

М. Г. ЛОМИЗЕ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ОБСТАНОВКИ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО  
ВУЛКАНИЗМА



# ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА



МОСКВА «НЕДРА» 1983



**Ломизе М. Г.** Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.— М.: Недра, 1983, 194 с.

На сравнительном материале по Андам, Кавказу и Карпатам (в условиях периокеанических и внутриконтинентальных геосинклинальных обстановок) рассмотрена связь вулканических формаций с геосинклинальными режимами. Предложена типизация геосинклиналей, основанная на различиях вулканизма. Состав вулканических формаций интерпретируется как отражение геодинамического режима, а петрохимическая структура этих формаций рассматривается в зависимости от тектонических обстановок. С учетом вулканизма производится палеотектоническая реконструкция геосинклинали.

Для геологов и тектонистов, работающих в геосинклинальных областях.

Табл. 16, ил. 39, список лит. — 150 назв.

Рецензент — чл.-кор. АН СССР *И. В. Луцицкий* (Институт Литосферы АН СССР).

10114



Последние десятилетия ознаменовались бурным развитием геотектоники и пересмотром ее прежних концепций на основе новых фактов и взаимоотношений, которые вскрываются благодаря все возрастающим возможностям геолого-геофизических и петролого-геохимических исследований не только на континентах, но и в океанах. Учение о геосинклиналях, как один из фундаментальных разделов тектоники, стало объектом такого критического пересмотра. Остро стоят вопросы типизации геосинклиналей с учетом их глубинного строения и режима, об их соотношении с современными активными зонами, с процессами спрединга и субдукции на границах литосферных плит. Это определило интерес к изучению геосинклинального вулканизма и его тектонических обстановок: именно магматические образования несут наибольшую информацию о глубинном режиме геосинклиналей прошлого, а среди них именно вулканы позволяют оценить этот режим с позиций актуализма, поскольку обстановка становления многих вулканических формаций может быть определена в настоящее время всей совокупностью геолого-геофизических наблюдений.

Таким образом, пополняющиеся сведения о соотношениях современного вулканизма с живой тектоникой и сопутствующими геофизическими параметрами коры и мантии открывают новые возможности и перед палеотектоническим анализом. На основе более полного актуалистического подхода с учетом данных экспериментальной петрологии об условиях зарождения главных типов магм и появления их в определенном сочетании могут ставиться вопросы взаимосвязи палеовулканизма с конкретными геодинамическими режимами. Этот аспект проблемы геосинклинального вулканизма и находится в центре внимания в настоящей работе. Решение указанных вопросов, в свою очередь, создает условия для нового понимания и более полной расшифровки закономерностей размещения и эволюции вулканизма, поскольку сходные режимы (и сходный вулканизм) могут проявляться в разных тектонических единицах и на разных стадиях их развития.

Характер поставленной задачи требовал детальной увязки вулканических проявлений с тектоническими обстановками при учете взаимного расположения и взаимодействия структурных элементов геосинклинальной области. Поэтому в основу исследования положен подробный анализ вулканизма всего лишь нескольких, но достаточно представительных и вместе с тем различных геосинклинальных областей. Это альпийские геосинклинальные области Кавказа, Карпат и Центральных Анд, развитие которых протекало одновременно, что повышает возможности их сравнительно-тектонического изучения. Собственно геосинклинальный (дорогенный) вулканизм и тектоника всех трех областей служили объектом полевых исследований или маршрутных наблюдений автора, что облегчило использование большого литературного ма-

териала. В необходимых случаях к рассмотрению привлекаются также данные по другим мезозойско-кайнозойским геосинклинальным областям Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов.

В суждениях и выводах автор нередко опирается на материал ряда более ранних своих работ, опубликованных в журналах «Советская геология», «Геотектоника», «Известия АН СССР», «Доклады АН СССР» и др.

Автор глубоко признателен В. Е. Хаину за внимание к настоящей работе, ценные советы и дискуссии, всегда носившие творческий характер. Автор искренне благодарен Т. И. Фроловой, М. Б. Лордкипанидзе, И. В. Лучицкому, А. Л. Книпперу и В. Г. Тихомирову за замечания и соображения, высказанные при обсуждении работы, а также М. М. Чеховских, под руководством которой в спектрохимической лаборатории Геологического факультета МГУ выполнялись анализы вулканических пород из коллекций автора, М. К. Суханову, А. А. Цветкову, А. Л. Канчавели и Д. И. Панову, предоставившим неопубликованные петрохимические данные.

Таким образом, в настоящей работе автор ставит перед собой задачу рассмотреть в свете современных представлений о соотношениях тектонических процессов с вулканизмом в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. В работе рассматриваются вопросы формирования вулканических областей в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. Автор ставит перед собой задачу рассмотреть в свете современных представлений о соотношениях тектонических процессов с вулканизмом в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. В работе рассматриваются вопросы формирования вулканических областей в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов.

Характер поставленной задачи требует рассмотрения вулканических областей в свете современных представлений о соотношениях тектонических процессов с вулканизмом в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов. В работе рассматриваются вопросы формирования вулканических областей в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов.

## Часть I

# ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА, КАРПАТ И АНД

## Глава I

### ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ КАВКАЗА И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Среди геосинклинальных областей, находящихся на территории нашей страны, Кавказ занимает особое место. Наиболее представительный и доступный для изучения из молодых горноскладчатых сооружений, он раньше других стал объектом разносторонних региональных исследований и уже с начала текущего столетия служил своего рода полигоном, где проверялись или разрабатывались основные концепции развития геосинклиналей и их магматизма. К. И. Богданович одним из первых применил к Кавказу учение о геосинклиналях. В начале 30-х годов О. С. Вялов и Н. Б. Вассоевич использовали при трактовке Кавказа схему Л. Кобера. В конце 30-х годов именно на кавказском материале В. В. Белоусов разработал известную схему развития геосинклинальной области, которая оказала большое влияние на подход к изучению многих других складчатых областей. Наконец, на современном этапе исследований Кавказ послужил для советских геологов одним из первых объектов приложения идей «тектоники плит» и их апробации в условиях геосинклинальной складчатой области. Кавказ явился благоприятным объектом и для разработки вопросов геосинклинального магматизма, его связи со структурными элементами и их развитием. В этом отношении работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца, Г. С. Дзоценидзе, Г. Д. Афанасьева и другие внесли важный вклад в теорию и методику подобного рода исследований.

### Тектоническое районирование

Основы тектонического районирования Кавказа были заложены В. П. Ренгартеном, который противопоставил крупные относительно стабильные плиты разграничивающим их подвижным складчатым зонам. Отчетливо выражена и более дробная тектоническая зональность, выявленная и обоснованная в трудах А. И. Джанелидзе, И. Г. Кузнецова, В. Н. Робинсона, К. Н. Паффенгольца, И. Р. Кахадзе, Л. Н. Леонтьева, М. М. Рубинштейна,

А. Т. Асланяна, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина, П. Д. Гамкрелидзе, А. А. Габриеляна, Э. Ш. Шихалибейли и многих других. Однако для целей настоящего исследования целесообразна группировка структурных элементов в крупные тектонические единицы, различающиеся не только наиболее важными особенностями состава, мощности и структуры осадочных комплексов, но и характером магматизма. Если отвлечься от наложенных структур орогенного этапа, то можно различить (с севера на юг): Северо-Кавказскую плиту, Бзыбско-Казбекскую складчатую зону, Закавказскую плиту и, начиная с Севанской офиолитовой зоны, — сложную построенную область Тавро-Анатолид, которая простирается вплоть до Аравийской платформы и попадает в пределы Кавказа лишь на небольшом участке (рис. 1).

Северо-Кавказская плита представляет собой вовлеченную в сводовое поднятие Большого Кавказа южную часть

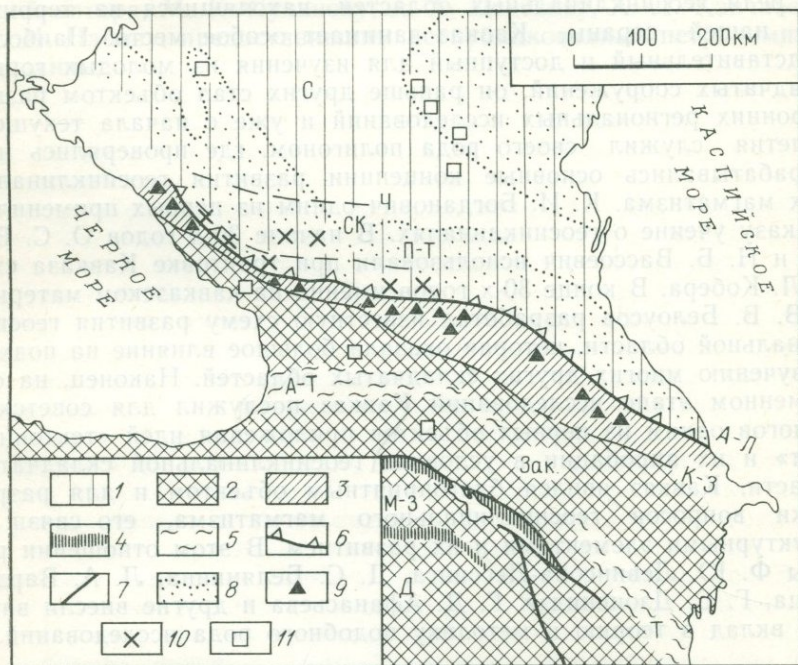


Рис. 1. Тектоническое районирование Кавказа и размещение вулканических проявлений в лейасе — аалене.

1 — Северо-Кавказская плита, объединяет северные зоны складчатой системы Большого Кавказа, Северо-Кавказский краевой массив (СК) и смежные территории Скифской платформы (С); 2 — Закавказская плита (Зак), Мисхано-Зангезурский (М-З) и Даралагёзский (Д) массивы; 3 — Бзыбско-Казбекский геосинклиальный трог; 4 — Севанская и Вединская офиолитовые зоны; 5 — наложенные позднеальпийские Аджаро-Триалетская (А-Т) и Талышская (Т) складчатые системы; 6 — Авдхарско-Ларская структурная линия (А-Л); 7 — главные разломы (Ч — Черкесский, П-Т — Пшекиш-Тырныаузский, К-З — Краснополяноско-Зангинский); 8 — распространение морских отложений на Северо-Кавказской плите; 9 — толеит-базальтовый вулканизм; 10 — Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма; 11 — вулканические проявления в Предкавказье и на Закавказской плите

Скифской платформы. Плита обнаруживает блоковое строение, в ранней юре и аалене она объединяла наиболее приподнятую и стабильную Лабино-Малкинскую зону, узкую Пшекиш-Тырныаузскую зону и расположенные к югу от нее краевые зоны, испытывавшие относительное опускание и служившие северным бортом геосинклинали Большого Кавказа. Это Архыз-Гузерицкая зона, Псеашхинская, Домбайская и северная часть Штулу-Харесской депрессии, Восточно-Балкарская, Дигоро-Осетинская зоны и Внешняя зона Горного Дагестана. Начиная с поздней юры, эти дробные тектонические единицы почти утратили свою самостоятельность: и на западе (на левобережье р. Белой), и на востоке (на правобережье р. Чегем) можно видеть, что они перекрыты единой и пологой моноклиналью верхнеюрских отложений.

Южная граница Северо-Кавказской плиты выражена системами разрывных нарушений, которые мы объединяем под названием Авадхарско-Ларсской структурной линии. Отдельные ее элементы были описаны в разное время: это Тугупсинский разлом В. Е. Хаина, Авадхарский надвиг В. И. Курочкина, Гутнатикауская тектоническая линия Л. А. Варданянца, Бурон-Ларсский разлом Г. Д. Аджирея, а также разломы, пересекающие р. Ассу к югу от селения Пуй и протянувшиеся далее через Горный Дагестан. Для раннегеосинклиальной стадии мы считаем Авадхарско-Ларскую структурную линию одной из важнейших в масштабах Кавказа. На всем своем более чем 800-километровом протяжении она отделяла сравнительно мелководные фации Северо-Кавказской плиты от более глубоководных фаций Бзыбско-Казбекской зоны, разграничивая области известково-щелочного и толент-базальтового вулканизма. Авадхарско-Ларсская структурная линия дважды пересекает водораздел Большого Кавказа: от р. Шахе до верховьев р. Риони она тянется вдоль его южного склона, а западнее и восточнее уходит далеко в пределы северного склона. Поэтому мы отказались от орографических названий тектонических зон (таких как зона Главного хребта, зона Южного склона), которые традиционны для геологии Кавказа, но не раз уже приводили к геологическим ошибкам и недоразумениям.

Бзыбско-Казбекская складчатая зона — линейно вытянутая подвижная зона, разделявшая Северо-Кавказскую и Закавказскую плиты и контролировавшая заложение наиболее глубоких прогибов в осевой части геосинклинали Большого Кавказа. Зона была выделена и прослежена в Центральной Кавказе Д. И. Пановым (1976) \* в качестве структурно-фациальной единицы раннеюрской геосинклинали. На Северо-Западном Кавказе она выражена Гойтхско-Ачишхинской зоной, на Юго-Восточном — Внутренней зоной Горного Дагестана. Приуроченные к этой зоне

---

\* Бзыбско-Казбекская зона понимается нами более узко, чем Д. И. Пановым. Из нее исключены Псеашхинская, Домбайская и северная часть Штулу-Харесской депрессии, которые мы относим к Северо-Кавказской плите.

мощные ниже- и среднеюрские песчано-глинистые отложения с горизонтами вулканитов были сжаты в складки, рассланцеваны и умещаются сейчас в полосе шириной 30—90 км, местами пережатой до нескольких километров. Южной границей этой полосы, отделяющей ее от Закавказской плиты, служит Краснополяско-Зангинская система разломов, которая протягивается почти прямолинейно вдоль южного склона Большого Кавказа более чем на 750 км. Эта граница выражена преимущественно взбросами и надвигами, по которым сланцево-граувакковые и флишевые формации складчатой системы Большого Кавказа налегают с севера на край Закавказской плиты. Наиболее известны: на западе — Чемитокваджинский (по Ч. Б. Борукаеву) и Краснополянский (по В. Н. Робинсону) надвиги, на центральном отрезке — «южный флишевый надвиг» Рачи (по П. Д. Гамкрелидзе), разрывы Жинвальской системы (по Д. А. Булейшвили) и некоторые надвиги Кахетинского хребта (по Н. Б. Вассоевичу), а на востоке — Кайнарско-Зангинская зона разломов (по Э. Ш. Шихалибейли).

Закавказская плита понимается нами в тех границах, в каких она была выделена В. П. Ренгартеном. Наряду с Рионской и Куринской депрессиями к ней отнесены часть южного склона Большого Кавказа, а также Сомхетский, Шахдагский, Мровдагский и Карабахский хребты на Малом Кавказе. В палеогене Закавказская плита была рассечена Аджаро-Триалетским и Талышским геосинклинальными прогибами. В настоящее время одни участки плиты погребены под наложенными впадинами, другие выступают в Дзирульском, Храмском и Локском массивах. Северный край плиты (Гагринско-Джавская и Вандамская зоны) был вовлечен в опускания геосинклинали Большого Кавказа и служил ее южным бортом. Южный край плиты (Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны) также обнаруживал повышенную мобильность. Западным продолжением Закавказской плиты служат Восточные Понтиды.

Севанская офиолитовая зона ограничивает Закавказскую плиту с юга и представляет собой один из отрезков важнейшего структурного шва, протянувшегося вдоль Средиземноморского пояса. На Кавказско-Таврском пересечении она начинается область Тавро-Анатолид, тектоника которых определяется наличием большого числа массивов с докембрийским кристаллическим фундаментом и фанерозойским чехлом, разделенных офиолитовыми зонами. В пределах Кавказа находятся Мисхано-Зангезурский, Даралагёзский массивы и расположенная между ними Вединская офиолитовая зона.

В ходе развития геосинклинальной области Кавказа палеотектоническое выражение перечисленных структурных элементов менялось. Существенные изменения произошли, в частности, при переходе от раннеюрской стадии (включающей и ааленский век) к среднеюрской, а затем в поздней юре при заложении флишевых прогибов Большого Кавказа, развитие которых продолжалось

вплоть до раннего кайнозоя. Другим важным событием было замыкание в позднемеловое время Севанского и Вединского офиолитовых прогибов.

## Главные проявления вулканизма

Вопросы размещения и структурной приуроченности вулканизма на ранних стадиях развития Кавказской геосинклинали получили оценку в исследованиях И. Г. Кузнецова, Л. А. Варданяца, А. П. Лебедева, К. Н. Паффенгольца, затем обсуждались в работах Г. С. Дзоенидзе, А. А. Габриеляна, Р. Н. Абдуллаева, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина, А. Л. Цагарели, Р. Т. Джрбашяна, Э. Г. Малхасяна, С. И. Баласаняна, а в последнее пятилетие — Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе, И. П. Гамкрелидзе, А. М. Борсука (1979) и целом ряде других. Характеристике вулканических образований посвящено большое количество работ. При анализе и обобщении этих данных автор опирался на результаты своих исследований на Северо-Западном Кавказе и в офиолитовых зонах Малого Кавказа, а также на маршрутные наблюдения в большинстве остальных районов проявления мезозойского вулканизма.

### Вулканические проявления в пределах Северо-Кавказской плиты

Главные проявления вулканизма на этой территории имели место в начале альпийского этапа (в раннем и среднем лейасе) и размещались преимущественно близ южного края Северо-Кавказской плиты. Возникшие при этом Дигоро-Осетинская, Карачаевская и Авадхарская вулканические области разобщены, но укладываются в полосу шириной до 80 км и рассматриваются нами как элементы единого Северо-Кавказского вулканического пояса (см. рис. 1). Не исключено, что в это же время формировалась и часть плохо датированных вулканитов преимущественно кислого и среднего состава, вскрытых скважинами севернее — в центральных частях Скифской платформы: в Ейско-Березанском районе и в районе Арзгира. В средней юре на небольшом участке в Восточно-Балкарской тектонической зоне возникла Чегемско-Черекская вулканическая область с разнообразным, в первую очередь высокощелочным, составом лав. Несколько центров известково-щелочного вулканизма размещались в средней юре на Скифской платформе. Там же в раннем мелу произошли небольшие по объему излияния базальтов.

**Северо-Кавказский вулканический пояс** (ранний — средний лейас). Еще в 40-х годах А. П. Лебедев наметил «Северную (андезито-дацитовую) периферическую зону» раннеюрского вулканизма Большого Кавказа, противопоставляя ее «Центральной

(диабазовой) зоне». Располагая гораздо более полными геологическими и петрологическими данными, мы убеждаемся в значимости такого разграничения, приуроченного к намеченной нами Авадхарско-Ларской структурной линии. К северу от нее на краю Северо-Кавказской плиты протянулся вулканический пояс известково-щелочного вулканизма. К югу, в Бзыбско-Казбекской тектонической зоне, близкие по возрасту проявления вулканизма представлены главным образом толентавыми базальтоидами.

Дигоро-Осетинская вулканическая область — крайняя на востоке Северо-Кавказского пояса. По данным Л. А. Варданянца, Г. Д. Аджирея, А. П. Лебедева, Д. И. Панова, А. А. Цветкова и других исследователей, вулканическая толща синемюра — карикса с резким несогласием лежит на гранитах и других породах палеозойского фундамента. Мощность ее варьирует от 120—150 до 650—900 м, в целом она уменьшается в западном направлении, а также близ южного края области. Состав вулканитов дацитовый, реже андезитовый, в петрохимическом отношении это дифференцированная дацитовая формация известково-щелочного типа (см. табл. 4, 6) \*. Преобладают, с одной стороны, мелководно-морские пирокластические и туфогенно-осадочные образования, с другой — субвулканические; эффузивных пород немного. Тектоническая структура сравнительно проста: вулканогенная толща нарушена крутыми разрывами и изогнута в крупные складки с выходами кристаллических пород фундамента в ядрах антиклиналей.

Авадхарская вулканическая область размещается на западном окончании Северо-Кавказского пояса (см. рис. 1). Мы объединили с ней также и небольшие поля вулканитов Домбайской депрессии. Первые проявления вулканизма происходили в раннем лейасе. О них можно судить по наличию кислого пирокластического материала в базальном горизонте лейаса на горе Чугуш (по С. Л. Бызовой), в районе перевала Псеашхо (по Н. И. Пруцкому), в бассейне р. Лашипсе (по М. А. Беридзе) и в районе горы Абаго. Более интенсивный вулканизм начался в домерском веке, когда образовался описанный автором авадхарский вулканогенный горизонт риолитовых туфобрекчий и туфов мощностью около 150 м, залегающий среди глинистых сланцев. Восточнее, по берегам р. Санчаро, на хребтах Гурджишха и Ахукдара, согласно М. А. Беридзе, есть и базальтоиды, а мощность достигает 500 м.

В Домбайской депрессии И. М. Мирчинк, Д. И. Панов и В. И. Шевченко описали домбайский вулканогенный горизонт мощностью около 300 м. Он залегает среди глинистых сланцев среднего лейаса и сложен эффузивными, пирокластическими и субвулканическими породами как среднего, так и кислого состава.

---

\* Применяемая здесь и далее номенклатура вулканических формаций поясняется в части II, гл. 1. Там же размещены петрохимические таблицы.

ва. Вулканы авадхарского и домбайского горизонтов образуют непрерывную базальт-риолитовую формацию (см. табл. 9).

Карачаевская вулканическая область изучалась П. И. Лебедевым, Л. А. Варданянцем, Д. И. Пановым, Л. А. Кондаковым. Вулканы приурочены к хумаринской и шоанской свитам среднего лейаса, которые пологим чехлом перекрывают домезозойский фундамент. В угленосной хумаринской свите залегают два линзовидных горизонта пирокластических и эффузивных пород дацитового и андезитового состава мощностью 100—120 м. Вулканы верхней, шоанской свиты развиты локально, их мощность близ вулканических центров достигает 330 м. Это лавы, лавобрекчии и туфы андезитового и андезито-базальтового состава.

Карачаевская вулканическая область размещалась ближе к приподнятым центральным частям Северо-Кавказской плиты. Вулканизм протекал вначале в прибрежно-морских, а затем в континентальных условиях. Он сопровождался внедрением многочисленных субвулканических тел. Судя по петрохимическим данным, совокупность вулканитов может рассматриваться как непрерывная андезит-риолитовая формация (см. табл. 9).

**Чегемско-Черекская вулканическая область** (байосский век средней юры). Эта небольшая по размерам вулканическая область возникла в Восточно-Балкарской тектонической зоне в байосе. Она находилась в тылу заложившегося в это время мощного Закавказского вулканического пояса (рис. 2). Вулканические образования изучались Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, Д. С. Белянкиным, И. Г. Кузнецовым, А. П. Лебедевым, А. М. Борсуком, А. А. Цветковым. Их принадлежность к нижнему байосу была установлена Н. В. Безносовым и В. П. Казаковой. Песчано-глинистая толща юрских отложений залегает моноклинально, перекрывая метаморфические сланцы и граниты фундамента. Насчитывается до трех линзовидных вулканогенных горизонтов мощ-

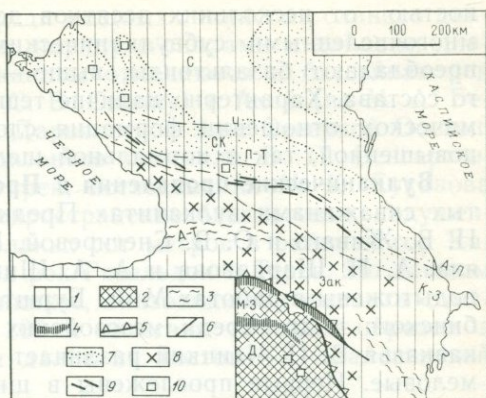


Рис. 2. Размещение вулканизма в геосинклинальной области Кавказа, средняя юра.

1 — Северо-Кавказская и Закавказская плиты; 2 — Мисхано-Зангезурский (М-З) и Даралагзский (Д) массивы Тавро-Анатолид; 3 — наложенные позднеальпийские Аджаро-Триалетская (А-Т) и Талышская (Т) складчатые системы; 4 — Севанская и Вединская офиолитовые зоны; 5 — южный край Закавказской плиты; 6 — главные разломы: Черкесский (Ч), Пшекиш-Тырныаузский (П-Т), Авадхарско-Ларский (А-Л), Краснополяно-Зангинский (К-З); 7 — распространение морских отложений на Северо-Кавказской плите; 8 — Закавказский пояс известково-щелочного вулканизма; 9 — линейные рои диабазовых даек Большого Кавказа; 10 — вулканические проявления на Северо-Кавказской плите и на Даралагзском массиве

ностью от нескольких десятков до 200 м, они сопровождаются многочисленными субвулканическими телами. В низах разреза преобладают базальтоиды, выше — вулканы среднего и кислого состава. Характерно наличие тешенитов и трахитов. В петрохимическом отношении формация сложна, объединяет породы как повышенной, так и нормальной щелочности (см. табл. 9).

**Вулканические проявления в Предкавказье.** Сведения о вскрытых скважинами вулканиках Предкавказья приведены в работах Н. В. Живаго и О. В. Снегиревой, К. О. Ростовцева и В. Л. Егояна, А. Н. Шарданова и А. А. Шиманского, Г. П. Корнева. Они подытожены в работах М. С. Бурштара, В. П. Чаицкого, А. Я. Дубинского и др. Среди мезозойских вулкаников Западного Предкавказья В. П. Чаицкий различает ниже-среднеюрские и нижнемеловые. Первые прослежены в широкой полосе, протянувшейся в юго-восточном направлении из Ейско-Березанского района в Армавирский и далее к Скалистому хребту Центрального Кавказа. Вторые сосредоточены в Армавирском районе (см. рис. 1, 2). Вулканические образования нижней — средней юры залегают среди мощных глинистых отложений и представлены риолитовыми и дацитовыми, реже андезитовыми породами; изредка встречаются базальтоиды. Один из центров кислого вулканизма намечен севернее Майкопа, где среди отложений байоса вскрыты не только туфы, но и лавы. Другой центр выявлен к северу от Краснодара, где мощность туфов и лав достигает 650 м. В целом вулканы нижней — средней юры образуют непрерывную андезит-риолитовую формацию известково-щелочного типа (см. табл. 9). Вулканические образования нижнего мела в районе Армавира представлены главным образом базальтами мощностью до 300 м. Условия извержения были мелководно-морскими. В петрохимическом отношении породы отвечают однородной формации оливин-базальтового типа (см. табл. 5).

### **Вулканизм Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога**

Первые вспышки вулканизма в Бзыбско-Казбекском троге сопровождали заложение этого прогиба в раннем лейасе. Они проявились спорадически извержением небольших количеств риолито-дацитового материала, который встречается в мелководно-морских базальных горизонтах лейаса (синемюр — карикс) от р. Ингури на западе до Заалазанской Кахетии на востоке. Представления об этих вулканических образованиях сложились благодаря работам Л. А. Варданянца, А. Л. Канчавели, М. А. Беридзе, М. П. Пруидзе и Г. А. Чихрадзе. Имеющийся петрохимический материал позволяет рассматривать вулканы нижнего лейаса в качестве дифференцированной риолитово-дацитовой формации (см. табл. 6).

В среднем лейасе в условиях глубокого геосинклинального трога (особенно близ его северного борта) происходили подводные излияния афировых, реже порфировых базальтов, гори-

зонты которых встречаются среди мощных глинистых сланцев циклаурской свиты и ее аналогов, наряду с силлами и дайками диабазов. На западе такие вулканы отмечаются в бассейнах рек Шахе (по В. И. Резникову и С. В. Савину) и Ахей (по М. А. Беридзе). Восточнее, в Адайхох-Дарьяльской зоне Северной Осетии, где наличие эффузивных горизонтов отмечали В. П. Ренгартен, А. П. Лебедев и Г. Д. Аджирей, исследования М. К. Суханова (1975) показали широкое распространение базальтовых подушечных лав мощностью до нескольких сот метров в районах гор Каурбекхох, Архон и в верховьях рек Гизельдон и Терек. По данным М. П. Пруидзе и М. С. Квиникидзе, линзовидные горизонты сходного состава мощностью до 100 м залегают главным образом в верхах циклаурской свиты и далее на восток — в Заалазанской Кахетии.

В ааленское время вулканизм проявился в тех же условиях геосинклинального трога с граувакково-глинистым осадконакоплением, но был сосредоточен лишь на отдельных его отрезках. Наиболее значительные проявления происходили на крайнем северо-западе — в Гойтхско-Ачишхинской вулканической области, где образовалась контрастная базальт-риолитовая формация, приуроченная к вулканогенно-осадочной серии Гойтх. Она охарактеризована в работах О. С. Вялова, Г. М. Ефремова, Г. Д. Афанасьева, А. М. Борсука и автора (Ломизе, 1969). При общей мощности 3500—4000 м на вулканические образования приходится не более одной шестой части. Это базальтоиды (около 35 %) и породы риолитового состава (около 65 %), есть небольшое количество (менее 0,7 %) трахиандезитового и трахитового материала. Распределение пород в стратиграфическом разрезе серии Гойтх закономерно: в низах, в чаталтапинской свите встречаются лишь базальтоиды, выше, в свите горы Индюк перемежаются риолитовые и базальтовые породы при резком преобладании первых. Излияния базальтов контролировались ограничивавшими геосинклинальный трог разломами. Центры кислого вулканизма размещались, по-видимому, в его осевой части. Петрохимическая характеристика пород будет дана в табл. 6 и 7.

За пределами Гойтхско-Ачишхинской области, в центральной и восточной части геосинклинального трога, в аалене происходили лишь излияния базальтовых лав — на сравнительно небольших участках в районе горы Чаухи на водоразделе Терека и Арагвы (по А. П. Лебедеву, А. М. Гавашели, М. К. Суханову, А. А. Цветкову), в Горном Дагестане (по А. Г. Долгих, И. Ф. Рудянову, А. И. Гусеву) и в Северо-Западном Азербайджане (по В. Б. Агаеву, Г. И. Алиеву, Н. К. Курбанову). Горизонты базальтовых подушечных лав мощностью до 600 м залегают среди глинистых сланцев.

На всем протяжении Бзыбско-Казбекской тектонической зоны широко распространены базальтоидные дайки, силлы и интрузивные тела неправильной формы, сложенные в основном диабазами и габбро-диабазами, которые Л. А. Варданянц объединил в

Казбекский и Кахетинский диабазовые пояса. Встречаются лейкодиабазовые и пикритовые дифференциаты. Значительная часть диабазовых тел представляет собой субвулканические образования, связанные с эффузивными базальтоидами среднего лейаса и аалена. Вместе с эффузивами эти диабазы участвовали в складчатости и претерпели альбитизацию. Однако еще Д. С. Белянкин заметил, что наряду с такими диабазами («колотанского типа») есть и другие, преимущественно лабрадоровые по составу («асинского типа»), секущие складчатую структуру. Наличие таких послескладчатых диабазов было подтверждено в дальнейшем Л. А. Варданянцем, В. П. Ренгартеном, Д. К. Андреевым, А. П. Лебедевым, Н. Т. Романовым и многими другими. Характерно, что рои послескладчатых диабазовых даек нередко распространяются за пределы Бзыбско-Казбекской зоны к северу от нее: на 10—15 км в верховьях Белой и Лабы, на 5—6 км в бассейнах рек Армхи и Аргун. Возраст послескладчатых даек обычно предполагают предкелловейским, а И. Д. Филимонов, М. А. Маркус — даже кайнозойским. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом (А. С. Батырмурзаев и др., М. К. Суханов) дают большой разброс цифр и не могут считаться надежными. То обстоятельство, что диабазы нигде не внедряются в эрозионные останцы верхнеюрского чехла, подтверждает вероятность их докелловейского возраста. Вслед за Г. С. Дзоценидзе мы считаем, что внедрение могло произойти еще в средней юре.

Петрохимические данные о базальтоидах Бзыбско-Казбекской зоны (в том числе и послескладчатых) будут приведены в табл. 3.

### Вулканические проявления в пределах Закавказской плиты

По объему мезозойских вулканитов Закавказская плита намного превосходит все остальные тектонические единицы геосинклиальной области Кавказа, взятые вместе. Это объясняется тем, что, начиная со средней юры, через данную территорию проходил необычайно мощный, вытянутый в широтном направлении Закавказский вулканический пояс, перекрывший вначале всю плиту, а затем продолжавший свое развитие главным образом вдоль ее южного края. Небольшие проявления кислой магмы в ранней юре предшествовали заложению вулканического пояса.

**Вулканизм ранней юры.** В начале раннего лейаса (в до-синемюрское время) происходили наземные извержения кислой магмы, преимущественно эксплозивные. Их продукты описаны на Дзирульском массиве Г. С. Дзоценидзе и А. Л. Канчавели. В среднем лейасе вулканизм проявился в Центральной Абхазии, где в антиклинальных складках (Чедынской, Ачамгварской) вскрывается вулканогенная толща мощностью до 250 м, залегающая среди морских отложений лейаса между толщей песчаников синемюра и глинистыми сланцами домера (по М. А. Беридзе). Преобладают туфы, туфобрекчии и лавы риолитового и рيو-

лито-дацитового состава, среди них встречаются горизонты андезитовых и андезито-базальтовых вулканитов. В совокупности они представляют собой непрерывную андезит-риолитовую формацию (см. табл. 9). Локальные проявления известны также в южной части Закавказской плиты (Локский массив) и на ее западном продолжении в Восточных Понтидах (верховья р. Келькит).

**Вулканизм средней юры.** Мощный известково-щелочной вулканизм (преимущественно андезитовый и андезито-базальтовый) ознаменовал заложение Закавказского вулканического пояса, который развивался с начала байоса и до конца мезозоя. На среднюю юру приходится максимум вулканической активности, о чем можно судить как по мощности вулканитов (до 3500 м), так и по площади их распространения, охватившей в это время всю Закавказскую плиту. Современные знания о вулканах пояса явились результатом многолетних исследований Г. С. Дзоценидзе, И. Р. Кахадзе, Р. Н. Абдуллаева, Т. В. Джанелидзе, Э. Г. Малхасяна и др. На территории Закавказской плиты среднеюрские вулканиты размещены неравномерно. Они обнажаются в трех тектонических элементах: в зоне южного склона Большого Кавказа, на Грузинской глыбе, а также в Сомхето-Карабахской зоне и Кафанском блоке Малого Кавказа (см. рис. 2). К настоящему времени нет прямых данных о распространении вулканитов средней юры на закрытых территориях между указанными полями выходов. Соотношения, наблюдаемые в Раче и Лечхуми показывают, что вулканиты южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы смыкаются в единое вулканическое поле. Под Куринской депрессией вулканогенная средняя юра предполагается по геофизическим данным, а также по наличию гальки порфиритов среднеюрского облика в верхнемеловых конгломератах района Шемахи, куда она поступала из области размыва, находившейся на месте Куринской депрессии. Согласно Д. А. Булейшвили, Е. К. Вахания, Г. А. Камладзе, вулканогенная средняя юра большой мощности предполагается и под Колхидской депрессией.

В пределах южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы среднеюрские вулканиты образуют четко обособленную стратиграфическую единицу — порфиритовую серию, в ней установлены все биостратиграфические зоны байоса, за исключением самой нижней. В этой части Закавказья среднеюрский вулканизм начался и завершился в байосе, и лишь небольшое количество порфиритов и туфов, по данным Г. С. Дзоценидзе, образуют горизонты среди батских отложений Грузинской глыбы в районе Гелати-Кутаиси и Ткибули-Дзмуиси.

В настоящее время порфиритовая серия байоса может быть прослежена и на Малом Кавказе, где, согласно датировкам Н. А. Азаряна, М. А. Аракеяна, Т. А. Гасанова, М. Р. Абдулкасумзаде и др., ей соответствуют нижняя вулканогенная толща и толща кварцевых порфиров стратиграфической схемы К. Н. Паффенгольца. Однако выше по разрезу, с незначительным несогласием или без него, здесь следует верхняя вулканогенная толща,

отвечающая батскому ярусу. Петрографически она сходна с порфиритовой серией байоса. Существует мнение, что низы порфиритовой серии на Малом Кавказе формировались еще в аалене и даже в лейасе. Отсутствие вулканических пород в фаунистически охарактеризованных разрезах лейаса — нижнего аалена (на Локском поднятии и в бассейне р. Асрикчай) и аналогия с более северными областями распространения порфиритовой серии свидетельствуют против такого предположения.

Накопление порфиритовой серии происходило в морской, преимущественно мелководной обстановке, пирокластические образования, как правило, преобладают над эффузивными. Состав пород и общая направленность их смены в вертикальном разрезе выдерживаются на всей площади распространения. Преобладают андезитовые и андезито-базальтовые вулканы, в подчиненном количестве есть породы риолито-дацитового состава, четко обособленные и петрографически, и пространственно. Многочисленные центры извержения были рассеяны по обширной площади и, по-видимому, контролировались сеткой разнонаправленных разломов. По данным М. Н. Табатадзе и Н. А. Кадкая, в среднем течении р. Ингури, где вулканогенная толща эродирована и вскрыты дайки, служившие подводными каналами, установлена их приуроченность к системам меридионального, широтного и диагональных направлений. Риолито-дацитовые породы формировались главным образом на Малом Кавказе, где в верхах порфиритовой серии байоса почти повсеместно прослеживается толща кварцевых плагиопорфиров мощностью от нескольких десятков до 700 м. Согласно Л. Н. Леонтьеву, соответствующий кислый вулканизм тяготеет к тектоническим поднятиям. В петрохимическом отношении вулканы порфиритовой серии байоса (на Малом Кавказе — вместе с вулканами батского яруса) образуют непрерывные формации известково-щелочного типа (см. табл. 9).

Мощный панцирь вулканических пород, покрывший в средней юре значительную часть Закавказской плиты, был впоследствии изогнут и нарушен разрывами. Среди складок преобладают широкие и пологие, нередко коробчатые; крутое залегание слоев встречается главным образом у разломов. Наибольшая дислоцированность наблюдается вдоль северного края плиты, вовлеченного в орогенез и испытывавшего воздействие складчатого комплекса Большого Кавказа, а также на юге — в Сомхето-Карабахской зоне и Кафанском блоке, которые вошли в состав горного сооружения Малого Кавказа.

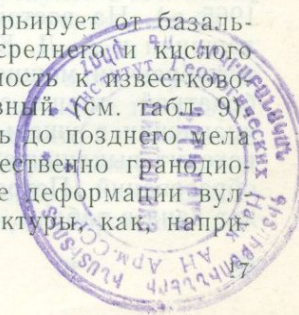
С областью распространения порфиритовой серии Закавказья связано размещение гранитоидных интрузий, внедрившихся в конце средней юры, главным образом на рубеже байосского и батского веков. На южном склоне Большого Кавказа — это интрузии бассейнов рек Кодори, Келасури и Гумиста, в пределах Грузинской глыбы — Хевская и Чалванская интрузии, на Малом Кавказе — Ахпатский интрузивный массив, гранитоиды Шамша-

динского района, Атабекско-Славянский и Гильанбирский массивы. Галька гранитов вместе с галькой порфиристов среднеюрского облика поступала в сеноманский и маастрихтский прогибы Юго-Восточного Кавказа из области размыва, которая находилась южнее и была позже перекрыта третичными отложениями Куринской депрессии. Преобладают интрузии сложного состава (от габбро до гранитов), больше всего плагиогранитов и гранодиоритов. Пространственная взаимосвязь близких по возрасту гранитоидов и вулканических пород, общность их химического и минерального состава свидетельствуют о тесном родстве интрузивных и вулканических образований в рамках единой вулканоплутонической ассоциации.

**Вулканизм поздней юры и мела.** Продолжал свое развитие Закавказский вулканический пояс, магматическая активность сконцентрировалась близ южного края Закавказской плиты — в пределах Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская зона и Кафанский блок). Вулканические образования описаны в работах Р. Н. Абдуллаева, Г. К. Гасанова, Р. Т. Джрбашяна, В. Г. Гогишвили, Н. К. Курбанова, С. Д. Соколова и др. Вспышка активности произошла в кимеридже, когда в короткое время близ вулканических центров накопилась толща лав и туфов, достигшая мощности 1000 м. При этом на смену морским появились гипсоносные лагунные и континентальные фации. В отличие от среднеюрских распространение вулканитов верхней юры не было сплошным: близ края Закавказской плиты наметились поднятия, где выступали и размывались породы среднеюрского комплекса. В конце поздней юры и в раннем мелу вулканическая активность снова снизилась. В мелководно-морских условиях накопилось до 500 м вулканитов, приуроченных главным образом к верхнему титону — валанжину. Следующая фаза, преимущественно эксплозивная, фиксируется в альбе — сеномане.

В позднемеловое время вулканический пояс заметно сместился от южного края Закавказской плиты, испытавшего на ряде участков поднятие и размыв. В полосе вдоль борта Куринской депрессии мощность позднемеловых вулканитов достигает 1000 м и более. Максимум активности приходится на поздний коньяк — ранний сантон. Мелководно-морские условия местами сменялись субаэральными. В восточном направлении полоса вулканитов верхней юры и мела продолжается под отложениями Куринской депрессии, где она вскрыта скважинами в пределах Кюрдамир-Саатлинского выступа.

Состав вулканитов верхней юры и мела варьирует от базальтового до риолитового; преобладают породы среднего и кислого состава. Отчетливо проявилась их принадлежность к известково-щелочному типу, характер формаций непрерывный (см. табл. 9). Так же, как и в средней юре, вулканизм вплоть до позднего мела сопровождался внедрением интрузий преимущественно гранодиоритового и диоритового состава. Тектонические деформации вулканитов сравнительно просты. Некоторые структуры, как, наприм



мер, позднемеловой Болнисский прогиб (В. Г. Гогишвили и др., 1976 г.), имеют, по-видимому, вулкано-тектоническое происхождение.

