0,20	0,17
Rb	I	3	6	I	5	10,5
Ba	170	352	444	-	197	162
Sr	296	511	703	107	285	422
Cr	158	785	53	433	621	50
Ni	56	350	38	187	194	22
Co	-	-	-	85	66	34
V	256	254	333	244	250	234
La	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	13	17
Yb	-	-	-	-	-	-
Zr	48	64	100	-	34	33
Nb	-	-	-	-	-	-

Новогбридский интрадуговой бассейн: I-толеит (4) из центральной части рифта о-ва Бэнкс, 2-3-слабощелочной пикрит (4) и базальт (4) южного фланга рифта о. Аоба (Colley, Warden, 1974)

Бассейн Лай: I-4-толеит из центральной части рифта (точки 95,64,61,74,223,225), 5-меланократовый базальт (обр.382 серии Коромбазанга, хр. Лай и обр.101-2 - бассейн Лай) и 6-лейкократовый базальт (обр.372,331,368 серии Коромбазанга хр. Лай и 101-1,101-3 из бассейна Лай).

Продолжение

Средний состав главных типов базальтов из внутридуговых и окраинных бассейнов Средиземного моря и запада Тихого океана (пересчитано на безводную основу)

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,64	52,83	49,29	49,31	47,80	51,00
TiO ₂	1,78	1,45	1,10	1,04	1,05	1,68
Al ₂ O ₃	16,16	18,30	17,87	17,07	19,14	17,00
Fe ₂ O ₃	2,87	2,81	7,35	4,32	8,65	10,20
FeO	7,92	5,57	3,56	5,55		
MnO	0,20	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	6,39	4,48	4,85	7,78	8,60	6,75
CaO	12,09	10,20	11,96	11,25	11,88	8,74
Na ₂ O	2,48	3,10	3,37	3,10	2,92	4,29
K ₂ O	0,34	0,91	0,38	0,26	0,29	0,34
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,10	0,12	0,14	0,27
Rb	2,5	7,1	7,8	5,2	2,5	1
Ba	66,4	174	33,5	11,3	58,5	58
Sr	137	146	192	163	178	181
Cr	285	-	-	-	206	154
Ni	163	-	165	173	-	-
Co	67	-	-	-	30	32
V	285	-	-	-	-	-
La	4,6	16,8	-	-	4,88	8,68
Ce	12,3	3,2	8,0	7,8	5,9	12,7
Nd	8,2	16,7	6,7	6,6	-	-
Y	-	-	25	24	21	35,5
Yb	2,2	2,5	2,9	2,8	1,73	3,2
Zr	78,0	121	69	68	54	122
Nb	4,6	25	2	3	3,1	6,5

7-8-высокотитанистые базальты из северо-центральной (точки 106,86,89,79) и северо-западной (точка 103) части рифта соответственно (Hawkins 1976; Gill, 1976).

Паресе-Вела: 9-базальт №54-4, 10-базальт № 54-8 (Ridley et al., 1974).

Тирренское море: 11-низкотитанистый базальт (10) и 12-высокотитанистый базальт (8) (Dietrich et al., 1977).

видимому является общим правилом для базальтовых серий внутридуговых и окраинных бассейнов.

Эволюция низкокальциевых базальтовых магм
по мере возрастания интенсивности рифто-
генеза

В Аджаро-Триалетии осевые низкокальциевые базальты восточного сегмента, испытавшего наименьшее растяжение представлены кварц-нормативными, высокоглиноземистыми низкомагнезиальными разностями. Все породы порфиоровые с фенокристаллами плагиоклаза, пироксена и, иногда, роговой обманки. По геохимическому облику — более низкое содержание TiO_2 , Cr, Ni, высокие Co/Ni отношения, повышенное содержание Ba, Sr, Rb (см. табл. 37, рис. 30-32), — они сходны с базальтовыми членами островодужных известково-щелочных серий.

В западной Аджаро-Триалетии низкокальциевые базальты осевой зоны, образованные в стадию начала спрединга, когда магма поднималась вдоль открытых трещин, поднимая к поверхности огромные (50 x 800 м) блоки верхнемеловых известняков, сорванные с фундамента (Адамия и др., 1974). По сравнению с осевыми базальтами восточного сегмента западные толеиты обогащены Mg, Cr, Ni и объединены K_2O , крупноионными литофилами, легкими РЗЭ (табл. 37, рис. 31). Но и эти базальты все еще отличаются от абиссальных толеитов по ряду геохимических признаков, обнаруживая более низкие концентрации TiO_2 , Cr, Ni, и более высокие — крупноионных литофилов также как и повышенное содержание H_2O , с которыми связано появление роговой обманки и отсутствие накопления железа в дифференцированном ряду (Адамия и др., 1974 Б).

Базальты дна Черного моря, сформированные в наиболее западной части Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта, в настоящее время недоступны для изучения. Но базальты абиссальной равнины Тирренского моря, сформированные в сходной тектонической обстановке в результате плиоценового спрединга в тылу Эоловой островной дуги, (Dietrich et al., 1977), могут рассматриваться как близкие аналоги черноморских.

Базальты Тирренской абиссали по минеральному составу и структуре близки срединно-океаническим толеитам. Содержание TiO_2 в них варьирует в широких пределах, но оно значительно повышено по сравнению с Аджаро-Триалетскими толеитами, в то же время концентрация K, Rb в них понижена по отношению к последним

и приближается к верхнему пределу концентрации этих элементов в срединно-океанических толеитах. Тем не менее, тирренские толеиты все еще отличаются от срединно-океанических повышенным содержанием Ba, Sr более высокими La/Yb отношениями (табл. 49), так же как и слабым накоплением железа в процессе дифференциации (Dietrich et al., 1977). Последнее указывает на повышенную водоносность магматических расплавов.

Та же тенденция эволюции характерна для осевых низкокальциевых базальтов из "тыловых" бассейнов запада Тихого океана. В Новогребридском интрадуговом бассейне, испытавшем лишь небольшой спрединг, толеиты островов Бэнкс (центральная часть рифта) обнаруживают большое сходство с островодужными толеитами (табл. 49, рис. 46), тогда как толеиты центральных частей "зрелых" бассейнов, испытавших значительный спрединг и сопряженных с океаническими островными дугами, по составу очень близки срединно-океаническим толеитам. Но даже и они все же обнаруживают слабые отличия от последних — характеризуясь в общем более низким содержанием TiO_2 и повышенными Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ отношениями (например, толеиты из центральной части бассейна Лай) или повышенным содержанием крупноионных литофилов и легких РЗЭ (Паресе Вела) (табл. 49).

Вышеприведенные данные позволяют сделать заключение, что по мере нарастания интенсивности рифтогенеза и спрединга, базальты из центральных частей внутридуговых и окраинных бассейнов Средиземноморья и запада Тихого океана постепенно обедняются K_2O , крупноионными литофилами, легкими РЗЭ и обогащаются Cr, Ni прогрессивно приближаясь к составу срединно-океанических толеитов. Но даже толеиты из наиболее зрелых окраинных морей (Паресе Вела, Лай) сохраняют слабые, но все еще заметные геохимические особенности, свидетельствующие об их родстве с островодужным магматизмом.