К северу от вулканического пояса на обширных территориях Закавказской плиты вулканические образования верхней юры и мела распространены ограниченно. В кимеридже произошли локальные излияния высокощелочных базальтов в районе Кутаиси. Потоки оливиновых базальтов и трахибазальтов, туфы и туфобрекчии общей мощностью 40—220 м приурочены к континентальной «пестроцветной свите» верхней юры (А. И. Джанелидзе, Г. С. Дзоценидзе, Т. В. Джанелидзе и др.). Петрохимические данные об этих базальтоидах будут приведены в табл. 5. В туроне — сантоне, одновременно с мощным вулканизмом в Закавказском поясе, извержения на том же участке Грузинской глыбы возобновились: произошли излияния оливиновых базальтов, пикрит-базальтов и трахибазальтов. Образовалась вулканогенная свита Мтавари мощностью до 300 м и более, залегающая среди мелководно-морских известняков. Свита сопровождается субвулканическими телами тешенитового состава.

### **Вулканизм Новороссийского и Местиа-Тианетского флишевых прогибов**

Новороссийский и Местиа-Тианетский флишевые прогибы, протянувшиеся вдоль северной границы Закавказской плиты, развились с поздней юры до палеогена. Одним из наиболее выдержанных стратиграфических элементов обоих флишевых прогибов является кремнистый «ананурский горизонт» сеноманского возраста. В нем, как правило, содержится примесь пирокластического материала, источник которого, по-видимому, находился в пределах Закавказской плиты, где в альб-сеноманское время отмечается вспышка эксплозивного, преимущественно андезитового вулканизма. Совсем небольшие, но заслуживающие внимания вулканические проявления произошли в это же время и в самих флишевых прогибах. Они были связаны с подъемом глубинной оливин-базальтовой магмы близ южного борта прогибов. На западе, в Новороссийском прогибе, известны небольшие субвулканические тела базальтовых порфиритов, внедрившиеся в мергели и глины баррема — альба и вскрытые в ущелье р. Агвы, в верховьях р. Лоо, а также в долине р. Шахе (А. М. Борсук, Ч. Б. Борукаев, 1965 г.). На востоке, в Местиа-Тианетском прогибе И. Д. Чечелашвили и А. Л. Канчавели описали покровы базальтов, туфы и туфобрекчии мощностью до 150 м, залегающие среди пород карбонатной толщи сеномана в ущелье р. Ксани. В восточном направлении в ущельях рек Меджуда, Аркала, Арагви, Турдо происходит выклинивание сначала лав, а затем и пирокластических образований. Петрохимическая характеристика базальтоидов будет дана в табл. 5.

## Вулканические образования Севанской и Вединской офиолитовых зон

Офиолитовые зоны понимаются нами как полосы распространения офиолитовых аллохтонов, тяготеющие к глубинным офиолитовым швам. Предполагается, что каждый такой шов представляет собой рубец, оставшийся на месте геосинклинального прогиба с корой океанического типа, который замкнулся в результате сближения обрамлявших его блоков континентальной коры. В процессе сжатия геосинклинальный комплекс приобретал структуру тектонического меланжа, а его выжимание и надвигание на блоки обрамления (с последующим гравитационным перемещением в подводных условиях) вели к образованию офиолитовых аллохтонов и сопровождающих их олистостромовых горизонтов.

Для офиолитовых зон Малого Кавказа такая трактовка определена в последние 15 лет, главным образом в результате целенаправленных полевых исследований А. Л. Книппера, автора, С. Д. Соколова, Т. А. Гасанова. Эти исследования опирались на большой материал более ранних работ, который был суммирован для Севанской зоны Э. Ш. Шихалибейли, для Вединской зоны — В. Л. Егояном. Большую роль сыграли работы В. Т. Акопяна, М. А. Сатиана, А. Х. Мнацаканян, Ю. Р. Ширнинова, С. А. Паланджяна, Ф. А. Ахундова, В. М. Баба-заде и др.

Наиболее полное пересечение *Севанской офиолитовой зоны* обнажено в бассейнах рек Тутхун и Майданчай, где ширина зоны достигает 35 км. В итоге работ на этом пересечении автором и Д. И. Пановым составлен профиль (см. рис. 35), а также предложено деление офиолитовой зоны на осевую полосу (шириной 7 км между Джомартским и Карабахским разломами), южное крыло (шириной 18 км от Джомартского до Башлыбельского разлома) и северное крыло (шириной 10 км от Карабахского до Мровдагского разлома). На обоих крыльях Севанской зоны офиолитовые образования аллохтонны; на севере они надвинуты на край Закавказской плиты (на формации Сомхето-Карабахской зоны), на юге — на край Кафанского блока. Осевая полоса маркирует глубинный офиолитовый шов, оставшийся на месте офиолитового прогиба.

На южном крыле Севанской зоны офиолиты приурочены к сложно построенной стратиграфической единице, которая названа тутхунским комплексом (по р. Тутхун). Этот комплекс залегает на терригенных флишодных отложениях альба — сеномана мощностью около 1000 м, их подошва вскрыта на юго-восточном продолжении того же крыла Севанской зоны в районе горы Сары-Баба и в Алджанлинской мульде, где ниже по разрезу следуют известняки титона — неокома и андезито-базальтовые вулканы средней юры, принадлежащие к Кафанскому блоку. Тутхунский комплекс сложен олистостромами и крупными аллохтонными телами альпинотипных гипербазитов, габброндов, эф-

фузивно-радиоляритовых образований, метаморфических сланцев (амфиболитов, зеленых сланцев, филлитов с мраморами), а также тектонического «цветного меланжа» из этих пород, который встречается преимущественно вблизи осевой полосы. Относительная роль олистостромов возрастает в обратном направлении. Судя по деформации песчано-глинистых отложений в подошве тутхунского комплекса, офиолитовый материал перемещался в область южного крыла Севанской зоны с севера. Мощность тутхунского комплекса варьирует от 30—250 м на Калабоюнском поднятии до 1500 м и более в смежных прогибах. В районе гор Большая и Малая Калабойну тутхунский комплекс перекрыт пачкой песчаников и известковистыми аргиллитами нижнего сенона (?), выше залегают пелитоморфные известняки верхнего сенона.

На северном крыле стратиграфический разрез начинается формациями Сомхето-Карабахской зоны: андезито-базальтовыми вулканитами средней юры, отложениями верхней юры — неокома и терригенной флишоидной толщей сеномана. Офиолиты приурочены к майданчайскому комплексу (назван по р. Майданчай), который во многом сходен с тутхунским. Он залегают на отложениях сеномана в ядре Тоурагачайской синклинали, откуда прослеживается на запад в бассейн р. Шамхорчай и на юго-восток в виде небольших останцов у Карабахского надвига по рекам Тертер, Хачинчай и у горы Учтыг. Комплекс образован тремя аллохтонными пластинами, нижняя и верхняя из которых сложены габброидами и серпентинизированными гипербазитами, а средняя представлена цветным меланжем. Каждая из них ограничена снизу наклонным к северу тектоническим контактом, верхняя пластина лежит положе других и их срезает. Севернее в основании аллохтона, а затем и между слагающими его пластинами появляются олистостромы и песчано-глинистые отложения. Сначала средняя, наименее устойчивая пластина, а за ней и остальные распадаются на отдельные крупные олистолиты и замещаются олистостромами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками, состоящими из продуктов их разрушения. Еще далее к северо-востоку количество офиолитового обломочного материала убывает, он замещается продуктами размыва местных пород юры и альба — сеномана. Таким образом, в область северного крыла Севанской зоны офиолитовый материал поступал с юга. Майданчайский комплекс перекрыт с несогласием известняками верхнего сенона, останец которых сохранился в бассейне р. Тоурагачай.

Как тутхунский, так и майданчайский комплекс изогнуты в складки и нарушены разрывами вместе с подстилающими и перекрывающими отложениями. Осевая полоса Севанской офиолитовой зоны характеризуется большой мощностью перекрывающей офиолиты осадочной оболочки (известняки верхнего сенона, флишоидный палеоцен) и резким угловым несогласием в ее подошве. Учитывая геофизические данные Г. В. Егоркиной и др. (1973 г.), мы считаем вероятным, что осевая полоса продолжается на глубине нарушениями, пересекающими континентальную литосферу.

*Вединская офиолитовая зона* вскрывается из-под чехла верхнененонских и более молодых отложений на небольшом отрезке в бассейне р. Веди. Отсюда она протягивается на северо-запад к выходам у с. Байбурт на р. Гарни, а затем поворачивает на юго-запад, где офиолитовый комплекс обнажается в ядре Ераносской антиклинали и вскрыт буровой скважиной близ с. Двин. Последняя, пройдя по офиолитовому меланжу 1260 м, не вышла из него. Далее на запад офиолиты вскрыты скважиной «Маркара 5» и вновь выходят на поверхность уже на территории Турции у Тузлуджи, откуда они тянутся в направлении Эрзинджана. Детальная геологическая съемка, проведенная автором, выявила внутреннюю структуру офиолитового комплекса в бассейне р. Веди, а также его аллохтонное залегание на значительной площади (см. рис. 34). В дальнейшем А. Л. Книппер и С. Д. Соколов установили наличие олистостромов, подстилающих офиолитовый аллохтон, а также синклинальный характер залегания тектонических пластин в центральной части зоны.

Так же как и в Севанской зоне, офиолиты Веди приурочены к сложно построенной стратиграфической единице — хосровскому комплексу, который залегает в меловых отложениях чехла Даралагёзского массива между ахсуинской толщей нижнего коньяка и азизкендской толщей верхнего коньяка. В основании комплекса прослеживаются олистостромы с включениями пород офиолитовой триады и радиоларитов. Выше следует мощная толща тектонического меланжа с отдельными более крупными пластинами и блоками вулканических пород. В верхах хосровского комплекса залегают крупные аллохтонные пластины габброидов, серпентинитов и метаморфических сланцев. В центральной части зоны мощность комплекса, по-видимому, превышает 1000 м, в южном направлении она быстро убывает. На р. Кюсуз хосровский комплекс пройден скважиной, которая вскрыла подстилающие известняки на глубине 250 м. Западнее, на р. Кетуз скважина прошла хосровский комплекс в интервале глубин 860—1610 м, вскрыв те же соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями, что и в долине р. Веди.

На севере Вединская офиолитовая зона граничит по разлому с Мисхано-Зангезурским массивом, в чехле которого в основании верхнеконьякских отложений бассейна р. Аргичи залегает 50-метровый горизонт конгломератов, состоящий почти полностью из продуктов размыва офиолитового комплекса (см. рис. 34, 10). Как справедливо подчеркивают А. Л. Книппер и С. Д. Соколов, на вединском пересечении офиолитовый комплекс, залегая синклинально, скорее всего является аллохтонным на всю видимую ширину зоны. Однако результаты бурения в расположенной западнее скважине у с. Двин (где подошва меланжа не вскрыта), а также выдержанность Вединской зоны по простиранию на протяжении более чем 500 км позволяют все же предполагать самостоятельность этой офиолитовой зоны и наличие в ней своих глубин-

ных корней, которые на вединском участке были полностью закрыты Мисхано-Зангезурским массивом.

Как в Севанской, так и в Вединской офиолитовой зоне вулканы являются одним из главных компонентов тектонического меланжа, а также образуют аллохтонные пластины (мощностью до нескольких сот метров) и многочисленные олистолиты. Нередко они переслаиваются с радиоляриями, в других случаях включают линзовидные тела массивного известняка (биогермы?). Преобладают афировые базальтоиды, в том числе хорошо выраженные подушечные лавы. Широко представлены трахиандезитовые и трахитовые дифференциаты, в которых появляются порфиоровые структуры. Встречаются пирокластические породы. Большая часть вулкаников датируется поздней юрой — ранним мелом на основании определения радиолярий (по Р. Х. Липман, А. И. Жамойде, Л. Б. Тихомировой, В. С. Вишневской) и находки кораллов позднего оксфорда — титона (по Е. И. Кузьмичевой и С. Д. Соколову). Вместе с тем встречаются фрагменты и более молодых, верхнемеловых вулканических толщ. Уже после замыкания офиолитовых прогибов (в позднеконьякское — раннесантонское время?) на некоторых участках Севанской зоны произошли незначительные извержения известково-щелочных базальтов и андезитово-базальтов (см. табл. 5). Вулканогенно-осадочная толща (250—300 м) с признаками накопления в мелководно-морской среде лежит с угловым несогласием на тутхунском офиолитовом комплексе и выступающем из-под него альб-сеноманском флише.

### Вулканические проявления на Даралагёзском массиве

На Даралагёзском массиве известны две вулканогенные толщи, связанные с локальными проявлениями вулканизма в юрское и меловое время. Нижняя вулканогенная толща залегает с небольшим несогласием на доломитах и известняках верхнего триаса и перекрыта отложениями верхов нижнего байоса. По данным К. О. Ростовцева и Н. Р. Азаряна, мощность вулкаников максимальна в Неграмском ущелье на р. Аракс (300 м), убывает к северо-западу до 200 м в районе с. Азнабюрт и до 46 м еще дальше, у с. Билава. Толща имеет однородный базальтовый состав, преобладают порфиоровые разности. Условия вулканизма были мелководно-морскими. Химические анализы собранных нами образцов свидетельствуют о толеитовом характере базальтовой магмы (см. табл. 3). Верхняя вулканогенная толща (альб—сеноман?) формировалась в континентальных условиях. Она распространена приблизительно на той же территории, но в южных и северных выходах, состав ее различен. В Неграмском ущелье это толща туфобрекчий и лав андезитового состава мощностью более 250 м. Севернее, в районе с. Азнабюрт и на р. Джагрычай у с. Гюлистан — это риолиты и риолитовые игнимбриты мощностью около 150 м. Вместе все эти вулканы об-

разуют контрастную андезит-риолитовую формацию известково-щелочного типа (см. табл. 7).

## Вулканизм и развитие геосинклинали области

Принятое нами тектоническое районирование Кавказа, а в ряде случаев и определенная тектоническая оценка вулканитов с учетом актуалистических аналогий (см. часть II, гл. 2) позволяют предложить следующую трактовку обстановок геосинклинали вулканизма.

На ранней стадии развития геосинклинали области Кавказа (в л е й а с е — а а л е н е) происходили подводные излияния толеит-базальтовой магмы, приуроченные к заложившемуся в это время Бзыбско-Казбекскому трогу (рис. 3), который рассматривается как структура растяжения. Поскольку этот трог был самым северным глубоководным прогибом Тетиса, северную границу последнего (для добайосского времени) мы проводим по Авадхарско-Ларской структурной линии. Северо-Кавказский вулканический пояс располагался за ней на краю одноименной литосферной плиты и свидетельствует об активном тектоно-магматическом режиме этой окраины Тетиса. Однако по сравнению с типичными вулканическими поясами континентальных окраин андского типа Северо-Кавказский пояс выражен весьма неполно: извержения были связаны с небольшими изолированными центрами, объемы вулканического материала невелики, латеральная петрохимическая полярность выражена неоднозначно. Можно усмотреть соответствие между неполнотой проявления признаков активной континентальной окраины и характером сопряженного с ней Бзыбско-Казбекского прогиба, раскрытие которого определялось, по видимому, растяжением и утонением сиалической коры, но не привело к формированию субстрата океанического типа (см. часть II, гл. 3). Все же не исключена вероятность того, что под Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма уходила зона Беньофа, условно изображенная на рис. 3. В существовании такой зоны можно искать объяснение асимметрии Бзыбско-Казбекского трога и его обрамлений. С предположением о глубокой ослабленной зоне, наклоненной на север, согласуется и ясно выраженная односторонняя вергентность возникшей впоследствии

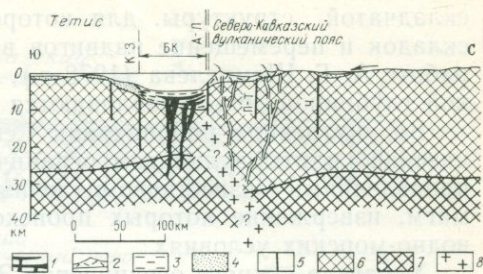


Рис. 3. Палеотектонический профиль через геосинклиналию область Кавказа для л e й а с е — а а л е н а.

1 — излияния толеитовых базальтов в Бзыбско-Казбекском троге; 2 — Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма; 3 — относительно глубоководные отложения; 4 — мелководно-морские и континентальные отложения; 5 — главные разломы (Ч — Черкесский, П-Т — Пшекиш-Тырныаузский, К-З — Краснополяно-Зангинский, А-Л — Авадхарско-Ларская структурная линия); 6 — гранитно-метаморфический слой коры, показаны современные мощности по данным ГСЗ (по И. А. Резанову и В. И. Шевченко); 7 — «базальтовый» слой коры; 8 — возможное положение зоны Беньофа

складчатой структуры, для которой характерны опрокидывание складок и перемещение надвигов в южном направлении. Судя по работе А. Г. Шемпелева (1978 г.), не исключено, что реликты такой глубинной зоны улавливаются геофизическими методами.

Во внутренних районах как Северо-Кавказской, так и Закавказской плиты вулканизм ограничился в это время локальными проявлениями известково-щелочных, преимущественно кислых магм, извержение которых происходило в наземных или мелководно-морских условиях.

Характер южного ограничения Закавказской плиты в лейасе — аалене связан с решением весьма сложного вопроса о времени заложения Севанского офиолитового прогиба — глубоководного бассейна с корой океанического типа. Как уже отмечалось выше, самые древние палеонтологические датировки эффузивно-радиоларитовых толщ офиолитовой ассоциации этого прогиба соответствуют оксфорду — титону. Тем не менее высказываются предположения о существовании на этом месте бассейна океанического типа по крайней мере с начала юры, или даже с позднего триаса (по В. Е. Хайну). Так, на прямом западном продолжении Севанского офиолитового шва в районе Эрзинджана он разделяет (по данным Г. Бергогнана), две резко различные фации лейаса, одна из которых содержит фауну европейской провинции, другая — фауну, характерную для Южного Тетиса. Подобным же образом для средней юры отложения Даралагёзского массива резко отличаются по комплексам аммонитов от одновозрастных отложений соседних районов Малого Кавказа, расположенных по другую сторону Севанского шва (К. О. Ростовцев и Н. Р. Азарян, 1971 г.). Давние находки в Севанской зоне глыб известняка с триасовой фауной, к сожалению, не уточнены более поздними исследованиями.

Если Севанский прогиб в лейасе — аалене уже существовал, то базальты Даралагёзского массива, которые, возможно, сформировались в то время, изливались в пределах одного из «микроконтинентов» Тетиса.

В байосском веке средней юры палеотектоническая обстановка вулканизма существенно изменилась (рис. 4). Раннегеосинклинальные прогибы Большого Кавказа к этому времени почти полностью замкнулись, Закавказская плита воссоединилась с Северо-Кавказской, и граница Тетиса сместилась на 200—250 км южнее, где она отмечена Севанским офиолитовым швом. Большая часть геосинклинальной области, лежащая к северу от этого шва, развивалась с байосского времени как активная континентальная окраина, где возник мощный Закавказский пояс известково-щелочного вулканизма. В байосе ширина его на Шахдагско-Гомборском пересечении составляла 125 км, на Карабахско-Вандамском 175 км. Как будет показано в части II, гл. 1, 2, этот вулканический пояс по составу пород и характерной петрохимической полярности, по условиям проявления вулканизма и размерам обнаруживает сходство с мезозойским окраинно-материковым вулка-

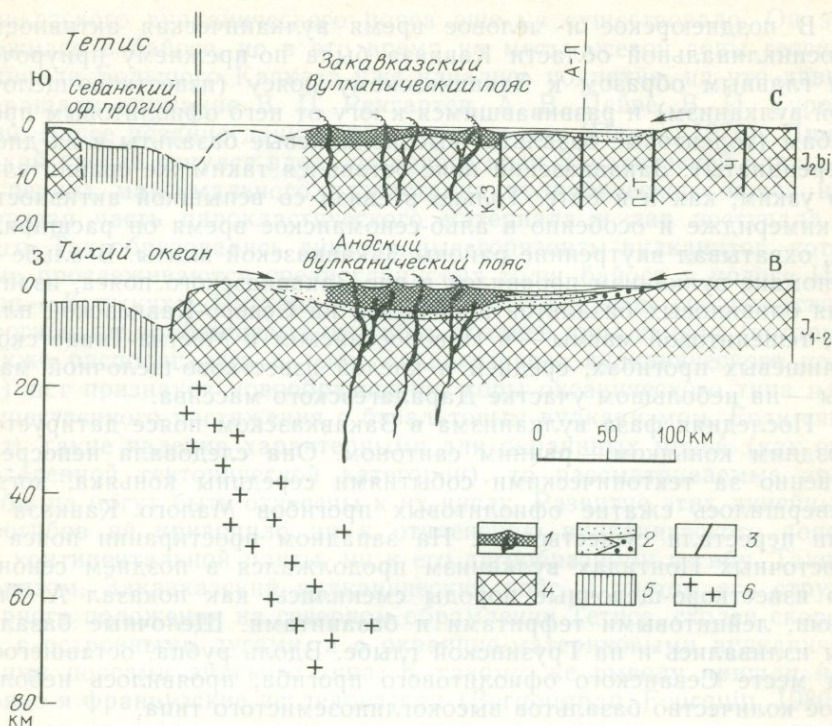


Рис. 4. Палеотектонический профиль через геосинклинальную область Кавказа для средней юры в сравнении с профилем лиминарной системы Анд на ее ранней стадии развития (см. часть I, гл. 3).

1 — известково-щелочные вулканы Закавказского и Андского вулканических поясов; 2 — мелководно-морские терригенные отложения; 3 — главные разломы (Ч — Черкесский, П-Т — Пшекиш-Тырынауский, А-Л — Авадхарско-Ларский, К-З — Краснополяно-Зангинский); 4 — кора континентального типа; 5 — кора океанического типа; 6 — зона Бенюфа

ническим поясом Анд (см. рис. 4). Вслед за Ш. А. Адамия и др. (1977) мы считаем Закавказский вулканический пояс поверхностным выражением древней зоны Бенюфа, погружавшейся с юга под континентальную окраину. Небольшие проявления высокощелочного вулканизма Чегемско-Черекской области размещаются в тылу этого пояса.

Уже в батское время вулканический пояс сузился: его активность сосредоточилась на юге — в Сомхето-Карабахской зоне, небольшие извержения происходили на Грузинской глыбе. По-видимому, в самом конце средней юры позади вулканического пояса (приблизительно в 100—150 км) параллельно ему протянулась линейная зона растяжения, где подымалась толент-базальтовая магма: формировались рой послескладчатых диабазовых даек Казбекского и Кахетинского поясов и системы Армхи — Аргун. Больше всего даек внедрялось вдоль Бзыбско-Казбекской зоны, которая в условиях растяжения оказалась наиболее ослабленной и проницаемой.

В позднеюрское и меловое время вулканическая активность геосинклинальной области Кавказа была по-прежнему приурочена главным образом к Закавказскому поясу (известково-щелочной вулканизм) и развивавшимся к югу от него офиолитовым прогибам (толеитовые базальты, высококалийные базальты и их дифференциаты). Закавказский пояс оставался таким же сравнительно узким, как и в бате. Только в связи со вспышкой активности в кимеридже и особенно в альб-сеноманское время он расширялся, охватывал внутренние районы Закавказской плиты. В альбе — сеномане вулканизм проявился и вне Закавказского пояса, излияния оливиновых базальтов произошли на Северо-Кавказской плите, тешенитовой магмы — в Новороссийском и Местиа-Тианетском флишевых прогибах, средней и кислой известково-щелочной магмы — на небольшом участке Даралагёзского массива.

Последняя фаза вулканизма в Закавказском поясе датируется поздним коньяком — ранним сантоном. Она следовала непосредственно за тектоническими событиями середины коньяка, когда завершилось сжатие офиолитовых прогибов Малого Кавказа и они перестали существовать. На западном простирании пояса в Восточных Понтидах вулканизм продолжался в позднем сеноне, но известково-щелочные породы сменились, как показал А. Гюмюш, лейцитовыми тефритами и базанитами. Щелочные базальты изливались и на Грузинской глыбе. Вдоль рубца, оставшегося на месте Севанского офиолитового прогиба, проявилось небольшое количество базальтов высокоглиноземистого типа.

Подводя итог обзору вулканизма геосинклинальной области Кавказа, мы видим, что он концентрировался либо на активных окраинах литосферных плит, где шло извержение главным образом андезитовых и риолитовых известково-щелочных магм (Закавказский и Северо-Кавказский пояса), либо в глубоких линейно вытянутых прогибах, где изливались базальтовые магмы толеитового, реже оливин-базальтового типа (Бзыбско-Казбекский прогиб, Севанский и Вединский офиолитовые прогибы, Новороссийский и Местиа-Тианетский флишевые прогибы). Вне этих тектонических условий имели место лишь локальные и небольшие по объему проявления базальтов и более кислых известково-щелочных магм на относительно стабильных территориях Северо-Кавказской, Закавказской плиты и Даралагёзского массива.

Особое место занимает Закавказский вулканический пояс, где сосредоточено больше вулканитов, чем во всех остальных геосинклинальных комплексах Кавказа, взятых вместе. В некоторых палеотектонических реконструкциях этот мощный пояс известково-щелочного вулканизма трактуется как островная дуга, отделяющая от Тетиса геосинклинальный прогиб Большого Кавказа; последний рассматривается в качестве аналога современных окраинных морей (Адамия и др., 1977). Мы не находим оснований для такой трактовки. В лейасе — аалене, когда раскрывался Бзыбско-Казбекский прогиб с его толеит-базальтовым вулканизмом, За-

кавказского вулканического пояса еще не существовало. Он заложился в байосе, но в это время на месте осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа уже начались поднятия, на что давно обращали внимание В. П. Ренгартен, А. В. Пейве, В. И. Курочкин. Более поздние данные подтвердили это (Панов, 1976). Лишь узкий прогиб тянулся вдоль северного края Закавказской плиты, и в период максимального разрастания вулканического пояса некоторая часть пирокластического материала и лав поступала в него. Так образовались линзовидные горизонты вулканитов, которые прослеживаются среди глинистых толщ байоса в полосе Иегош — Кутыкух — Чутхаро — Шакриани. Ни в этом среднеюрском прогибе, ни во флишевых прогибах поздней юры и мела (которые также располагались в тылу Закавказского вулканического пояса) нет признаков новообразования коры океанического типа или существенного растяжения с базальтовым вулканизмом. Если считать такие явления характерными для окраинных морей (как определенной тектонической категории), то рассматриваемые прогибы не могут быть отнесены к их числу. Развитие этих линейных прогибов не приводило ни к отчленению вулканического пояса от континентальной плиты, ни к его дугообразному изгибу. Таким образом, Закавказский вулканический пояс, с учетом его структурного положения на северном обрамлении Тетиса, сходен скорее не с островными дугами, а с окраинно-материковыми вулканическими поясами андского типа. К такому же выводу пришли недавно и французские исследователи (Bergougnan, Fourquin, 1980).

## Глава 2

### ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ КАРПАТ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

В Карпатах геосинклинальный вулканизм проявился в значительно меньших масштабах, чем на Кавказе. В условиях сложной шарьяжной структуры палеотектонические реконструкции возможны лишь на палинспастической основе, а в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Тем не менее для целого ряда вулканических проявлений, выраженных весьма представительно, необходимый анализ локальных тектонических условий может быть осуществлен. По сравнению с орогенным геосинклинальным вулканизмом Карпат уделялось сравнительно мало внимания. Сведения о нем рассматриваются в работах В. П. Костюка, З. Котаньского, Р. Димитреску, автора, Л. Г. Данилович, С. С. Круглова, Э. Садецкого-Кардоша, Л. Каменецкого, К. Сепешхази, М. Магела, Е. Димитровой и др.

## Тектоническое районирование

В основе тектонического районирования Карпат лежит их подразделение на Внутренние и Внешние (Флишевые) Карпаты, которое восходит к представлениям К. Пауля и Э. Титце, высказанным уже более ста лет назад. Пьенинская (Утесовая) шовная зона отчетливо разграничивает эти две тектонические единицы в Западных Карпатах; в Восточных Карпатах граница проводится по внешнему краю Мармарошского массива, в Южных Карпатах — вдоль фронта Гетского покрова (рис. 5). Сложный узел кулисообразного сочленения Пьенинского и Мармарошского швов находится на территории СССР. В целом для Внутренних Карпат решающее значение имели мезозойские (в течение мела) фазы деформаций, в то время как для Внешних Карпат — главным образом миоценовые. Данные по более подробному тектоническому районированию Карпат суммированы на изданной в 1974 г. Международной тектонической карте Карпато-Балканского региона (под редакцией М. Магела), а также в обстоятельных сводках М. Сандулеску (Săndulescu, 1975). В современной структуре Внешних и значительной части Внутренних Карпат большинство выделяемых тектонических единиц представляет собой тектонические покровы и более дробные элементы покровной тектоники (пластины, чешуи, «скибы» и т. д.). Различие состава и мощностей отложений, представленных в этих единицах, позволяет связывать многие из них с самостоятельными тектоническими зонами и подзонами замкнувшейся мезозойской геосинклинали. Во многих случаях доказано существование разделявших эти зоны кордильер, поставлявших в прогибы обломочный материал определенного состава, а впоследствии полностью перекрытых надвигами.

Внешние (Флишевые) Карпаты сложены бескорневыми тектоническими покровами с внешней вергентностью («покровами чехла»), в которых преобладает флиш. На западных пересечениях (в Чехословацких и Польских Карпатах) на миоценовые отложения форланда налегает Субсилезский покров, за которым, южнее, вплоть до Пьенинской шовной зоны, следуют все более высокие единицы покровной структуры: Силезский, Дуклянский, Предмагурский и Магурский покровы. На пересечении, проходящем через южную часть Украинских Карпат, на молассы Предкарпатского прогиба надвинуты покровы Скибовой зоны, за которыми следуют покровы Шипотской (Черногорской), Близницкой и Раховской зон, а также Каменнопотокской единицы. На румынских пересечениях Восточных Флишевых Карпат аналогичный ряд структурных элементов (от внешних к внутренним) представлен тектоническими покровами Таркэу, Аудиа, «курбикорткального флиша», Чахлэу и «черного флиша». Последний соответствует Каменнопотокской единице Украинских Карпат, выступает в виде отдельных линз, а также вскрывается в эрозионных окнах из-под надвинутых кристаллических пород Мармарошского массива. В Южных Карпатах (вплоть до Восточной Сербии) единст-

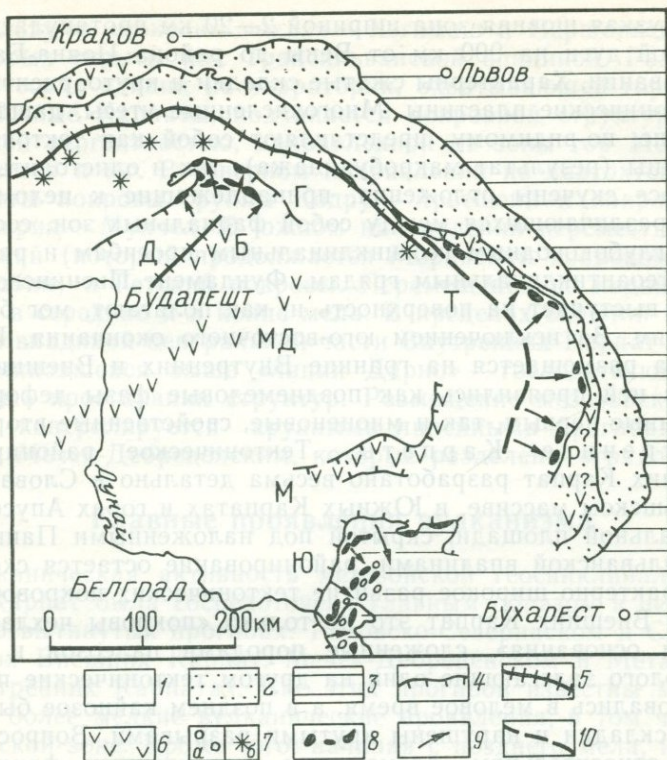


Рис. 5. Размещение главных вулканических формаций мезозоя и альпинотипных гипербазитов в Карпатах.

1 — область Внутренних Карпат; 2 — Внешние (Флишевые) Карпаты; 3 — платформенное обрамление (включая Дунайский автохтон) и передовые прогибы; 4 — надвиги; 5 — зона Пьенинских утесов (П) и «линия Дарно» (Д); 6 — вулканы мезозоя (Р — базальт-трахитовая формация Раховско-Северинского прогиба, верхняя юра — нижний мел; М — базальтовая и андезит-риолитовая формации гор Металифери, юра — нижний мел; МД — базальт-трахитовая формация Мечек-Добрецкой зоны, нижний мел; Б — андезито-дацитовая и базальт-риолитовая формация гор Бюкк, средний триас; С — тешенинговая формация Силезии и Моравии, нижний мел); 7 — вулканы мезозоя, залегающие в форме останцов тектонических покровов (а), или при внемасштабном изображении (б); 8 — альпинотипные гипербазиты, связанные с Гемерским (Г), Трансильванским (Т) и Южно-Карпатским (Ю) швами; 9 — перемещение тектонических аллохтонов; 10 — предполагаемое положение Трансильванского гипербазитового шва

венным элементом, который коррелируется с формациями Флишевых Карпат (с титон-неокомскими и баррем-аптскими отложениями покрова Чахлэу), является пологозалегающий и сравнительно маломощный Северинский тектонический покров. Он зажат между Дунайским автохтоном (который восточнее продолжается Мизийской плитой) и надвинутыми с севера и запада кристаллическими породами Гетского покрова, принадлежащего Внутренним Карпатам.

Пьенинская (Утесовая) зона — весьма примечательный и во многом еще не расшифрованный элемент структуры Кар-

пат. Эта узкая шовная зона шириной 2—20 км протянулась вдоль карпатской дуги на 900 км от Вены до района Пояна-Батизы в Трансильвании. Характерны сжатые складки и крутоориентированные тектонические пластины. Многочисленные утесы, давшие название зоне, по-видимому, представляют собой как тектонические отторженцы (результат макробудинажа), так и олистолиты. В узкой полосе скучены отложения, принадлежащие к целому ряду заметно различающихся между собой фациальных зон, соответствующих глубоководным геосинклинальным прогибам и разделявшим их геоантиклинальным грядам. Фундамент Пьенинской зоны нигде не выступает на поверхность и, как полагают, мог быть синатическим. За исключением юго-восточного окончания, Пьенинская зона размещается на границе Внутренних и Внешних Карпат и в ней проявились как поздне меловые фазы деформаций, свойственные первым, так и миоценовые, свойственные вторым.

**Внутренние Карпаты.** Тектоническое районирование Внутренних Карпат разработано весьма детально в Словакии, на Мармарошском массиве, в Южных Карпатах и горах Апусени. На всей остальной площади, скрытой под наложенными Паннонской и Трансильванской впадинами, районирование остается схематичным. Характерно широкое развитие тектонических покровов; в отличие от Внешних Карпат это не только «покровы чехла», но и «покровы основания», сложенные породами палеозоя и докембрия. Полого залегающие один на другом тектонические покровы сформировались в меловое время, а в позднем кайнозое были изогнуты в складки и нарушены крутыми разрывами. Вопрос о первичном относительном размещении аллохтонных фациальных комплексов в ряде случаев остается спорным.

В Словакии покровная структура Внутренних Карпат подчинена внешней вергентности и формировалась в условиях перемещения масс в северо-западном, северном и северо-восточном направлениях. Начиная от Пьенинского шва, на юг следуют Татриды, Вепориды и Гемериды — тектонические единицы, которые различаются как характером доальпийского основания, так и отложениями мезозоя. Среди «покровов чехла» наибольшим распространением пользуются Крижнянский и залегающий выше Хочский. Как полагают, корни первого связаны с «Чертовичской линией» — швом, разделяющим Татриды и Вепориды; корни второго, Хочского покрова связаны с зоной сочленения Вепорид и Гемерид. Главные тектонические единицы Чехословацких Карпат продолжают в юго-западном направлении под Паннонской впадиной; продолжение Гемерид выходит на поверхность в Задунайском Среднегорье Венгрии, их юго-восточная граница проводится по разломам «линии Дарно».

В пределах Мармарошского массива перемещение тектонических покровов происходило в восточном и северо-восточном направлениях. Начиная от Мармарошского шва на запад (и снизу вверх), следуют тектонические «покровы основания»: Бретила (Белопотокский), Суббуковинский (Деловецкий) и Буковинский;

выше следуют «покровы чехла» — Хэгимаш и Першаньский, корни которых скрыты под Трансильванской впадиной. Размещение тектонических единиц на территории, охватывающей горы Апусени и Южные Карпаты, подчиняется покровной структуре с двусторонней вергентностью, направленной от зоны гор Металлифери на север и юг. В северном направлении на «автохтон Бихор» надвинуты покровы группы Кодру — Арьшени и покровы группы Бихария — Мунчел. В южном направлении переместились Супрагетский (который продолжается Моравским покровом Восточной Сербии) и Гетский покровы. Перемещения по надвигам произошли в середине и в конце мела. В пределах скрытой под Паннонской впадиной центральной части Внутренних Карпат — вплоть до упоминавшейся выше «линии Дарно» — господствуют северо-восточные простирания структур. Размещение мезозойских комплексов контролируется крупными линейными прогибами Игал-Бюкк и Мечек-Дебреценским, которые разделены «грядой Лоци».

### Главные проявления вулканизма

Вулканическая активность мезозойской геосинклинали области Карпат была сосредоточена главным образом в нескольких линейно вытянутых прогибах: Раховско-Северинском и Силезском прогибах Внешних Карпат, Мечек-Дебреценском и Металлифери во Внутренних Карпатах. Вне этих прогибов известны многочисленные более мелкие вулканические проявления, в том числе и в Пьенинской зоне. Кроме того, начиная с позднего мела, на структуры Внутренних Карпат наложилось северо-западное окончание ларамийского вулcano-плутонического пояса Апусени — Тимок — Среднегорье.

### Вулканизм Внешних (Флишевых) Карпат

Все наиболее значительные проявления вулканизма в этой части Карпат произошли в поздней юре — неокоме, в условиях заложения флишевых прогибов и ранней стадии их развития. Позже, в позднем мелу, возникали лишь отдельные небольшие центры вулканизма.

**Поздняя юра — ранний мел.** Вулканизм этого времени был связан с извержением толеит-базальтовой магмы в самом внутреннем Раховско-Северинском прогибе Восточных и Южных Карпат и оливин-базальтовой (тешенитовой) магмы в более внешнем Силезском прогибе Западных Карпат. Кроме того, среди нижнемелового флиша встречаются маломощные прослои бентонитов и бентонитизированных пепловых туфов, связанных, по-видимому, с отдаленными вулканическими центрами.

**Раховско-Северинский прогиб.** В Восточных Карпатах вулканические образования этого прогиба выступают на поверхность почти исключительно по краям Раховской (Раховско-Буркутской) зоны: в тектонических чешуях Каменнопотокской еди-

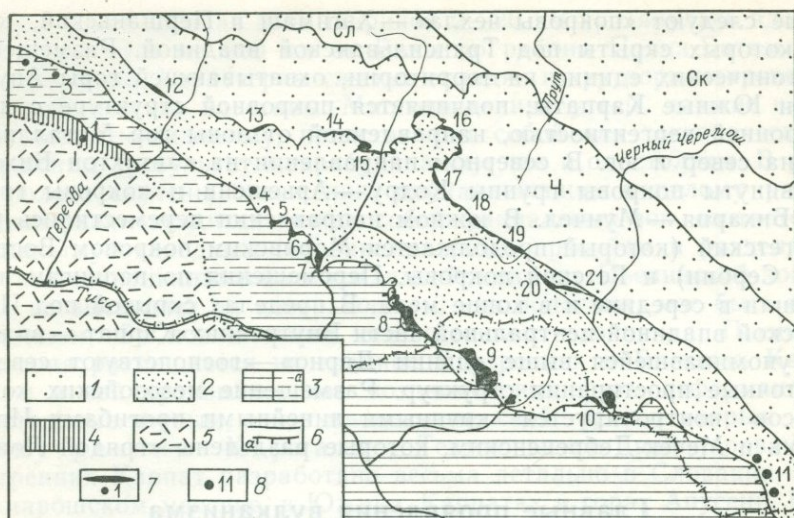


Рис. 6. Распространение и структурное положение вулканических образований верхней юры — нижнего мела в Украинских Карпатах и Румынском Марамуреше. Составил М. Г. Ломизе.

1—4 — тектонические зоны: 1 — Скибовая (Ск), Силезская (Сл) и Черногорская (Ч), 2 — Раховская, 3 — Мармарошская и зона Мармарошских утесов (а); 4 — зона Пьенинских утесов; 5 — неоген Закарпатья; 6 — границы тектонических зон, главным образом надвига (а); 7 — выходы вулканических пород; 8 — олистолиты вулканических пород в нижнемеловом флише. Главнейшие местонахождения вулканических пород: 1 — Вульховчик-Большой Камень; 2 — Малая Уголька; 3 — Большая Уголька; 4 — Риноватый; 5 — Средняя; 6 — Косовская; 7 — Каменный Поток; 8 — Маргетул, Радомир, Квасной; 9 — Фаркэу-Михалек; 10 — Чивчин, Будычевска Велька, Попадья; 11 — Див, Кварцевый, Широкий, Солонцовка; 12 — Краснишора; 13 — Малая Шопурка; 14 — Косовская; 15 — Тростенец; 16 — Петрос; 17 — Полонина Рогнеска; 18 — р. Говерля; 19 — Лемский, Бальзатул; 20 — Выпчинка; 21 — Гропенец

ницы и единицы «черного флиша», приуроченных к Мармарошскому надвигу, а также в более мелких чешуях вдоль Буркутского надвига (рис. 6). В первом случае на поверхность выведена вулканогенно-осадочная чивчинская свита, во втором — тростенецкая вулканогенная толща. Чивчинская свита датируется оксфорд — титонем и состоит из нижней (преимущественно порфириды и туфобрекчии), средней (туфогенные известняковые конгломераты, известняки, туфы) и верхней (плитчатые известняки, глинистые сланцы, прослой туфов) подсвит общей мощностью 700—750 м. Можно полагать, что эти подсвиты приблизительно соответствуют диабазам Фаркэу, формации Михалек и формации Выртоп, описанным Д. Патрулиусом, И. Маташем и М. Бляху в Румынском Марамуреше. Тростенецкая толща образована туфобрекчиями и лавами основного состава, а также туфогенными конгломератами и известняками, в которых Р. И. Лещух обнаружил фауну баррема.