Низкотитанистые щелочные базальты окраинных
и внутридуговых бассейнов и проблема их ге-
незиса

Латеральная петрохимическая зональность базальтов окраинных и интрадуговых морей с очевидной депрессией содержания крупноионных литофильных элементов и легких РЗЭ в центральной части бассейна (Аджаро-Триалетия, окраинное море Большого Кавказа, интрадуговой бассейн Новых Гебрид, Бассейн Лай) сходна с хорошо из-

вестной латеральной зональностью вулканических серий, сформированных в континентальных и океанических рифтовых структурах. Но наряду с этим сходством существуют и существенные геохимические различия, в первую очередь выраженные в содержании Ti , Nb и Zr .

В отличие от вулканитов континентальных и окраинных рифтов, где наряду с повышением щелочности наблюдается существенное обогащение базальтоидов Ti , и геохимически тесно с ним связанными Nb и Zr , в базальтах окраинных и интрадуговых бассейнов с изменением щелочности содержание этих элементов варьирует незначительно и остается низким даже в породах с максимальным высоким содержанием K_2O (рис. 46, 47, 48).

В этих породах содержание Na_2O обнаруживает относительно небольшие вариации, и щелочность возрастает за счет возрастания содержания K_2O . Концентрация крупноионных литофилов в них обычно более значительна чем в сходных по щелочности и дифференцированности базальтах из континентальных и океанических рифтов.

Постоянно низкое содержание Ti , Nb , Zr , в общем более интенсивное обогащение K_2O , крупноионными литофилами и H_2O сближает щелочно-базальтовый магматизм окраинных и интрадуговых бассейнов с шохонитовым вулканизмом островных дуг, и возможно, обусловлено единым механизмом магмообразования в пределах активной континентальной окраины.

Из предложенных моделей островодужного магматизма гипотеза высокой степени плавления трансформированного мантийного источника, вызванное флюидами и обогащенными H_2O расплавами, поднимающимися из зоны субдукции (Keller, 1974; Nicholls, Withford, 1976) кажется наиболее приемлемой.

Отсутствие глубинных мантийных включений (гранатовых перидотитов) в базальтах интрадуговых и окраинных бассейнов также, как и некоторые геохимические свойства последних (низкое содержание TiO_2 , часто сочетающиеся с высокой магниальностью, широкое распространение пикритов), может быть объяснено высокой степенью плавления на небольших глубинах верхней мантии. Взаимодействие с флюидами и расплавами, поднимающимися из зоны субдукции, должно способствовать, с одной стороны, понижению температуры плавления мантийного вещества и, с другой стороны, его обогащению K_2O , крупноионными литофилами, редкоземельными элементами и H_2O .

Эти флюиды и расплавы, возникающие, очевидно, в восстановительной среде (Маркушев, Перчук, 1971) при подъеме извлекают из

Таблица 50

Состав основных типов базальтов некоторых континентальных и океанических рифтов

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	50,0	50,04	49,65	50,84	50,78	50,87	48,81
TiO_2	1,3	1,93	2,12	1,17	2,61	1,63	2,86
Al_2O_3	15,32	16,56	13,13	16,39	15,59	15,9	15,03
Fe_2O_3	1,37	3,31	4,09	2,15	2,85	4,4	10,22
FeO	9,3	7,48	8,55	8,52	8,12	5,75	2,56
MnO	0,13	0,19	0,17	0,15	0,21	0,13	0,25
MgO	7,95	5,19	6,67	7,14	3,79	6,05	4,26
CaO	11,65	11,33	10,63	8,99	8,97	7,67	8,48
Na_2O	2,5	2,99	2,93	3,08	4,16	3,58	3,58
K_2O	0,04	0,35	0,75	0,58	1,08	1,73	1,33
H_2O^+	0,58	0,38	0,35	0,47	0,42	0,83	1,03
H_2O^-	0,29	0,25	0,34	0,15	0,34	0,50	1,02
P_2O_5	0,13	-	0,34	0,17	0,69	0,55	0,57
Сумма	100,56	100,00	99,72	99,97	99,01	99,59	100,00
Ni	100	31	210	128	-	237	42
Co	47	-	-	44	52	39	-
Cr	375	-	-	295	85	198	300
V	305	-	-	200	-	197	320
Rb	2,3	7,3	5,2	-	23	-	39
Sr	89	240	241	520	360	1150	418
Ba	12	183	-	500	182	595	460
Zr	65	137	-	115	315	148	195
La	2,5	-	14	-	55	80	100
Ce	11	-	30	-	-	-	100
Yb	3,0	-	4,0	3	-	5	2
Y	57	28	-	33	39	52	31
Nb	-	11	-	-	43	-	59

1-толеиты абиссали Красного моря (17), 2-островной толеит Красного моря (16), 3-Афарский толеит (15), 4-толеит Рио-Гранде (18), 5-переходный базальт Зубаир (16), 6-слабощелочной базальт Рио-Гранде, 7-щелочной базальт Аден-Малый Аден (19).

Состав основных типов базальтов некоторых континентальных и океанических рифтов

	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	47,67	51,66	52,38	52,40	47,30	50,00
TiO ₂	3,20	0,83	0,68	1,04	2,98	2,79
Al ₂ O ₃	14,11	16,45	15,52	16,30	14,24	17,36
Fe ₂ O ₃	2,77	4,03	3,58	3,64	2,36	3,73
FeO	8,90	4,70	4,80	4,62	8,32	4,95
MnO	0,19	-	-	-	0,13	-
MgO	6,56	5,48	4,9	6,4	10,25	4,31
CaO	9,21	9,04	8,03	8,5	8,42	6,59
Na ₂ O	3,16	2,98	3,65	3,05	2,65	3,55
K ₂ O	3,58	2,94	4,73	2,53	1,70	2,95
H ₂ O ⁺	0,37	-	-	-	0,74	0,97
H ₂ O ⁻	0,17	-	-	-	0,53	0,59
P ₂ O ₅	0,61	0,32	0,46	0,60	0,18	0,34
Сумма	100,50	98,43	98,73	99,08	99,80	98,13
Ni	85	24	18	54	204	47
Co	45	20	20	-	44	34
Cr	312	77	40	147	368	109
V	2,58	200	190	214	118	140
Rb	135	73	170	62	57	102
Sr	925	1140	1330	973	683	990
Ba	1120	832	1181	561	657	935
Zr	393(4)	78	134	122	132	185
La	79,8	31	51	-	35	38
Ce	167	68	94	-	-	-
Yb	3,1	-	-	-	-	-
Y	35,7	15	14	18	16	20
Nb	110	-	-	-	-	-

8-калибазальт Западно-Африканского рифта (14), 9-10-трахибазальт и лейцитовый базальт Эоловой дуги (20), 11-шононит Папуа (21). 12-13-калиевый пикрит и щелочной базальт острова Гоф (22)