Нижнемеловой флиш Раховско-Северинского прогиба прослеживается к югу от советско-румынской границы вдоль Карпатской

дуги более чем на 600 км (до Восточной Сербии), однако вулканические образования этого прогиба уже нигде не обнажаются с такой полнотой. Большой интерес представляют выходы вулканитов чивчинской свиты, обнаруженные румынскими геологами (И. Берча, Х. Крейтнером и М. Мурешаном) в эрозионных окнах под надвинутыми на них кристаллическими породами Мармарошского массива. К юго-востоку от горы Чивчин такие выходы вскрываются по правым притокам р. Васер (на реках Файна, Лостун и др.) на расстоянии 9 км от фронта тектонических покровов. Еще в 100 км южнее по правым притокам р. Быстрицы (рекам Борда, Дрепту и др.) эрозионные окна с выходами чивчинской свиты размещаются близ края покрова кристаллических пород.

На южной оконечности Восточных Карпат в междуречье Праховы и Дофтаны — в зоне Чахлэу (на продолжении Раховской зоны) известны диабазы, приуроченные к кремнисто-глинистым «слоям Азуга» (титон — берриас), подстилающим терригенный флиш Синая, который является аналогом раховской свиты. Далее, вдоль Южных Карпат, под неогеном передового прогиба скважинами вскрыт флиш, позволяющий связать зону Чахлэу с областью распространения Северинского тектонического покрова, который прослеживается на румынской и югославской территориях по обе стороны Дуная. В этом покрове распознаются слои как Синая, так и Азуга с приуроченными к ним базальтоидами, туфами и яшмами. Характерно, что в Северинском покрове с ними ассоциируют тектонические отторженцы и пластины серпентинитов и габброидов. Согласно А. Грубичу (Grubić, 1974), в районе Дели Иована (Восточная Сербия) базальтоиды стратиграфически налегают на габбро и серпентиниты. Петрохимическая характеристика вулканитов Раховско-Северинского прогиба основана на данных, полученных на советской территории. Они образуют непрерывную базальт-трахитовую формацию с весьма неоднородной по щелочности базальтовой группировкой (см. табл. 10).

Тешенитовый вулканизм Силезского прогиба проявился на ранней стадии развития флишевой геосинклинали Западных Карпат (валанжин — готерив). Согласно С. Героху, В. Новаку и Т. Визеру, признаки тешенитового вулканизма можно проследить вверх по разрезу вплоть до среднего альба. Палеомагнитное исследование магматических пород (по данным М. Крса и Б. Шмида) показало наличие образцов как с прямой, так и с обратной намагниченностью, что свидетельствует о длительности магматизма. Изверженные породы прослеживаются в полосе, протянувшейся через Тешинскую Силезию и Моравию почти на 100 км, где они слагают преимущественно интрузивные тела — силлы, реже дайки и залежи неправильной формы. Еще О. Пацэк в 20-х годах обратил внимание на наличие среди тешенитов пород эффузивного облика. З. Рот и А. Матейка описали эффузивные горизонты тешенитов среди «верхних тешинских сланцев» (валанжин — готерив) на чехословацкой территории.

Д. Говорка отмечает и наличие туфов. В 70-х годах туфы основного состава были обнаружены И. Гуцвой, В. Новаком и Т. Визером и на польской части территории, где они также залегают среди «верхних тешинских сланцев».

Петрографическое изучение тешенитов Силезского прогиба было начато в середине прошлого века Ф. Хохенеггером и А. Маделюнгом, а затем продолжено Г. Чермаком, Я. Новаком, Б. Шмидом, А. Махмудом, К. Смуликовским (Smulikowski, 1980). В окрестностях Тешина тешениты были впервые описаны как новый петрографический тип. Наряду с собственно тешенитами в рассматриваемой формации широко представлены высокощелочные пикриты. Петрохимические данные будут отражены в табл. 5.

Вопрос о размещении и мощности тешенитовых тел рассматривал К. Конёр, используя данные по многочисленным скважинам. На поверхности выходы тешенитов приурочены к Тешинскому тектоническому покрову — самой внешней единице Силезского покрова. В том числе 73,5 % местонахождений связано с валанжин-готеривскими «верхними тешинскими сланцами», остальные интродуцируют подстилающие их титон-берриасовые «тешинские известняки» (8,2 %) и кимеридж-титонские «нижние тешинские сланцы» (18,3 %). Толщина Тешинского тектонического покрова, по данным бурения, — от 30—50 до 650 м. Ниже, в Субсилезском покрове также вскрыты тешениты, приуроченные, по-видимому, к тому же стратиграфическому интервалу. Мощность тел достигает 25 м, реже 45 м. Доказанная бурением амплитуда надвигания Силезского и Субсилезского покровов на миоценовые отложения форланда составляет 20 км на польском (по Я. Буртан и др.) и 30 км на чехословацком (по З. Роту) пересечениях.

**Признаки вулканизма в поздне меловых прогибах.** В позднем мелу во Внешних Карпатах продолжалось накопление терригенных флишoidных отложений (мощностью до 2500 м), но наметилось дробление прогибов на множество узких структурно-фациальных единиц. Усилилась контрастность вертикальных движений, возросла роль кордильер, разделявших флишевые трогги. Именно в это время во флишевой геосинклинали снова проявился вулканизм, связанный с локальными, эфемерно возникавшими и отмиравшими вулканическими очагами. Намечаются две фазы поздне-мелового вулканизма. Первая установлена в туроне — коньяке на отдельных участках самой внутренней — Драговской тектонической зоны Украинских Карпат (зажатой между Пьенинской зоной и зоной Мармарошских утесов), где сформировались гиалокластиты александровского горизонта; тогда же образовались туфы и в соседней Пьенинской зоне. Гиалокластиты соответствуют по составу андезитам исландитового типа и происхождением, возможно, связаны с дифференциацией толеит-базальтовой магмы (см. табл. 6). Во вторую фазу, в позднем сенеоне (главным образом в кампане), вулканизм переместился в более внешние зоны геосинклинали (Раховскую, Дуклянскую, Черногорскую, Бориславско-Покутскую), где произошли эксплозии андезитового и да-

цитового пирокластического материала (рис. 7). Различие состава продуктов извержения в разных тектонических зонах свидетельствует о существовании разобщенных вулканических центров.

### Вулканизм Внутренних Карпат и Пьенинской зоны

Проявления вулканизма во Внутренних Карпатах можно проследить, начиная с триаса. Вулканизм раннего триаса был еще тесно связан с позднепалеозойским, завершая герцинское развитие области. Широко распространены среднетриасовые вулканы, залегающие среди морских карбонатных отложений; извержения происходили в условиях относительно спокойного тектонического режима («квазиplatformенного» по определению В. Е. Ханина). Такие условия сохранились еще и в лейасе. Собственно геосинклинальная вулканическая активность, так же как и во Внешних Карпатах, укладывается в короткий интервал времени, охватывающий позднюю юру — неом (около 50 млн. лет), когда мощные проявления вулканизма сконцентрировались в прогибах Металлифери, Мечек-Дебреценском и вдоль «линии Дарно», а небольшие локальные извержения базальтовых магм распространились почти на все структурные элементы Внутренних Карпат и на Пьенинскую зону. Второй максимум магматизма приходится на поздний сенон — ранний эоцен, когда начал формироваться наложенный на раннегеосинклинальные структуры вулканоплутонический пояс Апусени — Тимок.

**Вулканические образования среднего триаса и лейаса.** Во Внутренних Карпатах единственное крупное местонахождение среднетриасовых вулканитов находится в горах Бюкк (см. рис. 5). Среди доломитов и известняков, в том числе представленных сравнительно глубоководным «хальштаттским типом», залегают две вулканогенные толщи, описанные Г. Панто, К. Балогом и П. Аркаи. Нижняя вулканогенная толща мощностью около 250 м приурочена к средней части анизийского яруса и имеет преимущественно андезито-дацитовый состав. Верхняя вулканогенная толща, еще большая по мощности, принадлежит к верхам ладинского яруса и обнаруживает большое разнообразие состава — от базальтоидов до риолитов. В обеих толщах есть эффузивные и пирокластические образования. Еще один, сравнительно маломощный горизонт туфов и диабазов отмечается в низах ладинского яруса. Петрохимические данные указывают на известково-щелочной характер магм, анизийские вулканиты образуют элементарную дифференцированную формацию, ладинские — непрерывную формацию (см. табл. 6, 10). Разнообразный по составу вулканический материал ассоциирует также с ладинскими известняками хальштаттского типа в верхних («трансильванских») тектонических покровах Мармарошского массива: Першаньском и Хэгимаш (по Г. Чофлице, Д. Патрулиусу и др.). Он описан главным образом в горах Першань: в ущелье Олт, долинах рек Лупша и Комана, а также севернее — в долине р. Надаш и районе Виргиша. Это базальтоиды

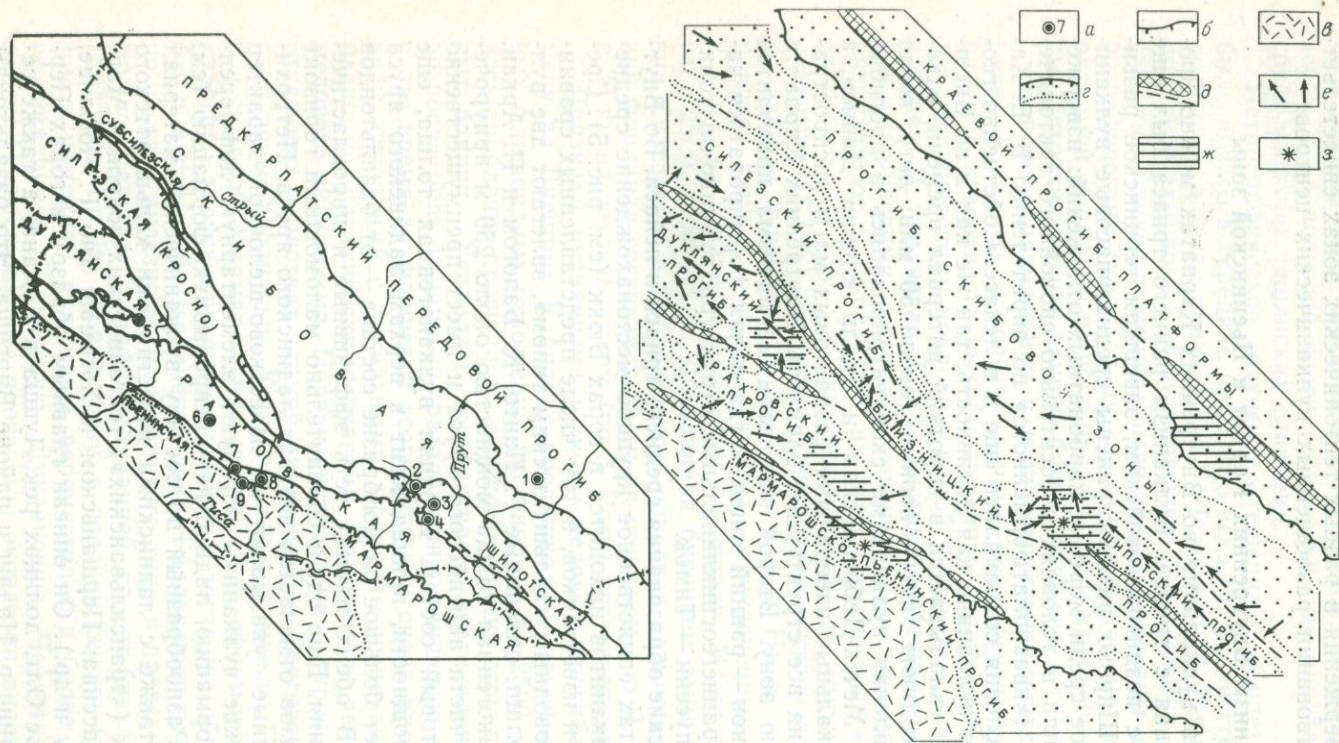


Рис. 7. Проявления позднемеолового вулканизма во флишевой геосинклинали Украинских Карпат. Составил М. Г. Ломизе.

Слева — главные местонахождения вулканогенных пород: 1 — пепловые туфы Покутской скважины, 2 — туффиты р. Лопушанки, 3 — туффиты хребта Черногорье, 4 — туффиты и туфогенные песчаники р. Гарманескуль, 5 — туффиты р. Паражены, 6 — туффиты р. Сухи; 7 — гялокластиты руч. Александровского, 8 — гялокластиты с. Полянского, 9 — туффиты с. Копашнево. Справа — палеовулканогеологическая реконструкция на палинспастической основе.

а — местонахождения вулканогенных пород; б — надвиги на границе тектонических зон; в — неогеновые образования Закарпатья; г — современные контуры тектонических покровов на палинспастической карте; д — кордильеры (П — Перикарпатская; Ч — Черногорская; ПД — Преддулянская; М — Мармарошская); е — господствующие направления придонных течений; ж — предполагаемое минимальное распространение вулканического материала; з — вероятное положение центров извержения

(в том числе подушечные лавы), андезиты, олигофиры, бостонитовые порфиры, трахиты, образующие контрастную формацию, базальтоидный элемент которой близок к толеитовому типу (см. табл. 7). Соответствующая вулканическая область, откуда перемещались тектонические покровы, находилась где-то на западе, на территории, скрытой под Трансильванской впадиной.

Следующее проявление вулканизма произошло в лейасе и выразилось извержением небольших количеств щелочных магм преимущественно среднего и кислого состава. Трахиты и бостониты лейаса описаны на восточном окончании Гетской единицы в районе Брашова, а также в горах Мечек. В обоих случаях они залегают среди лагунных угленосных отложений «грестенского типа». В районе Брашова магматические образования лейаса описали М. Савул и Т. Крейтнер, а впоследствии — Р. Димитреску, В. Манилич и П. Вылчану; в горах Мечек их отмечали Ш. Балог и З. Немеди-Варга.

**Вулканизм поздней юры — раннего мела.** В середине мезозоя в условиях активизации геосинклинального режима на территории Внутренних Карпат оживилась и вулканическая деятельность. Характерно широкое развитие толеитовых базальтов, которые внедрялись и изливались вдоль сравнительно узких прогибов и разломов. В то же время на относительно приподнятых и стабильных участках геосинклинальной области произошли извержения небольших количеств высокощелочных базальтов и пикритов. Вдоль Мечек-Дебреценской зоны изливались оливин-базальтовая магма и ее дифференциаты. Небольшие проявления базальтового вулканизма предполагаются и в раннемеловых «краевых впадинах» Мармарошского массива Восточных Карпат.

**Вулканизм прогиба Металлифери (Южные Апусени).** Нигде в Карпатах геосинклинальный вулканизм не проявился так интенсивно, как в прогибе Металлифери. Вулканические формации этого прогиба образуют полосу шириной около 40 км, которая пересекает р. Муреш выше Липова, следуя на восток вдоль южной части гор Металлифери. В горных грядках Траскеу она поворачивает на север, повторяя изгиб Карпатской дуги. Полоса обнажена на протяжении 190 км, а далее в обоих направлениях скрывается под чехлом третичных отложений. Описания вулканитов содержатся в работах Д. Гюшки, Г. Чофлицы, Х. Саву, Э. Гандрабуры, Н. Герца, И. Бербелеака, М. Бляху, а также в монографии В. Яновича и др. (*Geologia Muntilor...*, 1976). Подошва вулканической толщи нигде не вскрыта, природа фундамента этой наиболее прогнутой осевой зоны прогиба Металлифери служит предметом догадок и дискуссий. Стратиграфический разрез начинают мощные (более 3000 м) эффузивные и субвулканические базальтоиды с редкими прослоями туфов, радиоляритов, аргиллитов, а в верхах — известняков с фауной оксфордского, кимериджского и титонского ярусов. Среди вулканитов залегают небольшие интрузивные тела габброидов, в том числе стратифицированные с обособлением меланократовых габбро и неболь-

ших количеств перидотита в основании. Базальты и габброиды, а также сопутствующие им породы, образовались в результате кристаллизации и дифференциации толеит-базальтовой магмы (см. табл. 3). Существует мнение, что перечисленные магматические образования представляют собой офиолитовую ассоциацию и могут рассматриваться как фрагмент коры океанического типа. Мнение это представляется нам спорным, и мы вернемся к его обсуждению в части II, гл. 3.

Выше юрской вулканической толщи в южной зоне гор Металлифери следует терригенный флиш валанжина — готерива с залегающими среди него разнообразными по составу (главным образом андезитовыми и риолитовыми) известково-щелочными вулканитами, образующими непрерывную формацию (см. табл. 10). Вулканиты эти широко распространены в горах Дроча и в горах Траску, среди них описаны стратовулканы, ассоциирующие с рифами. Еще выше по разрезу (главным образом в тектонической единице Фенеш) среди отложений баррема — апта появляются базальты известково-щелочного типа. Уже в начале позднего мела прогиб Металлифери испытал сжатие, которое завершилось в последующие фазы. При этом вулканогенные и осадочные геосинклинальные серии были смяты в складки и надвинуты на комплексы обрамления. Главное надвижение шло на север, в направлении «автохтона Бихор». Однако вначале, в австрийскую фазу, произошли и некоторые перемещения в сторону Южных Карпат.

Базальтоидный магматизм вдоль «линии Дарно». Вытянутые в северо-восточном направлении разломы «линии Дарно» давно уже рассматриваются как важный структурный шов, который соединяется через «линию Балатон» с «Периадриатическим линеamentом» Альп. В полосе от гор Дарно к Сарвашке, горам Бюкк и далее к Рудобане прослеживаются тела диабазов и габбро. Последние слагают дифференцированные интрузивные тела, в которых представлен весь спектр пород вплоть до плагиогранитов. Есть и ультрабазиты (перидотиты, пироксены), образующие шпировидные обособления среди габбро или зоны в краевых частях тел. Все эти образования рассматривались обычно в качестве гипабиссальных интрузий, прорывающих слои мезозоя (нижний — средний триас) и перекрытых третичными отложениями. Вместе с тем еще З. Сентпетери считал часть диабазов излившимися; И. Кисс указывал на наличие миндалекаменных разностей, а Ч. Бакша и др. описали подушечные лавы. Возраст формации условно определялся как меловой, чаще всего раннемеловой. В петрохимическом отношении, судя по данным Г. Панто, она обладает характерно выраженными чертами толеит-базальтового типа (см. табл. 3). В последние годы с учетом бурения показано, что магматические образования ассоциируют с глубоко-водными терригенными отложениями (в том числе турбидитами) и радиоляритами и слагают несколько тектонических пластин, надвинутых на край зоны Игал — Бюкк с северо-запада, со стороны «линии Дарно» (The tectonic..., 1980). Для района Дарно

реконструирован стратиграфический разрез от диабазов и габбро-диабазов внизу к подушечным базальтам, терригенным отложениям, радиоляритам и планктонным известнякам в верхах. В районе Сарвашке, где подушечные лавы залегают в мощной терригенной толще, диабазы и габбро интродуцируют эту толщу, оказывая отчетливое контактное воздействие. Таким образом, не подтвердилось предположение К. Онуохи (Онуоха, 1977) о наличии в Сарвашке полного разреза офиолитовой ассоциации (фрагментов коры океанического типа). Базальтовые лавы и мелкие габброидные интрузии Дарно — Сарвашке — Рудобани нет оснований называть офиолитами.

Диабазовую формацию Гемерид изучали И. Каменицкий, М. Иванов, И. Кантор, Д. Говорка. Ее породы распространены в поле среднетриасовых и более древних отложений в виде мелких интрузивных тел главным образом межпластового типа; их больше всего среди нижнего триаса. Встречаются разности со спилитовой структурой, и для них И. Каменицкий не исключает возможность эффузивного происхождения. Наблюдаются все петрографические переходы от почти неизменных диабазовых пород к «глаукофанитам», в которых натровый метасоматоз выразился не только альбитизацией, но и образованием глаукофана по пироксену. Как показывает состав наименее измененных разностей пород, рассматриваемая формация представляет собой продукт кристаллизации толеит-базальтовой магмы (см. табл. 3). В некоторых телах, в частности у с. Якловицы, описаны переходы от диабазов к кератофирам, которые представляют собой локальный дифференциат базальтовой магмы. Возраст диабазовой формации Гемерид считают мезозойским — чаще всего среднетриасовым или более молодым (вплоть до раннего мела). Можно полагать, что часть диабазов испытала глаукофанизацию в середине мела при сжатии и надвиговых перемещениях; тогда же вдоль фронта Гемерского покрова и по разломам Рожнявской системы были выведены на поверхность многочисленные тектонические линзы альпинотипных гипербазитов, описанные Д. Говоркой и Ю. Злохой.

Диабазовая формация Большой Угольки и Соймула (Восточные Карпаты). Еще одно проявление толеит-базальтового магматизма, скорее всего позднеюрского, выражено пластовыми залежами диабазов (главным образом согласными) среди слоистых плитчатых известняков верхней юры, описанными автором на горе Соймул (Раховский массив), а также выступающими в зоне Мармарошских утесов — в бассейне р. Большая Уголька, где они известны давно и пройдены буровыми скважинами. Петрографические сведения об этих диабазах имеются в работах В. А. Калюжного, С. С. Никитиной, В. П. Костюка и других, химический состав мы приводим далее в табл. 3. На горе Соймул и на р. Большая Уголька известняки с силлами диабазов трактуются как элемент мезозойского чехла Суббуковинского (Деловецкого) тектонического покрова, сложенного древними ме-

таморфическими сланцами. И в пределах СССР, и в Румынии среди этих метаморфических сланцев (деловецкой серии и серии Тульгеш) нередко встречаются дайки диабазов, не затронутых региональным метаморфизмом и, возможно, принадлежащих к той же формации, что и силлы Соймула и Большой Уголки. В частности, возраст габбро-диабазы из дайки с р. Перкалаб (по данным С. Г. Рудакова, в интерпретации Х. Крейтнера и др.) оказался равным 133 млн. лет.

Вулканизм Мечек-Дебреценской зоны. По мере проведения буровых работ в Паннонской впадине выявилось, что раннемеловые вулканыты, выступающие на поверхность в горах Мечек, прослеживаются на глубине в виде широкой полосы, которая протянулась в северо-восточном направлении на 250 км к Кишкёрешу, Сольноку, Дебрецену и далее до Закарпатской Украины (по А. Юхашу и Г. Вассу, Э. Садецкому-Кардошу, К. Сепешхази, С. С. Круглову). Начиная от района Сольнока, вулканыты погребены под мощными флишоидными отложениями верхнего мела — палеогена. Вулканогенная толща гор Мечек мощностью до 1000 м лежит в стратиграфическом интервале от валанжина до низов апта. По данным Б. Маурица, И. Билика и И. Вициана, она формировалась в мелководно-морских условиях и содержит диабазы (в том числе подушечные лавы и гналокластиты), трахидолериты, фонолиты, бостониты и натриевые трахиты. Им сопутствуют туфы, туффиты, а также многочисленные пластовые залежи и дайки. В целом вулканыты рассматриваются нами как контрастная базальт-трахитовая формация, базитовая составляющая которой принадлежит к оливин-базальтовому петрохимическому типу (см. табл. 7).

Высокощелочные базальтоиды Внутренних Карпат Словакии и Пьенинской зоны. В Словакии область распространения этих базальтоидов охватывает Крижнянский тектонический покров, Дюмбиерскую и Высокотатринскую единицы Татрид, а также Манинскую единицу Пьенинской зоны (см. рис. 5). Вулканыты описаны В. Зорковским, З. Котаньским, А. Радваньским, А. Беганом, Д. Говоркой и др. В Крижнянском покрове базальтоиды и их туфы залегают среди отложений неокома (в Низких Татрах, Большой и Малой Фатре), а по данным А. Кумановой и И. Возара, также и в нижнем альбе (Среднее Поважье). В Дюмбиерской единице Татрид установлены секущие тела среди среднего триаса близ Дюмбиера (Низкие Татры). В Высокотатринской единице (в районе Особиты) эффузивные базальтоиды и их туфы приурочены к криноидно-брахиоподовым известнякам титона; кроме того, они прослежены М. Мишиком вдоль зоны на восток до Паломы по гальке в конгломератах палеогена. В Манинской единице Пьенинской зоны есть и эффузивные, и пирокластические образования, которые датируют аптом — альбом, они обнажаются в Поважска-Быстрице, Подманине и др. Мощность вулканытов нигде не превышает первых десятков метров, по простиранию они быстро выклиниваются. Экспло-

звность извержений была высокой, преобладает пирокластический материал. Лавы обычно миндалекаменные, описаны также лавобрекчии и гиалокластиты. Характерны порфиновые структуры с вкрапленниками оливина, титан-авгита, баркевикитовой роговой обманки, изредка биотита и плагиоклаза. В карпатской геологии эти базальтоиды известны под названием лимбургитов и авгититов, среди них много ультраосновных разностей. В целом формация является пикрит-базальтовой и обладает признаками оливин-базальтового петрохимического типа (см. табл. 5).

В пределах СССР вулканы связаны с титонскими известняками геосинклинальной Чорштинской единицы Пьенинской зоны (см. рис. 6, 1). Вместе с этими известняками они выступают в виде тектонических отторженцев среди верхнемеловых пуховских мергелей. Такие утесы известняков с вулканитами прослеживаются в междуречье Терембли и Тересвы. Главные выходы находятся в районе Новоселицы — на горе Большой Каменец и р. Вульховчик, где их описали С. С. Круглов, В. И. Лебединский, В. Г. Бондаренко и автор. Вулканические образования представлены щелочными калиевыми базальтами и сопровождающим пирокластическим материалом. Судя по петрохимическим данным, эти базальтоиды могут быть отнесены к шошонитовому типу (см. табл. 5).

**Проявления позднемелового вулканизма.** Поскольку в развитии Внутренних Карпат время главных деформаций приходится на середину мела, позднемеловой магматизм проявился в них уже в обстановке замыкания геосинклинальных прогибов и формирования посттектонического чехла (Săndulescu, 1975). По составу магм, пространственной приуроченности и, как полагают, генетически он неразрывно связан с продолжавшим его ларамийским банатитовым магматизмом. Все поля распространения позднемеловых вулканических образований укладываются в единый пояс, который тянется из Балканид и, дугообразно изгибаясь, вступает на территорию Карпат в Восточной Сербии. Далее через Банат он прослеживается на север до гор Влэдяса (в Северных Апусенях). Это широко известный вулканоплутонический пояс Апусени — Тимок — Среднегорье, активность которого продолжалась вплоть до раннего эоцена и главная часть которого находится за пределами Карпат.

В Карпатах этот пояс представлен мощными толщами позднемеловых вулканических образований лишь на трех участках: в Восточной Сербии (в Тимокской зоне и зоне Тупижница), в горах Пояна Рускэ (на западе Гетской единицы Южных Карпат) и в горах Влэдяса. Их исследованию на сербской территории посвящены работы П. Николича, М. Анджелковича, М. Джорджевича, на румынской территории — Д. Джушки, Г. Чофлицы, Х. Саву и др. Вулканические образования представлены андезитами (преобладают), дацитами, риолитами, реже — андезитобазальтами и латитами. Извержения были высокоэксплозивными, накопление материала происходило главным образом в подводно-морских условиях, хотя встречаются и игнимбриты. В Восточной Сербии первые извержения произошли уже в сеномане, а интенсивный вулканизм продолжался (с не-

большими перерывами) с конца турона почти до конца сенона. Севернее, в Румынии, с позднего турона по кампан происходили небольшие извержения и откладывались горизонты туфов. Мощный вулканизм начался в маастрихте и не прекращался до конца мела (*Geologia Muntilor...*, 1976). Отчетливо выражен наложенный характер этого вулканического пояса: если от р. Тимок до Руска Монтанэ он тянется вдоль Гетской единицы, то далее пересекает весь ансамбль структур Южных и Северных Апусеней вплоть до «автохтона Бихор».

### Геосинклинальный вулканизм Карпат и некоторые вопросы палеотектонических реконструкций

Ввиду сравнительно небольших масштабов и слабой изученности геосинклинального вулканизма Карпат его тектонической интерпретации долгое время уделялось мало внимания. Г. Штилле в работах 40-х и начала 50-х годов разделил магматические образования Карпат на инициальные (триас — ранняя юра), синорогенные (банатитовый комплекс, считавшийся позднемеловым), субсеквентные и финальные (третичные). Последующие исследования вплоть до начала 70-х годов были подчинены этим представлениям, хотя и вносились некоторые дополнения или коррективы. Так, в частности, З. Котаньский высказал мысль о том, что раннетриасовые мелафиры Хочского покрова правильнее рассматривать как проявление финального вулканизма герцинид, исключив их из числа инициальных магматитов альпийского цикла. Этот же исследователь отмечал, что позднеюрские лимбургиты Высокотатринской единицы также не следует считать проявлением инициального вулканизма ввиду характера их щелочности, а также ассоциации с мелководными осадками.

Интерес к магматическим образованиям резко возрос в 70-х годах, когда появились публикации, посвященные переинтерпретации геологической истории Карпат с позиций тектоники плит. В работах Д. Радулеску и М. Сандулеску (*Săndulescu*, 1975), Н. Герца и Х. Саву (*Herz, Savu*, 1974), М. Бляху, Э. Садецкого-Кардоша и в ряде других мезозойско-кайнозойские вулканы Карпат используются в качестве важнейшего показателя палеотектонических условий. При этом авторы сочли возможным интерпретировать практически каждое проявление мезозойских базальтоидов как признак раскрытия океанического бассейна и каждое проявление известково-щелочных серий — как зону субдукции. Основанием для реконструкции прогибов океанического типа послужили даже тешениты Силезии (В. Сикора), оливниновые базальты Мечек-Дебреценской зоны (Э. Садецкий-Кардош) и лимбургиты Татрид (Л. Каменицкий). Столь вольной интерпретации способствовало то обстоятельство, что все эти базальтоиды именуются офиолитами, поскольку в геологии Карпат до настоящего времени этот термин применяется согласно традиции, восходящей к А. Броньяру, как наиболее общее петрографическое название

для любой зеленокаменной породы. Лишь в немногих работах авторы исходят из штейнманновского понимания офиолитовой триады и делают попытки реконструировать стратифицированный офиолитовый разрез, прежде чем считать доказанным существование реликтов древней океанической коры (Herz, Savu, 1974; Grubić, 1974; Опшопа, 1977).

Столь же свободно устанавливаются по вулканизму и зоны субдукции. Так, например, образование позднемелового вулканического пояса Апусени — Тимок одни исследователи считают признаком субдукции с запада (М. Бокалетти и др., М. Ксёнжкевич), другие — с востока (Д. Радулеску, М. Бляху, А. Грубич, Э. Садецкый-Кардош). Считается даже возможным образование этого единого вулканического пояса в результате активности трех зон субдукции, находящихся на разном расстоянии от него, и в том числе имеющих встречное направление (Димитрова и др., 1979). В последней работе наряду с этой «верхнемеловой вулканической островной дугой» реконструируются «задуговые (окраинные) моря», а в них — Мурешская, Мечек-Дебреценская и Бюккская «глубоководные впадины с основным вулканизмом». При этом игнорируется то обстоятельство, что во всех трех «впадинах» базальтоидный магматизм завершился до позднего мела (т. е. до возникновения «вулканической островной дуги»), да и сами прогибы, за исключением Сольнок-Дебреценского участка, к этому времени уже полностью замкнулись.

При реконструкции в Карпатах прогибов океанического типа нельзя не учитывать пространственную и структурную разобщенность мезозойских вулканитов и альпинотипных гипербазитов (см. рис. 5). Последние контролируются надвигами главным образом средне-мелового возраста и могли быть извлечены на поверхность из домезозойского фундамента. Поэтому наличие в геосинклинальной области Карпат реликтов мезозойской коры океанического типа требует дальнейшего обоснования. Если принять для комплекса Дели Йован в Восточной Сербии интерпретацию А. Грубича (Grubić, 1974), можно будет считать его таким реликтом. В этом случае в южной части Раховско-Северинского прогиба (где он размещался между Мизийской плитой и Гетской областью) его развитие сопровождалось раздвигом с новообразованием в поздней юре коры океанического типа. Что касается совместного нахождения гипербазитов с триасовыми вулканитами Трансильванских покровов, то оно скорее всего не первично, а возникло при надвиговых перемещениях.

Вопрос о природе субстрата прогиба Металлифери мы считаем спорным (см. часть II, гл. 3). Судя по всему, его развитие происходило в обстановке интенсивного растяжения и сопровождалось по крайней мере сильным утонением сиалической коры. Однако мало вероятно, чтобы прогиб Металлифери служил прямым продолжением Вардарского офиолитового прогиба Динарид, как это предполагают Р. Димитреску, М. Лупу, М. Бляху, К. Сепешази и ряд других исследователей. И «офиолиты», и осадочный

комплекс прогиба Металлифери существенно отличаются от разрезов, характерных для офиолитовых зон Динарид. Кроме того, как подчеркивает М. Сандулеску (Săndulescu, 1975), по данным бурения и геофизики их разделяет полоса кристаллического фундамента — северное продолжение Сербско-Македонского массива.

В целом мы присоединяемся к тем исследователям, которые считают, что развитие альпийской геосинклинали Карпат происходило, скорее всего, вне собственно океанического Тетиса, на его северном обрамлении — за линией Дравы и краем Шумадийско-Вардарской зоны. В раннем мезозое эта территория характеризовалась относительно спокойным режимом и низкой вулканической активностью. Тектоническая дифференциация в поздней юре — раннем мелу сопровождалась образованием нескольких линейных зон растяжения с проявлениями толент-базальтовых, реже оливин-базальтовых магм. Между ними, на относительно стабильных пространствах, в это же время проявились небольшие количества высокощелочных базальтов. С переходом к обстановке сжатия в позднем мелу базальтовый вулканизм сменился извержением известково-щелочных андезитовых, дацитовых и риолитовых магм, почти полностью локализованных в вулканическом поясе Апусени — Тимок — Среднегорье. Последний возник как одно из звеньев в системе вулканических поясов, протянувшихся вдоль северного обрамления Тетиса через Понтиды в Закавказье и свидетельствующих об установлении тектонического режима активной континентальной окраины (Hsü et al., 1977; Bergougnan, Fourquin, 1980).

## Глава 3

### ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ЧИЛИЙСКО-АРГЕНТИНСКИХ АНД И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Для настоящего исследования региональные данные по вулканизму и тектонике Центральных Анд представляют большой интерес. Именно эта часть геосинклиналиного пояса Анд послужила тектонотипом «активной континентальной окраины андского типа», и тем самым важна для правильного толкования и использования этого понятия, получившего широкое распространение. Основываясь именно на материале Анд, систему структур, развивающихся на такого рода активной окраине, предложили называть лиминарной (Aubouin, Borrello, 1966). Характеристика лиминарных систем как элемента геосинклиналиной области будет дана в части II, гл. 2 и 3.

Синтез данных по вулканизму и тектонике Чилийско-Аргентинских Анд был выполнен автором с учетом личных полевых на-

блюдений (Ломизе, 1975 и др.). В этих публикациях приведены описания вулканических комплексов и библиография. Чилийско-Аргентинские Анды общей протяженностью около 2500 км — сегмент андского пояса, отделенный естественными границами на широте Арики («угол Арики», 18° ю. ш.) и Пуэрто-Монта (около 42° ю. ш.). Эта часть Анд вместе с Перуанскими образует Центральные Анды, которые противопоставляются Северным (Эквадорско-Колумбийским) и Южным (Патагонским) Андам иного строения.

Наличие в Андах необычайно мощных вулканических серий отметил еще Ч. Дарвин, осуществивший несколько пересечений, в том числе на широтах Копьяю и р. Аконкагуа. Он впервые выделил «порфиритовую формацию Анд» как чередующиеся пласты порфировых пород, порфиритовых конгломератов и изредка встречающиеся среди них слои глинистых сланцев, «образующие в совокупности грандиозную формацию». Впоследствии эта вулканическая формация была прослежена почти на всем протяжении Чилийских и Перуанских Анд, возраст ее определялся как юрский — нижнемеловой, мощность составляла несколько тысяч метров. Понятие «порфиритовая формация» использовалось до недавнего времени, в частности, в таких обобщающих работах, как «Основы геологии Чили» Х. Брюггена, «Геология Чили» В. Цайля. Вместе с тем стало ясным, что оно искусственно объединяет многочисленные вулканические формации разного состава и возраста (от раннеюрских до миоценовых), морские и континентальные суммарной мощностью свыше 25 000 м, нередко разделенные несогласиями или даже приуроченные к разным участкам пояса. Как убедительно показал К. Клон, дальнейшее применение собирательного понятия «порфиритовая формация» нецелесообразно.

Существующая концепция геосинклинального развития Анд определилась к началу 40-х годов. Представления о наличии под андским (альпийским) геосинклинальным комплексом герцинского складчатого основания и «квазиplatformенного» верхнего палеозоя — триаса, о миграции складчатости (а следом за ней — волны растяжения и «деструктивных» процессов) с запада на восток и о смещении магматизма в том же направлении — все это мы находим уже в широко известных работах Г. Штилле. Предложенное им подразделение на эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны легло в основу последующих обобщений Х. Муньоса-Кристи, В. Цайля, Ю. М. Пушаровского и И. В. Архипова, Ж. Обуэна, А. Борелло, Дж. Чечони, Л. Агирре и др. (Esquisse... , 1973; Andean magmatism... , 1974). Однако по мере пополнения и уточнения геологических данных становилось ясным, что «эвгеосинклинальный» комплекс Чилийско-Аргентинских Анд представлен мощными сериями известково-щелочных вулканитов (главным образом андезитовых и риолитовых), формировавшихся в мелководно-морских и континентальных условиях и тесно ассоциирующих с синхронными им интрузиями «андского батолита». Вулканические серии покоятся на докембрийско-палеозойском снали-

ческом фундаменте и сохраняют пологое залегание, осложненное крутыми разрывами, флексурами и приразломными складками. Граница с осадочными сериями «миогеосинклинали» нерезка, выражена постепенным выклиниванием эффузивных, а затем и пирокластических образований; со временем эта фациальная граница смещалась. А. А. Богданов был первым, кто высказал мысль о наличии в Андах вулcano-плутонического пояса, сходного с Охотско-Чукотским; основанием для этого послужили материалы по палеогеновому магматическому комплексу Перу. В дальнейшем представления о таком вулcano-плутоническом поясе развивал автор на более полном материале по Чилийско-Аргентинскому сегменту Анд. В 1972 г. пояс был выделен нами как самостоятельная структурная единица и назван Арауканским, становление его было прослежено со времени заложения в позднем триасе. Представление об Арауканском вулканическом поясе как магматическом образовании окраинно-материкового типа вписывается в концепцию Ж. Обуэна о лиминарной (краевой) природе Андской геосинклинали. Развиваемая в последние десятилетия трактовка Анд как активной континентальной окраины, связанной с глубинными процессами в зоне Беньофа, открывает пути для обсуждения тектонической природы Арауканского вулканического пояса (см. часть II, гл. 2).

Развитие Чилийско-Аргентинских Анд в течение андского (альпийского) этапа подразделяется нами на раннюю (поздний триас — оксфорд), позднюю (кимеридж — средний миоцен) и неотектоническую (поздний миоцен — антропоген) стадии. Поскольку режим последней стадии классифицируется как орогенный, ограничимся рассмотрением вулканизма и тектонических обстановок двух первых стадий.

### **Ранняя стадия развития Арауканского вулканического пояса**

Накопление морских терригенных отложений среднего — верхнего триаса, знаменующих начало андского этапа, было локализовано в небольших прогибах. Среди них у Лос-Вилоса (провинция Кокимбо) и у Курепто (провинция Талька) — в формации \* Эль-Пукен, в верхах формации Эль-Керео и в разрезе Эстеро-Онолко — залегает несколько сот метров туфов и туфобрекчий кислого и среднего состава, формировавшихся главным образом в позднем триасе. Широкая морская трансгрессия началась в синемюре и постепенно распространялась на восток, где, по данным А. Хиллебрандта, возраст базальных горизонтов местами поднимается до позднего плинсбаха и раннего тоара. На востоке Анд-

\* В настоящей главе, излагая для Анд геологический материал регионального характера, мы сохраняем за термином формация то значение, которое он имел в первоисточниках: это подразделение местной стратиграфической шкалы, соответствующее «толще», «свите» или «серии» советских геологов.

ский прогиб граничил с внутриконтинентальной областью денудации (рис. 8). Фациальные изменения в отложениях группы Куйано (лейас — байос), свидетельствующие о близости береговой линии, прослежены на левобережье Рио-Атуэль (провинция Мендоса) при детальном исследовании В. Фолькхеймера, а также южнее в Сьерра-де-Рейес (провинция Неукен).