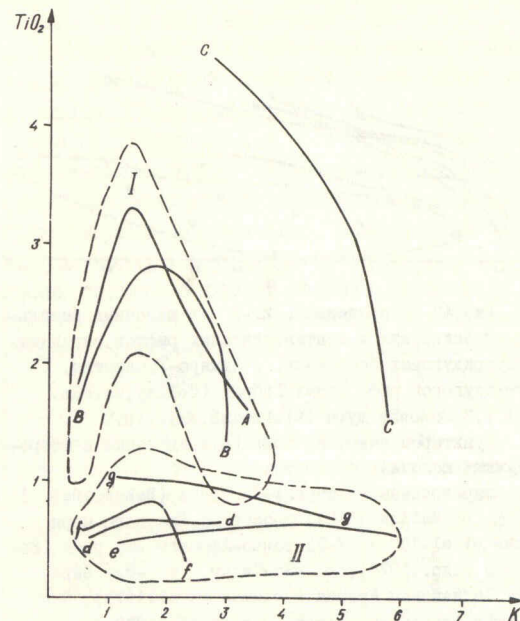


Рис.46. Соотношение TiO_2 -K в щелочных базальтах континентальных, океанических и интрадуговых рифтов и островных дуг. I поле щелочных базальтов и континентальных и океанических рифтов, очерченное по данным: о вулканитах Восточно-Африканского, Афар-Красноморского, Аденского рифтов (Mohr, 1971; Gass et al., 1973; Coleman et al., 1975) и щелочных базальтах Ян-Майена (анализы автора), Св.Елены (Walker, 1969), Гоф (Le Matre, 1962), Гавайских островов (Macdonald, Katsura, 1964) II поле островодужных и внутридуговых щелочных базальтов.

Вариационные кривые: В-Ян Майен, А-Св.Елена, с-Восточно-Африканский рифт (калиевые серии), d, e - южная и северная зоны Аджаро-Триалетия, г -Талыш и Карадж (Азизбеков и др., 1970, 1972), f -внутридуговой рифт Новых Гебрид (Colley, Warden 1974).

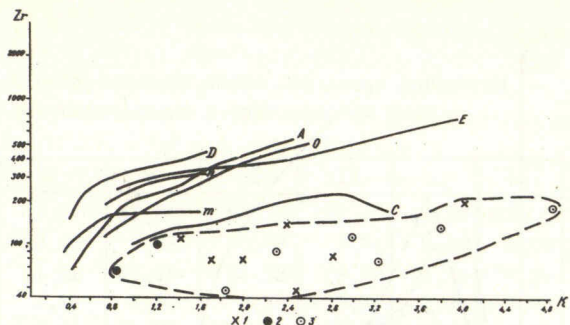


Рис. 47. Распределение Zr-K в щелочных базальтах океанических и континентальных рифтов, окраинных и внутридуговых бассейнов. 1-Аджаро-Триалетия, 2-внутридуговой рифт Новых Гебрид (Colley, Warden, 1974), 3-Эоловая дуга (Minkowich, Haas, 1972).

Пунктиром очерчено поле внутридуговых и островодужных щелочных базальтов.

Вариационные кривые: А-Св. Елена (Вагер, 1969), С-Гоф (Le Maitre, 1962), D-острова Красного моря (Gass et al. 1973), E-Восточно-Африканский рифт (Белусов и др., 1974), m -Эс-Сират, n -Эль Бирк (оба Саудавская Аравия (Coleman et al. 1975), o-бережье Аденского залива (Cox et al., 1970).

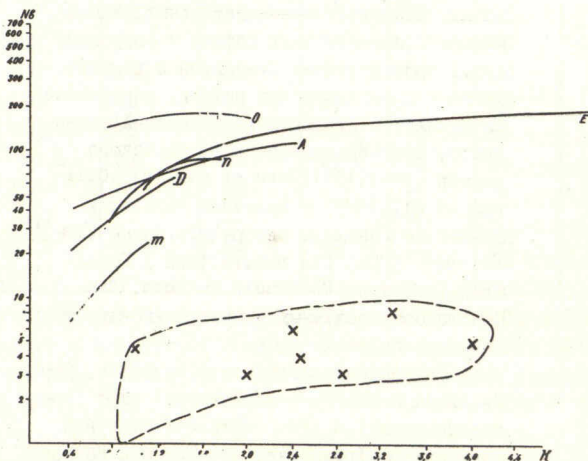


Рис. 48. Распределение Nb-K в щелочных базальтах океанических и континентальных рифтов, островных дуг, внутридуговых и окраинных бассейнов. Обозначения те же, что на рис. 47.

мантии в первую очередь сильные основания K, Rb, Ba, Sr и т.д., тогда как амфотерные Ti, Nb, Zr остаются относительно неподвижными. По мере увеличения глубины залегания пододвигающейся литосферной плиты (т.е. от океана к континенту), расплавы и флюиды, проходящие сквозь все возрастающий мантийный слой все более обогащаются K_2O и крупноионными литофилами. Этот эффект объясняет хорошо известную латеральную петрохимическую зональность островодужных вулканических серий, также как и повышенную щелочность базальтоидов, возникших на ранних стадиях развития интрадуговых и окраинных бассейнов.

С началом спрединга резкое падение давления в осевой зоне рифта может способствовать "вспучиванию" верхней мантии и значительной степени плавления мантийного вещества. В этих условиях интенсивность взаимодействия с расплавами и флюидами, поднимающимися из зоны субдукции, может быть незначительной и базальты по составу приближаются к срединно-океаническим.

Следует подчеркнуть, что наряду с высококальциевыми низкотитанистыми базальтами, которые доминируют среди вулканических серий окраинных и интрадуговых морей, в некоторых из них присутствуют относительно небольшие объемы обогащенных Na_2O высокотитанистых базальтов (мезозойское окраинное море Большого Кавказа, Тирренское море, Бассейн Лау - см. табл. 49). В кавказских палео-окраинных бассейнах они связаны с конечными этапами вулканических циклов и, по-видимому, свидетельствует о возросшей глубине плавления мантии в условиях понижающегося теплового потока.

Заключение

Имеющиеся данные о вулканической активности в древних и существующих окраинных и интрадуговых морях запада Тихого Океана и Средиземноморского пояса свидетельствуют об общих тенденциях эволюции этих бассейнов.

На ранних (доспрединговых) стадиях "тылового" рифтогенеза состав вулканических пород зависит от степени "зрелости" сопряженной островной дуги. Для высококальциевых андезитовых и шшонитовых островных дуг характерны щелочные или слабощелочные калиевые базальты, тогда как в "тыловых бассейнах" незрелых островных дуг формируются толеиты островодужного типа.

С началом спрединга в базальтах осевой части "тыловых" рифтов имеет место резкое понижение содержания K_2O , крупноионных литофильных элементов, легких РЗЭ, и породы прогрессивно

приближаются к срединно-океаническим толеитам. Но даже базальты из бассейнов, испытавших интенсивный спрединг и характеризующиеся океанической корой и ассоциирующие с океаническими островными дугами (Паресе Вела, Лау), все еще сохраняют слабо выраженные островодужные признаки (относительно низкое содержание TiO_2 , несколько повышенное содержание Rb , Ba , Sr , легких РЗЭ H_2O).

Щелочные и слабощелочные базальты "тыловых" бассейнов сильно отличаются от щелочных вулканитов океанических и континентальных рифтов своим постоянно более низким содержанием Ti , Nb и Zr часто сопровождающимися повышенной концентрацией K_2O и крупноионных литофилов. Этими геохимическими признаками они сходны с базальтами островодужных серий, что позволяет предположить общий механизм **магмообразования** для вулканитов активной континентальной окраины.