Характер западного ограничения Андского прогиба не вполне ясен, поскольку оно находилось за современной береговой линией океана — по крайней мере к северу от Консепсьона. Установлено, что некоторое количество обломочного материала, в том числе гранитного состава, поступало с запада. На этом основании предполагается существование бордерлендов, таких как «Тьерра-де-Антофагаста» и «Тьерра-де-Консепсьон» Дж. Чечони, а в более ранних работах фигурировал гипотетический Тихоокеанский континент К. Бурхардта. Видимая ширина Андского прогиба не превышала 250 км, только в Неукене юрский бассейн заходил далеко на восток. Сравнение этого прогиба с контурами современного горного сооружения Чилийско-Аргентинских Анд показывает резкое несоответствие: лишь горные гряды Берегового хребта (Кордильера-де-ла-Коста) и Главного хребта (Кордильера-Принсипаль, Кордильера-де-Лос-Андес, Кордильера-Альта) возникли на месте геосинклинали, в то время как расположенные восточнее Передовой хребет, Прекордильера, Восточный хребет и Субандийские цепи Аргентины, а также Центральный, Восточный хребты и Субандийские цепи Боливии возникли за счет поднятия смежных областей более ранней консолидации.

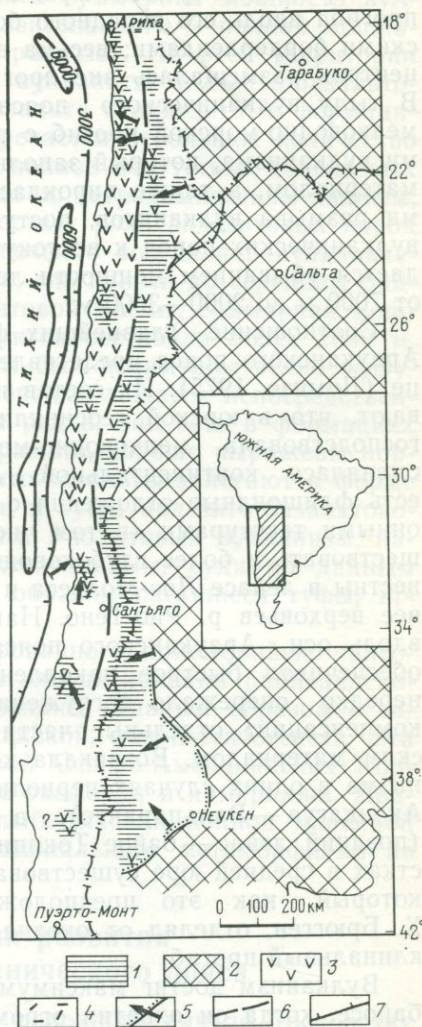


Рис. 8. Ранняя стадия развития Арауканского вулканического пояса (формации лейас — оксфорда). Составил М. Г. Ломизе.

1 — мелководно-морские отложения; 2 — области денудации; 3—4 — известково-щелочные вулканы; 3 — андезиты и андезитобазальты, 4 — риолиты; 5 — граница морского бассейна и направление переноса обломочного материала; 6 — прилизительная восточная граница вулканического пояса; 7 — изобаты, ооконтуривающие современный континентальный склон и Чилийско-Перуанский желоб

Арауканский вулканический пояс, зарождение которого намечалось еще во второй половине триаса, оформился как единое целое в ранней и средней юре. Он протянулся в пределах Андского прогиба вдоль его западного борта, отделяясь от океана сиалическими бордерлендами; весьма возможно, что часть вулканических центров размещалась вне прогиба — на этих краевых поднятиях. В тылу вулканического пояса (к востоку от него) протянулся мелководно-морской прогиб с отдельными разобщенными центрами вулканизма, который заполнялся главным образом осадочным материалом, а также пирокластическим материалом и продуктами размыва вулканитов, поступавшими с запада. Выклинивание вулканических пород к востоку от Арауканского пояса сопровождается убыванием мощности лейаса — оксфорда более чем вдвое, от 7000 м до 2000—3000 м.

Соотношение главнейших формаций ранней стадии развития Арауканского пояса представлено в составленной автором таблице (Ломизе, 1975). Их состав и размещение (см. рис. 8) показывают, что в юрской геосинклинали Чилийско-Аргентинских Анд господствовала мелководно-морская обстановка, местами она сменялась континентальной. Лишь на отдельных участках, где есть флишеидные отложения с подводно-оползневыми и градационными текстурами (в том числе туфогенный флиш), могли существовать и более глубоководные условия. Такие отложения известны в лейасе Лос-Мольеса и Курепто, байосе Икике и в келловее верховьев р. Рио-Тено. Наибольшее прогибание происходило вдоль оси Арауканского пояса, однако интенсивный вулканизм обеспечивал быстрое накопление вулканогенных толщ, которое нередко опережало погружения. Вследствие такой «избыточной компенсации» отдельные части прогиба заполнялись вулканическим материалом. Возникала континентальная обстановка вулканизма в одних случаях периодически (в позднем лейасе — байосе Аконкагуа — Вальпараисо), в других — на длительное время (поздний лейас — байос Токипильи — Чаньярала). На таких участках в средней юре существовал широкий вулканический барьер, который, как это предположили еще Г. Герт, Г. Штейнманн, Х. Брюгген, отделял от океана протянувшийся восточнее геосинклинальный прогиб.

Вулканизм достиг максимума в позднем лейасе, а особенно в байосе, когда он охватил огромные пространства на протяжении тысяч километров. Наибольшая активность была связана с вулканическими полями Токипильи — Чаньярала (22—27° ю. ш.) и Аконкагуа — Вальпараисо (32—33° ю. ш.). Выход магмы на поверхность контролировался системой пересекающихся трещин: к ним приурочены многочисленные андезито-базальтовые дайки, пронизывающие доандский фундамент. Согласно Ф. Гарсиа, некоторые вулканические центры находились на западе за современной береговой линией. Суммарная мощность вулканитов юры может быть оценена лишь весьма приблизительно: для среднего лейаса — до 500 м (50 % полной мощности), для верхнего лейа-

са — байоса — около 3000 м (65—95 % полной мощности), для бата — оксфорда 1800 м (70 % полной мощности). В целом для юрских разрезов Арауканского пояса суммарная мощность вулканитов превышает 5000 м (приблизительно 70 % полной мощности в сводном стратиграфическом разрезе). На всей территории господствуют известково-щелочные вулканиты андезито-базальтового состава с отклонениями до базальта и андезита, в формациях Калета-Лигате и Камарака встречается небольшое количество латитов и трахитов. Характерно полное отсутствие толеитовых базальтов или их производных. Судя по петрохимическим данным, в тылу вулканического пояса возрастает роль андезитовых пород с повышенной щелочностью. Исключение составляет вулканическое поле Аконкагуа — Вальпараисо, где вплоть до середины байоса преобладали извержения риолитовой магмы, суммарная мощность кислых вулканических продуктов составила более 2000 м.

Андезито-базальтовый вулканизм был преимущественно эффузивным, мощные лавовые потоки нередко ложатся непосредственно один на другой. Шаровые лавы редки, они есть в формациях Калета-Лигате и Камарака. Как правило, хорошо выражены порфировые структуры. Многие андезито-базальты залегают в форме субвулканических тел. Туфобрекчии и туфы андезито-базальтового состава количественно подчинены. Риолитовый вулканизм, напротив, был преимущественно эксплозивным; судя по данным Б. Леви, формировались главным образом спекшиеся туфы, игнимбриты.

Наличие мощного консолидированного докембрийско-палеозойского фундамента определило стиль дислокаций раннеандского структурного этажа, которые связаны главным образом с завершающей, так называемой арауканской, фазой тектогенеза. Эта фаза сравнима с невадийской фазой Северо-Американских Кордильер, но началась еще на рубеже оксфорда и кимериджа. Движения носили характер сводово-глыбовых: ни полной линейной складчатости, ни проявлений регионального метаморфизма не было.

## Поздняя стадия развития Арауканского вулканического пояса

Арауканская фаза тектогенеза положила начало господству континентальных условий; в течение кимериджа — раннего мела режим был переходным и континентальные условия прерывались кратковременными морскими трансгрессиями, чаще всего локальными. Ось вулканической активности заметно сместилась на восток — в глубь континента. Интенсивные проявления известково-щелочных, преимущественно андезитовых магм на протяжении приблизительно 120 млн. лет (до среднего миоцена включительно) привели к формированию вулканогенных толщ суммарной мощностью (в сводном разрезе) более 18000 м. Накопление их было сосредоточено в полосе шириной 100—150 км и тесно взаи-

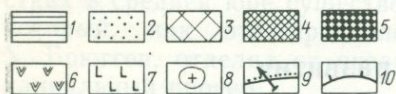
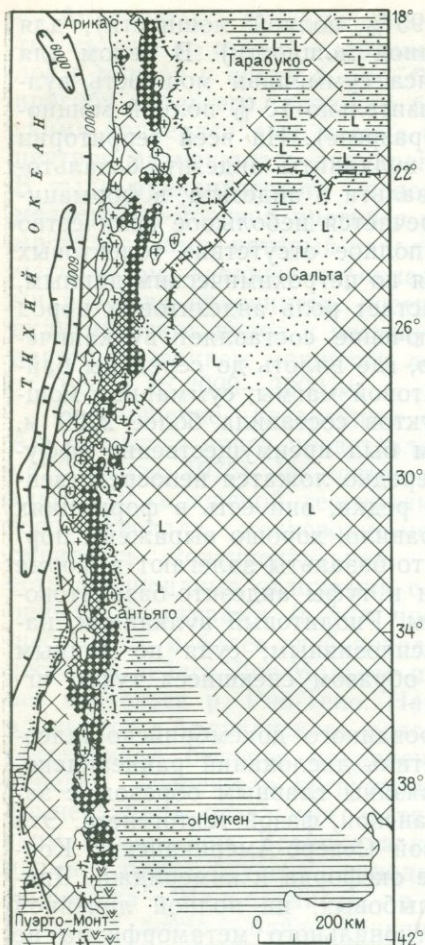


Рис. 9. Поздняя стадия развития Арауканского вулканического пояса (кимеридж — средний миоцен). Составил М. Г. Ломизе.

1, 2 — области накопления отложений: 1 — морских, 2 — континентальных; 3 — области денудации; 4—5 — Арауканский вулканический пояс: 4 — вулканы кимериджа — нижнего мела, 5 — вулканы верхнего мела — среднего миоцена; 6 — горизонты андезитов среди морских отложений палеогена; 7 — толеитовые базальты; 8 — диориты и гранодиориты («андский батолит»); 9 — граница морского бассейна и направление переноса обломочного материала; 10 — изобаты, оконтуривающие современный континентальный склон и Чилийско-Перуанский желоб

мозвязано с внедрением интрузий «андского батолита» (рис. 9; рис. 10, II).

Горизонты андезитовых вулканитов появляются уже в кимериджских континентальных молассах, которые накапливались к востоку от возникшего в это время поднятия Берегового хребта. Их особенно много в формации Рио-Дамас (кимеридж — титон) и в соответствующих ей верхах формации Лагунилья, которые прослеживаются на чилийской стороне Главного хребта. Массовым проявлениям мелового вулканизма предшествовала морская трансгрессия конца титона и валанжина, которая оставила глинисто-карбонатные отложения мощностью до нескольких сот метров. Среди них в формациях Ло-Вальдес (на Рио-Волкан, провинция Сантьяго) и Педерналес (в верховьях Рио-Саладо, провинция Атакама) есть андезитовые вулканы. По данным Ф. Гарсиа, при прослеживании на восток (по мере удаления от оси Арауканского вулканического пояса) эти вулканы уменьшаются в мощности и полностью выклиниваются.

Размещение выходов нижнего мела подчинено сравнительно простой синклиальной структуре Арауканского вулканического пояса: он обнажается главным образом на крыльях, в то время как в ядре лежат вулканические формации верхнего мела и палеогена — среднего миоцена. Начиная с района Копьяно (провинция Атакама), и всюду южнее нижнемеловые образования западного и восточного крыльев заметно различаются между собой. Соотношение главнейших формаций представлено в таблице

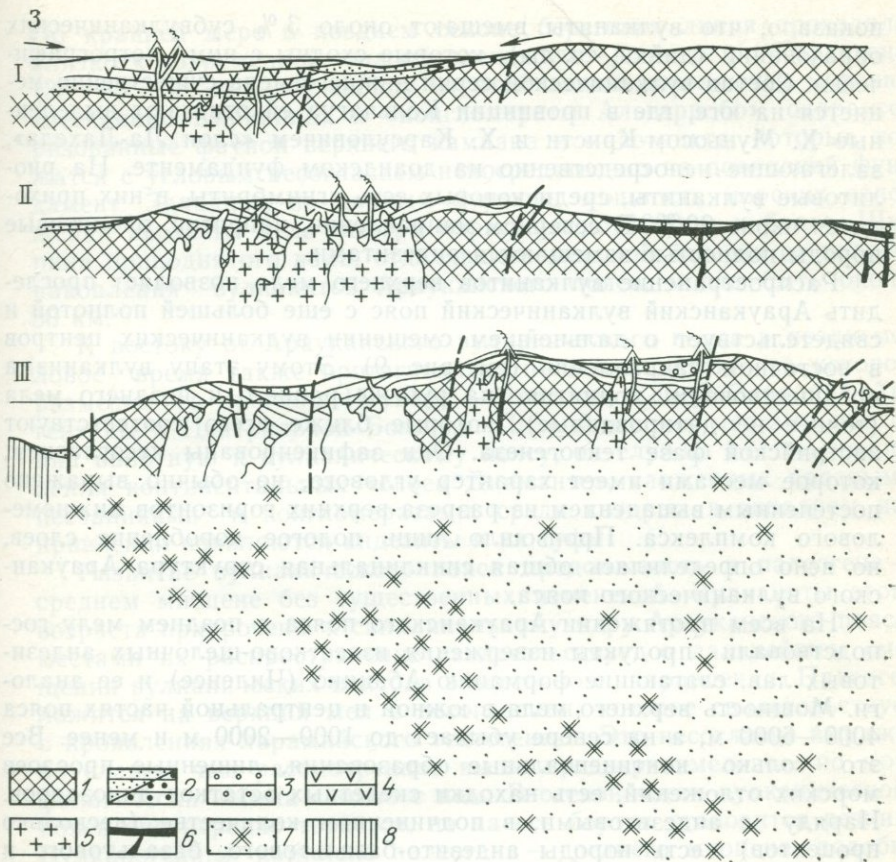


Рис. 10. Стадии развития лиминарной системы Чилийско-Аргентинских Анд. I — ранняя (поздний триас — оксфорд); II — поздняя (кимеридж — средний миоцен); III — неотектоническая (поздний миоцен — антропоген). 1 — доандский фундамент; на востоке кристаллические породы докембрия, на западе — вместе со складчатыми комплексами и гранитоидами палеозоя; 2 — морские отложения; 3 — континентальные отложения (молассы); 4 — известково-щелочные вулканиты, главным образом андезитового и андезито-базальтового состава; 5 — диориты и гранодиориты; 6 — толеитовые базальты; 7 — область повышенной сейсмической активности, значками отмечено размещение сейсмических очагов; 8 — кора океанического типа

(Ломизе, 1975). Вдоль западного крыла Арауканского вулканического пояса на протяжении 850 км от провинции Кольчагуа на юге до района Копьяпо на севере прослеживается мощная (около 8000 м) вулканическая серия, залегающая с несогласием на раннеандском комплексе или непосредственно на доандском фундаменте. Вулканиты составляют около 80—90 % полной мощности, в восточном направлении они выклиниваются, замещаясь красными континентальными молассами.

Резко преобладают андезитовые породы, на долю трахитовых и риолитовых приходится несколько процентов. Исследование Берегового хребта в районе Бустаманте (в провинции Сантьяго)

показало, что вулканиты вмещают около 3 % субвулканических образований (дайки, силлы), которые сходны с ними петрографически. Состав вулканической серии нижнего мела существенно меняется на юге, где в провинции Кольчагуа ей отвечают выделенные Х. Муньосом-Кристи и Х. Карсуловичем «слои Ла-Лахела», залегающие непосредственно на доандском фундаменте. На риолитовые вулканиты, среди которых есть игнимбриты, в них приходится около 90 %. В северном направлении, напротив, риолитовые породы полностью замещаются андезитами.

Распространение вулканитов верхнего мела позволяет проследить Арауканский вулканический пояс с еще большей полнотой и свидетельствует о дальнейшем смещении вулканических центров в восточном направлении (см. рис. 9). Этому этапу вулканизма предшествовали поднятия на рубеже раннего и позднего мела (точнее не датированные), которые ближе всего соответствуют австрийской фазе тектогенеза. Они зафиксированы несогласием, которое местами имеет характер углового, но обычно выражено постепенным выпадением из разреза верхних горизонтов нижнемелового комплекса. Произошло лишь пологое коробление слоев, но ясно определилась общая синклинальная структура Арауканского вулканического пояса.

На всем протяжении Арауканского пояса в позднем мелу господствовали продукты извержения известково-щелочных андезитовых лав, слагающие формацию Абанико (Чиленсе) и ее аналоги. Мощность верхнего мела в южной и центральной частях пояса 4000—6000 м, а на севере убывает до 1000—2000 м и менее. Все это только континентальные образования, лишенные прослоев морских отложений, есть находки скелетных остатков динозавров. Наряду с андезитовыми, в подчиненном количестве (несколько процентов) есть породы андезито-базальтового, базальтового и риолитового состава, а также вулканиты субщелочного ряда (до 10 %). Вулканические извержения были преимущественно эксплозивными, в главных разрезах пирокластические продукты составляют в среднем 55 %; при наличии осадочных пород на долю лав приходится 35—40 %, а местами и 20 % всей мощности формаций.

В опорных пересечениях по р. Аконкагуа и Рио-Элки установлены фациальные изменения, которые происходят в поперечном направлении. В верхнемеловом комплексе западного крыла вулканического пояса, особенно в низах разреза, появляется большое количество (до 40—45 % общей мощности) конгломератов и песчаников, что свидетельствует об интенсивном привносе обломочного материала с запада. Подобные фации есть и в северной части вулканического пояса в нижней части формаций Серильос и Саусине.

Западным обрамлением Арауканского вулканического пояса в позднем мелу служила полоса поднятий Берегового хребта, где верхне-меловой комплекс почти полностью отсутствует и откуда поступали продукты размыва. Эти поднятия, по-видимому, образовывали вал, за которым начинался морской бассейн (см. рис. 9).

По крайней мере в позднем сене береговая линия проходила близко к современной, она прослежена от Каньете до Картахена (38—33° ю. ш.). К западу от этой линии появляются морские «песчаники Кирикина» и «конгломераты Альгарробо», охарактеризованные фауной верхнего кампана и маастрихта, которые ложатся с угловым несогласием непосредственно на доандский фундамент. Западнее, по данным бурения, мощность морских отложений верхнего мела быстро нарастает до 1000 м и более. Ширина приподнятого вала, отделявшего морской бассейн от полосы накопления вулканитов Арауканского пояса, могла быть около 50 км.

К востоку от Арауканского вулканического пояса в поздне-меловое время также протягивалась полоса поднятий, за которой размещались прогибы Неукена — Мендосы, Северо-Западной Аргентины и Центральной Боливии. Первый из них местами подходил вплотную к вулканическому поясу, он служил местом накопления континентальных «слоев Диаманте», сложенных красными песчаниками и конгломератами, среди которых в западном направлении появляются андезиты и их туфы.

Развитие вулканического пояса продолжалось в палеогене — среднем миоцене без существенных изменений. Вулканиты этого возраста приурочены к синклинальному ядру Арауканского пояса, местами их распространение свидетельствует о дальнейшем смещении вулканических центров в восточном направлении. Палеоген ложится на верхний мел с несогласием, которое свидетельствует о проявлении ларамийского тектогенеза. Это несогласие выражено слабее, чем рассмотренное выше предверхнемеловое, но морфологически весьма сходно с ним. В осевой части вулканического пояса оно нередко теряется, но на его бортах становится резким. Вулканогенный комплекс палеогена — среднего миоцена, подобно верхнемеловому, формировался только в континентальных условиях. На разных пересечениях вулканического пояса описаны следующие формации (с юга на север): Корона-дель-Фраиле, Фарельонес, Лос-Элкинос, Орнитос, Луха. Как датировка этих формаций, так и корреляция между ними весьма приблизительны.

В целом для Арауканского вулканического пояса мощность палеоген-среднемиоценового комплекса 2000—2500 м, она убывает на север и на юг. Состав вулканитов, как и в верхнем мелу, преимущественно андезитовый. Существенное отличие состоит в появлении мощных (до 800 м) известково-щелочных андезито-базальтов и базальтов в верхах разреза. Отмечают весьма высокий процент пирокластических пород (свыше 90 %) в нижней части формации Фарельонес, однако для полного разреза палеогенового комплекса он, как и для верхнемелового, близок к 50 %.

Западное обрамление Арауканского вулканического пояса в палеогене было весьма сходно с поздне-меловым: полоса поднятий Берегового хребта продолжала развиваться, хотя и гораздо медленней, судя по отсутствию грубообломочных продуктов размыва. За поднятиями начинался морской бассейн, что можно ут-

верждать с уверенностью для эоцена, поскольку морские отложения этого возраста установлены на Тихоокеанском побережье Чили: на отрезке 33—34° ю. ш. у Альгарробо и Навидада (в последнем пункте лишь переотложенные в конгломератах миоцена), в районе Консепсьона-Арауко (36° 30'—38° ю. ш.), а по сообщению Дж. Чечони, также и к югу от Вальдивии (40—42° ю. ш.). Наиболее полный разрез морского эоцена вскрыт южнее Консепсьона. Область к востоку от Арауканского пояса была также приподнята, а на некотором удалении протягивались континентальные впадины, заполненные терригенными красноцветами, среди которых близ вулканического пояса появляются все увеличивающиеся в мощности прослойки туффитов и туфов.

### Излияния толеитовых базальтов в тылу Арауканского вулканического пояса

Вулканизм проявился и за пределами Арауканского вулканического пояса в прогибах к востоку от него, где на территории Боливии и Северо-Западной Аргентины еще в начале нынешнего века Г. Штейнманн описал «андскую диабазово-мелафировую формацию». Состав лав был там совершенно иным. Это базальтоиды толеитового типа, сходные с платобазальтами синеклизы Параны и, по-видимому, родственные мезозойской трапповой формации Южно-Американской платформы. Ближайшие местонахождения базальтов отстоят от Арауканского вулканического пояса на 250—300 км в Боливии и менее чем на 100 км в провинции Мендоса (Аргентина). Базальты изливались в наземных условиях и залегают среди терригенных красноцветных толщ. По сравнению с известково-щелочными вулканитами Арауканского пояса их объемы очень невелики.

На рассматриваемом отрезке Анд первые излияния базальтов известны в поздней юре. Как сообщает П. Криадо-Роке, в междуречье Рио-Атуэль и Рио-Саладо, 35—36° ю. ш. (в 300 км восточнее Арауканского пояса), бурением недавно вскрыты базальты с возрастом 161—152 млн. лет, образующие формацию Пунта-де-Лас-Бардас мощностью до 230 м. В ранне-, а затем и в поздне-меловое время базальты получили широкое распространение. В Боливии они ассоциируют с континентальной красноцветной молассой «группы Пуко» мелового возраста (мощностью 1000—3000 м и более), которая залегает на палеозое в Центральном и Восточном хребтах. Они представлены силлами и дайками, а также горизонтами миндалекаменных базальтов, сопровождающих их туфов и туфобрекчий мощностью 50—200 м. Эти породы встречаются главным образом в низах разреза, вплоть до маркирующего горизонта морских известняков Мирафлорес, охарактеризованного фауной сеномана. По более поздним данным, они есть и выше. Распространение базальтоидов «группы Пуко» контролируется синклиналями Центрального и Восточного хребтов Боливии, такими как Бандерани, Морочата, Тороторо, Бетансос, Тарабуко,

Сората. Особенно много местонахождений на территории между Потоси, Тарабуко, Колькечака. Крайний южный выход расположен близ аргентинской границы в бассейне р. Сан-Хуан.

Южнее, на территории Аргентины, нижнемеловые базальты известны как в зоне герцинской консолидации (в Прекордильере провинций Сан-Хуан и Мендоса), так и на докембрийских кристаллических массивах обширных территорий Восточного хребта и Сьеррас-Пампеанас. Многие из них ранее относили к триасу, однако радиологические определения для базальтов из провинции Мендоса и с Рио-Терсера дали раннемеловой возраст. Близкие датировки (114—98 млн. лет) получены и для базальтов формации Ла-Ясера в Северо-Западной Аргентине (Д. Валенсио, Х. Мендиа и др.).

В позднемеловое время в прогибах Северо-Западной Аргентины и Центральной Боливии формировались базальты верхов «группы Пуко». Их возраст: 82,5 млн. лет — для базальтов Бетансос, 77 млн. лет — для базальтов Лас-Куртьембрес. Верхнемеловые базальтоиды Субандийских цепей Боливии, известные под названием «базальты Энтре-Риос», сосредоточены в одноименном прогибе, а также восточнее в антиклиналях Салинас и Суаруро. Эти базальты лежат несогласно на разных горизонтах группы Ви-тиакуа (триас) и, в свою очередь, перекрыты с несогласием верхнемеловой формацией Такуру. Некоторое количество базальтов есть и среди меловых красноцветных толщ Субандийских цепей Аргентины в провинциях Сальта и Тукуман. Последние залегают, по-видимому, среди красноцветных песчаников формации Пиргуа, которую относят к верхнему мелу. Вполне вероятно, что многие мезозойские базальты Прекордильер и Сьеррас Пампеанас также формировались в позднем мелу.

Петрографическое и петрохимическое изучение «базальтов Тарабуко», выполненное В. Авила, показало, что это толеитовые базальты и долериты, в которых плагиоклаз представлен лабрадором, пироксен — авгитом, оливина мало или нет. Среди образцов, описанных ранее К. Смуликовским, есть пикрит из района Колькечака.

### **Характерные черты вулканизма и тектоники геосинклинальной области Чилийско-Аргентинских Анд**

Сквозь рассмотренные стадии развития прослеживается единая направленность тектонических и магматических процессов, которая продолжалась затем на неотектонической стадии, завершающей андский этап (см. рис. 10). Устойчиво проявлялся режим активной континентальной окраины (лиминарный режим), выраженный, в частности, интенсивным известково-щелочным магматизмом, образованием и длительным развитием Арауканского вулканического пояса. Прогибы к востоку от него, запол-

нявшиеся главным образом континентальными отложениями, резко отличались по характеру магматизма. Они намечают зону, где проявлялись растягивающие напряжения и происходили трещинные излияния толеитовых базальтов.

С самого начала геосинклинальные прогибы залежились на мощной сиалической коре. Даже на ранней стадии — в период максимальных погружений — континентальная окраина сохраняла высокое гипсометрическое положение: накопление вулканических и осадочных толщ происходило в мелководно-морской обстановке, которая временами сменялась субаэральной. В дальнейшем, в течение поздней стадии, произошло поднятие континентальной окраины выше уровня моря, так что, начиная с позднего мела, формирование Арауканского вулканического пояса происходило только в наземных условиях.

Учитывая петрохимические данные, можно заключить, что вулканы Арауканского пояса как на ранней, так и на поздней стадии его развития были представлены сложными непрерывными формациями известково-щелочного типа с преобладанием андезитовой или базальт-андезитовой составляющей (см. табл. 8). В следующей главе будут показаны последовательные изменения состава формаций во времени. Одновременно нарастала роль пирокластического материала среди продуктов вулканизма. Соответствующий коэффициент эксплозивности минимален в юрской серии, в нижнемеловой он возрастает до первых десятков процентов, в верхнемеловой — до 55%. В палеогеновой серии он приблизительно такой же, но в нижней части разреза местами достигает 90%.

Большого внимания заслуживает изменение состава мел-палеогеновых вулканитов в южной части Арауканского пояса, где андезиты существенно замещаются риолитами и риолитовыми игнмбритами. К югу от 34° ю. ш. в районе Санта-Крус, где нижнемеловая серия выражена «слоями Ла-Лаксела», на риолиты приходится 90% всей мощности. В верхнемеловой серии такое замещение происходит к югу от 35° ю. ш., где в ее низах появляется риолитовая формация План-де-Лос-Иеукес, на долю которой приходится свыше 30% мощности верхнего мела. Там же возрастает количество риолитов и в палеогеновой серии, которой на левобережье Рио-Тено отвечает формация Корона-дель-Фраиле. Таким образом, намечается сравнительно небольшой отрезок вулканического пояса, где, начиная с раннего мела, генерировались риолитовые расправы и который мы назвали риолитовым максимумом Санта-Крус. На положение его южной границы указывает выклинивание верхнемеловых риолитов к югу от 37° ю. ш. в бассейне Рио-Лаха. Протяженность «риолитового максимума» с севера на юг около 300 км.

Данные о размещении вулканитов ранней стадии показывают, что и в юре (в позднем лейасе — байосе) центры риолитовых извержений находились на юге — на территории провинций Аконкагуа и Вальпараисо (к югу от 32° ю. ш.), где в формациях

Ахиаль и Мелон вулканы риолитового состава преобладают над андезито-базальтовыми. Таким образом, для юры вырисовывается свой риолитовый максимум Аконкагуа, по отношению к которому более поздний риолитовый максимум Санта-Крус смещен на юг, но все же может, вероятно, рассматриваться как образование унаследованное.

В отличие от кислых магм, извержения которых были локализованы, андезитовые и более основные магмы зарождались и поступали на поверхность на всем протяжении Арауканского пояса и определили состав слагающих его пород. Вывод М. Вергара (Vergara, 1972) о преобладании риолитов среди юрских вулканизов Чилийско-Аргентинских Анд был неточен: он основывался на анализе одного стратиграфического разреза (формаций Кабрададель-Побре, Ахиаль и Мелон), расположенного в пределах риолитового максимума Аконкагуа и поэтому нетипичного для пояса в целом.

Наблюдается поперечная петрохимическая полярность, которая выражается в закономерном изменении состава вулканизов при пересечении Арауканского пояса. Эти изменения будут рассмотрены в части II, гл. 2 как один из признаков, позволяющих провести аналогию между Арауканским поясом и современными поясами известково-щелочного вулканизма, связанными с развитием глубинной сейсмофокальной зоны Беньофа, погружающейся под континентальную окраину.

К Арауканскому вулканическому поясу приурочены многочисленные интрузии так называемого «андского батолита». Подобно тому как «порфирировая формация Анд» Ч. Дарвина обозначала всю совокупность дочетвертичных вулканизов этой области, понятие «андский батолит» Х. Муньоса-Кристи или «андские гранитоиды» Г. Штейнманна объединяет несколько поколений интрузий, формировавшихся с позднего триаса до палеогена, неодинаковых по составу и в ряде случаев ясно обособленных пространственно. Внедрение интрузий сопровождало вулканизм с самого начала: для кварцевых диоритов из провинции Атакама определен возраст 190 млн. лет. В юрском интрузивном комплексе (173—145 млн. лет) преобладают диориты и адамеллиты, они обнажены на западном обрамлении вулканического пояса, где интродуцируют породы вплоть до формации Камарака (бат — келловей) и с размывом перекрыты нижнемеловой формацией Атаханья. Продукты их размыва установлены в нижнемеловых формациях Пунта-Барранко, Калета-Колосо и Пурилакис. Нижнемеловой комплекс подобного же петрографического состава (130—120 млн. лет) интродуцирует нижнемеловые вулканизы, обнажаясь на западном крыле Арауканского пояса, соответствующая галька есть уже в нижнемеловой формации Лас-Чилкас. Многочисленные тела гранитоидов (адамеллитов и гранодиоритов, реже тоналитов и монзонитов) внедрены в верхнемеловые и палеоген-среднемиоценовые вулканизы осевой части пояса. При этом группировка радиологических определений намечает максимумы в интервалах 110—

90, 68—47 и 30—20 млн. лет. Пространственная связь интрузий «андского батолита» с вулканическими сериями Арауканского пояса подчеркивается их согласованной миграцией на восток. Эти соотношения дополняются геохимическим сходством, что позволяет предполагать комагматичность разновозрастных интрузивных и вулканических образований и считать их единой вулкано-плутонической ассоциацией. Хотя существует мнение, что внедрение рассматриваемых интрузий было приурочено к главным тектоническим фазам, более вероятно другое представление — о длительном (хотя и неравномерном) становлении интрузивных комплексов, которое происходило одновременно с вулканизмом. В этом случае стратиграфические несогласия лишь фиксировали наличие интрузивных тел на уровне соответствующего денудационного среза.

Характерна латеральная миграция магматизма. От стадии к стадии происходило последовательное смещение вулканизма на восток, в глубь континента; за все время существования пояса оно составило 150—200 км. Одновременно шла коррозия края континента, в зоне сопряжения с океаном были почти полностью поглощены сиалические бордерленды юрской геосинклинали. Вследствие этого граница континентальной и океанической коры подошла вплотную к наиболее древним формациям Арауканского пояса, возникшим в свое время вдали от океана.

Одним из результатов миграции вулканизма явилась асимметрия Арауканского вулканического пояса. Его сравнительно простая синклиальная структура развивалась унаследованно с юры до среднего миоцена включительно. Весьма вероятно, что она имеет вулкано-тектоническое происхождение и связана с компенсационным проседанием в зоне массового выноса на поверхность андезитового материала. Поскольку ось синклинали смещалась на восток одновременно с миграцией вулканизма, возникла асимметрия, которая запечатлена во взаимоотношении структурных этажей и в латеральных изменениях каждого из них (рис. 11). Нижнемеловые вулканы полностью перекрыли восточное крыло юрского пояса; когда в позднем мелу прогиб сместился далее на восток, он наложился на восточное крыло нижнемелового вулканического пояса. Вместе с тем предверхнемеловое (австрийское) несогласие отчетливо зафиксировало общую синклиальную структуру Арауканского пояса: как на восточном, так и на западном его борту подошва верхнего мела срезает слои, наклоненные к оси вулканического пояса, и ложится на все более древние образования вплоть до юрских. Подобные соотношения установлены близ перевала Кристо-Редентор, в верховьях Рио-Качапоаль и Рио-Тено, в Береговом хребте провинций Сантьяго и Вальпараисо («несогласие Пералильо») и провинции Кокимбо. Предпалеогеновое (ларамийское) несогласие запечатлело дальнейшее развитие синклиальной структуры Арауканского вулканического пояса: в осевой части пояса оно нередко теряется, но на бортах становится резким и выражается налеганием палеогена на все более древние горизон-

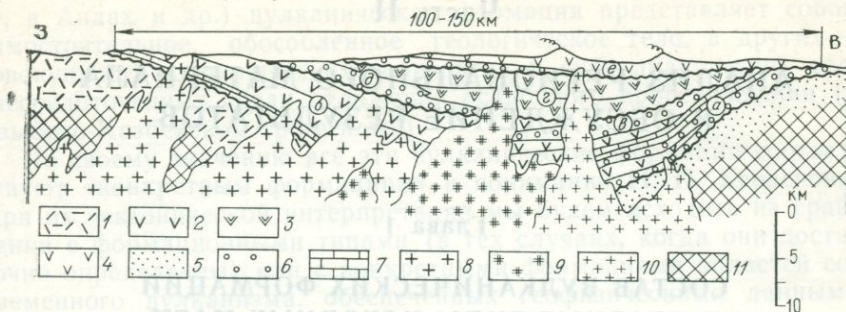


Рис. 11. Схема асимметричной синклинальной структуры Арауканского вулканического пояса, 32—34° ю. ш.

1—4 — вулканические образования Арауканского пояса: 1 — лейас — оксфорд, 2 — кимеридж — нижний мел, 3 — верхний мел, 4 — палеоген — средний миоцен; 5—7 — осадочные фации: 5 — преимущественно морские, 6 — континентальные, 7 — горизонты известняков; 8—10 — «андский батолит»: 8 — юра — ранний мел, 9 — поздний мел, 10 — палеоген; 11 — докембрийско-палеозойский фундамент

ты мела и даже на домеловые образования (в верховьях Рио-Копьяпо и Рио-Чоапа, в Береговом хребте провинций Кольчагуа и Курико). При этом подошва палеогена нередко срезает пологие волнообразные изгибы верхнемеловых слоев, а на флексурах и у разрывов появляется угловое несогласие, как, например, в верховьях Рио-Уртадо близ Серона и горы Пулмиаки (провинция Кокимбо). При дальнейшем латеральном смещении вулканизма в палеогене продукты вулканической деятельности перекрыли восточное крыло синклинали сильнее, чем западное. Инкская тектоническая фаза в миоцене завершила формирование синклинальной структуры пояса, ею обусловлены лишь незначительные изгибы слоев палеогена — среднего миоцена. Позже, в ходе сводового воздымания Анд на неотектонической стадии, синклинальная структура Арауканского вулканического пояса была осложнена крутыми разрывами и флексурами.

По ряду характерных признаков Арауканский вулканический пояс сходен с Охотско-Чукотским поясом. По мере того как вырисовывалось строение и развитие Арауканского вулканического пояса, сходство это становилось все более очевидным и нами был предложен вариант сопоставления стадий развития обоих поясов (с учетом раннемезозойских вулканитов Тайгоноса, полуостровов Пьягина и Кони). К выводу о наличии аналогий, хотя и более ограниченных, пришел и В. Ф. Белый. Представление о лиминарной позиции Охотско-Чукотского пояса подкрепляется новыми палеотектоническими реконструкциями Н. И. Филатовой, а также Л. М. Парфенова и др. (1981 г.), где, в частности, делается попытка наметить положение погружавшейся под этот пояс палеозоны Беньюфа. И Арауканский, и Охотско-Чукотский вулканические пояса — весьма представительные элементы целой системы мезозойско-кайнозойских лиминарных поясов тихоокеанского обрамления, закономерности структурного положения, строения и развития которых будут суммированы в части II, гл. 3.

# АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОГО МАТЕРИАЛА И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

## Глава 1

### СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ИСХОДНЫХ МАГМ

Продукты вулканических извержений в процессе их переноса и накопления взаимодействуют с поверхностной средой. Тем не менее вулканические формации по сравнению с осадочными обнаруживают гораздо меньшую зависимость от физико-географических обстановок. Определяющими для них являются глубинные условия в области зарождения и подъема магмы, от которых зависят состав первичных расплавов, степень и характер их последующего преобразования в результате дифференциации и контакта с породами литосферы или между собой. Вулканические формации служат одним из главных источников сведений о глубинном режиме тектоносферы под соответствующими структурными зонами.

Вопрос о соотношении магматизма с тектоническими единицами и стадиями их развития уже давно привлекает внимание исследователей. Представления о закономерной связи магматизма с геосинклинальным процессом стали широко известны и вошли в практику геологических и металлогенических работ со времени появления публикаций Г. Штилле и Ю. А. Билибина. Последующий опыт изучения вулканических формаций подытожен Ю. А. Кузнецовым, Г. М. Заридзе, И. В. Лучицким (1971), А. Ф. Белоусовым (1976), Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой (1977), Н. Ф. Шинкаревым, В. Л. Масайтисом и др. В настоящей работе основное внимание уделяется вопросам связи вулканических формаций геосинклиналей с глубинными тектоническими режимами, их использованию в целях типизации геосинклиналей, а также при палеотектонических реконструкциях на актуалистической основе.

Среди вулканических формаций геосинклинальных областей, рассмотренных в предшествующих главах, каждая приурочена к определенным (одной или более) тектоническим зонам и образовалась в промежутке времени от нескольких миллионов до нескольких десятков миллионов лет. Площадь распространения формации и мощность принадлежащих к ней вулканитов варьируют в широких пределах, соответственно изменяется и объем вулканитов — от нескольких до тысяч и сотен тысяч километров-кубических (см. табл. 1). В одних случаях (на Закавказской пли-

те, в Андах и др.) вулканическая формация представляет собой самостоятельное, обособленное геологическое тело, в других — совокупность вулканических горизонтов и субвулканических тел, рассредоточенных среди отложений осадочного происхождения (в Бзыбско-Казбекском тропе и др.).

По своему значению все эти вулканические формации соответствуют «конкретным формациям» в понимании Н. П. Хераскова. При их тектонической интерпретации мы будем исходить из сравнения с формационными типами (в тех случаях, когда они достаточно определены) или с конкретными формациями областей современного вулканизма, обеспеченных геофизическими данными о глубинном строении, сейсмической и тепловой активности.

Сам характер поставленной задачи — использование вулканических формаций для суждения о глубинном режиме и для тектонической типизации — делает нежелательным их выделение по тектоническому признаку. Мы сочли более целесообразной независимую группировку вулканических формаций по их вещественному составу с последующим анализом связи между группами формаций и элементами тектоники. Особенно важна химическая характеристика вулканических продуктов с учетом петрогенных и малых элементов, а также некоторых изотопных отношений. Хотя в настоящую публикацию оказалось возможным поместить лишь средние составы пород (см. табл. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10), все главные выводы основаны непосредственно на анализе исходных петрохимических данных с помощью диаграмм.

Нами рассматривается петрохимический материал по 45 вулканическим формациям геосинклинальных областей Кавказа, Кавказ и Чилийско-Аргентинских Анд, всего 1597 анализов (табл. 1). Был осуществлен предварительный отбор материала, при котором анализы с суммой более 101 и менее 99 %, а также образцы с экстремальными содержаниями того или иного компонента были исключены. Чтобы обеспечить сравнимость процентных содержаний, все анализы были приведены к 100 % безводного остатка. При таком пересчете состава в случае карбонатизированных пород исключалась также часть окиси кальция, эквивалентная избытку углекислоты над ее предельным «нормальным» содержанием, которое было установлено эмпирически как 4 вес. % для пород основного и среднего состава.