Предположение, что островодужные, интрадуговые и окраинные базальты образовались в результате высокой степени плавления верхних горизонтов верхней мантии (зона плагиоклазовых и шпинелевых перидотитов) кажется наиболее приемлемым. Плавлению мантии должно способствовать воздействие водных силикатных расплавов и флюидов, поднимающихся из зоны субдукции (Nicholls, Withford 1976). Эти флюиды очевидно, формируются в восстановительной среде и по мере возрастания глубины зоны субдукции (т.е. от континента к океану) все более обогащаются легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами, тогда как амфотерные Ti , Nb , Zr остаются относительно малоподвижными.

С началом спрединга резкое падение давления вызывает высокую степень плавления мантии независимо от воздействия воздымающихся флюидов и водных расплавов, влияние которых резко падает, и базальты прогрессивно приближаются к срединно-океаническим толеитам.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. - Изв. АН АЗССР, Баку, 1963.
- Абдуллаев Р.Н. Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа. - Изв. АН АЗССР, Баку, 1965.
- Абдуллаев Р.Н., Абдуллаев И.А., Аскеров Ф.Г., Исмет А.Р. О возрасте субщелочных вулканических пород Казахского прогиба (Малый Кавказ) по данным калий-аргонового метода. - ДАН АЗССР, 1971, т. XXII, № 2.
- Абдуллаев Р.Н., Гасанов Р.К. Особенности химизма позднегеосинклинальных вулканитов Сомхито-Агадамской зоны (Малый Кавказ). - Изв.

АН АЗССР, серия наук о Земле, 1974, № 3.

Абдуллаев Р.Н., Курбанов Е.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданоруденение Жижих-Чергакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 4.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема формирования глубоководной впадины Черного моря. - Геотектоника, 1974, № 1.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе И. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. ДАН АН СССР, 1974, т. 216, № 4.

Адамия Ш.А., Закаридзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, № 4.

Адамия Ш.А., Абесададзе М.Б., Кекелия М.А., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и блатомилониты Главного Кавказского хребта. - ДАН СССР, 1978, т. 24, № 5.

Адамия А.А. Минералого-геохимические особенности плио-плейстоновых эффузивных пород Ереванского грабенсинклинория. - Изв. АН АрмССР, 1973, т. 26, № 6.

Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. - М., Госгеолтехизд, 1961.

Азизбеков Ш.А., Дзопенидзе Г.С. Магматизм Кавказа, Ирана, Турции. Известия АН СССР, Сер. Геол., 1970, № 12.

Азизбеков Ш.А., Исмаил-заде А.Д., Шаровые лавы Талыша. - Изв. АН АЗССР, Науки о Земле, 1966, № 6.

Азизбеков Ш.А., Велиев М.М., Потапова Е.И., Гельдаринский субвулканический интрузив (Горный Талыш). - Изв. АН АЗССР, сер. наук о Земле, 1967, № 6.

Азизбеков Ш.А., Велиев М.М., Емельянов Е.Н. Субинтрузивные тела Космаянского прогиба (Горный Талыш). - Изв. АН АЗССР, сер. науки о Земле, 1968, № 4.

Азизбеков Ш.А., Гаджиев Т.Г., Разманов Ю. Нижнеэоценовый вулканический Ордубадского синклинория. - Изв. АН АЗССР, сер. наук о Земле, 1971, № 3-4.

Асланян А.Т., Сатян М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. - ДАН АН АрмССР, 1977, т. LXX, № 4.

Афанасьев Г.Д., Масуренков Ю.П. О кайнозойском магматизме Центрального Кавказа. - ДАН СССР, 1955, т. 105, № 3.

Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Кондаков А.Л. Мезо-кайнозойские

формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. - В сб.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М., "Наука", 1977.

Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Аникоев Н.Ф., Борсук М.А., Плошко В.В., Руб М.Г. Закономерности развития магматизма складчатой области. М, изд-во "Наука", 1968.

Багдасарян Г.П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. - В сб.: Вопросы вулканизма. М., Изд. АН СССР, 1962.

Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Цахкурянского антиклинория. - ДАН АрмССР, науки о Земле, 1976, № 1.

Белюсов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев К.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Серов В.В. Восточно-Африканская рифтовая система, т. III, М., Наука, 1974.

Беридзе М.А. Раннеюрский спилито-кварц-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование классических осадков. - Труды геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1973, вып. 38.

Беридзе М.А. Новые данные о раннеюрском вулканизме центральной Абхазии. - В сб.: Проблемы геологии Грузии. ГИН АН ГССР, новая серия, 1978, вып. 59.

Беридзе М.А., Пруидзе М.П., Чихрадзе Г.А. Опыт реконструкции ранне-юрских вулканических центров в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Палеовулканизм и его продукты. Материалы II Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск, 1977.

Беридзе М.А., Буадзе В.И. О генезисе колчеданного стратиморфного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия). - Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1.

Борсук А.М. Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. - В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы, М., "Наука", 1977.

Борсук А.С., Звягинцев Л.И. Геодинамические условия формирования плиоцен-антропогенной вулканоплутонической формации Большого Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1978, № 1.

Бурштар М.С., Мышкова Ю.Ф., Швембергер Ю.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс верхнего триаса - нижней юры Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности. - Литология и полезные иско-

паемые, 1973, № 6.

Вишневская В.С. О возрасте радиоларитов Севан-Акеринской зоны Малого Кавказа. - ДАН СССР, 1978, т. 224, № 6.

Вопросы геологии Талыша. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. - В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тбилиси, "Мецниереба", 1976.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. - Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 226.

Геология Азербайджана. Петрография, Баку, 1952.

Геология Армянской ССР. Петрография вулканических пород. - Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1970, т. IV.

Геология Армянской ССР, т. V, Литология. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1974.

Геология СССР, т. X, Грузинская ССР. М., "Наука", 1964.

Геология СССР, т. XIII, Армянская ССР. М., "Недра", 1970.

Геология СССР, т. XVII, Азербайджанская ССР. М., "Недра", 1972.

Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ. М.-Л., Госгеолиздат, 1947.

Гогшвили Т.Ш., Кипиани И.Б. Фашия красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейасе Локского массива (Юго-Восточная Грузия). - Сообщ. АН ГССР, 1975, 77(2).

Григорьев В.Н., Соколов С.Д. Поздненеонский вулканизм Гогасского синклинали (Малый Кавказ). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 10.

Гугушвили В.И. Меловой вулканизм Грузинской Глыбы. - Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1968, вып. 17.

Джанелидзе Т.В., Беридзе М.Г. Байосские вулканогенные образования Южного склона Большого Кавказа в пределах Рача-Сванетии. - Тр. научной сессии, посвященной 50-летию Октябрьской революции, Тбилиси, "Мецниереба", 1967.

Джанелидзе Т.В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1969.

Джанелидзе Т.В. Средняя юра северо-западной части Абхазии. - В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, "Мецниереба", 1972.

Джанелидзе Т.В., Папава Д.Ю., Девдариани Е.И. О некоторых особенностях байосской вулканической свиты юго-восточной периферии Дзирулского массива. - Изв. Геологического общества Грузии, 1972, т. VII, в. I, 2.