Диаграммы распределения содержаний кремнезема позволяют судить о степени однородности и общей *петрохимической структуре формаций*. Рассмотренные формации мы подразделили на элементарные вулканические формации (с унимодальным распределением) и сложные вулканические формации (с бимодальным и тримодальным распределением). Элементарные формации с дисперсией процентных содержаний кремнезема менее 6 мы считаем однородными. В некоторых случаях, главным образом за счет дифференциации расплава в субвулканических телах, элементарные формации обнаруживают более высокую дисперсию, они отнесены к категории диффе-

Таблица 1

Главные вулканические формации геосинклиналей  
Кавказа, Карпат и Чилийско-Аргентинских Анд \*

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Северо-Кавказская плита	1	Дацитовая формация Дигоро-Осетинской вулканической области, нижняя юра (50 ан.**; по А. А. Цветкову, Г. М. Ефремову, И. Ф. Рудянову, М. М. Лось)	Элементарная, дифференцированная (Д-14,9)		2
	2	Базальт-риолитовая формация Авадхарской вулканической области, нижняя юра (25 ан., по М. Г. Ломизе, М. А. Беридзе, А. Л. Канчавели, Д. И. Панову)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Базальтовая (M=51) II Андезитовая (M=59) III Риолитовая (M=73)	1
	3	Андезит-риолитовая формация Карачаевской вулканической области, нижняя юра (89 ан., по А. А. Кондакову, Л. А. Варданянцу, А. П. Лебедеву)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Дацит-андезитовая (M=60) II Риолитовая (M=73)	2
	4	Тешенит-риолитовая формация Чегемско-Черекской вулканической области, средняя юра, байос (21 ан., по А. А. Цветкову, А. П. Лебедеву, Л. А. Варданянцу)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Тешенитовая (M=51) II Трахитовая (M=65) III Риолитовая (M=78)	1
	5	Андезит-риолитовая формация Предкавказья, нижняя — средняя юра (19 ан., по В. П. Чаицкому, М. С. Бурштару)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Андезитовая (M=57) II Дацит-риолитовая (M=69)	2?
	6	Базальтовая формация Предкавказья, нижний мел (15 ан., по В. П. Чаицкому)	Элементарная, однородная (Д-1,8)		2?

\* Обозначения: Д — дисперсия по кремнезему; М — мода по кремнезему (%).  
Оценка объема вулканитов дана полуколичественно: 1 — единицы и десятки км<sup>3</sup>, 2 — сотни и тысячи км<sup>3</sup>, 3 — десятки и сотни тысяч км<sup>3</sup>.  
\*\* Здесь и далее анализ сокращается ан.

Продолжение табл. 1

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов	
Бзыбско-Казбекский геосинклинальный трог	7 <sup>a</sup>	Андезит-базальтовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области, средняя юра, аален (24 ан., по М. Г. Ломизе)	Элементарная, дифференцированная (Д-6,3)		2	
	7 <sup>b</sup>	Базальт-риолитовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области, средняя юра, аален (20 ан., по М. Г. Ломизе, А. М. Борсуку)	Сложная, контрастная, бимодальная	I Базальтовая (Д=14,7) II Риолитовая (Д=1,5)	2	
	8	Базальтовая формация центральной и восточной части Бзыбско-Казбекского трога, нижняя — средняя юра (165 ан., по М. Г. Ломизе, М. К. Суханову, Н. Т. Романову, М. С. Квиникидзе, Д. И. Панову)	Элементарная, однородная (Д-4,8)		2	
	9	Диабазовая формация Армхи-Аргун, средняя юра (18 ан., по М. К. Суханову)	Элементарная, однородная (Д-3,7)		1	
	10	Риолито-дацитовая формация Бзыбско-Казбекского трога, нижняя юра (10 ан., по М. Г. Ломизе, А. Л. Канчавели, Г. Р. Чхотуа)	Элементарная, дифференцированная (Д-11,9)		1	
	Закавказская плита	11	Андезит-риолитовая формация Центральной Абхазии, нижняя юра (13 ан., по М. А. Беридзе)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Андезитовая (M=54) II Дацитовая (M=67) III Риолитовая (M=75)	1
		12	Базальт-риолитовая формация Южного склона Большого Кавказа, средняя юра, байос (98 ан., по Г. С. Дзюенидзе, Т. В. Джанелидзе, Г. М. Заридзе, М. Г. Ломизе, М. А. Кашкаю)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Андезит-базальтовая (M=52) II Риолитовая (M=73)	3

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Закавказская плита	13	Базальт-андезитовая формация Грузинской глыбы, средняя юра, байос (14 ан., по Г. С. Дзоценидзе)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Базальтовая (M=50) II Андезитовая (M=58)	2
	14	Базальтовая формация Грузинской глыбы, верхняя юра (5 ан., по Г. С. Дзоценидзе)	Элементарная, однородная		1
	15	Нижняя базальт-риолитовая формация Сомхето-Карабахской зоны, средняя юра (124 ан., по Р. Н. Абдуллаеву, Э. Г. Малхасяну, А. П. Лебедеву, С. Б. Абовяну, К. Н. Паффенгольцу, М. Г. Ломизе)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Базальт-андезитовая (M=54) II Риолитовая (M=73)	3
	16	Верхняя базальт-риолитовая формация Сомхето-Карабахской зоны, верхняя юра — мел (83 ан., по Р. Н. Абдуллаеву и Геол. АрмССР, т. 4)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Андезито-базальтовая (M=53) II Риолитовая (M=71)	3
	17	Андезит-риолитовая формация Кафанского блока, средняя юра (23 ан., по Э. Г. Малхасяну, А. П. Лебедеву, С. Б. Абовяну, М. Г. Ломизе)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Андезито-дацитовая (M=63) II Риолитовая (M=71)	2
	18	Базальт-дацитовая формация Кафанского блока, верхняя юра — мел (32 ан., по Э. Г. Малхасяну, А. П. Лебедеву, С. Д. Соколову, М. Г. Ломизе)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Андезито-базальтовая (M=53) II Андезито-дацитовая (M=62)	2
	19	Базальтовая формация Новороссийского флишевого прогиба, верхний мел, сенонан (6 ан., по М. Г. Ломизе, А. М. Борсуку, Ч. Б. Борукаеву)	Элементарная, однородная		1

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Севанская и Вединская офиолитовые зоны	20	Базальт-трахитовая формация Севанской и Вединской офиолитовых зон, верхняя юра — мел (117 ан., по М. Г. Ломизе, Ю. Р. Ширинову, М. А. Сатяну, В. С. Вишневской)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Базальтовая (M=51) II Трахитовая (M=62)	2
	21	Базальтовая формация Севанской зоны, верхний мел (4 ан., по М. Г. Ломизе)	Элементарная, однородная		1
Даралагёзский массив	22	Базальтовая формация Даралагёзского массива, нижняя — средняя юра (25 ан., по М. Г. Ломизе)	Элементарная, однородная (Д-5,1)		1
	23	Андезит-риолитовая формация Даралагёзского массива нижний мел (10 ан., по М. Г. Ломизе)	Сложная, контрастная, бимодальная	I Андезитовая II Риолитовая	1
Внешние (Флишевые) Карпаты	24	Базальт-трахитовая формация Раховско-Северинского прогиба, верхняя юра — нижний мел (28 ан., по М. Г. Ломизе, С. С. Круглову, Э. А. Лазаренко, Ю. Токарскому)	Сложная, непрерывная, бимодальная	I Базальтовая (M=51) II Трахитовая (M=64)	2
	25	Тешенитовая (пикрит-базальтовая) формация Моравии и Силезии, нижний мел (39 ан., по А. Махмуду, К. Смудиковскому, М. Г. Ломизе)	Элементарная, дифференцированная (Д-18,9)		2
	26	Андезитовая формация Драговской зоны, верхний мел (5 ан., по М. Г. Ломизе, Б. В. Мерличу, С. М. Спитковской)	Элементарная, дифференцированная (?)		1

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Пьенинская зона	27	Щелочная базальтовая формация Пьенинской зоны, верхняя юра (6 ан., по М. Г. Ломизе, В. И. Лебединскому, В. Г. Бондаренко)	Элементарная, однородная		1
Внутренние Карпаты	28	Нижняя базальтовая формация гор Металлифери, юра (19 ан., по В. Яновичу, Х. Саву, И. Бербелеаку)	Элементарная, однородная (Д-5,7)		2
	29	Формация габброидов гор Металлифери, юра (37 ан., по В. Яновичу, Х. Саву, И. Бербелеаку)	Элементарная, дифференцированная (Д-8,0)		—
	30	Андезит-риолитовая формация гор Металлифери, нижний мел, валанжин-готерив (44 ан., по В. Яновичу, И. Бербелеаку)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Андезитовая (M=58) II Дацитовая (M=64) III Риолитовая (M=74)	2:
	31	Верхняя базальтовая формация гор Металлифери, нижний мел, баррем — апт (3 ан., по В. Яновичу)	Элементарная, однородная		1
	32	Базальт-трахитовая формация Мечек-Дебреценской зоны, нижний мел (29 ан., по А. Юхашу, Г. Вассу, Б. Маурицу, М. Г. Ломизе)	Сложная, контрастная, бимодальная,	I Базальтовая (Д=7,2) II Трахит-фонолитовая	2
33	Андезито-дацитовая формация гор Бюкк, средний триас, анизий (65 ан., по Г. Панто, Ч. Бакше)	Элементарная, дифференцированная (Д-27,7)		2	
34	Базальт-риолитовая формация гор. Бюкк, средний триас, ладний (48 ан., по К. Балогу, Г. Панто)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Базальтовая (M=49) II Андезитовая (M=61) III Риолитовая (M=76)	2	

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Внутренние Карпаты	35	Габбро-диабазовая формация Дарно—Бюкк—Рудобаня, верхняя юра—нижний мел (?) (96 ан., по С. Сентлетери, Э. Ландьелу, Г. Панто, Ч. Бакше, Я. Киссу)	Элементарная, дифференцированная		2
	36	Диабазовая формация Гемерид, нижний мел (?) (17 ан., по Д. Говорке)	Элементарная, дифференцированная (Д-9,0)		2
	37	Диабазовая формация Большой Угольки и Соймула, верхняя юра (?) (6 ан., по М. Г. Ломизе, В. П. Костюку, В. А. Калужному)	Элементарная, однородная		1
	38	Пикрит-базальтовая формация Словакии, верхняя юра — нижний мел (11 ан., по В. Зорковскому, Я. Черминскому)	Элементарная, однородная (Д-5,4)		1
	39	Базальт-дацитовая формация Першани, Рареу и Мармарошских утесов, триас (?) (21 ан., по Г. Чсфлице, Э. Гандрабуре, М. Г. Ломизе)	Сложная, контрастная, бимодальная	I Базальтовая (Д=2,8) II Дацитовая (Д=7,3)	1
Чилийско-Аргентинские Анды	40	Базальт-риолитовая формация, средний — верхний триас (7 ан., по М. Г. Ломизе, Х. Ойярсуну, Х. Билялобосу)	Сложная, непрерывная		2
	41	Базальт-риолитовая формация, юра, лейас — оксфорд (17 ан., по М. Г. Ломизе, Ж.-К. Висенте, Х. Муньосу-Кристи)	Сложная, непрерывная, бимодальная (?)	I Базальт-андезитовая (M=54) II Дацит-риолитовая (?)	3
	42	Базальт-риолитовая формация, кимеридж — нижний мел (33 ан., по Б. Леви, М. Вергара, Х. Чавесу, М. Г. Ломизе)	Сложная, непрерывная, тримодальная	I Базальтовая (M=46) II Базальт-андезитовая (M=54) III Дацит-риолитовая (M=68)	3

Тектонический элемент	№ формации	Формация	Петрохимическая структура	Модальные группировки сложных формаций	Объем вулканитов
Чилийско-Аргентинские Анды	43	Базальт-риолитовая формация, верхний мел (11 ан., по М. Вергара, Б. Леви, О. Гонзалесу)	Сложная, непрерывная, триmodalная	I Базальтовая (M=49) II Андезитовая (M=56) III Дацит-риолитовая (M=68)	3
	44	Базальт-риолитовая формация, палеоген — средний миоцен (20 ан., по М. Вергара, Ж.-К. Винсенте)	Сложная, непрерывная, триmodalная	I Андезито-базальтовая (M=52) II Андезитовая (M=60) III Риолитовая (M=71)	3

ренцированных. Сложные вулканические формации подразделены на контрастные и непрерывные (табл. 2). Первые распадаются на обособленные, разобщенные между собой элементарные составляющие, для которых характерны менее однородные модальные группировки пород, тесно соприкасающиеся или связанные взаимными переходами. В некоторых случаях сложные формации могут рассматриваться как совокупность элементарных. Выделяемые нами элементарные и сложные вулканические формации приблизительно соответствуют по своему значению простым и сложным вулканическим комплексам в номенклатуре А. Ф. Белоусова (1976). Термины однородная и контрастная

Таблица 2

## Группировка вулканических формаций по их петрохимической структуре

Вулканические формации геосинклинальных областей Кавказа, Карпат и Чилийско-Аргентинских Анд [45]			
Элементарные (униmodalные) [21]		Сложные (бимodalные, триmodalные) [24]	
Однородные [12] (№ 6, 8, 9, 14, 19, 21, 22, 27, 28, 31, 37, 38)	Дифференцированные [9] (№ 1, 7а, 10, 25, 26, 29, 33, 35, 36)	Контрастные [4] (№ 7б, 23, 32, 39)	Непрерывные [20] (№ 2, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 20, 24, 30, 34, 40, 41, 42, 43, 44)

В круглых скобках — порядковые номера формаций по табл. 1, в квадратных указано количество исследованных формаций.

формация применяются нами в их обычном значении (Фролова, Бурикова, 1977 и др.). Непрерывным формациям этих авторов, а также последовательно распределенным формациям В. Л. Массайтиса и других, соответствуют сложные непрерывные и элементарные дифференцированные формации.

Разными исследователями для различных задач использован целый ряд методических приемов петрохимического сравнения вулканических формаций. Чаще всего первоначальный ряд пород той или иной формации подразделяется на группы (базальтовую, андезитовую и т. д.) по условным граничным содержаниям кремнезема, затем определяются средний состав и другие статистические параметры пород каждой группы. Сравнение представленных в такой форме вулканических формаций производится по количественному соотношению пород разных групп, а также путем сопоставления соответственных групп по их параметрам. Подобная методика имеет слабые стороны, которые уже отмечались в литературе. При сопоставлении групп пород, ограниченных стандартными интервалами содержания кремнезема, этот важнейший петрогенный компонент исключается из сравнения. Кроме того, такая группа лишь случайно может совпадать с унимодальной выборкой упорядоченного ряда, обычно же она внутренне неоднородна, что сказывается на корректности вычисления статистических параметров. И. И. Абрамович и И. Г. Клушин (1978) применили регрессионные расчеты, получив состав пород для заранее намеченных фиксированных содержаний кремнезема (50, 58, 64, вес. % соответственно для базальтов, андезитов, дацитов). Затем они сравнивали породы разных формаций, приведенные к одному содержанию кремнезема. Такая процедура также может быть признана целесообразной лишь для определенных задач.

В настоящем исследовании, при выявлении связей между вулканическими формациями и тектоническими обстановками, важно учитывать общую петрохимическую структуру формаций. Поэтому так же, как и в упоминавшейся выше работе А. Ф. Белоусова (1976), мы взяли за основу подразделение вулканических формаций на естественно разграниченные группы пород, которые выявляются с помощью диаграмм распределения кремнезема. Стандартные интервалы содержания кремнезема учитывались нами лишь для того, чтобы назвать формации и уже намеченные группы пород (см. табл. 1). При этом была принята следующая разбивка по содержанию кремнезема (%): пикриты — менее 45, базальты 45—53, андезиты 53—62, дациты 62—68, риолиты — более 68. Эти граничные содержания близки к значениям, предложенным еще Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, и широко используются (иногда с небольшими отклонениями) в современных петрохимических исследованиях.

Разграничение по суммарной щелочности производилось на диаграммах Ф. Гроута; в качестве раздела между породами нормальной щелочности и породами повышенной щелочности (субщелочными и щелочными) была принята граница серии высокогли-

ноземистых базальтов и серии щелочных базальтов, по Х. Куно. Именно этот раздел рекомендован в классификации, опубликованной Петрографическим комитетом (Систематика..., 1978). В области базальтов и андезитов к нему близки параболическая граница, по А. Ритману (для показателя родства  $\sigma=4$ ) и прямолинейная граница на схеме А. А. Маракушева, однако в области кислых пород эти границы отклоняются в сторону высокой щелочности на 3—5 % и более.

Для базальтоидов мы использовали разграничительные линии А. Мидлмоста, позволяющие оценивать породы не только по сумме щелочей, но и отдельно по натрию и калию (Middlemost, 1975). На диаграмме Ф. Гроута такая разграничительная линия близка к известному разделу, по Г. Макдональду и Т. Кацуре, и к сравнимой части кривой Х. Куно.

## Элементарные вулканические формации

К категории элементарных вулканических формаций отнесена почти половина рассматриваемых геосинклинальных формаций Кавказа и Карпат. Области Чилийско-Аргентинских Анд свойственны лишь сложные формации. Проанализированы данные для 21 элементарной формации, в том числе 2 пикрито-базальтовых, 14 базальтовых, и по 1 формации андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового, дацитового и риолито-дацитового состава (см. табл. 1). Все базальтовые и пикрит-базальтовые формации, за исключением преимущественно гипабиссальных (№ 25, 29, 34, 36), оказались однородными, формации от андезито-базальтовой до риолито-дацитовой — дифференцированными.

### Базальтовые и пикрит-базальтовые формации

Некоторые характеристики этих элементарных вулканических формаций сведены в табл. 1. По щелочности различаются формации нормальной щелочности (№ 8, 9, 22, 28, 29, 35, 36, 37), субщелочные натриевые (№ 21, 31), субщелочная калиевая (№ 14), субщелочные натриево-калиевые (№ 6, 19, 25, 38) и щелочная калиевая формация (№ 27).

**Базальтовые формации нормальной щелочности.** Из перечисленных все формации нормальной щелочности, как кавказские, так и карпатские, оказались базальтовыми (рис. 12) и обладающими многими общими чертами химического состава. В табл. 3 приводятся средние составы базальтов каждой формации. При вычислении средних (здесь и далее) были исключены отдельные образцы с аномальным составом, а в дифференцированных формациях в расчет включались лишь образцы, группирующиеся в центральной части ряда (упорядоченного по кремнезему), которые, по-видимому, в наибольшей степени отражают состав «родоначального базальта». Нормальный состав пород для этой и последующих таблиц рассчитан по системе У. Кросса, Дж. Иддингса,

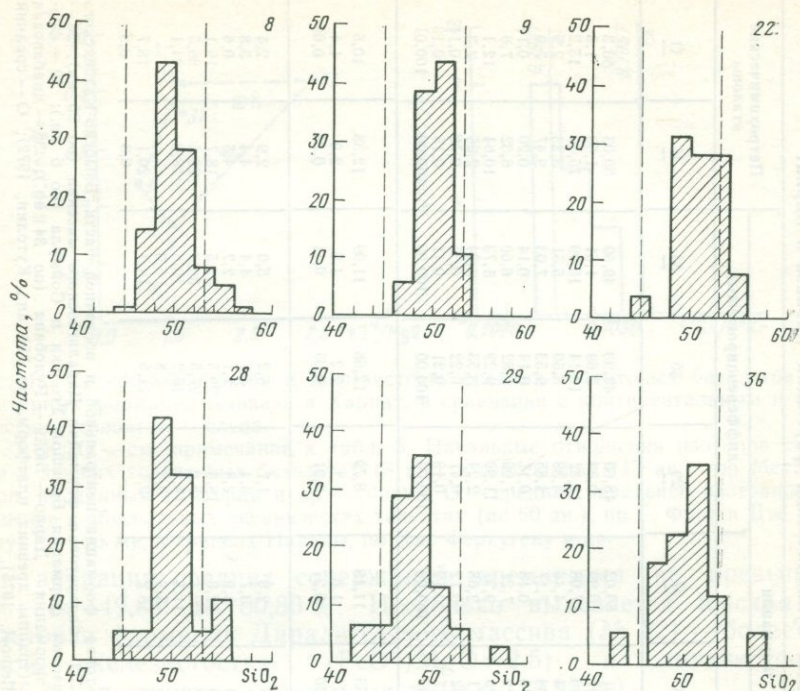


Рис. 12. Распределение содержаний кремнезема в элементарных толент-базальтовых формациях Кавказа и Карпат.

8, 9, 22, 28, 29, 36 — номера формаций в табл. 1: 8 — базальтовая формация центральной и восточной части Взыбско-Казбекского трога (нижняя — средняя юра), 9 — диабазовая формация Армхи-Аргун (средняя юра), 22 — базальтовая формация Даралагёзского массива (нижняя — средняя юра), 28 — нижняя базальтовая формация гор Металлифери (юра), 29 — формация габброидов гор Металлифери (юра), 36 — диабазовая формация Гермерид (нижний мел?)

Л. Пирсона, Х. Уошингтона (СIPW). В необходимых случаях перед расчетом нормализовано соотношение окислов железа, верхний предел «нормального» содержания  $Fe_2O_3$  принят по Т. Ирвину и В. Барагару ( $Fe_2O_3 = TiO_2 + 1,5\%$ ), избыток пересчитывался на FeO. В таблицах даны также суммарные содержания железа в пересчете на закись ( $FeO \times$ ) и некоторые отношения окислов.

Для всех базальтовых формаций нормальной щелочности характерны повышенные содержания натрия и, как правило, встречаются породы с резко пониженным содержанием калия. И то, и другое обусловлено, вероятно, натриевым метасоматозом в ходе частичной альбитизации. Есть формации (№ 8, 22, 35, 36), в которых за счет натрия несколько повышена общая щелочность (по крайней мере части пород), что может быть результатом тех же вторичных преобразований.

В целом средний состав базальтов всех восьми формаций обнаруживает сходство, которое становится еще большим, если ограничиться породами недифференцированных формаций. В частно-

Средний состав толеитовых базальтов элементарных вулканических формаций Кавказа и Кавказ

Компоненты и их отношения		Формации								Петрохимические эталонны	
		однородные					дифференцированные			К	О
		8	9	22	28	37	29	35	36		
Оксиды, %	SiO <sub>2</sub>	49,83	50,12	50,80	50,01	50,02	48,60	48,93	49,69	50,03	50,3
	TiO <sub>2</sub>	1,22	1,78	2,46	0,97	0,99	0,89	2,69	1,61	1,50	1,3
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81	16,81	15,95	16,40	17,08	18,32	16,14	16,99	15,44	15,2
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	10,91	8,12	5,74	4,46	4,38	3,50	5,51	3,23	2,9
	FeO	8,08	10,91	4,71	5,38	7,17	4,85	9,53	7,03	9,47	7,9
	MnO	0,15	0,11	0,20	0,16	0,18	0,17	0,14	0,14	0,20	0,17
	MgO	7,72	7,36	4,88	6,79	7,21	7,96	5,82	6,60	6,32	7,6
	CaO	9,63	9,67	7,98	10,85	9,37	11,99	9,29	8,73	10,64	12,1
	Na <sub>2</sub> O	3,06	2,78	3,73	2,71	2,68	2,24	3,53	3,24	2,26	2,3
	K <sub>2</sub> O	0,47	0,32	0,83	0,82	0,72	0,47	0,22	0,35	0,76	0,11
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,14	0,34	0,17	0,12	0,13	0,21	0,11	0,15	0,13
	Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01
		FeO <sup>×</sup>	9,78	10,91	12,02	10,55	11,18	8,79	12,68	11,99	12,38
FeO <sup>×</sup> /MgO		1,3	1,5	2,5	1,6	1,6	1,1	2,2	1,8	2,0	1,4
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O		0,15	0,12	0,22	0,30	0,27	0,21	0,03	0,11	0,34	0,05
Нормативный состав CIPW	П	2,3	3,2	4,7	1,8	2,0	1,7	5,2	3,0	2,9	2,4
	Mt	2,8	4,8	5,8	3,7	3,7	3,4	5,1	4,4	4,4	3,8
	Or	2,8	1,7	5,6	5,0	3,9	2,8	1,1	2,2	4,5	0,6
	Ab	25,3	23,2	31,9	23,0	22,8	18,6	29,5	27,5	18,7	19,1
	An	33,1	32,0	23,8	29,7	32,1	38,0	27,5	30,3	29,8	30,5
	Di	11,6	12,6	12,9	19,5	11,5	17,1	15,2	10,6	18,8	24,1
	Ol	11,3	—	—	7,5	5,8	9,3	4,8	6,0	—	—
	Hu	10,8	21,8	15,0	9,8	18,2	9,1	11,6	16,0	20,1	18,7
	Q	—	0,7	0,3	—	—	—	—	—	0,8	0,8

8, 9, 22, 28, 37, 29, 35, 36 — номера формаций в табл. 1: 8 — базальтовая формация центральной и восточной части Бзыско-Казбекского трога (по 154 ан.); 9 — диабазовая формация Армхи-Аргун (по 18 ан.); 22 — базальтовая формация Даралагёзского массива (по 25 ан.); 28 — нижняя базальтовая формация гор Металлифери (по 16 ан.); 37 — диабазовая формация Большой Уголки и Соймула (по 6 ан.); 29 — формация габброидов гор Металлифери (по 24 ан.); 35 — габбро-диабазовая формация Дарно — Бюкк — Рудобаня (по 34 ан.); 36 — диабазовая формация Гемерид (по 15 ан.); К — средний континентальный толеит (траппы древних платформ, по 258 ан., Кутюлин, 1972); О — средний океанический толеит (абиссальные базальты из кернов, по 19 ан., Middlemost, 1975).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа по Т. Ирвину и В. Барагару.

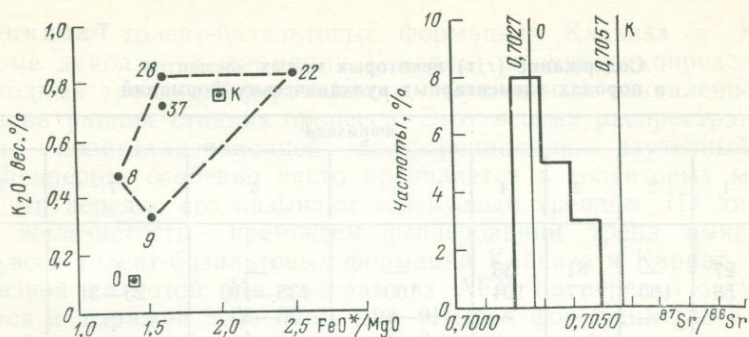


Рис. 13. Содержания калия и железистость средних толеитовых базальтов элементарных формаций Кавказа и Карпат, в сравнении с континентальным и океаническим толеитом — слева.

8—37, К, О — см. примечание к табл. 3. Начальные отношения изотопов стронция в юрских толеитовых базальтах (3 ан.) и габброидах (13 ан.) гор Металлифери, по данным Н. Герца и др. — справа. О — среднее начальное изотопное отношение в абиссальных океанических толеитах (по 60 ан.), по Г. Фуре и Дж. Пауэллу; К — то же, в траппах Параны, по Дж. Ферхугену и др.

сти, вариация средних содержаний кремнезема не превышает 1%: от 49,83 до 50,80%. Несколько выделяется юрская базальтовая формация Даралагёзского массива (№ 22) — более высокой железистостью ( $FeO^*/MgO=2,5$ ) и титанистостью (2,46%), пониженной глиноземистостью (15,95%).

Таким образом, для всех геосинклинальных базальтовых формаций нормальной щелочности, из какой бы тектонической зоны Кавказа или Карпат они ни происходили, вырисовывается единый петрохимический тип. Сравнение с эталонами толеитовых базальтов (см. табл. 3) позволяет утверждать, что в рассмотренных формациях характерно выражены черты, свойственные толеитам, для некоторых базальтов это подтверждается и соотношением малых элементов. В качестве эталона «континентального толеита» взят средний состав траппов древних платформ, вычисленный по 258 анализам В. А. Кутолиным (1972). Представительным эталоном «океанического толеита» может служить средний состав 19 образцов абиссальных базальтов из керна глубоководных скважин, вычисленный Т. Вайе (Middlemost, 1975). Из данных приводимой таблицы видно, что базальты рассматриваемых геосинклинальных формаций особенно близки к континентальному толеиту, несколько отличаясь от него более высокой глиноземистостью, иногда недосыщенностью кремнеземом и для большинства формаций — слегка пониженной железистостью. Эта последняя особенность, а также обедненность калием (отношения  $K_2O/Na_2O$  особенно занижены за счет более высокой натриевости пород), показывают, что геосинклинальные толеитовые базальты Кавказа и Карпат по некоторым особенностям химического состава занимают промежуточное положение между континентальными и океаническими толеитами (рис. 13). О том же свидетельствуют данные М. К. Суханова (1975) о содержании ряда малых

Содержание (г/т) некоторых малых элементов  
в породах элементарных вулканических формаций

Эле- менты	Формации							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Sc	27	—	61	33	—	—	1	35
Cu	58	100	77	104	100	135—410	25—31	50
Ga	—	—	—	—	10—60	26—30	—	—
Sn	—	—	—	—	6—8	1—4	—	—
Co	59	63	32	40	30—60	40—120	12—16	20
Ni	197	79	97	85	100—1000	47—400	22—26	50
Cr	564	302	297	162	200—600	210—1500	43—59	90
V	305	201	292	250	400	210—445	71—74	135
Sr	306	—	130	450	600—1000	475—1000	253—280	700
Ba	165	—	14	244	100—600	260—760	510—527	680

1 — базальтовая формация центральной и восточной части Бзыбско-Казбекского трога (по 177 ан.; Суханов, 1975); 2 — диабазовая формация Армхи-Аргун (по 25 ан.; Суханов, 1975); 3 — средний океанический толеит, по А. Энгель и др.; 4 — средний континентальный толеит, по Б. Г. Лутцу, медь, по Ф. Уокеру и А. Польдерварту; 5 — базальтовая формация Новороссийского флишевого прогиба (по 5 ан.; образцы автора); 6 — оливиновые базальты умеренно-щелочной серии Восточно-Африканских рифтов, по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову; 7 — андезиты и дациты Дигоро-Осетинской вулканической области (по 295 ан.; Цветков, 1977); 8 — средний андезит молодых вулканов Центральных Анд, по Т. Пихлеру и В. Цайлу.

элементов в породах базальтовой формации Бзыбско-Казбекской зоны (по 177 ан.). Из их сравнения со средними содержаниями в континентальных толеитах (по Б. Г. Лутцу) и в океанических толеитах (по А. Энгель и др.) видно, что значения, полученные для щелочноземельных элементов, являются промежуточными: для скандия, кобальта, циркония они ближе к континентальным, для меди, никеля, хрома, ванадия — к океаническим (табл. 4). Однако там же на Большом Кавказе в диабазовой формации Армхи-Аргун (по 25 ан.; Суханов, 1975) заметно больше меди (100 г/т), меньше никеля (79 г/т) и ванадия (201 г/т), т. е. обнаруживаются содержания, свойственные «континентальным» толеитам. Судя по данным Н. Герца и др., в юрских толеитовых базальтах (по 3 ан.) и габброидах (по 13 ан.) геосинклинали Металлифери отношения  $Rb/Sr$  также являются промежуточными (0,021 по сравнению с 0,010 в океанических и 0,044 в континентальных толеитах), но абсолютное содержание ближе к океаническим (3,5 г/т Rb, 184 г/т Sr по сравнению с 1,2; 123 г/т в океанических и 20; 450 г/т в континентальных толеитах). Содержания рубидия и стронция в океанических и континентальных толеитах приводятся по Б. Г. Лутцу. Важные для суждения о петрогенезисе начальные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в тех же образцах геосинклинали Металлифери оказались весьма низкими (в среднем 0,7031) и значительно ближе к океаническим (0,7027), чем к континентальным (0,7057) (см. рис. 13).

Во всех толеит-базальтовых формациях Кавказа и Карпат (кроме диабазовой формации Гемерид) проявился определенный и сходный тренд дифференциации, выраженный накоплением железа на ранних стадиях процесса. Этот весьма распространенный тренд кристаллизационной дифференциации, изученный еще К. Феннером, особенно часто проявляется в толеитовых магмах, так что нередко его называют толеитовым трендом. На диаграммах железистость — кремнезем феннерований тренд выявляется для всех толеит-базальтовых формаций Кавказа и Карпат, хотя и с разной полнотой. На диаграммах АФМ он нередко затушевывается и выражен ясно лишь для четырех формаций (№ 8, 9, 28, 29). В их числе диабазовая формация Армхи-Аргун и формация габброндов гор Металлифери, в которых накопление железа происходит умеренно — по типу долеритов Тасмании. В двух формациях — базальтовой Бзыбско-Казбекского трога и нижней базальтовой формации гор Металлифери — появляются высокожелезистые разности, намечающие начало дифференциации по типу Скергаардской интрузии. Обычно сопутствующее концентрации железа в расплаве увеличение содержания титана отчетливо прослеживается во всех формациях, кроме юрской базальтовой формации Даралагёзского массива, которая и в петрохимическом отношении несколько отличается от других.

Как будет показано ниже, феннеровский тренд проявился также и в некоторых субщелочных и щелочных базальтах Кавказа — Карпат. Но в целом, как и обычно, он присущ в первую очередь базальтам толеитовым. Судя по известным экспериментам Э. Осборна, проявлению феннеровского тренда дифференциации способствует замкнутый характер кристаллизующейся системы. Не исключено, что в рассматриваемом случае толеит-базальтового вулканизма это может быть поставлено в связь с отсутствием признаков существенной контаминации первичного расплава веществом коры, с поступлением магмы непосредственно из глубоких очагов к эруптивным аппаратам, при ограниченной роли более «открытых» промежуточных очагов.

#### **Субщелочные базальтовые и пикрит-базальтовые формации.**

В противоположность базальтовым формациям нормальной щелочности, которые сходны между собой и принадлежат к единому толеитовому типу, субщелочные формации разнообразны по количеству и соотношению щелочей и по таким характеристикам, как содержание кремнезема (42,65—51,24 %), глинозема (13,67—19,85 %), окислов железа (7,96—13,11 %) и магнезия (4,30—9,54 %) (табл. 5). По характеру щелочности среди них можно различать натриевые (№ 21, 31), калиевую (№ 14) формации, а также формации с повышенным содержанием этих щелочных металлов (№ 38, 6, 19, 25).

Натриево-калиевые субщелочные формации. Эта группа объединяет субщелочные базитовые формации Новороссийского и Силезского флишевых трогов, Предкавказья и Словакии. Все они при сравнении с главными петрохимическими ти-

Средний состав субщелочных и щелочных базальтоидов элементарных вулканических формаций Кавказа и Карпат

Компоненты и их отношения	Формации												
	субщелочные										щелочные		
	натриевые		Б	калиевая	Ш	натриево-калиевые				ОБ	калиевая	ША	
	21	31				38	6	19	25				27
Окислы, %	SiO <sub>2</sub>	50,95	51,24	52,0	50,44	52,14	42,65	48,45	48,96	42,93	43,31	47,43	49,90
	TiO <sub>2</sub>	2,01	0,69	1,1	—	1,06	2,75	1,80	1,85	2,17	2,56	2,53	2,68
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	18,80	18,1	17,70	17,26	18,88	17,85	15,80	13,67	14,14	17,26	16,21
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	3,17	3,0	12,55	—	9,60	4,87	3,57	6,36	4,99	9,20	2,57
	FeO	3,55	5,11	6,1	0,63	8,45	4,47	5,80	7,12	6,47	8,22	3,37	7,95
	MnO	0,18	0,07	0,1	0,23	—	0,43	0,17	0,19	0,11	0,25	0,20	—
	MgO	4,30	6,08	5,9	5,47	6,03	7,63	7,46	9,54	9,39	8,07	3,77	5,33
	CaO	6,88	9,23	8,8	7,81	9,30	9,99	7,52	7,50	13,82	10,95	7,38	8,63
	Na <sub>2</sub> O	4,77	4,01	3,6	2,94	3,19	2,05	3,74	3,52	2,29	2,90	2,33	2,61
	K <sub>2</sub> O	1,19	1,48	1,0	2,23	2,57	1,09	1,76	1,79	1,55	1,16	5,41	4,12
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,12	0,3	—	—	0,46	0,03	0,16	1,24	0,45	1,12	—
Сумма	100,00	100,00	100,0	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
FeO*	FeO*/MgO	8,77	7,96	8,8	11,93	8,45	13,11	10,18	10,33	12,19	12,71	11,65	10,26
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2,0	1,3	1,5	2,2	1,4	1,7	1,4	1,1	1,3	1,6	3,1	1,9
		0,25	0,37	0,28	0,76	0,80	0,53	0,47	0,51	0,68	0,40	2,32	1,53
Норматив- ный состав CIPW	Il	3,8	1,4	2,1	—	2,1	5,2	3,4	3,4	4,0	4,7	4,8	5,0
	Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	—	—	—
	Mt	5,1	3,2	3,7	5,8	3,6	6,1	4,7	4,7	5,2	5,7	5,9	3,6
	Or	7,1	8,8	6,0	13,3	15,3	6,6	10,3	10,3	9,3	7,1	32,1	24,3
	Ab	40,1	28,5	30,1	25,0	25,8	13,5	26,7	25,6	2,5	17,1	8,5	15,5
	Ne	—	2,8	—	—	0,6	2,0	2,6	1,9	8,9	3,9	6,3	3,4
	An	29,1	28,3	30,0	28,1	24,7	38,6	26,2	21,4	21,8	21,7	21,1	20,1
	Di	4,2	14,3	11,0	8,6	17,3	8,7	8,7	12,5	31,0	26,6	13,3	18,6
	Ol	10,5	12,7	4,0	12,7	10,6	19,3	17,4	20,2	14,5	13,2	8,0	9,5
	Hу	0,1	—	13,1	6,5	—	—	—	—	—	—	—	—

21, 31, 14, 38, 6, 19, 25, 27 — номера формаций в табл. 1: 21 — верхнемеловая базальтовая формация Севанской офиолитовой зоны (по 4 ан.); 31 — верхняя базальтовая формация гор Металлиферн, Барем — апт (по 3 ан.); 14 — верхнеюрская базальтовая формация Грузинской глыбы (по 4 ан.); 38 — пикрит-базальтовая формация Словакии (по 11 ан.); 6 — базальтовая формация Предкавказья (по 15 ан.); 19 — базальтовая формация Новороссийского флишевого прогиба (по 5 ан.); 25 — тешенитовая (пикрит-базальтовая) формация Моравии и Силезии (по 31 ан.); 27 — щелочная базальтовая формация Пьенинской зоны (по 6 ан.); Б — средний высокоглиноземистый базальт Анд (по 24 ан.; Deguelle, 1977); Ш — средний шонит Новой Гвинее и Фиджи (по 21 ан.; Pearce, 1976); ОБ — средний оливиновый базальт умеренно-щелочной серии Восточно-Африканских рифтов (по 29 ан.; Герасимовский, Поляков, 1974); ША — средний шонитовый абсарокит Восточно-Африканских рифтов (по 4 ан.; Jorlin, 1968).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа, по Т. Ирвину и В. Барагару.

пами базальта оказываются ближе всего к континентальному оливин-базальтовому типу (Кутолин, 1972). Для сопоставлений нами взята умеренно-щелочная серия рифтовых зон Восточной Африки, подробно изученная петрохимически и занимающая достаточно определенную тектоническую позицию. Средний состав оливиновых базальтов этой серии, по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову, приведен в табл. 5, вариационные линии (от пикрито-базальта до щелочного трахита) нанесены на диаграммы АФМ и щелочности. Тешенитовая (пикрит-базальтовая) формация Моравии и Силезии (№ 25), наиболее дифференцированная ( $D=18,9$ ), сходна с умеренно-щелочной серией Восточно-Африканских рифтов по главным особенностям химического состава пород и тренду дифференциации. Наблюдается заметное, хотя и не столь резкое, как в большинстве рассмотренных толеитовых формаций, нарастание железистости, которое, однако, лишь вначале сопровождается накоплением титана. Содержание последнего начинает затем быстро снижаться. Тешенитовой формации свойственны несколько более высокая щелочность как по натрию, так и по калию, а также пониженное содержание кремнезема.

Небольшая по объему базальтовая формация Новороссийского флишевого прогиба (№ 19) по своим петрохимическим признакам близка к предыдущей и также сравнима с умеренно-щелочной серией Восточно-Африканских рифтов, что видно из данных табл. 5 и диаграмм щелочности. Сходство дополняется высокими содержаниями стронция и бария (см. табл. 4). Ввиду однородности этой формации тренд дифференциации неясен и не может использоваться для сопоставлений.

Две другие натриево-калиевые субщелочные формации отличается повышенное содержание глинозема (17,85—18,88 %). Одна из них — базальтовая формация Предкавказья (№ 6) — по щелочности весьма близка к предыдущей и также неопределенна в отношении тренда эволюции. Другая формация — пикрит-базальтовая формация Словакии (№ 38) — выделяется не только преобладанием ультраосновных членов ряда, но и значительно более резкой тенденцией к обогащению расплава железом — фернеровским трендом скергаардского типа.

Во всех натриево-калиевых субщелочных формациях весьма отчетливо выражена недосыщенность кремнеземом (14,5—20,2 ОI), присутствует нормативный нефелин (1,9—2,6, а в тешенитовой формации Моравии и Силезии 8, 9).

Натриевые субщелочные формации. К этой категории отнесены небольшие по объему верхнемеловая формация Севанской зоны (№ 21) и верхняя базальтовая формация гор Металлифери (№ 31). Их щелочность невысока (сумма щелочей 5,49—5,96 %), по соотношению остальных петрогенных элементов они близки к высокоглиноземистым типам базальтов нормальной щелочности, которые характерны для известково-щелочных («андезитовых») вулканических серий. В табл. 5 и на диаграммах для сравнения приведен средний состав высокоглиноземистого базаль-

та из современной вулканической области Анд, вычисленный Б. Дерелем (Deguelle, 1977).