Джанелидзе Т.В., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Байос-порфиритовая

свита. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, "Мецниереба", 1972.

Джарбашян Р.Т., Елисева О.П., Мнацаканян А.Х., Остроумова А.С., Фаворская М.А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М., "Наука", 1968.

Джарбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Некоторые особенности строения комплексов Зангезура. - В сб.: Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Заметки Арм.отд. Всес. мин. общества, 1976, вып. 8.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.

Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. - Геотектоника, 1964, № 3.

Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. - Геотектоника, 1966, № 3.

Дзоценидзе Г.С. О некоторых общих особенностях мезо-кайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа. - В сб.: Проблемы металлогении и магматизма Кавказа. М., Наука, 1970.

Дзоценидзе Г.С., Твалчредидзе Г.А. Некоторые особенности вулканизма и металлогении Среднегорско-Понтийско-Сомхитского пояса. - Материалы VII съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Докл. сов. геологов, Киев, "Наукова думка", 1967.

Дзоценидзе Н.М. Геология Кельского вулканического нагорья. Тбилиси, "Мецниереба", 1972.

Дзоценидзе Н.М., Кулошвили С.И., Тутберидзе Б.Д. К геологии вулканоогенных образований центральной части Джавахетского хребта. - Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 74, № 3.

Дмитрова Е., Тодорова Т. Млади ультрабазиты от с. Драганци, Поляков Градско. Travaux sur la géologie de Bulgarie. Ser. Géochimie et Métal. 1961, 2.

Дмитрова Е., Бахнева Д., Маврузгиев Б., Каменов Б., Янев И. Магматические формации Болгарии. Geologica Balkanica, 1975, 5, № 1.

Добровольская Г.И. Литологическая характеристика лейасовых конгломератов района Ялты. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 69, № 1.

Добровольская Г.И., Снегирева О.В. Конгломераты Батагской свиты Крыма. ДАН СССР, 1962, 143/6.

Долгих А.Г., Черницын В.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудные минералы. 1971, Советская геология, № 2.

Жамойда А.И., Казинцева А.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 2.

Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород. Межд. Геох. конгресс. Тезисы докладов, М., 1971.

Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Древние аналоги интрадуговых рифтов в мел-палеогеновой островной дуге Малого Кавказа. - В сб.: Проблемы рифтогенеза, Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1975.

Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Кавказа. - Тезисы II Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, "Мецниереба", 1975.

Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Пополитов Э.И. Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Аджаро-Триалетского палеорифта. - Геохимия, 1978, № 6.

Земная кора и история развития Черноморской впадины. / Редакторы Ю.Д. Булаше, М.В. Муратов, С.И. Суоборотин, Б.К. Балавадзе, М., "Наука", 1975.

Зоненшайн Л.П., Горданицкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. - Геотектоника, 1977, № 2, 3.

Иванов Р.Д., Зидаров Н. Петрохимические исследования вверху терциерного вулканизма в планините Ограждан, Малашевска и Валахина в Юго-западной Болгария. Изв. на геол. институту, сер. геохимия, минералогия, петрография, 1968, вып. XVII, № 2.

Казанцев Ю.В., Нугманов Д.А. О структурном положении магматических пород в Крыму. - ДАН СССР, 1977, т. 233, № 1.

Казарян Г.А., Малхасян Э.Г. Изверженные породы горы Лялвар, Зап. Арм. отд. Всес. мин. о-ва, 1959, вып. 1.

Канчавели А.Л. Палеозойский и лейасовый кислый вулканизм в Грузии. - Вестник АН ГССР, 1969, 55(3).

Канчавели А.Л. О альб-сеноманском вулканизме в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Проблемы геологии Грузии, Тбилиси, "Мецниереба", 1978.

Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, 27(1).

Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов АрмССР, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972.

Кашкай М.А., Алиев В.И., Мамедов А.И., Махмудов С.А., Алиев А.А. Петрология и металлогения магматических пород бассейна р. Тутхун. Баку, Изд-во АН АзССР, 1967.

Кетин Ч. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). - Геотектоника, 1966, № 3.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., "Наука", 1975.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. Геотектоника, 1974, № 6.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения). Автохтон или аллохтон? - Геотектоника, 1976, № 4.

Кокоев С.Н., Плоско В.В. Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа. - Советская геология, 1975, № 2.

Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабияно-Малкинской зоны. М., "Наука", 1974.

Кондаков Л.А. О проявлениях субшелочного габброидного магматизма на территории нижнего Дагестана. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 2.

Короновский Н.В. Флюидпариты Верхнегегамского вулканического нагорья (Северный Кавказ). - ДАН СССР, серия геол., 1975, т. 220, № 2.

Котляр В.Н. Памбакский комплекс щелочных пород. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 2.

Коява В. К петрографии кислых эффузивов бассейна р. Галидзга. - Собр. АН ГССР, 1960, т. 25, № 5.

Кузмичева Е.И., Соколов С.Д. Возраст офиолитового вулканизма Севан-Акеринской зоны Малого Кавказа. ДАН СССР, 1975, т. 221, № 2.

Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. - Тр. ИГН, 1950, вып. 113, № 33.

Лебединский В.И., Макаров Н.И. Вулканизм Горного Крыма. Киев, Изд. АН УССР, 1962.

Лебединский В.И., Добровольская Т.И. О проявлении палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклинали. - ДАН СССР, 1962, 145/2.

Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза, М., "Наука", 1978.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969.

Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров. - ДАН СССР, 1971, 198(3).

Ломизе М.Г., Панов Д.И. Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). - ДАН СССР, 1975, 221, (2).

Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. - Вестник МОИП, сер. геол., 1974, № 2.

Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджаро-Триалетии. - В тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1974, вып. 44.

Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Латеральная петрохимическая зональность среднеэоценовых базальтовых серий западной Аджаро-Триалетии. - В сб.: Проблемы геологии Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1978, вып. 59.

Надарейшвили Г.Ш. Эоценовый вулканизм юго-восточной Гурии. - В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1974, вып. 44.

Малхасян Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1976.

Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. - Изв. АН СССР, сер. геол., геогр., биол., 1957, № 3.

Михайлов А.Е. Тектоника Добруджи. - Изв. вузов, геология и разведка, 1978, № 4.

Монов Б., Монахов И., Владов И. Проявления триаски вулканизма западной Предбалкан. - Сп. Българ. Геол. д-во, 1971, 32, 1.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Эразии. М., "Наука", 1975.

Меликсетян Б.М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежарского щелочного комплекса. В сб. "Петрология интрузивных комплексов важных рудных районов Арм. ССР," Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.

Милановский Е.Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе юго-западной Евразии. - В сб.: Развитие кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе. М., "Наука", 1969.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., "Недра", 1973.

Милановский Е.Е., Каминский В.Е., Седеко С.М. Геологическое сечение и история формирования Верхнегегамского вулканического горья. - В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа, 1966, № 3.

Мурадян К.М. Базумский рудный район Армянской ССР (Геология и рудоносность). Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1971.

Муратов М.В., Лыгатин Г.А., Успенская Е.А., Шалимова А.И. История геологического развития Крыма. - В кн.: Геология СССР, т. VIII, ч. I Крым, М., "Недра", 1969.

Остроумова А.С. Третичный вулканизм западного Даралагеца. Вопросы геологии Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.

Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. М., "Недра", 1967.

Остроумова А.С., Стануевич Е.К., Ценгер И.Я. Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с ней субвулканические образования. - В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской зоне (Карпаты, Крым, Кавказ), Львов, 1972.

Паланджян С.А., Сатян М.А., Степанян Ж.О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, №1.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4.

Рашков Р. Вьерху младопалеозойския вулканизъм в искърский пролом между селата Лакатник и Игнатица. Спис.Геол. д-во, 1962, 23,2.

Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и Юго-Западной Армении. Изв. АН СССР, сер.геол., 1971, № 7.

Ротман В.К., Марковский Б.А. Состав базальтов разных стадий тектономагматического цикла Западной Камчатки. - Докл. АН СССР, 1970, 193, № 6.

Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1979.

Сатян М.А., Степанян Ж.О. Радиолариты офиолитовых серий Армянской ССР, их палеогеографическое значение. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 1.

Соболев Н.Д., Лебедев-Звиновьев А.А., Назарова А.С., Вилюнова Л.П., Баталов Ш.С., Брилина О.М., Афанасьева Л.К. Неогеновые интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских минеральных вод. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. - Тр. ГИН АН СССР, М., "Наука", 1977.

Соловьев С.П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль. - Тр. ВСЕГЕИ, 1938, вып. 103.

Станишева Г. Лейцитовые базаниты в горах Гамаринской Бакаджик, Ямбол (НРБ). - Изв. геол. ин-т Болг. сер. геохим. минер. и петр., 1969, 18.

Станишева Г. Лимбургиты из трахибазальтовой формации в ямболском округе (Болгария). - Изв. геол. ин-та Българ. АН сер. геохим., минер., петр. 1970.

Станишева-Василева Г. Верхнемеловые магматические формации в Бургасском синклиналии. - Докл. Болг. АН, 1971, 24, II.

Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л., "Недра", 1976.

Суханов М.К., Цветков А.А. Магматические породы горного массива

Чаухи (Хевсуретия, Северный Кавказ). - Изв. АН СССР, серия. геол. 1975, № 1.

Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1958.

Схиртладзе Н.И. Средний и верхний карбон "толща нижних туфитов". В тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1965, вып. I.

Татишвили М.Г. Петрография и петрохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалцихо-Имеретинского хребта. - Геол. общ. Грузии, 1970, т. VI, вып. I, 2.

Хазарян Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части АрмССР. - Изв. АН АрмССР, 1971, т. 24, № 2.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, 1975, № 1.

Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М., "Наука", 1977.

Чернов В.Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. - Геотектоника, 1970, № 5.

Чечелашвили И.Д., Беридзе М.А. Литология палеогеновых образований Юго-Восточной Грузии. - В сб.: Материалы по литологии Юго-Восточной Грузии. Тбилиси, "Мецниереба", 1965.

Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1970, вып. III.

Чунев Д.К., Янкулова К., Колчевска К. Младопалеозойский вулканизм в ядрата на Белоградчишке антиклинала. Приноси към Геол. България, 1962., т. I.

Чунев Д.К., Колчева К., Янкулова К. Младопалеозойский вулканизм в Берковска Стара Планина. - Год. Соф. Унив. Геол. Геогр. фак. 1958, I.

Шубладзе Р.П. К петрохимии верхнеэоценовых вулканогенных пород (Адигенская свита) Ахалцихской депрессии. - Сообщ. АН ГССР, 1968, XIX.

Adamia Sh.A. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. (Discussion) Geol. Soc. Am. Bull., 1975, v. 86, N5.

Adamia Sh.A., Buadze V.I., Shavishvili I.D. The Great Caucasus in the Paleozoic: a geodynamic model in the "Metallogeny and plate tectonics in the NE Mediterranean". Faculty of Mineralogy and Geology, Belgrad, 1977, N3.

Aiello E., Bartolini C., Boccaletti M., Gočev P., Karaguleva , Kos

tandov V. and Manetti P. Sedimentary features of the Srednegorie zone (Bulgaria): An Upper Cretaceous intra-arc basin. *Sedimentary Geology*, 1977, 19, N1.

Alberti A., Comin-Chiaromonte P., Di Battistini G., Sinigoi S. and Zerbi M. Upper Eocene to Early Oligocene shoshonitic volcanism in Eastern Azerbaijan, Iran. *N. Jahrb. Mineral. Abh.* 1979, 134, 3.

Allenbach P. Géologie und Petrologie des Demavend und seiner Umgebung (Zentral Elburz). Iran. Abh. ETH Zurich, 1966.

Argyriadis J. Mesogée permienne, chaîne hercynienne et cassure tétysienne. *Bull. Soc. Géol. France*, 1975, t. XVII, N1, (7).

Asfar F.A. Geology of Miandab district of north-western Iran. *Bull. Mineral. Res. Expl. Inst. Turkey*, 1969, N64.

Assereto R. Explanatory text of the geological map of the upper Džadžerud and Lar valleys (Central Elburz, Iran), Milano, 1966.

Auboin J. Alpine tectonics and plate tectonics: Thoughts about the Eastern Mediterranean in Ager p.v. and Brooks M (eds) "Europe from crust to core", Willey and sons, London, 1976.

Ayan M. Contribution à l'étude pétrographique et géologique de la région située au Nord-Est de Kaman (Turquie). Publication de l'Institut d'études et de recherches minières de Turquie, Ankara, 1963, N°15.

Ayrancı B., Weibel M. Zum Chemismus der Ignimbrites des Erciyes-Vulcans (Zentral Anatolien). *Schweiz. Mineral., Petrogr., Mitt.*, 1973, 53, N1.

Bellon H., Letouzey J. Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean in Biju-Duval B. and Montader L. (eds.) "Structural history of the Mediterranean basins". Edition "Technip", Paris, 1977.

Belov A.A., Somin M.L., Adamia Sh.A. Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (Brief Synthesis). *Jahrb. Geol.*, 1978, B.A. 121/1.

Bergougnan H. Relation entre les édifices pontiques et tauriques le Nord-Est de l'Anatolie. *Bull. Soc. Géol. France*, 1975, t. XVII, N6, (7).

Bergougnan H. Structure de la chaîne pontique dans le Haut-Kuristan (NE de l'Anatolie). *Bull. Soc. Géol. France*, 1976, t. XVIII, N3, (7).

Biju-Duval B., Dercourt J and Le Pishon X. From the Tethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonics model of the evolution of the Western Alpine system. in Biju-Duval B. and Montader L. (eds.) "Structural history of mediterranean basins". Edition "Technip", Paris, 1977.

Boccaletti M., Guazzone G. Plate tectonics in the mediterranean region. - Ed. Petrol. Exploration Society of Libya, Tripoli, 1974.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. The Balkanids as an in tance of back arc thrust belt: Possible relation with Helleni *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1974, 85, N7.

Boccaletti M., Gočev P., Manetti P. Mesozoic isopic zones in th Black sea region. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 1974, 93.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Stanisheva-Vassiljeva G Late Cretaceous high potassium volcanism in eastern Srednegor Bulgaria. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1978, v. 89, N2.