Калиевая субщелочная формация — верхнеюрская базальтовая формация Грузинской глыбы (№ 14, см. табл. 5) — по своему петрохимическому облику является шошонитовой, что можно видеть из сравнения ее состава со средним шошонитом, по Дж. Пирсу (Pearce, 1976).

Щелочная базальтовая формация известна в Пьенинской зоне Карпат всего лишь по нескольким небольшим выходам пород (№ 27). Петрохимический тип во многом сходен с базитами калиевой щелочной серии Восточно-Африканских рифтов, хотя геологическая значимость их сходства вызывает сомнение (см. табл. 5).

### Формации андезито-базальтового и более кислого состава

Все элементарные вулканические формации андезито-базальтового и более кислого состава оказались дифференцированными, с дисперсией по содержаниям кремнезема от 6,3 до 27,7 (см. табл. 1). Все они сложены породами нормальной щелочности, однако в дацитовой формации Дигоро-Осетинской зоны, андезито-базальтовой Гойтхско-Ачишхинской зоны и андезито-дацитовой гор Бюкк содержания натрия несколько повышены. Последняя формация включает также небольшое количество субщелочных калиевых дифференциатов.

Дацитовая формация Дигоро-Осетинской зоны (№ 1) — первая из рассматриваемых формаций, которая в петрохимическом отношении может быть классифицирована как известково-щелочная. Однако, как справедливо отмечает С. Арамаки (Aramaki, 1978), в настоящее время применение таких терминов, как известково-щелочная или толеитовая серия, во избежание недоразумений невозможно без обсуждения. Как известно, еще Г. Розенбуш делил все изверженные породы на известково-щелочные и щелочные. То же находим в классификации А. Ритмана, в которой граница между теми и другими породами проведена по параболе для «показателя родства»  $\sigma=4$ . Давно уже наметились два других понимания термина, сохраняющих свое значение до наших дней. М. Пикок определил известково-щелочные породы как сравнительно узкий класс с сериальным индексом от 56 до 61, противопоставляемый щелочно-известковым породам, с одной стороны, и известковым — с другой\*. Согласно второму, более широкому пониманию, известково-щелочные породы выделяются на основе петрохимических признаков, свойственных определенным вулканическим сериям, обособленным от других как пространственно, так и генетически. Этот

\* Поэтому нередко встречающееся использование термина «щелочноземельные породы» (т. е. известковые породы) как синонима термину «известково-щелочные породы» несовместимо с классификацией М. Пиккока.

подход находим еще у П. Ниггли, который отождествлял известково-щелочной тип с тихоокеанским типом Ф. Бекке и А. Харкера. Известково-щелочные серии в той или иной степени соответствуют циркум-океаническому типу Ф. Чейза, «серии высокоглиноземистых базальтов» Х. Куно, андезитовым сериям (Кутолин, 1972; Магматизм . . ., 1977). При подобном понимании, которое принято и в настоящей работе, известково-щелочные серии представляют собой один из двух главных петрохимических типов пород нормальной щелочности и противопоставляются толеитовым сериям по содержаниям как петрогенных (в первую очередь железа, магния, титана, алюминия), так и малых элементов. Содержания извести и щелочей, по-видимому, не имеют при этом определяющего значения, хотя и делались попытки использовать их в таком качестве (Куно, 1966; Jakeš, White, 1972). Эталонами могут служить молодые вулканы Анд, где известково-щелочной вулканизм продолжается в наши дни. Поэтому андский эталон обеспечен не только петрографическими и геохимическими сведениями, но и комплексом геофизических данных, необходимых для суждения о связи подобного известково-щелочного вулканизма с тектонической структурой и состоянием вещества на глубине, а также с сейсмогенерирующими напряжениями.

Сравнение среднего состава дацитовой формации Дигоро-Осетинской вулканической области со средним дацитом Анд (Dequelle, 1977), показывает, что последний несколько богаче щелочами (табл. 6). По всем остальным параметрам их сходство весьма велико. Данные А. А. Цветкова (1977) о содержании малых элементов (по 295 ан., см. табл. 4) подчеркивают сходство, особенно показательны, вероятно, стронций (235—280 г/т) и барий (510—527 г/т). Обычный для многих известково-щелочных серий боуэновский тренд дифференциации выражен в этой формации достаточно отчетливо.

Андезито-дацитовая формация гор Бюкк (№ 33) петрохимически близка к предыдущей, но железистость пород выше (за счет больших содержаний железа и меньших магния), натриевость выражена еще заметнее (см. табл. 6). Сходен и тренд дифференциации. Несколько образцов представлены высококалиевыми андезитами с содержанием  $K_2O$  4,03—6,63 % при сумме щелочей 6,54—9,45 %.

Андезито-базальтовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области Большого Кавказа (№ 7а) сравнима по своему составу с высокоглиноземистым андезито-базальтом (в качестве эталона взят анализ образца с Фудзиямы) и заметно отличается от соответствующего по кремнекислотности дифференциата толеитовых базальтов, по И. Кармайклу. Это отчетливо выражается содержанием глинозема, окислов железа и титана (см. табл. 6). Вместе с тем отдельные образцы близки к толеитовому типу. Первоначальное соотношение щелочей, по-видимому, искажено натриевым метасоматозом, что выразилось весьма низким отношением  $K_2O/Na_2O$  (0,08).

Средний состав пород элементарных вулканических формаций Кавказа и Карпат  
(от андезито-базальтовой до риолито-дацитовой)

Компоненты и их отношения		Формации									
		АБ	7а	И <sub>1</sub>	26	И <sub>2</sub>	33	1	Д	10	И <sub>3</sub>
Окислы, %	SiO <sub>2</sub>	53,68	53,74	53,22	56,21	56,60	62,52	65,24	65,4	66,01	66,87
	TiO <sub>2</sub>	1,61	0,99	3,16	2,99	2,43	1,38	0,65	0,7	0,65	0,74
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,77	18,18	12,96	14,58	13,74	17,38	16,77	16,3	17,35	14,94
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	2,54	4,03	10,57	3,96	3,62	1,50	2,0	1,32	3,67
	FeO	7,52	6,31	9,60	0,56	7,66	2,40	3,37	2,6	4,80	2,66
	MnO	0,14	0,18	0,28	0,08	0,25	0,06	0,09	0,1	0,09	0,12
	MgO	4,36	5,91	3,39	1,96	2,95	1,60	2,27	1,8	2,65	0,68
	CaO	7,83	7,00	7,50	7,19	6,55	4,05	3,94	3,7	1,81	3,65
	Na <sub>2</sub> O	3,99	4,62	3,57	3,22	3,74	4,66	3,89	4,4	3,05	4,22
	K <sub>2</sub> O	0,70	0,35	1,07	1,43	1,31	2,15	2,15	2,8	2,00	2,22
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,18	1,17	1,21	0,81	0,18	0,13	0,2	0,27	0,23
	Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	FeO × FeO × / MgO K <sub>2</sub> O / Na <sub>2</sub> O	8,52	8,60	13,27	10,07	11,22	5,66	4,72	4,4	5,99	5,96
		1,6	1,5	3,9	5,1	3,8	3,5	2,1	2,4	2,3	8,8
0,18		0,08	0,30	0,44	0,35	0,43	0,55	0,64	0,65	0,53	
Нормативный состав CIPW	Il	3,0	2,0	6,2	5,9	4,5	2,6	1,2	1,4	1,4	1,4
	Mt	1,6	3,6	6,1	6,6	5,8	4,2	2,1	2,8	1,8	3,2
	Or	3,9	2,2	6,8	9,0	7,8	12,8	12,7	16,7	11,7	12,9
	Ab	34,2	38,8	30,1	27,6	32,2	39,2	32,8	37,1	25,7	36,1
	An	31,1	27,2	16,2	21,2	16,8	19,9	19,3	16,4	8,9	15,4
	C	—	—	—	—	—	—	0,9	—	7,0	—
	Di	6,5	5,9	17,7	12,4	13,3	—	—	1,6	—	2,3
	Ol	—	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—
	Hu	18,5	18,4	9,4	1,7	8,3	5,7	10,0	6,3	13,6	4,5
	Q	1,2	—	7,5	15,6	11,3	15,6	21,0	17,7	29,9	24,2

7а, 26, 33, 1, 10 — номера формаций в табл. 1; 7а — андезито-базальтовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области (по 24 ан.); 26 — андезитовая формация Драговской зоны (по 5 ан.); 33 — андезито-дацитовая формация гор Бюкк (средний триас), по 41 ан.; 1 — дацитовая формация Дигоро-Осетинской вулканической области (по 43 ан.); 10 — риолито-дацитовая формация Бзыбско-Казбекского трога (по 8 ан.); АБ — высокоглиноземистый андезито-базальт (Фудзияма; по Х. Куно); И<sub>1</sub>, И<sub>2</sub> — базальтовые андезиты Тингмули, исландитовый тип (по И. Кармайклу); Д — средний дацит Анд (по 44 ан.; Dequelle, 1977); И<sub>3</sub> — дацит Тингмули, исландитовый тип (по И. Кармайклу).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа, по Т. Ирвину и В. Барагару.

Риолито-дацитової формации Бзыбско-Казбекского прогиба (№ 10) свойственна нормальная щелочность и по калию, и по натрию. Количественное отношение окислов нельзя признать вполне характерным ни для толеитовых, ни для известково-щелочных пород соответствующей кремнекислотности, однако сравнение показывает значительно большую близость к известково-щелочному типу (см. табл. 6). По отношению к нему повышены глиноземистость, содержания железа и магния (при сохранении отношения  $FeO \times / MgO$ ). Сохраняется и соотношение  $K_2O/Na_2O$  при несколько более низком их содержании. Резкое отличие от толеитового аналога выражается как значительно более высокой глиноземистостью, так и отсутствием признаков снижения магнезиальности, столь характерного для среднекислых дифференциатов толеитовых серий при проявлении в них феннеровского тренда. Андезитовая формация Драговской зоны Карпат (№ 26), напротив, обнаруживает черты толеитового типа (см. табл. 6). Сравнение с «базальтовым андезитом» Тингмули, по И. Кармайклу, убеждает в этом. Высокие железистость и титанистость сочетаются с низкой магнезиальностью и глиноземистостью, пониженным содержанием калия. Заметна и тенденция к дальнейшему накоплению железа при одновременном снижении магнезиальности.

## Сложные вулканические формации

Сложными по своей петрохимической структуре оказалось более половины вулканических формаций рассматриваемых геосинклинальных областей (24 формации). Среди них преобладают непрерывные, и лишь четыре отнесены к категории контрастных (см. табл. 1, 2).

### Контрастные формации

Рассматриваемые контрастные формации бимодальны, каждая из них распадается на две отчетливо обособленные составляющие, которые можно уподобить элементарным вулканическим формациям и сравнивать с ними. Вместе с тем единство места и времени образования каждой пары элементарных составляющих, а иногда и петрохимические особенности позволяют предполагать их парагенетическую или генетическую взаимосвязь в рамках соответствующей контрастной формации.

В трех контрастных формациях одна из элементарных составляющих (по-видимому, первичная и более глубинная) является базальтовой, однако состав базальтов неодинаков (табл. 7). В контрастных формациях Першани—Рареу—Мармарошских утесов на Карпатах (№ 39) и Гойтхско-Ачишхинской вулканической области на Кавказе (№ 76) состав базальтов аномален. Наблюдаются высокие содержания  $Al_2O_3$  (в среднем 17,70—19,80 %), недосыщенность кремнеземом (4,0—9,4 OI). Вместе с тем по сравнению с базальтом высокоглиноземистого типа (см. табл. 5) в них

Средний состав пород контрастных вулканических формаций Кавказа и Карпат

Компоненты и их отношения	Формации								Петрохимические эталоны						
	76		23		32		39		Б	ОБ	А	Р	ЩТ	Ф	
	I	II	I	II	I	II	I	II							
Оксиды, %	SiO <sub>2</sub>	48,70	69,65	54,54	73,63	49,20	61,44	51,19	64,89	49,90	48,92	58,2	69,6	58,74	54,52
	TiO <sub>2</sub>	1,36	0,56	1,45	0,40	3,41	0,41	1,87	0,65	0,65	2,27	1,2	0,5	0,83	1,22
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,80	15,46	19,55	14,29	16,75	20,22	17,70	16,70	18,34	15,70	17,5	15,7	17,69	19,86
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	1,09	7,65	2,09	4,69	2,43	4,82	4,50	2,91	4,19	2,9	1,5	4,11	2,81
	FeO	7,00	3,11	0,72	0,14	7,41	1,87	6,48	1,12	7,72	7,69	4,1	1,8	3,41	3,69
	MnO	0,35	0,09	0,12	0,05	0,31	0,15	0,20	0,09	0,28	0,15	0,1	0,1	0,26	0,22
	MgO	6,12	1,94	2,58	0,59	5,13	0,92	6,00	1,41	7,13	7,16	3,8	0,8	0,74	0,99
	CaO	9,17	1,50	5,62	1,30	6,86	2,17	6,14	1,77	9,91	9,21	6,2	2,2	2,42	2,49
	Na <sub>2</sub> O	3,36	3,60	5,24	5,35	3,66	6,27	4,25	5,87	2,51	2,92	3,8	4,4	6,17	9,01
	K <sub>2</sub> O	0,44	2,67	1,98	1,91	1,87	3,96	1,11	2,87	0,48	1,34	1,9	3,2	5,48	4,90
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,33	0,55	0,25	0,71	0,16	0,24	0,13	0,17	0,45	0,3	0,2	0,15	0,29
	Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	FeO*/MgO	10,12	4,09	7,61	2,02	11,63	4,06	10,82	5,17	10,34	11,46	6,7	3,2	7,11	6,22
	FeO*/MgO	1,7	2,1	2,9	3,4	2,3	4,4	1,8	3,7	1,5	1,6	1,8	3,9	9,6	6,3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,13	0,74	0,38	0,36	0,51	0,63	0,26	0,49	0,19	0,46	0,50	0,73	0,89	0,54	
Нормативный состав CIPW	Il	2,6	1,1	2,7	0,8	6,5	0,8	3,6	1,2	1,4	4,3	2,3	0,9	1,5	2,3
	Mt	4,2	1,6	4,4	—	6,7	2,8	4,8	3,2	3,2	5,5	3,9	2,1	3,2	3,9
	Hm	—	—	—	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Or	2,8	16,1	11,7	11,1	11,0	23,5	6,6	17,3	2,8	8,2	11,0	18,9	32,7	29,0
	Ab	28,1	30,3	44,9	45,2	30,7	53,1	35,8	49,9	20,7	24,3	31,7	37,4	42,9	27,9
	Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,2	26,1
	An	37,2	7,5	24,0	6,4	23,7	10,8	25,5	8,6	37,0	25,2	25,1	10,8	4,8	—
	C	—	3,9	—	1,1	—	1,6	—	0,7	—	—	—	1,0	—	—
	Di	6,4	—	3,3	—	8,3	—	3,9	—	9,7	16,5	4,6	—	6,1	10,5
	Ol	11,4	—	1,9	—	4,5	—	8,9	—	4,5	9,0	—	—	3,6	0,3
	Hu	7,3	9,1	7,1	1,7	8,6	4,6	10,9	6,8	20,7	7,0	12,1	3,6	—	—
	Q	—	30,4	—	31,8	—	2,8	—	—	—	—	9,3	25,3	—	—

76, 23, 32, 39 — номера формаций в табл. 1: 76 — базальт-риолитовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области, ее базальтовая (I, по 9 ан.) и риолитовая (II, по 11 ан.) составляющие; 23 — андезит-риолитовая формация Даралагёзского массива (нижний мел), ее андезитовая (I, по 5 ан.) и риолитовая (II, по 5 ан.) составляющие; 32 — базальт-трахитовая формация Мечек-Дебреценской зоны, ее базальтовая (I, по 19 ан.) и трахит-фонолитовая (II, по 6 ан.) составляющие; 39 — базальт-дацитовая формация Першани, Рару и Мармарошских утесов, ее базальтовая (I, по 11 ан.) и дацитовая (II, по 7 ан.) составляющие; Б — высокоглиноземистый базальт, по X. Куно, вулкан Амаги на п-ове Идзу; ОБ — средний базальт континентальной оливин-базальтовой формации (по 276 ан.), по В. А. Кутолину (1972); А, Р — средние андезит (по 96 ан.) и риолит (по 12 ан.) Анд, по Б. Дероелю; ЩТ, Ф — средние щелочной трахит (по 17 ан.) и фонолит (по 12 ан.) Восточно-Африканских рифтов, по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову. Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа, по Т. Ирвину и В. Баратару.

значительно выше железистость (10,12—10,82 % FeO×), титанистость (1,36—1,87 % TiO<sub>2</sub>), достигающие значений, свойственных толеитовым базальтам. Кроме того, базальты Гойтхско-Ачишхинской вулканической области весьма низкокальциевые (0,44 % K<sub>2</sub>O) и в этом отношении их можно сравнить с одной из разновидностей высокоглиноземистых базальтов Х. Куно: с базальтами вулкана Амаги на п-ове Идзу, формировавшегося на коре океанического типа (Агамакі, 1978). Подобно последним, они проявляют феннеровский тренд дифференциации. Базальты контрастной формации Мечек-Дебреценской зоны (№ 32) ближе к континентальному оливин-базальтовому типу (Кутолин, 1972) и даже несколько богаче щелочами, особенно натрием.

В контрастной формации нижнемеловых вулканитов Даралагёзского массива (№ 23) наиболее основным элементом является андезитовая элементарная составляющая известково-щелочного типа (см. табл. 7). Так же, как и базальты предыдущих формаций, андезиты обнаруживают несколько повышенную натриевость.

Натриевыми являются и все вторые элементарные составляющие рассматриваемых контрастных формаций, независимо от общего уровня их щелочности. С высокоглиноземистыми базальтами Першани—Рареу—Мармарошских утесов и Гойтхско-Ачишхинской вулканической области связаны соответственно дациты и риолиты известково-щелочного типа. При этом в рамках каждой контрастной формации заметны общие петрохимические особенности: и в базальтах, и в дацитах первой из них высока натриевость; и в базальтах, и в риолитах второй понижена калиевость. Как базитовые, так и салические составляющие обеих формаций высокожелезистые, в последней из формаций повышено и содержание магния. С известково-щелочными андезитами нижнемеловой формации Даралагёзского массива группируются известково-щелочные риолиты и риолитовые игнимбриты. В базальт-трахитовой формации Мечек-Дебреценской зоны субщелочная оливин-базальтовая составляющая сочетается с трахит-фонолитовой, которая сравнима по составу с щелочными трахитами и фонолитами Восточно-Африканских рифтов.

В каждой контрастной формации отмеченная выше коррелированность химического состава между элементарными составляющими сочетается с их значительной петрохимической самостоятельностью. Об этом можно судить по нарушению обычной для дифференциационных рядов регрессии петрогенных окислов на кремнезем. Примером служат соотношения суммы щелочей и отдельных щелочей между составляющими андезит-риолитовой формации Даралагёзского массива, а также базальт-риолитовой формации Гойтхско-Ачишхинской вулканической области. Нарушение нормальной регрессии — один из признаков, свидетельствующих о той или иной степени разобщенности глубинных магматических источников.

По своей дифференцированности базитовые элементарные составляющие контрастных формаций варьируют от однородных

до среднедифференцированных (дисперсия по кремнезему 2,8—14,7), калийные составляющие более однородны (дисперсия 1,5—7,3).

### Непрерывные формации

Большинство сложных вулканических формаций рассматриваемых геосинклинальных областей оказалось непрерывными, они распространены столь же широко, как элементарные формации, а по суммарному объему вулканитов значительно превосходят их. Обработанный нами материал характеризует 20 непрерывных формаций: 12 бимодальных и 8 тримодальных (см. табл. 1). В 14 формациях вулканическая серия начинается базальтоидными модальными группировками, в 5 формациях — андезитовыми, в 1 — дацитов. За исключением базальт-андезитовой формации Грузинской глыбы (№ 13), все вулканические серии заканчиваются в области дацитов и риолитов. При описании и сравнении непрерывных формаций использовались как петрохимические диаграммы, так и средние составы пород, расчет которых производился для центральных частей модальных группировок по кремнезему.

**Непрерывные формации Чилийско-Аргентинских Анд** (№ 40—44) формировались на этой активной окраине континента, начиная с триаса. Характерны нормальная или несколько повышенная щелочность и натриевая специализация (табл. 8).

Петрохимическая структура этих формаций видна на примере базальт-риолитовой формации палеогена (№ 44), которая охарактеризована лучше других. Формация отчетливо тримодальна и подразделена на андезито-базальтовую, андезитовую и риолитовую группировки со средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  соответственно 52,32; 59,73 и 70,96 %. Породы всех трех группировок обладают нормальной или слегка повышенной благодаря натрию щелочностью. Наблюдаются высокая глиноземистость, сравнительно низкие содержания железа и титана, свойственные известково-щелочному петрохимическому типу. Молодые (верхний миоцен—антропоген) вулканические образования Центральных, в том числе Чилийско-Аргентинских, Анд, которые служат эталоном известково-щелочных вулканитов активной континентальной окраины андского типа, завершают последовательный и единый формационный ряд, начало которому положили первые проявления вулканизма в среднем и позднем триасе. Поэтому петрохимическое сравнение рассматриваемых формаций с эталоном может быть дано на фоне общих тенденций изменения химизма вулканических продуктов, происходившего на андской континентальной окраине с триаса до настоящего времени. Диаграмма I на рис. 14 показывает, что щелочно-фемическая характеристика существенно не менялась. Вместе с тем, судя по расчетам в количественно преобладающих над другими андезитовых породах, от серии к серии убывает железистость (9,7; 7,4 и 6,7 %  $\text{FeO} \times$  для триаса—юры, верхнего мела — среднего миоцена и верхнего миоцена — антропогена), на-

Средний состав пород непрерывных вулканических формаций Чилийско-Аргентинских Анд

Компоненты и их отношения		Формации и их модальные группировки								
		41		42		43		44		
		БА	БА	ДР	Б	А	АБ	А	Р	
Окислы, %	SiO <sub>2</sub>	53,49	53,79	67,64	49,43	55,64	52,32	59,73	70,96	
	TiO <sub>2</sub>	1,47	0,98	0,51	1,17	0,97	0,80	0,81	0,42	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,69	17,61	15,99	18,89	18,09	18,99	17,98	15,53	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,34	4,72	3,57	8,93	5,04	4,20	3,27	1,84	
	FeO	3,95	5,40	2,31	1,77	5,06	6,43	2,95	0,95	
	MnO	0,14	0,22	0,08	0,28	0,22	0,19	0,13	0,06	
	MgO	4,41	3,59	0,73	6,38	2,69	4,27	2,87	1,27	
	CaO	6,70	7,59	1,24	7,48	5,68	8,53	5,42	1,23	
	Na <sub>2</sub> O	5,10	3,43	3,85	2,95	5,38	3,52	4,94	3,26	
	K <sub>2</sub> O	1,34	2,36	3,87	2,51	0,91	0,44	1,60	4,48	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,31	0,21	0,21	0,32	0,31	0,30	—	
	Сумма	100,00	100,00	103,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
	FeO <sup>×</sup>	FeO <sup>×</sup> /MgO	9,66	9,65	5,52	9,81	9,60	10,21	5,89	2,61
		K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2,2	2,7	7,6	1,5	3,6	2,4	2,1	2,1
			0,26	0,69	1,01	0,85	0,17	0,13	0,32	1,37
Нормативный состав CIPW	Il	2,8	2,0	0,9	2,3	1,8	1,5	1,5	0,8	
	Mt	4,4	3,7	2,8	3,8	3,7	3,2	3,2	2,1	
	Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Or	8,3	13,9	23,0	14,8	5,6	2,8	9,5	0,5	
	Ab	42,9	29,4	32,8	24,3	45,8	29,9	41,8	26,5	
	Ne	—	—	—	0,3	—	—	—	27,6	
	An	18,6	25,6	6,2	30,2	22,7	34,8	22,2	6,1	
	C	—	—	3,3	—	—	—	—	3,0	
	Di	12,3	10,2	—	5,5	4,9	6,5	3,7	—	
	Ol	8,3	—	—	18,8	—	—	—	—	
	Hy	2,4	14,2	5,7	—	14,5	19,8	10,0	3,7	
	Q	—	1,0	25,3	—	1,0	1,5	8,1	29,7	

41—44 — номера формаций в табл. 1: 41 — базальт-риолитовая формация юры, БА — базальт-андезитовая группировка (по 11 ан.); 42 — базальт-риолитовая формация нижнего мела, группировки: БА — базальт-андезитовая (по 16 ан.), ДР — дацит-риолитовая (по 10 ан.); 43 — базальт-риолитовая формация верхнего мела, группировки: Б — базальтовая (по 1 ан.), А — андезитовая (по 6 ан.); 44 — базальт-риолитовая формация палеогена, группировки: АБ — андезито-базальтовая (по 3 ан.), А — андезитовая (по 9 ан.), Р — риолитовая (по 3 ан.).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа, по Т. Ирвину и В. Барагару.

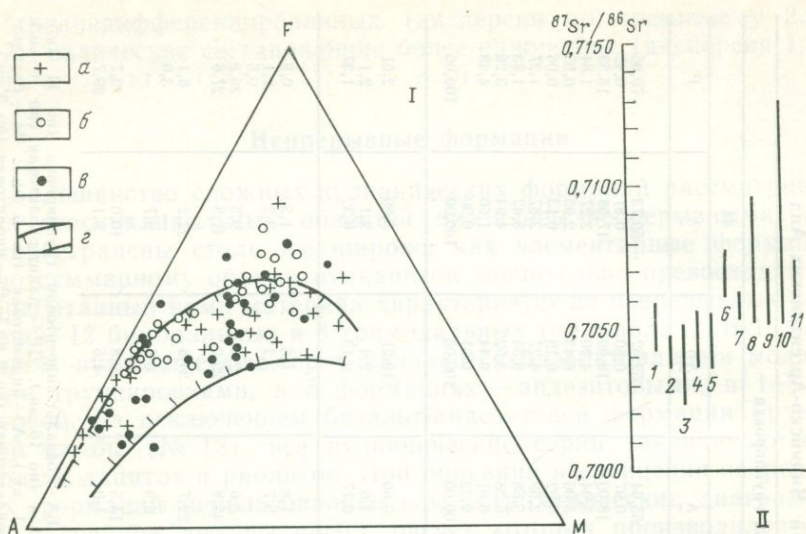


Рис. 14. Сравнение химических характеристик для непрерывных вулканических формаций Чилийско-Аргентинских Анд.

I — щелочно-фемические характеристики базальт-риолитовых формаций: а — юры, б — нижнего мела, в — верхнего мела — палеогена (по 88 ан.), з — поле вулканитов плиоцена — антропогена (по 176 ан., Deruelle, 1977); II — изотопный состав стронция: 1 — вулканические и интрузивные породы юры (0,7041—0,7059); 2—3 — вулканические (2) и интрузивные (3) породы нижнего мела (0,7022—0,7051); 4—5 — вулканические (4) и интрузивные (5) породы верхнего мела — палеогена (0,7032—0,7057); 6—11 — породы плиоцена — антропогена (0,7050—0,7130), по П. Фрэнсису и др., Дж. Клерксу и др., М. Гальперну

растают средние содержания  $\text{SiO}_2$  (53,5 и 58,1 и 58,2 %),  $\text{K}_2\text{O}$  (1,3, 1,3 и 1,9 %), Sr (350, 420 и 522 г/т). Как показывает диаграмма II (см. рис. 14), начальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  также нарастают. Для свинца изотопные отношения оставались без изменения, свидетельствуя о постоянстве глубинных источников магмы на всем протяжении мезозоя и кайнозоя (McNutt et al., 1979).

Важно подчеркнуть, что направленные изменения химического состава происходят одновременно во всех модальных группировках от основной до кислой. Одновременное повышение кремнекислотности всех трех группировок с раннего мела по палеоген наглядно иллюстрирует рис. 15. Также согласованно нарастают насыщение и пересыщение пород кремнеземом (рис. 16), убывала щелочность (за счет содержаний натрия). Отмеченная закономерность убедительно подтверждается особенностями состава нижнемеловой базальт-риолитовой формации. Последняя выделяется среди остальных аномально повышенной калиевостью и пониженной натриевостью, причем то и другое можно заметить в базальтовой, базальт-андезитовой и дацит-риолитовой ее частях. Коррелированность химического состава всех модальных группировок каждой непрерывной формации Анд и их согласованные изменения во времени — признаки весьма важные для суждения о степени петрогенетической самостоятельности этих группировок.

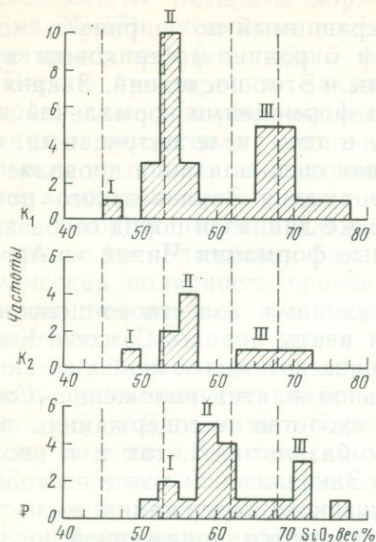


Рис. 15. Повышение содержаний кремнезема в каждой группировке пород непрерывных вулканических формаций Чилийско-Аргентинских Анд, с раннего мела по палеоген. I—III — модальные группировки (см. табл. 1).

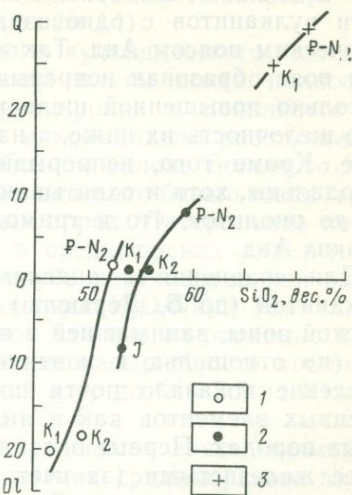


Рис. 16. Согласованное насыщение и пересыщение кремнеземом всех группировок пород в непрерывных вулканических формациях Чилийско-Аргентинских Анд с раннего мела по палеоген. Модальные группировки: 1 — базальтовая, 2 — андезитовая, 3 — риолитовая; Q, Ol — нормативные кварц и оливин в системе CIPW

Для юрской, поздне меловой и палеогеновой вулканических формаций Чилийско-Аргентинских Анд удалось выявить закономерные изменения химического состава пород вкрест простирацию вулканического пояса. Эти признаки поперечной петрохимической полярности будут рассмотрены в следующей главе, в разделе о связи вулканических формаций с геодинамическими условиями.

На диаграммах AFM породы всех непрерывных вулканических формаций Чилийско-Аргентинских Анд попадают в поле гиперстеновой серии X. Куно или близки к ней. Это могло бы указывать на проявление в рассматриваемых формациях боуэнского тренда дифференциации, если бы были основания связывать разнообразие пород каждой такой формации с кристаллизационной дифференциацией. Характер регрессии  $TiO_2$  на  $FeO^x/MgO$  также соответствует тренду, обычному для известково-щелочных серий.

Среди непрерывных формаций Кавказа наибольшего внимания заслуживают формации средней юры — мела Сомхето-Карабахской зоны, Кафанского блока, Грузинской глыбы и Южного склона Большого Кавказа (№ 15, 16, 17, 18, 13, 12), которые намного превосходят остальные по своему объему и вместе с верхнеюрской шошонитовой формацией Грузинской глыбы образуют Закавказ-

ский вулканический пояс, вполне сравнимый по ширине и мощности вулканических пород с одновозрастным окраинно-материковым вулканическим поясом Анд. Так же, как и этот последний, Закавказский пояс образован непрерывными формациями нормальной или несколько повышенной щелочности, в том числе натриевыми, однако щелочность их ниже, а натриевая специализация проявляется реже. Кроме того, непрерывные формации Закавказского пояса бимодальны, хотя и охватывают тот же диапазон пород от базальтов до риолитов, что и тримодальные формации Чилийско-Аргентинских Анд.

Для сравнения с андскими эталонами известково-щелочных вулканических пород (по Б. Дерюелю) были взяты породы Сомхето-Карабахской зоны, занимавшей в вулканическом поясе наиболее внешнее (по отношению к континентальной плите) положение. Сопоставление показало почти полное сходство в содержаниях петрогенных элементов как в андезито-базальтовых, так и в риолитовых породах. Первые оказались в Закавказском поясе несколько более железистыми (за счет повышенного содержания железа и пониженного — магния). Вторые отличаются пониженной щелочностью по натрию и калию. На диаграммах АФМ, так же как и в Андах, породы тяготеют к полю гиперстеновой серии X. Куно. Сходна и зависимость содержаний окиси титана от железистости пород.

При сравнении среднеюрских вулканических пород Сомхето-Карабахской зоны с более молодыми (верхнеюрскими и меловыми) вулканическими породами той же зоны (формации № 15, 16), как и в Андах, выявилось нарастание калиевой составляющей пород. Содержания кремнезема, однако, не испытывают существенных изменений, а вместо снижения содержаний железа убывают содержания магния. Особенно важным представляется то обстоятельство, что и в Закавказском поясе изменения химического состава происходили однонаправленно во всех модальных группировках. Содержания  $K_2O$  в андезито-базальтовой группировке возросли от 0,75 до 1,16 %, в риолитовой — от 1,30 до 2,68 % ( $K_2O/Na_2O$  изменилось соответственно от 0,21 до 0,36 и от 0,36 до 0,81). Содержания  $MgO$  в андезито-базальтовой группировке снизились от 4,71 до 3,72 %, в риолитовой — от 1,47 до 0,83 % ( $FeO^x/MgO$  изменилось соответственно от 2,0 до 2,6 и 2,9 до 3,9). Таким образом, и в этих непрерывных формациях происходили коррелированные изменения химического состава образующих их модальных группировок.

В пределах Кафанского блока при сопоставлении среднеюрской и верхнеюрско-меловой непрерывных формаций обнаруживается (в сравнимых андезито-дацитовых группировках) не только нарастание щелочности пород (главным образом за счет калия), но и убывание содержаний железа (от 7,0 до 5,7 %  $FeO^x$ ) (табл. 9).

На удалении от фронта Закавказского вулканического пояса — в пределах Грузинской глыбы наблюдается еще более резкое нарастание щелочности от среднеюрских вулканических пород к верхнеюрским:  $Na_2O$  от 1,97 до 2,94 %,  $K_2O$  от 1,13 до 2,23 %. При этом высоко-

глиноземистые базальты нормальной щелочности (табл. 9, формация № 13) сменяются высокоглиноземистыми базальтами шошонитового типа (см. табл. 5, формация № 14).

Вкрест простиранию Закавказского вулканического пояса по направлению в глубь континентальной плиты почти полностью отмирает риолитовая модальная группировка и появляется небольшая по объему андезитовая. На максимальном расстоянии от фронта вулканического пояса — на Южном склоне Большого Кавказа — развита почти исключительно андезито-базальтовая группировка с преобладанием базальтовых пород. Латеральная петрохимическая полярность прослежена в среднеюрских андезито-базальтах: так же, как и в Андах, в глубь континентальной плиты нарастают содержания калия и отношения  $K_2O/Na_2O$  (см. гл. 2). Вместе с тем наблюдается характерное для многих окраинно-материковых вулканических поясов снижение насыщенности кремнеземом: от  $Q=2,2$  в Сомхето-Карабахской зоне до  $OI=5,7$  на Южном склоне Большого Кавказа (см. табл. 9).

С развитием Закавказского вулканического пояса, возможно, связана еще одна вулканическая формация среднеюрского возраста — сравнительно небольшая тешенит-риолитовая формация Чегемско-Черекской вулканической области (№ 4), располагавшейся изолированно в тылу Закавказского пояса на расстоянии около 250 км от его фронта. Высокую щелочность пород можно связать с отмеченным выше нарастанием содержания натрия и калия в глубь континентальной плиты, что отражает закономерную латеральную петрохимическую полярность. С предполагаемой связью чегемско-черекских вулканитов и Закавказского вулканического пояса андского типа согласуются данные А. А. Цветкова (1977) о содержаниях малых элементов (особенно сидерофильных), а также о характере клинопироксеновых выделений в тешенитах. Формация тримодальна и подразделена на тешенитовую, трахитовую и риолитовую модальные группировки (см. табл. 9). Две первые представлены породами повышенной щелочности и обнаруживают петрохимическое сходство. Третья — риолитовая группировка — отчетливо обособлена, принадлежит к нормальному известково-щелочному типу: натриевость пород значительно ниже и отношение  $K_2O/Na_2O$  достигает 2,05 вместо 0,34—0,70 в тешенитах и трахитах. Есть все основания предполагать петрогенетическую близость тешенитовой и трахитовой модальных группировок и относительную самостоятельность риолитовой.

Две непрерывные формации (№ 2, 3) принадлежат к Северо-Кавказскому вулканическому поясу, который по объему вулканитов во много раз меньше Закавказского. Это базальт-риолитовая формация Авадхарской вулканической области и андезит-риолитовая Карачаевской вулканической области. Восточное продолжение пояса намечает дацитовая формация Дигоро-Осетинской вулканической области (№ 1), уже рассмотренная выше. Для всех трех формаций характерна нормальная щелочность, в первой из них повышена натриевость. Непрерывная формация Авадхарской вул-



Оксиды, %	SiO <sub>2</sub>	51,92	50,06	58,60	54,42	72,40	52,61	71,22	62,65	71,59	52,36	61,51
	TiO <sub>2</sub>	0,90	0,85	0,72	0,42	0,27	0,95	0,21	0,63	0,54	1,58	0,98
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,50	18,82	18,26	18,28	13,80	18,95	16,10	17,00	14,59	18,39	17,14
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,58	7,05	4,83	4,22	2,67	5,18	2,47	4,74	1,85	4,69	4,02
	FeO	4,89	6,07	4,04	5,72	1,90	4,90	0,98	2,73	3,06	4,09	2,08
	MnO	0,16	0,28	0,16	0,08	0,05	0,08	0,05	0,14	0,10	0,16	0,13
	MgO	5,12	5,38	3,58	4,71	1,47	3,72	0,83	3,02	2,18	5,06	2,39
	CaO	8,55	8,39	5,84	7,68	2,46	8,98	2,10	5,24	2,10	8,41	4,83
	Na <sub>2</sub> O	3,35	1,97	2,53	3,62	3,58	3,18	3,29	3,07	3,01	3,93	4,84
	K <sub>2</sub> O	1,79	1,13	1,44	0,75	1,30	1,16	2,68	0,66	0,98	0,99	1,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	—	—	0,10	0,10	0,29	0,07	0,12	—	0,34	0,18	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
	FeO <sup>X</sup>	9,01	12,41	8,39	9,52	4,30	9,56	3,20	7,00	4,72	8,31	5,70
	FeO <sup>X</sup> /MgO	1,8	2,3	2,3	2,0	2,9	2,6	3,9	2,3	2,2	1,6	2,4
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,53	0,57	0,57	0,21	0,36	0,36	0,81	0,21	0,32	0,25	0,39
Нормативный состав CIPW	Il	1,7	1,5	1,3	0,7	0,6	1,8	0,5	1,2	1,0	3,0	1,8
	Mt	3,5	3,5	3,2	2,8	2,5	3,7	2,5	3,0	2,7	4,4	3,7
	Or	10,6	7,2	8,9	4,4	7,8	7,2	16,1	3,9	6,1	6,1	11,1
	Ab	28,2	16,9	21,5	30,9	30,4	27,3	27,7	25,8	25,0	33,3	40,7
	Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	An	29,8	33,8	28,9	31,2	12,2	33,6	10,6	26,2	10,5	29,0	19,6
	C	—	—	1,8	—	1,9	—	3,9	1,7	4,7	—	—
	Di	10,2	2,5	—	—	5,8	—	—	—	—	10,3	3,5
	Ol	5,7	—	—	—	—	9,3	—	—	—	—	—
	Hy	10,3	28,5	18,2	21,5	7,0	14,9	3,6	14,6	9,1	13,8	7,7
	Q	—	1,1	16,2	2,7	37,6	2,2	35,1	23,6	40,9	0,1	11,9

2, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18 — номера формаций в табл. 1: 2 — базальт-риолитовая формация Авадхарской вулканической области, группировки: Б — базальтовая (по 2 ан.), А — андезитовая (по 6 ан.), Р — риолитовая (по 11 ан.); 3 — андезит-риолитовая формация Карачаевской вулканической области, группировки: ДА — дацит-андезитовая (по 42 ан.), Р — риолитовая (по 21 ан.); 4 — тешенит-риолитовая формация Чегемско-Черекской вулканической области, группировки: Тш — тешенитовая (по 9 ан.), Т — трахитовая (по 5 ан.), Р — риолитовая (по 5 ан.); 5 — андезит-риолитовая формация Предкавказья (нижняя — средняя юра), группировки: А — андезитовая (по 7 ан.), ДР — дацит-риолитовая (по 7 ан.); 11 — андезит-риолитовая формация лейаса Центральной Абхазии, группировки: А — андезитовая (по 1 ан.), Д — дацитовая (по 5 ан.), Р — риолитовая (по 6 ан.); 12 — базальт-риолитовая формация Южного склона Большого Кавказа (средняя юра), группировки: Б — базальтовая (по 5 ан.), А — андезитовая (по 74 ан.); 13 — базальт-андезитовая формация Грузинской глыбы (средняя юра), группировки: Б — базальтовая (по 5 ан.), А — андезитовая (по 9 ан.); 15 — нижняя базальт-риолитовая формация Сомхето-Карабахской зоны (средняя юра), группировки: БА — базальт-андезитовая (по 38 ан.), Р — риолитовая (по 64 ан.); 16 — верхняя базальт-риолитовая формация Сомхето-Карабахской зоны (верхняя юра — мел), группировки: АБ — андезит-базальтовая (по 39 ан.), Р — риолитовая (по 18 ан.); 17 — андезит-риолитовая формация Кафанского блока (средняя юра), группировки: АД — андезит-дацитовая (по 12 ан.), Р — риолитовая (по 3 ан.); 18 — базальт-дацитовая формация Кафанского блока (верхняя юра — мел), группировки: АБ — андезит-базальтовая (по 25 ан.), АД — андезит-дацитовая (по 6 ан.).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения оксидов железа, по Т. Ирвину и В. Баргару.