Boccaletti M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Motamed A., Pasquare G., Radicati di Brozolo F., Amin-Sobhani J. Neogene an Quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran). *Bull. Vol* 1976-1977, 40, N2.

Braud J. Les principales étapes de la formation du Zagros d'a rés l'étude structurale de secteur Kurd (transversal de Kermns A.S.A.C.Fr), 1978, N4.

Braud J. et Ricou L.E. Elements de continuité entre le Zagros et la Turquie du Sud-Est. *Bull. Soc. Geol. France*, 1975, t. XVI, (7)

Brinkmann R. The geology of western Anatolia: in "Geology and History of Turkey", Tripoli, Lybia, 1971.

Brinkmann R. Geology of Turkey. Ferdinand Enke Ferl. Stuttgart, 1

Brunn J., Argyriadis G., Ricou L., Poisson A., Marcoux J., Gracian P. Ch. de Elements majeures de liaison entre Taurides et Helle nides. *Bull. Soc. Géol. France*, 1976, N2.

Bullard E.C., Everetti J.E., Smith A.G. In: A Symposium on conti tal drift". *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, 1965, ma 258.

Chateaufort J.J., Stampfle G. Palynoflore permo-triassique de l'Elburz Oriental. *Note Palin. Paleont. Univ. Genève*, 1978, 2/8.

Cogulu E., Delaloye M., Vuagnat M., Wagner J.J. Some geochemical geochronological and petrographical data on ophiolitic massif from Kizil Dag, Hatay, Turkey. *Abstr. Geochron. Isotope Geol.* SGE 1975, N18.

Coleman P.J. Geology of the Solomon and New Hebrides islands part of the melanesian re-entrant, southwest Pacific. *Pacific* 1970, 24.

Colley H., Warden A.J. Petrology of the New Hebrides. *Geol. Soc. Bull.*, 1974, v. 85, N10.

Conrad G., Conrad J., Girod M. Les formations continentales ter aires et quaternaires du bloc du Lout (Iran): importance du plu

nism et du volcanism. Mem. hors-ser. Soc. Geol. France, 1977, 8.

Crowford A.R. Iran, continental drift and plate tectonics: Proc. 24 th. Intern. Geol. Congress, 1973, v. 3.

Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B. and Bonin J. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull., 1973, 84, N10.

Dietrich V., Emmerman R., Keller J., Puchelt H. Tholeiitic basalts from the Tyrrhenian sea floor. Earth Planet. Sci. Lett., 1977, 36, N2.

Dietz R.S., Holden J.C. Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents. Permian to present. Journ. Geophys. Res., 1970, v. 75, N6.

Dzotsenidze G.S. Acid volcanism of the stage of subsidence of geosynclines. JUGG XV General Assemblies, Moscow, 1974.

Dürr S. Über alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/ SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittlern Ägais. Habil. Schr. N 1065, Marburg/Iran.

Enay R. Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassiques) et domaines biogéographiques nord et sud Téthysiens. Bull. Géol. Soc. France, 1976, t. XVIII, N2.

Ewart A. A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites and the olivine tholeiites of Nioua Fo'ou island, S.W. Pacific. Contrib. Minerol. Petrol., 1976, 58, N1.

Explanatory text of Zanjan Quadriangle Map. Geological Survey of Iran, Tehran, 1969, 61.

Explanatory text of the Bandar e Pahlevi Quadriangle map, Geological Survey of Iran, Tehran, 1975.

Explanatory text of the Quazvin and Rasht Quadriangle map. Geological Survey of Iran, Tehran, 1975.

Förster H., Fesefeldt R and Kursten M. Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt. Proc. 24th Intern. Geol. Congress, 1972, v. 2.

Fourquin C. L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent Européen, histoire paléogéographique et magmatique durant le secondaire et tertiaire. Bull. Geol. Soc. France, 1975, 17, (7).

Gansser A. The Taftan volcano (SE Iran). Ecl. Geol. Helveticae, 1971, v. 64, N2.

Gass L.G., Mallik D.J.I. and Cox G. Volcanic islands of the Red Sea. Journ. Geol. Soc., 1973, 129(3).

Gill J.B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. Geol. Soc. Am. Bull., 1976, v. 87.

Hsü K.J., Nachev J.K., Vucher V.T. Geological evolution of Bulgaria in eight of plate tectonics. Tectonophysics, 1977, 40.

Gočev P., Kostandov V., Savov S. and Zagorčev I. Srednegorie: in Mahel M (ed.). Tectonics of the Carpathian Balkan regions, Bratislava Geol. Inst. D. Stur, 1974.

Gonguoglu M.C. Geologie des westlichen Nidge-Massifs. Ph.D. Thesis, Bonn, 1977, p. 180.

Gorton M.P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. Geoch. Cosmoch. Acta, 1977, v. 41.

Graciansky P. Recherches géologiques dans le Taurus lycien occidental. Thèse doct. d'État, Orsay, 1972.

Guzol A. Plutonism calco-alkalin d'âge Alpin en Anatolie du Nord-Ouest. C.P. Acad. Sc. Paris, 1975, 280, série D.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 28.

Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati di Brozolo F. and Villari L. The Neogene calc-alkaline volcanism of central Anatolia. Geochronological data on Kaizeri. Nidge area. Geol. Mag., 1975, 112(4).

Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati F., Villari L. Neogene and Quaternary volcanism along the Taurus belt: inference for a geodynamic model. Comiss. Intern. Explor. ser. Mer Mediterranée Rapp. P.V. Reunions, Monaco, 1975, 23, N4^a.

Innocenti F., Mazzuoli R. Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). Bull. Volc., 1973, v. 36, (1).

Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati Di Brozolo F., Villari L. Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake van, Eastern Turkey). Journ. of volcanology and geothermal Research, 1976.

Ivanov R. Zonal arrangement of rocks series with respect to deep seated masses XXIII. Intern. Geol. Congress, v. 1, 1968.

Jenny J., Stampfli G. Lithostratigraphic du permien de l'Elburz oriental en Iran. Eclogae Geol. Helv., 1978, v. 71/3.

Joung D., Keller J. Die Jungen Vulcanite im Raum zwischen Konya and Kayseri. (Zentral Anatolien). Z. Dtsch. Geol. Gesellsch., 1972, 123, N2.

Jung D., Kursten M., Tarkian M. Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. A far between continental and oceanic rifting. A. Pilger and A. Rosler eds. JGS, Sci. Rep., 1975, N16.

Juteau T. Petrogènes des ophiolites des nappes d'Antalia (Taurus Lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. *Sci. Terre*, 1970, 15.

Juteau T. Les ophiolites des nappes d'Antalia (Taurides occidentales, Turquie). Petrologie d'une fragment de l'ancienne crûte océanique Téthysienne. *Sci. de la Terre. Mem. Fr.*, 1978, N32.

Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N11.

Keller J. Quaternary maar volcanism near Karapinar in Central Anatolia. *Bull. Volc.*, 1975, v. 38, N2.

Ketin J. Tectonic units of Anatolia. *Bull. MTA*, 1966, 66.

Khain V.E. Critical comparison of mobilistic models of tectonic developments of the Caucasus in Biju-Duval B. et Montader L. (eds). "Structural history of Mediterranean basins". Edition Technip, Paris, 1977.

Knipper A.L. Tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Intern. Symp. on Ophiolites, Nicosia. Volume of Thesis, 1979, p. 42-43.

Kraeff A. A contribution to the geology of the region between Sirya and Ardanuc. *Bull. Miner. Res. and Expl. Institute of Turkey*, 1963, N60.

Kraeff A. Geology and mineral deposits of the Hopa-murgul region. (Western part of province of Artvin, NE Turkey). *Bull. Mineral. Res. Expl. Institute of Turkey*, 1965, 62.

Lambert R. St. J., Holland J. I., Owen P. F. Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from mount Ararat, Turkey. *Journ. Geol.* 1974, v. 82, N4.

Lapparent A. F. de, Termier H. and Termier G. Sur la stratigraphie et la paléontologie de la série permo-carbonifère du Dasht-e-Navar (Afganistan). *Bull. Soc. Géol.*, 1970, t. 12, N3, (7).

Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N. Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar (Khorrossan-Iran). *N. Jb. Abh.* 1977, 131, 2.

Lescuyer J. L., Rioul R. Geologie de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. *S. I.* 1976.

Lescuyer J. L., Rioul R., Vivier G. Le volcanisme alcalin tertiaire de l'Azerbaïdjan (Iran). *Géochimie des éléments incompatibles et proposition d'un modèle de contamination pour la période miocène.* In 4 réun. Ann. Sci. Terre. Paris. Soc. Geol. Fr., 1976.

Letouzey J., Biju-Duval B., Dakel A., Gonnard R., Kristchek K., Montader L., Sungurlu O. The Black Sea: a marginal basin-geophysical

and geological data. In Biju-Duval B. et Montader L. (eds). "Structural history of Mediterranean basins" Edition Technip, Paris, 1977.

Lordkipanidze M. B., Zakariadze G. S. and Popolitov E. I. Volcanic evolution of marginal and interarc basins. *Tectonophysics*, 1979, 57, N1.

Mc Kenzie. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.*, 1972, 30, N2.

Miashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 1974, 274.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a Continental collision. *Science*, 1975, v. 189, p. 419-426.

Nicholls I. A. and Withford D. J. Potassium rich volcanic rocks of the Sunda island arc, Java, Indonesia. 25th International Geological Congress. Abstracts, 1976, v. 1.

Packham G. H., Falvey D. A. A hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 1971, 11.

Pazirandeh M. Distribution of volcanic rocks in Iran and a preliminary discussion of their relationship to tectonics. *Bull. Volc.*, 1973, 37(4).

Pearce J. A., Cann J. K. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1973, v. 19.

Peccerillo A., Taylor S. K. Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from Pontic chain north Turkey. *Bull. Volc.*, 1975, (paru 1976), 39, N4.

Peccerillo A., Taylor S. K. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contr. Minerl. Petrol.*, 1976, 58.

Ricou L. E., Ante-tectonic position of the peri-arabic ophiolites and radiolarites. Correlation with Taurides and Hellenides. Tehran Symp. on the geodynamics of SW Asia. Sp. Pub. of the Geol. Survey, Iran, 1975.

Ricou L. E. Evolution structural des Zagrides, la région clef de Neyriz (Zagros Iranien). *Mém. Soc. Geol. France*, 1976, N. 125.

Ricou L. E., Argyriadis I. et Marcoux J. L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. Geol. Soc. France*, 1975, t. 17, N6, (7).

Ricou L. E., Braud J., Brunn J. H. Le Zagros. *Mem. h. sér. Soc. Geol. France*, 1977, N8, p. 33-52

Sleep N., Toksös M. N. Evolution of marginal basins. *Nature*, 1971, v. 233.

- Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 1971, v. 82, N8.
- Stalder P. Magmatism tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout. Elburz Central (Iran). Sch. - iz. Miner. und Petr. Mitteilungen, 51, 1971, h. 1.
- Stanton R.L., Bell J.D. Volcanic and associated rocks of the New Georgian group. British Solomon Islands protectorate. Overseas Geol. Min. Res., 1969, v. 10, N2.
- Stanisheva-Vassileva G. Cretaceous magmatic formations in the Burgas synclinorium. Acad. Sci. Bulgaria. Compte Rendues, 1971, v. 24.
- Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran - a review. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, v. 52, N7.
- Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran: in C.A. Burke and Drake C.L. (eds.). The geology of continental margins". Springer Verlag - New York - Heidelberg, Berlin, 1974.
- Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Mem. h. sér. Soc. Geol. France, 1977, N8, p. 333-353.
- Takin M. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 1972, v. 235, N5.
- Taner M.E. Etude géologique et pétrographique de la région de Guneyce-Ikizdere, située au sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie). Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève. Imprimé de la section de physique, 1977.
- Taylor B.R. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the Andesite-Conference. Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull., 1969, 65.
- Tchunev D., Bonev P. Sur l'évolution du volcanisme stephanopermien dans le système plissé des Balkanides de Bulgarie. Geologica Balkanika 5, Sofia, 1975.
- Termier H. et Termier G. Distribution des faunes marines dans le sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale de Gondwana au cours du paléozoïque supérieur. Annales Soc. Géol. Belges, 1974, t. 97, N2.
- Zankl H. Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges in Querprofile der Harzit-Tales, NE Anatolien. Geologische Rundschau, 1961, 51.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Постановка проблемы.....	5
Основные тектонические единицы.....	7
ОТ ПАЛЕЗОЙСКОГО К МЕЗОЗОЙСКОМУ ТЕТИСУ	
УНАСЛЕДОВАННОЕ РАЗВИТИЕ ИЛИ ЗАРОЖДЕНИЕ НОВОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ	
СТРУКТУРЫ.....	
ЮРСКО-НИЖНЕОКОМСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ.....	22
Кавказ.....	22
Юрско-нижне меловой вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса.....	50
Выводы.....	52
АПТСКО-ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ.....	56
Кавказ.....	56
Верхнемеловой вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса.....	72
Выводы.....	79
ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ.....	80
Кавказ.....	81
Палеогеновый вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса.....	99
Выводы.....	104
МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ.....	107
Кавказ.....	107

Миоцен-четвертичный вулканизм сопредельных Кавказу регионов Средиземноморского пояса.....	I12
Выводы.....	I20
АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА.....	I22
ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ОКРАЙНЫХ И ВНУТРИДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ.....	I30
Вертикальная и латеральная эволюция вулканических серий интрадуговых и окрайных морей.....	I31
Эволюция низкокальциевых базальтовых магм по мере возрастания интенсивности рифтогенеза.....	I36
Низкотитанистые щелочные базальты окрайных и интрадуговых бассейнов и проблема их генезиса.....	I37
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	I43

ИБ I248

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского Совета
Академии наук ГССР

Редактор Г.С.Закаридзе
Редактор издательства Т.П.Бокучава
Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в производство 7.VII.80 ; Подписано к печати 6.6.80;
Формат бумаги 60x90^I/16; Бумага офсетная; Печатных л. 10,3;
Уч.-издат.л. 10,2

УЭ 01131; Тираж 500; Заказ 2423
Цена 1 руб.

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19