канической области подразделена на базальтовую, андезитовую и риолитовую модальные группировки. Непрерывная формация Карачаевской вулканической области бимодальна, составляющие ее группировки близки по содержанию кремнезема к андезитам и риолитам предшествующей формации, аналогов базальтовой группировки нет.

Породы Авадхарской вулканической области, которая располагалась во фронтальной части Северо-Кавказского вулканического пояса, втрое беднее калием соответствующих андских эталонов известково-щелочных пород, по Б. Дерюелю. Эта особенность так же, как и обедненность титаном, прослеживается согласованно через все три модальные группировки. В базальтах и риолитах повышена магнизиальность (см. табл. 9). Таким образом, и в этом вулканическом поясе так же, как в Закавказском и Андском, наблюдается петрохимическая коррелированность всех модальных группировок, образующих ту или иную непрерывную формацию.

На расстоянии 50—80 км от фронта Северо-Кавказского пояса в породах Карачаевской вулканической области содержания калия поднимаются до почти нормальных для известково-щелочных пород значений: 1,28 % — в дацит-андезитовой группировке и 2,26 % — в риолитовой.

Сравнительно небольшие по объему непрерывные формации известны на Кавказе и вне вулканических поясов окраинно-материкового типа. Это андезит-риолитовая формация Предкавказья (нижняя—средняя юра) (№ 5) и андезит-риолитовая формация лейаса Центральной Абхазии (№ 11). Первая из них, размещающаяся во внутренних районах относительно стабильной литосферной плиты, была связана с «внутриплитными» проявлениями магматизма. Формация бимодальна и сложена нормальными по щелочности породами, которые по содержанию петрогенных элементов близки к эталонам известково-щелочного типа (см. табл. 9). Количество кальция несколько повышено в обеих модальных группировках. Кроме того, андезитовые породы более магнизиальны, риолитовые беднее натрием, чем соответствующие им эталоны.

Андезит-риолитовая формация лейаса Центральной Абхазии тримодальна, для всех ее группировок характерны повышенная натриевость и резко пониженные содержания калия при сохранении нормальных значений суммы щелочей. Как справедливо отмечает М. А. Беридзе, вулканыты Центральной Абхазии в этом отношении сходны с авадхарскими. По петрографическим данным в обоих случаях установлен натриевый метасоматоз. Вполне возможно, что с вторичными процессами связано пониженное содержание кальция и магния (см. табл. 9). Преобразованию пород могло способствовать их размещение на северном краю Закавказской плиты близ раскрывавшегося в лейасе Бзыбско-Казбекского геосинклинального прогиба.

Весьма интересны петрохимические данные о составе эффузивных пород офиолитовой ассоциации Севанской и Вединской зон Малого Кавказа. Их разнообразие ограничивается рамками непре-

рывной базальт-трахитовой формации (№ 20). Если судить по распределению частот для содержаний кремнезема, формация бимодальна и разделяется на главную базальтовую, а также имеющую подчиненное значение трахитовую группировку. Базальтовая группировка, в свою очередь, содержит разнообразные элементы: от чрезвычайно низкокалийевых пород толеитового ряда до высококалийевых субщелочных. По-видимому, рассматриваемая формация суммирует несколько вулканических серий различной щелочности. Г. С. Закариадзе и А. Л. Книппер считают, в частности, что офиолитовая ассоциация Малого Кавказа включает аналоги как современных толеитовых серий океанического и островодужного типа, так и известково-щелочных серий островных дуг, а также щелочных вулканитов океанических «подводных гор».

**Непрерывные формации Карпат** невелики по объему. Выявлены три такие формации, связанные с прогибами Раховско-Северинским и Металлифери, с зоной Игал-Бюкк (формации № 24, 30, 34). Первая из перечисленных — базальт-трахитовая формация Раховско-Северинского прогиба — заметно отличается от остальных. Она бимодальна и распадается на главную базальтовую и подчиненную ей трахитовую группировки. Базальтовая группировка в ней неоднородна, объединяет базальтоиды с существенно различным содержанием калия. Заметен феннеровский тренд дифференциации. Исходный базальт формации Раховско-Северинского прогиба обнаруживает повышенное до 16,7 % содержание глинозема и сравнительно высокое  $K_2O$  (0,96 %) (табл. 10). Состав этих базальтов аномален: в то время как указанные признаки, а также высокая железистость (12,64 %  $FeO^*$ ) и титанистость (2,65 %  $TiO_2$ ) скорее всего первичны, другие особенности состава (повышенное содержание  $Na_2O$ , пониженное  $CaO$  и  $MgO$ ) могут быть обусловлены альбитизацией и хлоритизацией пород. Некоторые из этих особенностей химического состава уже отмечались нами в базальтах контрастной формации Гойтхско-Ачишхинского прогиба на Кавказе (формация № 76), где тектонические условия вулканизма были, по-видимому, близки к условиям Раховско-Северинского прогиба.

Две другие непрерывные формации Карпат: андезит-риолитовая формация нижнего мела гор Металлифери (№ 30) и базальт-риолитовая среднего триаса гор Бюкк (№ 34) тримодальны и сложены породами известково-щелочного типа (см. табл. 10). Преобладают породы нормальной щелочности, хотя в некоторых случаях она повышена. В первой из названных формаций преобладают вулканиты андезитовой и дацитовой группировок, риолитовых сравнительно немного. Кроме того, встречаются отдельные образцы базальтов, поэтому весьма вероятно, что вулканическая серия (ее датируют валанжином—готеривом) берет начало от базальтовой магмы. Подтверждение этому находим в излияниях высокоглиноземистых базальтов (близких к наиболее глубинному и основному первичному расплаву?), которые произошли в баремское—аптское время и образовали уже рассмотренную верх-

Средний состав пород непрерывных вулканических формаций Карпат

Компоненты и их отношения		Формации и их модальные группировки							
		24	30			34			
		<u>Б</u>	<u>А</u>	<u>Д</u>	Р	Б	А	Р	
Окислы, вес. %	SiO <sub>2</sub>	49,29	58,05	63,79	75,29	49,30	61,20	76,20	
	TiO <sub>2</sub>	2,65	0,80	0,72	0,15	1,95	1,22	0,16	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,76	17,36	16,87	12,94	19,18	18,45	12,39	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,09	5,02	3,07	1,35	5,12	1,91	0,95	
	FeO	5,35	2,78	1,96	0,82	4,43	4,81	0,65	
	MnO	0,17	0,18	0,14	0,04	0,14	0,11	0,02	
	MgO	4,39	3,72	2,31	0,51	7,34	2,89	0,44	
	CaO	7,26	7,00	4,40	1,32	6,91	4,34	1,20	
	Na <sub>2</sub> O	4,62	3,35	4,33	3,31	3,85	3,33	2,53	
	K <sub>2</sub> O	0,96	1,56	2,14	4,22	1,41	1,44	5,25	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,18	0,27	0,05	0,37	0,27	0,21	
	С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
	FeO <sup>×</sup> FeO <sup>×</sup> /MgO K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O		12,64	7,30	4,72	2,04	9,04	6,53	1,51
			2,9	2,0	2,0	4,0	1,2	2,3	3,4
			0,21	0,47	0,49	1,27	0,37	0,43	2,08
Нормативный состав CIPW	Il	5,2	1,5	1,4	0,3	3,5	2,2	0,3	
	Mt	6,0	3,2	3,2	2,1	5,0	2,8	1,4	
	Or	6,1	9,5	12,8	25,0	8,2	8,9	31,1	
	Ab	37,3	28,2	36,5	27,7	32,0	28,2	21,5	
	Ne	1,1	—	—	—	—	—	—	
	An	22,0	27,7	20,2	6,4	30,3	21,6	5,8	
	C	—	—	—	0,6	—	3,4	0,4	
	Di	11,6	5,8	1,4	—	2,8	—	—	
	Ol	10,7	—	—	—	16,1	—	—	
	Hu	—	13,8	7,9	1,5	2,1	13,1	1,5	
	Q	—	10,3	16,6	36,4	—	19,8	33,0	

24, 30, 34 — номера формаций в табл. 1: 24 — базальт-трахитовая формация Раховско-Северинского прогиба, Б — базальтовая группировка чивчинской свиты (по 12 ан.); 30 — андезит-риолитовая формация гор Металлифери (нижний мел), группировки: А — андезитовая (по 17 ан.), Д — дацитовая (по 19 ан.), Р — риолитовая (по 6 ан.); 34 — базальт-риолитовая формация гор Бюкк (средний триас), группировки: Б — базальтовая (по 11 ан.), А — андезитовая (по 5 ан.), Р — риолитовая (по 21 ан.).

Подчеркнуты номера или буквенные обозначения формаций и пород, для которых расчет нормативного состава сопровождался нормализацией соотношения окислов железа, по Т. Ирвину и В. Баргару.

ную базальтовую формацию гор Металлифери (№ 31). Средние составы андезита, дацита и риолита, характеризующие все три модальные группировки, выдерживают сравнение с соответствующими породами известково-щелочной серии Анд (Dequelle, 1977), особенно близки составы андезитов и дацитов. На диаграмме AFM образцы группируются в поле гиперстеновой серии X. Куно,

распределение содержаний титана также характерно для известково-щелочных серий.

Базальт-риолитовая формация среднего триаса гор Бюкк (№ 34), которая датируется ладинским веком, тесно связана с более ранними (анизийскими) проявлениями андезито-дацитового известково-щелочного вулканизма, которые были охарактеризованы в разделе об элементарных формациях (№ 33). Среди ладинских вулканитов хорошо выражены все три модальные группировки: базальтовая, андезитовая и риолитовая (см. табл. 10). По сравнению с другими известково-щелочными непрерывными формациями рассматриваемых геосинклинальных областей эти модальные группировки проявляют большую самостоятельность. Наблюдаемые изменения содержания щелочей при переходе от базальтов к андезитам и риолитам не подчиняются обычной их регрессии на кремнезем. Содержания натрия даже снижаются, содержания калия сходны в базальтах и андезитах и резко возрастают в более кислых породах, где наряду с риолитами появляются калиевые трахиты, а отношение  $K_2O/Na_2O$  достигает в среднем 2,08.

Подобные нарушения корреляционной зависимости уже отмечались нами для контрастных формаций и будут использованы при оценке петрогенетической самостоятельности элементарных составляющих и модальных группировок, образующих сложные вулканические формации.

### Главные типы исходных магм

Приведенный выше обзор вулканических формаций рассматриваемых геосинклинальных областей свидетельствует о большом разнообразии состава вулканитов и вместе с тем о наличии некоторых сравнительно широко распространенных петрохимических различий. Это позволяет строить предположения и об основных типах магм, питавших геосинклинальный вулканизм Кавказа, Карпат и Чилийско-Аргентинских Анд. Вулканизм был связан с подъемом базальтовых, андезитовых, дацитовых, риолитовых и трахитовых магм. Среди базальтовых различимы магмы толеитового, оливин-базальтового, «высокоглиноземистого» и шошонитового типов. Полуколичественная оценка объема вулканитов, связанных с главными типами магм (с учетом данных табл. 1), показала, что в рассмотренных формациях количество продуктов андезитовых магм измеряется сотнями тысяч, базальтовых и риолитовых — десятками тысяч, дацитовых и трахитовых — тысячами кубических километров. Среди базальтовых господствуют продукты извержения магм толеитового и высокоглиноземистого типов, каждая из которых дала вдвое больше вулканитов, чем оливин-базальтовая магма. Количество базальтоидов шошонитового типа очень невелико — еще на два порядка ниже.

Вероятные геологические и геодинамические обстановки зарождения питавших геосинклинальный вулканизм магматических расплавов (и определенных их сочетаний) будут рассмотрены в сле-

дующей главе. Здесь даются лишь некоторые необходимые для этого сведения о возможных условиях формирования главных типов магм.

Наиболее универсальными по своему распространению и наиболее выдержанными по составу являются толеит-базальтовые магмы. В пределах геосинклинальных областей Кавказа и Карпат их продукты образовали девять элементарных формаций, а также вошли в четыре сложные вулканические формации. В качестве производных толеит-базальтовой магмы можно, по-видимому, рассматривать и исландиты верхнемеловой андезитовой формации Драговской зоны Карпат (№ 26).

Первоначальное понимание «толеитового магматического типа», предложенное У. Кеннеди, к настоящему времени, как известно, расширилось, но вместе с тем конкретизировалось. Все более четкую характеристику получают отдельные представители семейства толеитов, главными из которых являются континентальные толеиты, океанические толеиты и толеиты островных дуг (Tilley, Muir, 1967; Jakeš, Gill, 1970; Кутолин, 1972; Middlemost, 1975; Pearce, 1976). Как было показано выше в разделе об элементарных формациях, толеитовые базальты рассматриваемых геосинклинальных областей по содержанию петрогенных и малых элементов занимают положение между континентальным и океаническим типом (см. табл. 3, 4), по петрогенным элементам они ближе к первому, по соотношению изотопов стронция — к последнему. Таким образом, более полные данные подтверждают вывод о промежуточном характере толеитов в представительных внутриконтинентальных геосинклиналях, к которому мы пришли ранее при изучении вулканизма на Кавказе (Ломизе, 1969).

Петрологи единодушно связывают происхождение толеит-базальтовых магм с мантийными глубинами, хотя вопрос о составе исходных мантийных пород и способе образования толеитового расплава остается дискуссионным (Generation..., 1979; Haskin, 1979; Лутц, 1980). Сам факт глобального проявления толеитовых магм в областях с весьма различным строением земной коры указывает на их связь с более однородным веществом мантии (Магматизм..., 1977). Данные экспериментальной петрологии и прямые геофизические наблюдения в областях активного вулканизма свидетельствуют об образовании толеит-базальтовых магм на астеносферных глубинах: до 100 км и более под континентальной литосферой и на различных, в том числе малых, глубинах (вплоть до давлений  $8 \cdot 10^8$ — $3 \cdot 10^8$  Па) под литосферой океанической (Yoder, 1976; Дмитриев и др., 1978).

Важно подчеркнуть, что в пределах рассматриваемых геосинклинальных областей толеит-базальтовые вулканы встречаются в чистом виде лишь в элементарных формациях, т. е. только в тех случаях, когда толеитовая магма находила свободный выход на поверхность и этот процесс не сопровождался зарождением очагов вторичных магм. Там, где подобные очаги возникали, глубинная толеитовая магма, по-видимому, не только участвовала в их

формировании, но и сама в какой-то степени перерождалась. Об этом можно судить по аномальности химического состава базальтового члена контрастных формаций Гойтхско-Ачишхинской вулканической области Кавказа (№ 76) и Першани—Рареу—Мармарошских утесов в Карпатах (№ 39), а также непрерывной формации Раховско-Северинского прогиба Карпат (№ 24; см. табл. 7, 10). В этих случаях особенно повышена глиноземистость и понижена насыщенность пород кремнеземом.

Оливин-базальтовые магмы проявились в очень небольших количествах и неоднородны по составу, заметно отклоняясь от соответствующего среднего петрохимического типа. С той или иной условностью мы отнесли к этой категории исходные магмы базитов шести вулканических формаций (№ 4, 6, 19, 25, 32, 38). Породы недосыщены кремнеземом и содержат 4,5—20,2 % нормативного оливина. В формациях Новороссийского и Силезского флишевых трогов, в базальтовых формациях Предкавказья, Словакии, а также Чегемско-Черекской вулканической области породы содержат и нормативный нефелин (см. табл. 5, 7, 9). По этим характеристикам вулканы близки к оливиновым базальтам и щелочным оливиновым базальтам классификации Г. С. Йодера и К. Э. Тилли, однако щелочность (и по натрию, и по калию) в большинстве формаций достигает более высокого уровня, характерного для тешенитов. В трех формациях (№ 4, 6, 38) повышена глиноземистость, в двух (№ 25, 38) преобладают бедные кремнеземом разности типа щелочных пикритов.

Судя по экспериментальным данным, нарастание щелочности мантийных выплавов и их недосыщенности кремнеземом определяется повышением давления и содержания летучих, а также уменьшением относительного объема выплавов. Преобладает мнение, что оливин-базальтовые магмы формируются на больших глубинах, чем толеитовые (Green, 1970; Yoder, 1976; Магматизм . . ., 1977). С происхождением магм на такой глубине согласуются характер включений, а также глобальность проявления этих магм, их значительное сходство в области континентов, океанов и переходных зон.

Так же, как и при толеит-базальтовом вулканизме, при подъеме оливин-базальтовых магм геосинклинальных областей Кавказа и Карпат геологическая обстановка в большинстве случаев способствовала их свободному выходу на поверхность. Сопутствующие очаги производных магм не возникали — формировались элементарные формации (№ 6, 19, 25, 38). И все же степень дифференцированности исходной магмы выше, а в двух формациях — в контрастной формации Мечек-Дебреценской зоны (№ 32) и непрерывной формации Чегемско-Черекской вулканической области (№ 4) — исходная магма эволюционировала вплоть до натриевых трахитов и фонолитов.

Базальтовые магмы высокоглиноземистого типа в противоположность толеитовым и оливин-базальтовым проявились почти исключительно в непрерывных формациях в тесном

сочетании с андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми магматическими расплавами. Лишь в двух очень небольших по объему элементарных формациях (№ 21, 31) высокоглиноземистые базальты встречены изолированно. Они необычны и по составу, отличаются повышенной за счет натрия щелочностью (см. табл. 5).

Самостоятельность петрохимического типа базальтов, названного Х. Куно «высокоглиноземистым», хотя и явилась предметом дискуссии, нашла подтверждение в целом ряде последующих исследований (Green, 1970; Jakeš, White, 1972). Этому типу базальтов приблизительно соответствуют циркум-океанические базальты Ф. Чейза, мелаандезиты А. Ритмана, базальты андезитовой формации В. А. Кутолина (1972), известково-щелочные базальты (Pearce, 1976; Фролова, Гущин, 1979). По своей щелочности и насыщенности кремнеземом тип высокоглиноземистых базальтов занимает положение промежуточное между толеитовым и оливчин-базальтовым, характерны низкие содержания титана.

Вопрос об условиях зарождения высокоглиноземистых базальтовых магм остается дискуссионным, рассматривается ряд глубинных процессов, ведущих к повышению глиноземистости расплава. Х. Куно предположил, что образование высокоглиноземистых базальтов по сравнению с образованием толеитовых происходило на большей глубине. Это встретило ряд возражений со стороны петрологов-экспериментаторов. Более поздние исследования (O'Hara, 1968; Геншафт, 1977) так же, как и прямые сейсмологические наблюдения (Фарберов, 1974), указывают на высокую вероятность формирования первичных высокоглиноземистых базальтовых магм за счет вещества мантии в интервале глубин 60—120 км. Высказывается мнение и о несколько меньшей их глубинности с обособлением в интервале 30—70 км от поверхности (Происхождение . . ., 1978; Кузьмин, Пополитов, 1978). В большинстве случаев предполагается прямая или косвенная связь очага высокоглиноземистой базальтовой магмы с зоной Беньофа.

Самостоятельность шошонитового магматического типа базальтоидов признается вероятной (Joplin, 1968; Pearce, 1976). По-прежнему дискутируется, в том числе с учетом изотопных отношений стронция, роль сиалической коры как источника калия (Chemical . . ., 1975; Miyashiro, 1978), хотя считается возможным чисто мантийное происхождение шошонитовых магм за счет незначительного парциального плавления гранатсодержащих пород мантии на глубинах 250—300 км вблизи зон Беньофа. Высказываются возражения против такой возможности (Gest, McBirney, 1979).

Андезитовые магмы известково-щелочного типа количественно господствуют над остальными магмами рассматриваемых геосинклинальных областей. Показательно, что ни в одном случае они не дали изолированных вулканических проявлений и всегда служили главным элементом сложных вулканических формаций — непрерывных (№ 3, 5, 11, 15, 30, 41, 2, 13, 18, 34, 42, 43, 44) и одной контрастной (№ 23).

Выдержанность состава известково-щелочных андезитов, низкие (по сравнению с породами гранитно-метаморфической коры) изотопные отношения стронция, приуроченность современных андезитовых вулканов к зонам Беньофа, а также данные геохимии против классической схемы образования андезитов путем фракционирования базальтового расплава — все это способствовало разработке представлений о большой глубине образования андезитовых магм. Экспериментально доказана возможность непосредственного получения андезитового расплава из пород мантии, но только при условии их насыщения водой. Как показал П. Уилли, на глубинах 75—80 км и более столь же важно присутствие углекислоты. Полагают, что необходимое насыщение мантийного вещества летучими компонентами возможно над зонами Беньофа и это согласуется с приуроченностью к ним наиболее мощных поясов андезитового вулканизма. Высказывается мысль, что восходящий от зоны Беньофа поток флюидов может нести легкоплавкие литофильные элементы, а возможно, и обогащаться ими по мере прохождения через мантию (Кузьмин, Пополитов, 1978).

Широко обсуждается возможность непосредственного выплавления андезитовых магм из океанической коры (в случае ее субдукции) или из базальтового слоя низов континентальной коры. Подсчеты баланса содержаний редких элементов свидетельствуют против реальности простой модели парциального плавления базальтовых, амфиболитовых или эклогитовых пород (Gill, 1978; Frey, 1979) и требуют привлечения дополнительных процессов.

В целой группе моделей петрогенезиса андезитовые расплавы рассматриваются в качестве производных по отношению к мантийным базальтовым магмам. Механизм фракционирования мантийной магмы все еще сохраняет значение (Геншафт, 1977; Stern, 1979), однако и здесь баланс редких элементов свидетельствует против осуществления процесса в чистом виде. Более вероятной признается та или иная форма взаимодействия мантийной базальтовой магмы с веществом сиалической коры (Магматизм . . ., 1977), с кислыми коровыми магмами (Eichelberger, 1978) или с высокоглиноземистым метаосадочным материалом (по И. Д. Рябчикову и др.).

Применительно к андезитовому вулканизму рассматриваемых геосинклинальных областей заслуживает внимания то обстоятельство, что в половине случаев андезитовые породы образуют непрерывные формации вместе с небольшим количеством высокоглиноземистых базальтов. В остальных формациях базальтовый элемент отсутствует, однако вполне возможно, что и в них базальтовая магма участвовала в глубинном процессе зарождения андезитового расплава, но не выходила на поверхность или проявилась настолько слабо, что базальты оказались эродированными или были пропущены при петрографическом опробовании.

Важным показателем можно считать также степень коррелированности химического состава андезитовых и базальтовых модальных группировок в рамках непрерывных формаций. Выше мы от-

мечали их высокую коррелированность и согласованное изменение во времени для формаций Чилийско-Аргентинских Анд. Непрерывная формация ладинского яруса гор Бюкк (№ 34), напротив, может служить примером значительной петрохимической самостоятельности андезитовой и базальтовой группировок.

Количество и разнообразие предлагаемых механизмов формирования андезитовых магм могут отражать не только сложность вопроса и отсутствие решающих критериев, но и действительное существование разных способов образования этих магм в зависимости от строения коры, состава мантии и геодинамической обстановки.

Риолитовые и дацитовые магмы известково-щелочного типа представлены в рассматриваемых геосинклинальных областях приблизительно таким же количеством вулканитов, как и базальтовые, при резком преобладании риолитовых пород над дацитовыми. За исключением трех небольших по объему элементарных формаций дацитового состава (№ 1, 10, 33), кислый вулканизм был тесно связан в рамках непрерывных и контрастных формаций с проявлениями андезитовых и базальтовых магм.

Вся сумма геолого-геофизических, петрографических, геохимических и экспериментальных данных привела исследователей к выводу о связи большинства проявлений кислой магмы со сравнительно неглубокими очагами, возникающими в коре континентального типа. Подчиненное значение имеют кислые магмы, для которых можно предполагать прямые мантийные источники или образование в результате дифференциации базальтового расплава.

Возможность зарождения внутрикоровых очагов кислой магмы и их оптимальная глубина, установленные еще в 50-х годах Н. Боуэном, О. Таттлом и др., были подтверждены и уточнены множеством последующих работ вплоть до современных (Бакуменко и др., 1979). Однако способы зарождения кислых магм в сиалической коре могут быть весьма различными, и для каждой конкретной формации решение остается неоднозначным. Селективное плавление пород земной коры в одних случаях может определяться только притоком тепла, в других — также привнесом воды либо воды со щелочами и другими компонентами либо широким привнесом-выносом вещества (Соболев, 1978). С нарастанием глубины зарождения состав самых низкотемпературных выплавов из пород сиалической коры, по-видимому, меняется от риолитового к дацитовому. При последующем перемещении кислого расплава возможно его химическое преобразование путем взаимодействия с окружающими породами или за счет продолжающегося поступления трансмагматических флюидов (Магматизм . . . , 1977).

В большинстве случаев есть основание предполагать ту или иную обусловленность кислого внутрикорового очага более глубокими очагами андезитовой или базальтовой магмы. При образовании соответствующих непрерывных и контрастных формаций такая обусловленность вероятна уже исходя из взаимной пространственной приуроченности и одновременности проявления

магм разного состава. Признаки сосуществования на разных глубинах очагов кислой и основной магмы отмечали многие исследователи, автором они были рассмотрены на материале Большого Кавказа. Для контрастных формаций состояние вопроса подытожено Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой (1977). На вероятное участие базальтового материала в палингенном гранитообразовании могут указывать геофизические данные о наличии положительных гравияномалий под целым рядом гранитоидных интрузий.

Роль глубинного очага основной магмы могла быть для разных формаций неодинаковой и распознать ее в большинстве случаев не удается. Она могла ограничиваться передачей тепла, необходимого для анатектического магаобразования в наиболее благоприятном участке гранитно-метаморфического слоя. Возможен синтексис с формированием кислого расплава путем вплавления в базальтовую магму сиалических пород. Наконец, риолитовые и дацитовые магмы наблюдаемого состава могут представлять собой кислый дифференциат глубинного базальтового очага, контаминированный при перемещении в сиалическую кору. В целом можно предполагать, что непрерывные формации выражают более высокую степень взаимодействия коровых и мантийных магматических очагов, чем формации контрастные. Указанием на непосредственную связь между очагами могут служить пониженные по сравнению с породами гранитно-метаморфической коры изотопные отношения стронция, обнаруженные в некоторых известково-щелочных риолитах (Briqueu, Lancelot, 1977).

При образовании сложных вулканических формаций в геосинклинальных областях Кавказа, Карпат и Чилийско-Аргентинских Анд извержение риолитовой и дацитовой лав сопровождало проявлениям магм почти исключительно высокоглиноземисто-базальтового и андезитового составов и только в отдельных случаях толеит-базальтового (№ 76, 39) и оливин-базальтового (№ 4). Наблюдаемая в большинстве этих формаций коррелированность петрохимических особенностей между их кислыми (риолитовыми и дацитовыми) и более основными (базальтовыми и андезитовыми) составляющими служит, вероятно, свидетельством взаимодействия магматических очагов. Коррелированность нередко сочетается с химической самостоятельностью риолитовой (или дацитовой) составляющей. Как видно на рис. 17, бывает нарушена, в частности, нормальная регрессия щелочей и суммы щелочей на кремнезем, что отчетливо проявилось в контрастных формациях Гойтхско-Ачишхинской зоны Большого Кавказа (№ 76) и Даралагёзского массива (№ 23), а также в непрерывных формациях Чегемско-Черекской вулканической области (№ 4) и гор Бюкк (№ 34).

Характерна спорадичность размещения риолитового вулканизма, отражающая, вероятно, локализацию внутрикоровых очагов кислой магмы. В Чилийско-Аргентинских Андах отчетливо выражены риолитовые максимумы Аконкагуа и Санта-Крус, в Закавказском вулканическом поясе — Алавердский, Шамхорский, Мрвдагский и Карабахский максимумы, в юрской геосинклинали Боль-

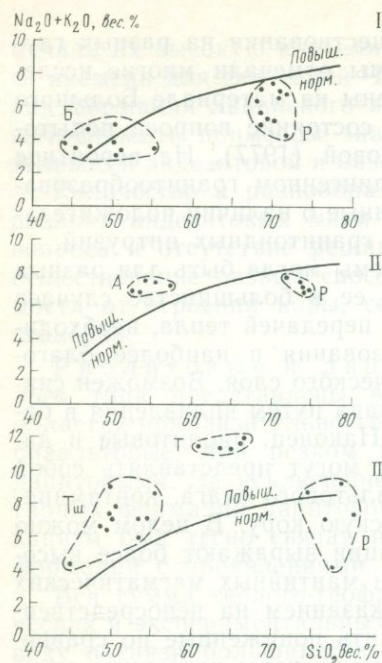


Рис. 17. Соотношение суммарной щелочности пород в некоторых сложных вулканических формациях.

I — контрастная базальт-риолитовая формация Гойтхско-Ачишхинской вулканической области (№ 76; Б, Р — базальтовая и риолитовая элементарные составляющие); II — контрастная андезит-риолитовая формация Даралагёзского массива, нижний мел (№ 23; А, Р — андезитовая и риолитовая элементарные составляющие); III — непрерывная тешенит-риолитовая формация Чегемско-Черекской вулканической области (№ 4; Тш, Т, Р — тешенитовая, трахитовая и риолитовая модальные группировки). Номера формаций см. по табл. 1

вой магмы, скорее всего путем кристаллизационной дифференциации. В условиях высокого геотермического градиента Г. Сигвальдсон признает возможным на небольших глубинах и процесс выплавления из базальтовых пород риолитовой эвтектики. Если в каких-либо тектонических областях верхи мантии содержат избыток воды (полагают, что это возможно над зонами Беньофа), то допустимо зарождение там кислой магмы непосредственно в мантии путем парциального плавления перидотита или пиролита (Brown, 1977; Пополитов, Волюнец, 1981).

В рассматриваемых геосинклинальных областях ни одна из вулканических формаций не дает оснований предполагать, что процесс генерации соответствующего риолитового или дацитового рас-

шого Кавказа — Гойтхско-Ачишхинская область проявления кислого вулканизма и более мелкие центры на остальном протяжении геосинклинали. Важно подчеркнуть, что все эти риолитовые максимумы размещаются на фоне широкого регионального распространения одновозрастных им андезитовых или базальтовых вулканитов.

Общим для перечисленных выше механизмов формирования кислых магм является внутрикоровое размещение очагов в литосфере континентального типа с образованием расплава за счет вещества сиалической коры — полностью или частично. Однако эти механизмы неприменимы к случаям появления кислых вулканитов в областях с корой океанического и близких к нему типов, в том числе на внутриокеанических островных дугах. Количество их сравнительно невелико, характерны высокая железистость и другие весьма выдержанные черты химического состава как по петрогенным, так и по редким элементам, а также весьма низкие («мантийные») изотопные отношения стронция. Наиболее детальные и полные исследования проведены к настоящему времени в Исландии, где Р. О'Нионс и К. Гронвольд, а затем и А. И. Поляков убедительно доказали образование подобных риолитов за счет отделения от мантийной базальто-

плавов ограничивался дифференциацией основной магмы, частичным плавлением пород базальтовой коры или ультрабазитов мантии. Напротив, во всех случаях состав кислых вулканитов соответствует представлению о формировании расплава с участием вещества континентальной коры. Реализация того или иного из многочисленных возможных механизмов зависела как от строения и мощности земной коры, так и от геодинамической обстановки, которая контролировала распределение давлений и температур, а также характер и степень воздействия мантийной магмы на вышележащие слои литосферы.

## Глава 2

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Взаимодействие вулканизма и тектоники многообразно на всех стадиях процесса: от области генерации той или иной магмы до вулканического сооружения на поверхности и области захоронения вулканитов. В соответствии с направленностью настоящей работы ниже будут рассмотрены лишь некоторые стороны этого взаимодействия; главное внимание будет уделено связи вулканических формаций геосинклиналей с геодинамическими условиями.

Изучение вулканических образований — один из главных инструментов тектонического и палеотектонического анализа. Основой служит представление об определенном соответствии вещественного состава вулканитов тектоническим обстановкам их формирования. Решающее значение имеет актуалистический подход, так как именно области современного вулканизма позволяют судить о составе свежих, неизменных продуктов вулканизма, а также о физических свойствах и тектонических перемещениях глубинного вещества под активными вулканическими зонами.

Вместе с тем высказываются сомнения в однозначности и универсальности соответствия между составом вулканических формаций и тектоникой. «Связь эта неоднозначна, — пишет А. А. Маракушев (Петрография . . . , 1976, с. 256), — один и тот же формационный тип может появиться в различной структурной обстановке». Близкое мнение высказывает Х. Лопес-Руис (López-Ruiz, 1976, p. 52): «В общих чертах существует корреляция между тектонической обстановкой и вулканизмом, из чего можно заключить, что эти два явления представляют собой следствие одного и того же геодинамического процесса. Однако наличие идентичных вулканических серий в разных геотектонических обстановках показывает, что эта корреляция не абсолютна». А. Ф. Белоусов пришел к выводу о стохастическом (случайно-вероятностном) ха-

рактуре связей между составом и тектоническим положением магматических формаций. «Эти связи не вполне однозначны, противоречивы и проявляются лишь в виде тенденций» (Белоусов, 1976, с. 141). Исследователи обращают внимание на конвергенцию признаков магматических формаций, возникших в разных тектонических обстановках (Абрамович, Клушин, 1978; Фролова, Гущин, 1979). Основанные на изучении большого фактического материала эти выводы отражают объективные трудности, возникающие при использовании вулканических образований для палеотектонического анализа.

По мере поступления новых данных, совершенствования аналитических методов, привлечения дополнительных характерных признаков становится возможным распознавать формации разной тектонической природы, которые ранее казались тождественными. В частности, обнаружены различия между известково-щелочными формациями островных дуг и активных континентальных окраин андского типа (Jakeš, White, 1972; Lefèvre et al., 1974; Кузьмин, Пополитов, 1978), между толеитовыми базальтами океанического ложа и островных дуг (Jakeš, Gill, 1970; Pearce, 1976; Dixon, Batista, 1979) и даже между толеитовыми базальтами островных дуг разного типа (Masuda, Aoki, 1978). Все еще плохо различимы толеитовые базальты океанов и окраинных морей, хотя делаются попытки найти критерии для их разграничения (Lordkipanidze et al., 1979; Volatiles . . . , 1980). Таким образом, одной из причин неоднозначности известных связей между составом вулканических образований и тектоникой можно считать, по-видимому, неполноту используемых данных и несовершенство применяемых методов исследования.

Существует, вероятно, и другая не менее важная причина — неоднозначность понимания тех тектонических категорий с которыми увязываются вулканические формации. «Число формаций должно примерно соответствовать числу клеток, отвечающих основным структурным элементам земной коры и стадиям их развития». — пишет В. Е. Хаин (1973, с. 9). Однако в выделении этих элементов и стадий, как известно, нет ни общепринятых критериев, ни устоявшихся классификационных схем. Примером может служить понятие эвгеосинклиналь, в которое вкладывается самое разнообразное содержание и образцом которых одни авторы считают офиолитовые прогибы океанического типа, другие — лимитарные системы андского типа, т. е. структуры, диаметрально противоположные по характеру своего магматизма. Очевидно, что даже при самом тщательном статистическом анализе не будет обнаружено однозначной корреляции состава вулканических формаций с подобной тектонической категорией.

При дальнейшем изложении мы будем исходить из того, что петрохимическую структуру и состав вулканических формаций целесообразно увязывать как с тектоническими единицами геосинклинальных областей, так и с определенными геодинамическими

режимами, поскольку сходные режимы могут проявляться и в разных тектонических единицах на тех или иных стадиях их развития.

## Тектонические обстановки и петрохимическая структура вулканических формаций

Обзор вулканизма геосинклинальных областей Кавказа, Карпат и Чилийско-Аргентинских Анд, который был дан в первой части настоящей работы, свидетельствует о большом разнообразии тектонических обстановок его проявления. Сам выбор столь несхожих между собой, хотя и одновременно развивавшихся геосинклинальных областей способствовал выявлению этого разнообразия.

Для задач настоящего исследования мы сочли целесообразным сгруппировать тектонические обстановки так, чтобы отделить вулканизм, связанный с линейными зонами растяжения, от вулканизма лиминарных систем и островных дуг, каждая из которых трактуется как явление, сопряженное с глубинным сжатием вдоль зоны Бенюфа. Всем им противопоставляются обстановки относительно стабильных территорий геосинклинальной области.

Линейные зоны растяжения контролируют почти половину рассмотренных вулканических проявлений. Среди них различаются:

1. Зоны диабазовых, габбро-диабазовых даек и силлов, застывших среди пород сиалической коры и ее осадочной оболочки. Таковы Казбекский и Кахетинский диабазовые пояса и система даек Армхи-Аргун на Большом Кавказе. В Карпатах — это система даек Гемерид, а также плохо сохранившаяся система, которая известна по диабазовым силлам Большой Угольки и Соймугла. В Андах толеит-базальтовые дайки и силлы развивались в тылу окраинно-материкового вулканического пояса. Формирование этих зон растяжения, по-видимому, не сопровождалось существенным опусканием земной коры; напротив, в ряде случаев можно предполагать поднятия.

2. Глубокие линейно вытянутые геосинклинальные прогибы с морским терригенным осадконакоплением и базальтовым вулканизмом: Бзыбско-Казбекский и Гойтхско-Ачишхинский прогибы Большого Кавказа, прогибы Металлифери, Раховско-Северинский и Дарно-Сарвашке в Карпатах. Расклинивание коры по мере подъема базальтовой магмы, вероятно, служило одним из механизмов дальнейшего раскрытия этих прогибов, заложившихся в результате растяжения и утонения сиалической коры. К этой же категории могут быть отнесены магматически активные флишевые трюги такие, как Силезский в Карпатах и Новороссийский на Кавказе.

3. Линейно вытянутые офиолитовые прогибы внутриконтинентального типа — зоны спрединга, образование которых путем раздвига континентальной коры могло полностью определяться последовательным внедрением базальтовой магмы. Им соответствуют,

в частности, офиолитовые ассоциации Севанской и Вединской зон Малого Кавказа.

В качестве лиминарных систем\*, вслед за Ж. Обуэном и А. Борелло (Aubouin, Borrello, 1966; Aubouin, 1972; Esquisse..., 1973), мы выделяем магматически активные зоны, протянувшиеся на краю сиалических литосферных плит и выраженные закономерным латеральным рядом структур, в котором центральное положение занимает окраинно-материковый вулканический пояс (Ломизе, 1975). Сам характер магматизма является одной из главных отличительных особенностей этих систем и сочетается с такими признаками, как господство мелководно-морских и континентальных осадочных формаций, простота тектонических структур (среди которых альпинотипные имеют подчиненное значение), слабый региональный метаморфизм, не сопровождающийся рассланцеванием. Лиминарные системы приблизительно соответствуют понятию активная континентальная окраина андского типа. В близком значении применяются термины *marginal arcs* (Dickinson, 1973) и *continental arcs* (Uyeda, 1979).

В Андах, которые служат тектонотипом лиминарных систем, устанавливается их неразрывная связь с глубинными сейсмофокальными зонами Беньюфа. Таким образом, по тектонической природе лиминарные системы родственны островным дугам. Можно полагать, что в древних подвижных поясах были широко распространены и те, и другие, однако положенные в основу настоящей работы геосинклинальные области Кавказа, Карпат и Анд не дают достаточных данных для анализа островодужных тектонических обстановок и связанного с ними вулканизма. Поэтому из единой категории лиминарных и островодужных систем мы рассмотрим лишь первые.

Относительно стабильные территории охватывают большую часть площади рассматриваемых геосинклинальных областей — все пространство между более активными линейными зонами растяжения и лиминарными системами или же рядом с ними, у края геосинклинальной области. Они весьма неоднородны по внутреннему строению, что отразилось и на разнообразии свойственного им вулканизма. В таком понимании относительно стабильные территории объединяют структурные элементы, описанные как срединные и краевые массивы, плиты, обширные геоантиклинали. Вулканизм проявился в пределах Закавказской и Северо-Кавказской плит, Даралагёзского массива и на целом ряде участков Внутренних Карпат.

В наиболее общем виде тектоническая обстановка находит отражение в петрохимической структуре вулканических формаций, среди которых мы различаем элементарные (однородные и дифференцированные) и сложные (контрастные и непрерывные) фор-

---

\* Происхождение этого понятия и термина будет дано в гл. 3, где специально рассмотрены лиминарные системы как элемент геосинклинальной области.

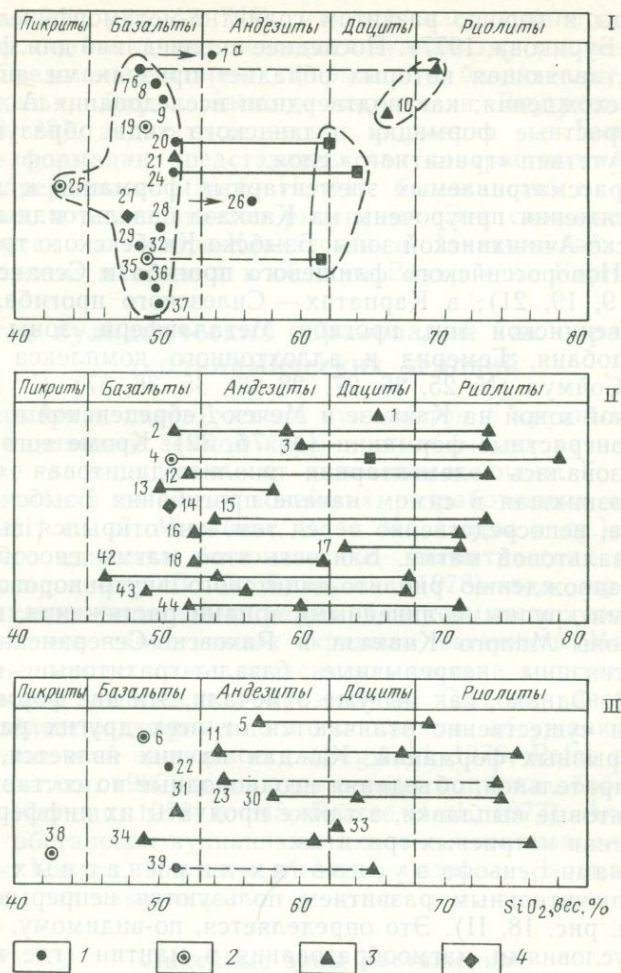


Рис. 18. Петрохимическая структура вулканических формаций в линейных зонах растяжения (I), лиминарных системах (II) и на относительно стабильных территориях (III).

1—4 — главные петрохимические типы: 1 — толеитовый, 2 — оливин-базальтовый, 3 — известково-щелочной, включая базальты высокоглиноземистого типа, 4 — шшонитовый. 1—44 — номера формаций в табл. 1 (1—23 — Кавказ, 24—39 — Карпаты, 42—44 — Анды); отдельно расположенные знаки обозначают элементарные формации, пунктиром соединены контрастные формации, сплошной линией — непрерывные. Квадратные значки — трахиты

мации. Необходимые пояснения и соответствующая систематика рассматриваемых формаций были даны в гл. I.

В условиях линейных зон растяжения, выраженных геосинклинальными прогибами или системами даек (рис. 18, I), формируются главным образом элементарные формации (однородные и дифференцированные), реже — контрастные формации, появившиеся, как полагают, при относительно низкой проницаемости

земной коры и хорошо развитом гранитно-метаморфическом слое (Фролова, Бурикова, 1977). Последнее справедливо для формаций, кислая составляющая которых обладает признаками анатектического происхождения; как подтвердила исследования А. И. Полякова, контрастные формации исландского типа образуются при полном отсутствии «гранитного» слоя.

Среди рассматриваемых элементарных формаций к линейным зонам растяжения приурочены на Кавказе базальтоидные формации Гойтхско-Ачишхинской зоны, Бзыбско-Казбекского трога, Арми-Аргун, Новороссийского флишевого прогиба и Севанской зоны (№ 7а, 8, 9, 19, 21); в Карпатах — Силезского прогиба, Драговской и Пьенинской зон, прогиба Металлифери, зоны Дарно—Бюкк—Рудобаня, Гемерид и аллохтонного комплекса Большая Уголька—Соймул (№ 25, 26, 27, 28, 29, 35, 36, 37). С. Гойтхско-Ачишхинской зоной на Кавказе и Мечек-Добреценской в Карпатах связаны контрастные формации (№ 7б, 32). Кроме того, на Кавказе образовалась элементарная риолито-дацитовая формация (№ 10), возникшая в самом начале прогибания Бзыбско-Казбекского трога, непосредственно перед тем, как открылся выход мантийной базальтовой магме. Близость этой магмы способствовала, вероятно, зарождению риолито-дацитового внутрикорового очага.

С такими крупными линейными зонами растяжения, как офиолитовые зоны Малого Кавказа и Раховско-Северинский прогиб Карпат, связаны непрерывные базальт-трахитовые формации (№ 20, 24). Однако, как мы уже отмечали, эти две формации специфичны и существенно отличаются от всех других рассмотренных непрерывных формаций. Каждая из них является, по-видимому, собирательной, объединяя неоднородные по составу мантийные базальтовые выплавки, а также продукты их дифференциации в направлении натриевых трахитов.

Над зонами Беньюфа в условиях лиминарных систем почти исключительным развитием пользуются непрерывные формации (см. рис. 18, II). Это определяется, по-видимому, не только особыми условиями магмообразования в мантии (где выплавляются высокоглиноземистые базальты, а, возможно, также андезиты и дациты), но и высокой степенью взаимодействия мантийных магм с коровым веществом в целой серии промежуточных очагов. В лиминарных обстановках образовались непрерывные формации окраинно-материкового вулканического пояса Анд (№ 40, 41, 42, 43, 44), Закавказского вулканического пояса (№ 4, 12, 13, 15, 16, 17, 18) и, возможно, Северо-Кавказского (№ 2, 3). Половина формаций тримодальна, остальные бимодальны. Преобладают формации, которые начинаются базальтовой группировкой и заканчиваются риолитовой. При этом базальтовые и андезитовые породы распространены регионально на всем протяжении вулканического пояса, а вулканы кислого состава размещаются спорадически, концентрируясь в отдельных риолитовых максимумах.

В пределах относительно стабильных территорий встречаются вулканические формации разной петрохимической

структуры (см. рис. 18, III), что отражает неоднородность глубинных условий и сопутствовавших вулканизму тектонических режимов. Среди элементарных формаций — базальтовые формации Предкавказья, Даралагёзского массива и Внутренних Карпат (№ 6, 23, 38), андезито-дацитовая формация гор Бюкк (№ 33). Сложные формации представлены как контрастными (№ 23, 39), так и непрерывными (№ 5, 11, 34), большинство их начинается андезитами и заканчивается риолитами. Эти сложные формации размещаются на Северо-Кавказской и Закавказской плитах, на Даралагёзском массиве и в области Внутренних Карпат.

## Состав вулканических образований как отражение геодинамических условий

Закономерная связь состава вулканитов с крупными тектоническими единицами земной коры и стадиями их развития нашла отражение в ряде схем — от основополагающих Г. Штилле и Ю. А. Билибина до самых новейших, разработанных, в частности, во ВСЕГЕИ (В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева и др.). Исходя из внутреннего единства тектонических, магматических и метаморфических процессов В. В. Белоусов (1978) дал определение и классификацию эндогенных режимов, в том числе геосинклинальных и режимов, свойственных окраинам материков. Меньше была изучена непосредственная зависимость состава вулканитов от геодинамических условий их образования. Она выявляется прежде всего в областях современного вулканизма, обсуждаются отдельные стороны этой зависимости (Sugisaki, 1976; Petro et al., 1979; Morel, Hekinian, 1980), делаются первые попытки обобщения (Абрамович, Клушин, 1978, с. 345; Pearce et al., 1977). Анализ тектонических обстановок вулканизма в таких геосинклинальных областях, как Кавказ, Карпаты и Анды, позволяет пополнить существующие представления.

## Линейные зоны растяжения

«При растяжении образуются структуры, позволяющие магме беспрепятственно продвигаться к поверхности, и в этих условиях магма будет отвечать наименее дифференцированным дериватам плавления исходного вещества. В таких открытых структурах трудно ожидать и удержания магмой летучих, и проявления физико-химических процессов воздействия летучих на магму, которые сильно изменяют характер распределения «некогерентных элементов», — отмечает Ю. С. Геншафт (1977, с. 169). Действительно, именно в линейных зонах растяжения рассматриваемых геосинклинальных областей условия были наиболее благоприятны для отделения от мантии и свободного выхода на поверхность толеит-базальтовых и оливин-базальтовых магм, образующих, как было показано, элементарные формации и реже — базитовую составляющую контрастных формаций (см. рис. 18, I). На быстрый подъем

магмы к поверхности указывают высокая однородность состава пород, отсутствие или невысокая степень контаминации веществом коры, господство афировых структур, т. е. признаки, которые признаны в этом отношении характерными. Согласно Х. Фукуяме, типичные толеитовые базальты, как океанические, так и континентальные, сохраняют отношения  $Mg/Fe$  и  $Mg/Ni$ , присущие равновесным базальтовым выплавкам из мантийного перидотита. Для современных базальтовых излияний показательны высокие температуры лавы на выходе, соизмеримые с вероятными температурами в области глубинного очага. В отличие от базальтовых андезитовые магмы для линейных зон растяжения нехарактерны, а дацитовые и риолитовые, проявляясь в небольших количествах, лишь сопутствуют базальтовому магматизму и, по-видимому, им обусловлены.

### *Механизм подъема мантийных магм в линейных зонах растяжения*

Есть все основания считать, что быстрый подъем жидкой базальтовой магмы к поверхности обеспечивается в зонах растяжения расклинивающим эффектом, который оказывает магма на породы литосферы. Современные представления об этом процессе основываются на изучении линейных даек и их систем (которые рассматриваются в качестве застывших магматических клиньев) и на применении к ним теории гидравлического разрыва горных пород. В основу этих представлений легло детальное изучение третичных и палеозойских даек Шотландии, завершившееся обобщениями Дж. Ричи и Э. Андерсона. Уже на этом материале определились характерные особенности линейных даек. Как правило, они внедрены по вертикальным трещинам посредством раздвига крыльев перпендикулярно к трещине без существенного уплотнения или смятия вмещающих дайку пород. Сбросового или сдвигового смещения при внедрении обычно нет. Дайки одного комплекса образуют субпараллельную систему, но распределяются неравномерно, роями. Преобладающая мощность даек в пределах такой системы выдерживается однообразной.

Э. Андерсон показал активную роль магмы при формировании дайки. Внедряясь по трещине, перпендикулярной к наименьшему сжимающему напряжению, магматический расплав оказывает расклинивающее действие, наращивая трещину в длину. Дальнейшее исследование зависимости интрузивного процесса от соотношения главных напряжений вблизи магматической камеры провели Дж. Робсон и К. Барр. Однако количественное обоснование механизма внедрения дайки стало возможным сравнительно недавно в связи с разработкой теории гидроразрыва горных пород при добыче нефти. М. Хабберт и Д. Уиллис провели аналогию между искусственным гидроразрывом и внедрением в земную кору магматических даек. Применительно к последним вопрос специально рассмотрели А. А. Пэк (1968), В. С. Попов (1973).

Гидравлическим разрывом (гидроразрывом) называют процесс образования и распространения трещин в горных породах давлением жидкости, в том числе магматического расплава. Растяжение земной коры может выразиться зияющими трещинами отрыва лишь на самых малых глубинах — до 2—3 км. Глубже с повышением всестороннего давления и температур хрупкий отрыв сменяется скалыванием по все более многочисленным плоскостям, а затем переходит в пластичную деформацию: условно разграничиваются зона хрупкого разрушения наверху и подстилающая ее пластичная зона. Поскольку системы базальтовых даек берут начало на больших глубинах, формирование их путем пассивного заполнения зияющих трещин исключено. Единственный механизм представляет активное внедрение посредством гидроразрыва пород с последующим раздвиганием стенок трещин.

Для развития гидроразрыва достаточно, чтобы давление жидкости лишь незначительно превышало минимальное сжимающее напряжение в породе; обычно в расчетах их отношение принимают равным 1,2. Образуется гидравлический клин, фронт жидкости подходит близко к концу трещины, но никогда не достигает его. Расклинивающий эффект обеспечивается концентрацией напряжений у вершины трещины, где распирающее трещину давление нарастает от вершины пропорционально кубу раскрытия трещины (в соответствии со снижением гидравлического сопротивления). На развитие гидроразрыва мало влияют реальные различия прочности вмещающих пород. Происходит быстрое распространение трещины хрупкого отрыва и продвигающего ее магматического клина (Пэк, 1968). Как показали расчеты Н. С. Севериной, теплоотдача такой инъекции компенсируется выделением тепла за счет трения на контактах, поэтому не происходит существенного повышения вязкости, которое замедляло бы процесс внедрения. Согласно сейсмологическим наблюдениям В. И. Горельчик и других исследователей, в период последнего трещинного извержения Толбачика на Камчатке, базальтовый клин подымался там со скоростью 100—150 м/ч.

Таким образом, при наличии на глубине жидкого магматического расплава внедрение вертикальной дайки становится возможным, когда одно из главных сжимающих напряжений, направленных горизонтально, уменьшено тектоническим растяжением. Параллельные дайки, принадлежащие к одному рою, по-видимому, внедрялись последовательно: каждый очередной гидравлический клин создавал ореол сжимающих напряжений, который препятствовал другим инъекциям, а в дальнейшем постепенно снимался тектоническим растяжением (Попов, 1973). Согласно наблюдениям Дж. Уокера в Исландии, неэруптивные открытые трещины на поверхности могут служить выражением экранированных даек, питающих на некоторой глубине пластовые интрузии.

Подъем базальтовой магмы посредством гидравлического разрыва не только обеспечивает ей быстрый выход на поверхность, но и коренным образом меняет способ реализации приложенных

к литосфере растягивающих напряжений. В амагматических условиях эти напряжения разрешаются путем хрупких (по системе наклонных сбросов) и вязких (на глубине) деформаций, ведущих к растяжению литосферы за счет ее утонения с образованием «шейки». Только при наличии резервуара жидкой магмы возникают условия для разрастания литосферы под действием параллельных гидроразрывов, в каждом из которых нагнетание магматического расплава приводит к раздвигу вмещающих пород. Как полагал еще Э. Андерсон, магматическая подстилка инъецируемой дайками литосферы, вероятно, придает ей необходимую свободу горизонтального скольжения. Не исключена возможность совместного проявления как базальтового вулканизма, так и утонения коры в одной зоне растяжения (Tarronnier, Francheteau, 1978).

Там, где местное растяжение земной коры порождено сдвиговыми перемещениями, формируются рои линейных даек, располагающихся эшелонированно. Примером могут служить системы, описанные и убедительно интерпретированные В. В. Коптевой и И. Г. Щерба в Восточном Казахстане, Е. П. Гуровым и Е. П. Гуровой в области Станового хребта. В случаях, когда одноосное растяжение проявляется сразу на большом протяжении, возникают линейные системы параллельных даек длиной в десятки и сотни километров и вопрос о происхождении растягивающих напряжений выходит за рамки регионального исследования. Прекрасно вскрыта на большую глубину и лучше других обеспечена геолого-геофизическими данными система базальтовых даек Восточной Исландии, исследованию и интерпретации которой посвящен целый ряд работ, в том числе и работы автора.

Линейные системы даек хорошо выражены на Большом Кавказе, к ним принадлежит большая часть магматических образований Казбекского и Кахетинского диабазовых поясов Л. А. Варданянца. Подсчеты даек для Дарьяльского пересечения Казбекского пояса (на современных отметках 1100—1500 м над уровнем моря) начал еще В. П. Ренгартен, а затем существенно дополнил Д. К. Андреев. Судя по этим подсчетам, при общей ширине линейной системы 7 км на дайки приходится более 1 км (всего 450—460 даек). Доля даек, выражающая величину раздвига, не зависит от механических свойств вмещающих пород: на одних участках профиля — это граниты Дарьяльского и Гвилетского массивов, на других — глинистые сланцы юры. В пределах детально изученного 4-километрового отрезка профиля на дайки приходится в среднем 18,8 %, а на участках скопления даек — до 50—60%. Общая ширина этого кавказского роя линейных базальтоидных даек, доля даек и суммарная величина зафиксированного ими раздвига земной коры вполне соизмеримы с тем, что наблюдается в дайковых роях Исландии.

Крупные линейные системы базальтовых даек известны в рифтовых зонах океанов и континентов, на платформах и в складчатых областях разного типа и возраста. Исключительные по своей насыщенности и мощности пластинчатые (sheeted) дайковые комплексы

свойственны офиолитовым ассоциациям. По-видимому, зоны разрастания литосферы путем ее инъецирования магматическими клиньями возникали в разных тектонических областях на разных этапах их развития — всюду, где создавались главные предпосылки их образования: региональное растяжение литосферы в сочетании с подстилающим источником базальтовой магмы.

### *Линейные зоны растяжения с толеит-базальтовым вулканизмом*

Такие зоны распространены в рассматриваемых геосинклинальных областях гораздо шире, чем зоны растяжения с базальтами других петрохимических типов (см. рис. 18, 1). Они представлены зонами даек и силлов, линейно вытянутыми геосинклинальными прогибами и, наконец, такими офиолитовыми прогибами, как Севанский и Вединский. Базальтоиды всех этих линейных зон растяжения, кроме офиолитовых, петрохимически сходны. По сравнению с эталонами континентального и океанического толеитов (Кутолин, 1972; Middlemost, 1975) в них несколько понижена насыщенность кремнеземом, повышены глиноземистость, а также содержания натрия, который привносился, по-видимому, при зеленокаменных изменениях пород. По некоторым характеристикам они занимают промежуточное положение между континентальным и океаническим эталонами (см. табл. 3, 4; рис. 13). Важным показателем служит содержание калия: оно всегда выше, чем в океаническом толеите, достигая иногда значений, свойственных континентальным толеитам. В этом же диапазоне варьируют содержания калия и во многих других геосинклинальных толеит-базальтовых формациях фанерозоя. Некоторые исследователи, в частности Т. И. Фролова и Г. Б. Рудник, считают наиболее вероятным процесс избирательного извлечения калия базальтовой магмой по мере прохождения ее через сиалическую кору. Неясно, однако, насколько реален этот процесс при весьма высоких скоростях подъема магматических клиньев в линейных зонах растяжения. Заслуживает внимания и поведение некоторых других элементов, так же, как калий, отнесенных Д. Грином и А. Рингвудом к категории «некогерентных», и содержащихся в сиалической коре в сравнительно больших количествах. Так, в юрских базальтоидах Гойтхско-Ачишхинского трога при повышенной калиевости (в среднем 0,44 %  $K_2O$ ) содержания рублидия и стронция сохраняются на уровне океанических толеитов так же, как и отношения  $K/Rb$  и  $Rb/Sr$  (табл. 11; рис. 19). Аналогичные данные по рублидию и стронцию приводились нами в настоящей работе при характеристике пород юрской базальтовой формации прогиба Металлифери (Карпаты), в которых среднее содержание  $K_2O$  достигает 0,82 %. Согласно Н. Герцу и другим, в базальтоидах этой формации и начальные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  также соответствуют океаническим толеитам (см. рис. 13). Данные М. К. Суханова (1975) указывают на типич-

Малые элементы (г/т) в породах контрастной базальт-риолитовой формации Гойтхско-Ачишхинского геосинклинального прогиба Большого Кавказа

Элементы и их отношения	Содержание		Элементы и их отношения	Содержание	
	1	2		1	2
Rb	3,2	105	Ga	27	26
Sr	118	105	Sn	—	4
Ba	82	345	Pb	—	48
V	122	53	Nb	—	12
Cr	315	43	Sc	25	10
Co	26	9	Y	31	32
Ni	44	17	La	—	50
Cu	72	55			
Zn	93	127			
			K/Rb	1156	269
			Rb/Sr	0,027	1

1 — базальтоиды, по 12 обр.; 2 — риолиты, по 5 обр. Анализы выполнены по образцам автора в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Содержание рубидия в базальтоидах определено Н. Т. Воскресенской (МГУ).

ный для толеитов состав клинопироксенов из базальтов Бзыбско-Казбекского геосинклинального прогиба.

Севанский и Вединский офиолитовые прогибы Малого Кавказа, в геологическом отношении резко отличные от прочих рассмат-

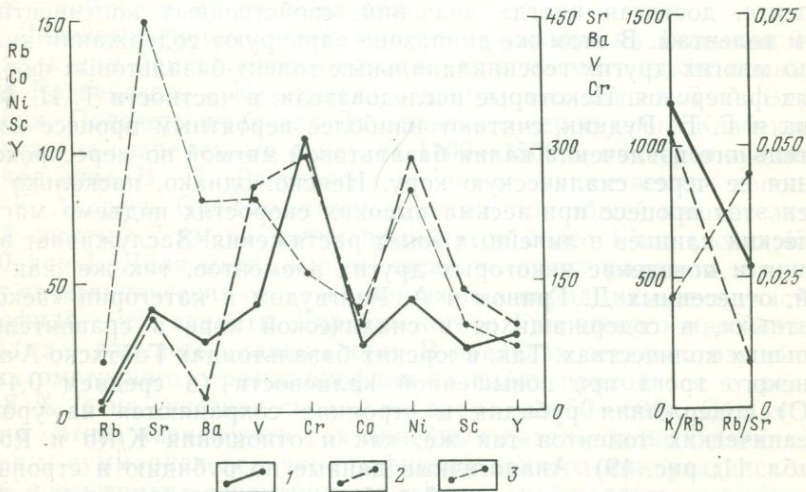


Рис. 19. Содержание малых элементов, калий-рубидиевое и рубидий-стронциевое отношения в юрских базальтоидах серии Гойтх (Большой Кавказ).

1 — базальтоиды серии Гойтх (по 12 ан.); 2 — абиссальные толеитовые базальты океана, по К. Хаукесурту и др., А. Энгель, К. Энгелью и др.; 3 — континентальные толеиты, по Б. Г. Лутцу

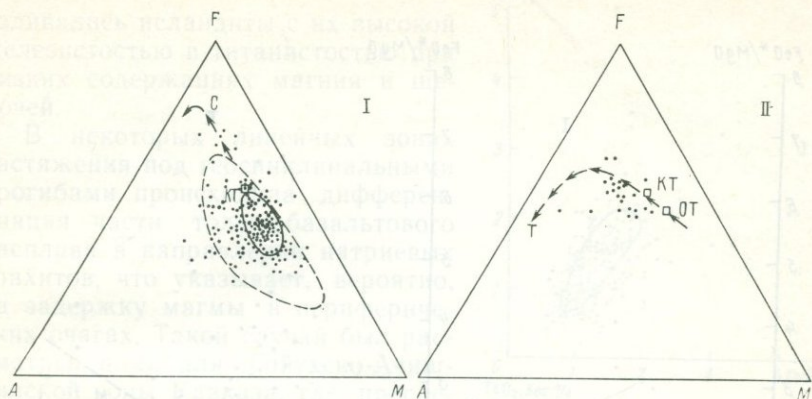


Рис. 20. Тренды дифференциации толеит-базальтовой магмы в линейной зоне растяжения (I) и в условиях ареального вулканизма (II).

I — базальтовая формация Бзыбско-Казбекского прогиба, Кавказ (нижняя — средняя юра, по 165 ан.); II — базальтовая формация Даралагёзского массива, Кавказ (нижняя — средняя юра, по 25 ан.) OT — средний абиссальный толеит океана (Middlemost, 1975), KT — средний континентальный толеит (Кутолин, 1972). Тренды дифференциации: C — по типу Скергаардской габброидной интрузии (по У. Уэйджеру и У. Диру), T — по типу долеритов Тасмании (по Дж. Мак-Доугэлли). Сплошной линией оконтурено поле абиссальных толеитов океана (по А. Миясиро и др.), пунктиром — всех, в том числе измененных океанических базальтов (Марков и др., 1977)

риваемых линейных зон растяжения, выделяются и по характеру присущих им базальтов. В них обнаружены вполне типичные по соотношению петрогенных элементов океанические толеиты, с которыми сочетается целый ряд все более высококальциевых базальтов.

Степень дифференциации толеит-базальтовой магмы на путях подъема к поверхности — один из признаков, который служит мерой проницаемости литосферы, зависящей от таких факторов, как интенсивность растяжения, мощность и состав земной коры, температурный и флюидный режимы в ее глубоких частях. В большинстве рассматриваемых линейных зон дифференцированность толеитовых базальтоидов невелика: дисперсия по кремнезему варьирует от 3,7 до 9,0 и лишь в отдельных формациях превышает 10 (см. табл. 1). Характерен феннеровский тренд дифференциации с накоплением железа на ранних стадиях процесса (рис. 20, I, рис. 21, I—III), что отражает «сухость» базальтового расплава и служит еще одним свидетельством против существенного его взаимодействия с богатыми водой породами сиалической коры. Накопление железа сопровождалось увеличением содержания титана (рис. 22). Однако, как правило, изменения эти не зашли далеко, и состав клинопироксенов остается «примитивным». Продукты более полного фракционирования толеит-базальтового расплава мы находим только в Драговской зоне Карпат, где в позднем мелу.

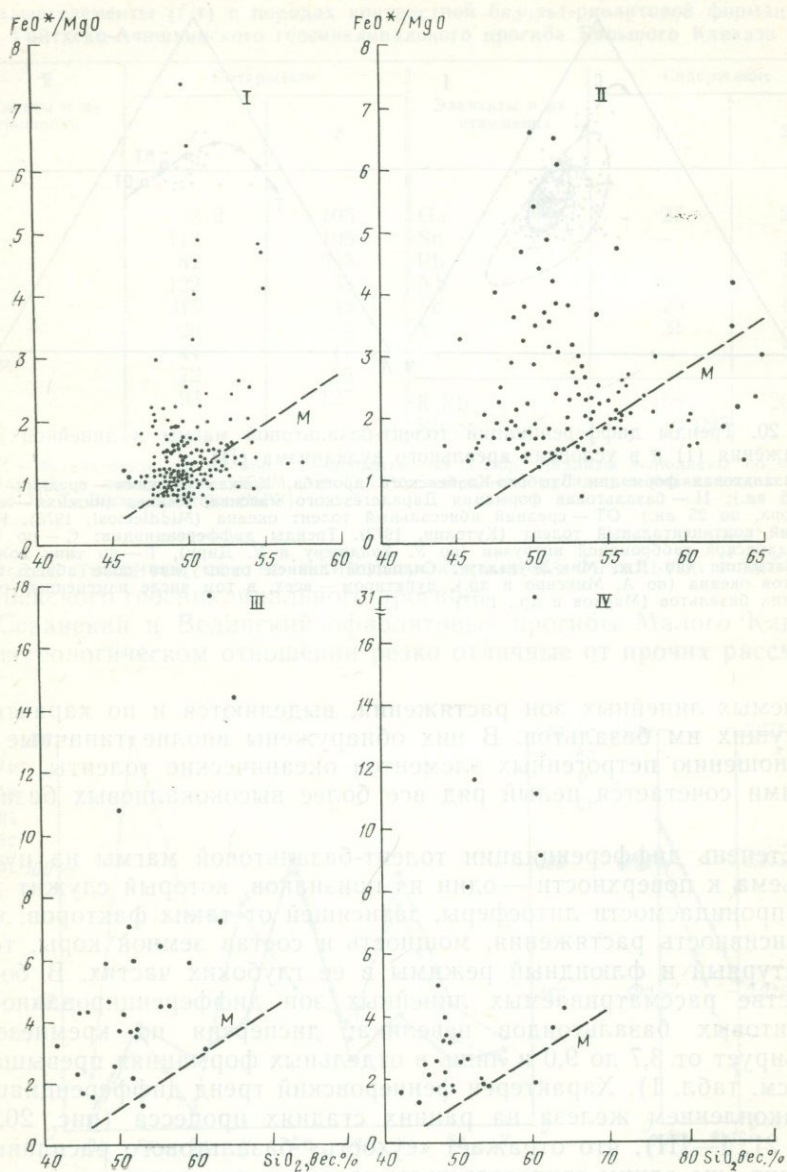


Рис. 21. Проявление феннеровского тренда дифференциации базальтовых магм в линейных зонах растяжения.

I — базальтовая формация Бзыбско-Казбекского трога, Кавказ (нижняя — средняя юра, по 165 ан.), II — базальт-трахитовая формация Севанской и Вединской офиолитовых зон, Кавказ (верхняя юра — мел, по 117 ан.); III — базальт-трахитовая формация Раховско-Северинского прогиба, Карпаты (верхняя юра — нижний мел, по 28 ан.); IV — базальт-трахитовая формация Мечек-Добрещенской зоны, Карпаты (нижний мел, по 29 ан.); М — граница толентовой и известково-щелочной серий, по А. Миясиро

изливались исландиты с их высокой железистостью и титанистостью при низких содержаниях магния и щелочей.

В некоторых линейных зонах растяжения под геосинклинальными прогибами происходила дифференциация части толеит-базальтового расплава в направлении натриевых трахитов, что указывает, вероятно, на задержку магмы в периферических очагах. Такой случай был рассмотрен нами для Гойтхско-Ачишхинской зоны Кавказа, где прослежен весь дифференциационный ряд и установлена приуроченность соответствующих центров вулканизма к северо-восточному краю геосинклинального прогиба. В гораздо больших количествах субщелочные дифференциаты толеит-базальтовой магмы присутствуют в вулканических формациях офиолитовых зон Малого Кавказа и Раховско-Северинской зоны Кавказа.

Задержка толеит-базальтовой магмы в процессе подъема должна была способствовать ее взаимодействию с боковыми породами. Действительно, как в Гойтхско-Ачишхинском, так и Раховско-Северинском прогибах наблюдаются отклонения от исходного состава толеит-базальтовой магмы: сильно повышена глиноземистость, варьируют содержания железа, титана, магния и калия. В базальтах Раховско-Северинского прогиба обнаружены высокие содержания бария и особенно стронция, количество которого по результатам анализа образцов из чивчинской свиты достигает 60—120 г/т.

Таким образом, можно констатировать выдержанность химического состава и низкую дифференцированность толеит-базальтовых магм в большинстве рассмотренных линейных зон растяжения вне зависимости от особенностей их структурного положения или развития. Это подтверждает общую закономерность проявления базальтов толеитового типа: как уже неоднократно отмечалось, они приурочены к самым разнообразным зонам дробления и растяжения земной коры: от трапповых полей на континентальных платформах до срединно-океанических рифтов.

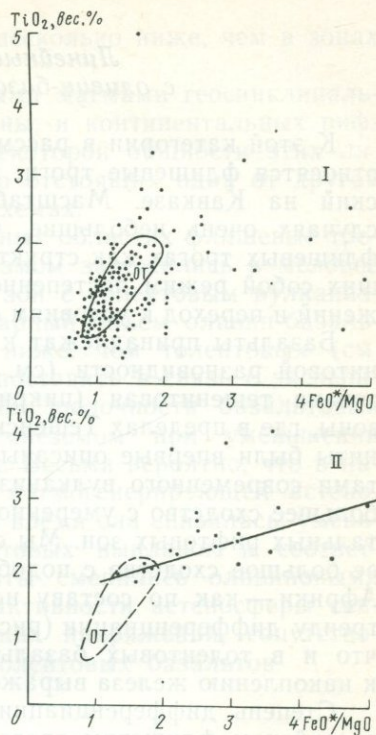


Рис. 22. Нарастание содержаний титана при дифференциации толеит-базальтовой магмы в линейной зоне растяжения (I) и в условиях ареального вулканизма (II). I — базальтовая формация Бзыбско-Казбекского трога и диабазовая формация Армхи-Аргун, Кавказ (нижняя — средняя юра); II — базальтовая формация Даралагёзского массива, Кавказ (нижняя — средняя юра); OT — поле абиссальных базальтовых стекол Срединно-Атлантического хребта (Melson et al., 1976)

## Линейные зоны растяжения с оливин-базальтовым вулканизмом

К этой категории в рассмотренных геосинклинальных областях относятся флишевые трого: Силезский в Карпатах и Новороссийский на Кавказе. Масштабы проявления вулканизма в обоих случаях очень небольшие, что согласуется с представлением о флишевых трогах как структурах почти амагматических, знаменующих собой режим постепенного отмирания растягивающих напряжений и переход к условиям общего сжатия.

Базальты принадлежат к оливин-базальтовому типу, его тешенитовой разновидности (см. табл. 5). Полнее других охарактеризована тешенитовая (пикрит-базальтовая) формация Силезской зоны, где в пределах Тешенской Силезии более ста лет назад тешениты были впервые описаны и названы. При сравнении с продуктами современного вулканизма эта формация обнаруживает наибольшее сходство с умеренно-щелочными базальтоидами континентальных рифтовых зон. Мы отмечали уже при описании формации ее большое сходство с подобными вулканитами рифтов Восточной Африки — как по составу исходных пикрито-базальтов, так и по тренду дифференциации (рис. 23). Это тот же фаннеровский тренд, что и в толеитовых базальтах (см. рис. 21, IV), но тенденция к накоплению железа выражена слабее.

Степень дифференциации оливин-базальтовой магмы в Новороссийском флишевом трого была невысокой, но в базальтоидах Силезского трога дисперсия по кремнезему достигает 18,9. Не исключено, что проницаемость линейных зон растяжения с оли-

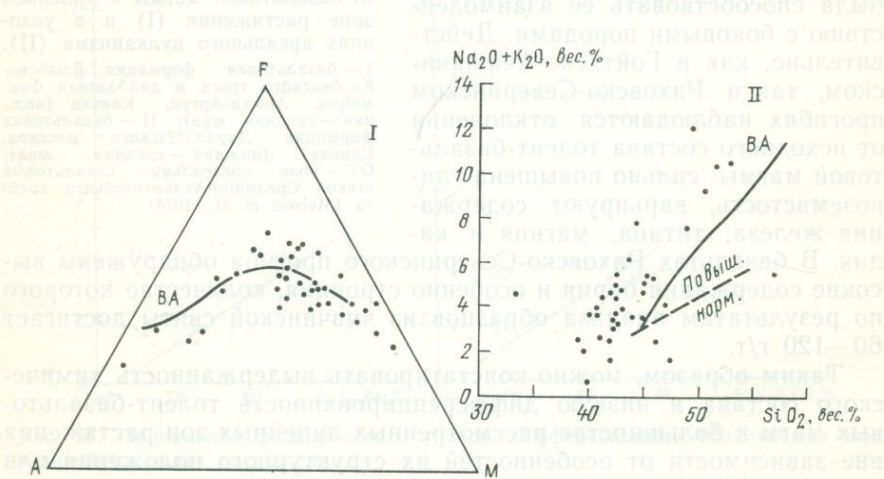


Рис. 23. Щелочно-фемическая характеристика тешенитовой (пикрит-базальтовой) формации Силезского флишевого прогиба, Карпаты (нижний мел, по 39 ан.)

BA — вариационная линия пород умеренно-щелочной серии Восточно-Африканских рифтов (по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову)

вин-базальтовым вулканизмом была несколько ниже, чем в зонах выхода толеитовых базальтов.

Черты сходства между базальтовыми магмами геосинклинальных флишевых трогов, с одной стороны, и континентальных рифтов — с другой, свидетельствуют о некоторой общности этих линейных зон растяжения, столь далеко отстоящих одна от другой в тектонических классификационных схемах.

В рассматриваемых геосинклинальных областях флишевые трог с их оливин-базальтовым вулканизмом заложились в меловое время, когда большинство линейных зон с толеитовым вулканизмом завершало свое развитие. Суммарный объем оливин-базальтовых вулканитов в несколько раз ниже, чем толеитовых (см. табл. 1). Это обстоятельство можно поставить в связь с экспериментально установленным повышением щелочности базальтовых выплавов и их недосыщенности кремнеземом при уменьшении относительного объема этих выплавов. Весьма вероятно, что в начале альпийского цикла активность магмогенерирующей астеносферы была максимальной. В меловое время она снизилась, уменьшился относительный объем базальтовых выплавов и соответственно изменился их состав: толеиты сменились оливиновыми базальтами. Вместе с уменьшением активности астеносферы снизилась и интенсивность растягивающих напряжений, содействовавших ранее подъему и излиянию толеитовых базальтов.

#### *Природа кислого вулканизма линейных зон растяжения*

Кислый вулканизм проявляется лишь в некоторых линейных зонах растяжения (см. рис. 18, I), но может дать важную информацию о характере подстилавшей их земной коры. В рассматриваемых геосинклинальных областях он установлен в Бзыбско-Казбекском и продолжающем его Гойтхско-Ачишхинском прогибах (формации № 76, 10). Наиболее полно представлены риолитовые вулканиты последнего из названных прогибов, где они служат одним из элементов контрастной базальт-риолитовой формации юрского возраста. Вулканиты залегают среди отложений серии Гойтх (аален), среди них около 35 % приходится на базальтовые породы и около 65 % — на риолитовые. И базальтовые, и риолитовые породы выдержаны по составу на всем протяжении зоны и четко разграничены между собой, разности промежуточного состава отсутствуют.

Распределение пород в стратиграфическом разрезе серии Гойтх закономерно: в низах встречаются лишь базальтоиды, выше, вплоть до верхов серии, перемежаются породы обеих групп, преобладают риолитовые (рис. 24). Таким образом, вулканические извержения основного и кислого состава чередовались во времени, а в некоторых случаях, возможно, были одновременными. Центры базальтового вулканизма располагались вдоль ограничивав-

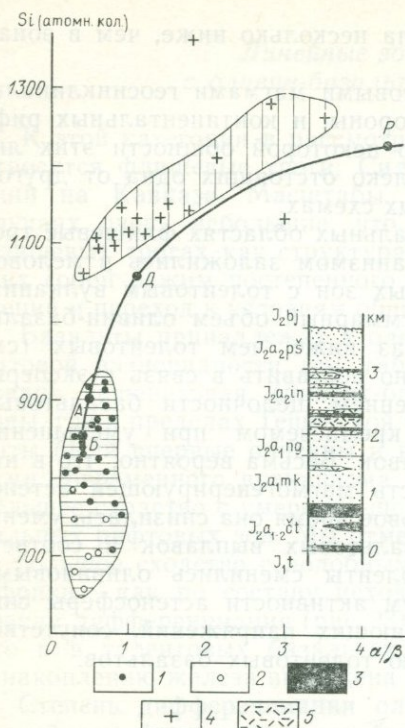


Рис. 24. Контрастная базальт-риолитовая формация юрской геосинклинали Большого Кавказа (Гойтхско-Ачишхинская вулканическая область: средняя юра, аален). В колонке показано распределение базальтоидов и риолитов в стратиграфическом разрезе.

Базальтоиды: 1, 2 — на диаграмме, 3 — в колонке; риолитовые вулканиды: 4 — на диаграмме, 5 — в колонке; Б, А, Д, Р — средние базальт, андезит, дацит и риолит, по С. Р. Нокколдсу;  $\alpha/\beta$  — щелочно-фемический показатель, по Ф. Р. Апелъцину и Ю. М. Шейнманну

ших геосинклинали прогиб разломов. Подъем кислой магмы, напротив, происходил главным образом в осевой части прогиба.

Четкая петрографическая и петрохимическая обособленность обеих элементарных составляющих этой контрастной вулканической формации, постоянство состава каждой из них на площади и в вертикальном разрезе серии Гойтх, а также разобщенность центров извержения базальтовой и риолитовой магм и чередование (или совмещение) этих извержений во времени позволили предположить одновременное существование двух питающих магматических резервуаров.

Как уже отмечалось выше, базальтоиды Гойтхско-Ачишхинской зоны тяготеют к толентовому типу и, вероятно, были связаны с мантийным источником. Что касается риолитовых вулканидов серии Гойтх, то об их магматическом источнике можно судить по особенностям химического и минерального составов пород, а также

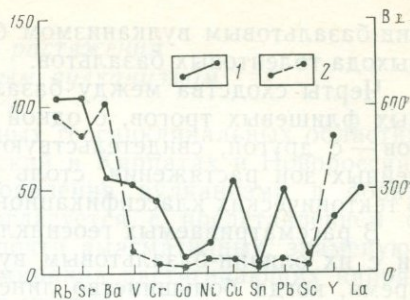


Рис. 25. Содержание малых элементов в риолитовых вулканидах юрской серии Гойтх (Большой Кавказ), в сравнении с риолитовыми дифференциатами толеит-базальтовой магмы.

1 — породы серии Гойтх (по 5 ан.); 2 — риолиты Исландии по В. И. Герасимовскому

по находящимся в них ксенолитам. Петрохимически риолитовые вулканиты серии Гойтх отличаются как от кислых продуктов дифференциации толеит-базальтовой магмы, так и от кислых членов типичных известково-щелочных серий, хотя заметно тяготеют к последним. При сравнении риолитовых вулканитов с риолитовыми дифференциатами базальтов Исландии (по А. И. Полякову) обнаруживается отсутствие обусловленного феннеровским трендом кристаллизации низкого содержания магния: в кавказских риолитах оно в пять раз выше, чем в исландских. Резко повышена глиноземистость (до 15,46 %), несколько ниже содержания кальция и щелочей (см. табл. 7). Следует отметить вместе с тем, что некогерентные элементы содержатся либо почти в тех же количествах (титан, калий, фосфор, рубидий, стронций), либо, как это видно в табл. 11 и на рис. 25, их меньше, чем в соответствующих исландских лавах (барий, цирконий, иттрий). Повышенная глиноземистость отразилась на минеральном составе: единственным темноцветным минералом в них является биотит, постоянно присутствуют вкрапленники альмандина.

Таким образом, поступавший на поверхность риолитовый расплав не мог образоваться непосредственно путем фракционирования базальтовой магмы. Наблюдаемые особенности химизма указывают на ассимиляцию пород гранитно-метаморфического слоя коры или на анатектическое происхождение всей массы магматического расплава. Об этом же говорит наличие в риолитах ксенокристаллов силлиманита, окруженных реакционной оторочкой, а также оплавленных фрагментов кварцевых жил размером до нескольких сантиметров. Бурный характер вулканических эксплозий, сопровождавшихся накоплением весьма специфических кристаллотуфов, свидетельствует о высокой флюидности риолитового расплава.

Однообразие химических и петрографических особенностей риолитовых пород серии Гойтх на всем протяжении зоны позволило предположить их связь с единым магматическим резервуаром, в котором еще до начала вулканических извержений расплав успел гомогенизироваться. Учитывая признаки ассимиляции или анатексиса метаморфического слоя, магматический резервуар должен был находиться в пределах «гранитного» слоя коры, подошва которого залегает в соответствующей зоне Кавказа на глубине 15—20 км. Верхний предел местоположения предполагаемого корового очага может быть намечен приближенно, благодаря наличию в риолитах пирогенного альмандина. Для его кристаллизации необходимы высокие давления, ниже  $7 \cdot 10^8$  Па скорость реакции быстро падает, при  $1 \cdot 10^8$  Па реакция прекращается. Следовательно, очаг кислой магмы, скорее всего, располагался в самых низах гранитно-метаморфического слоя. Можно оценить его минимальный объем, который при протяженности 100 км, ширине около 10 км и соизмеримой мощности не менее 2 км был бы близок к  $1500 \text{ км}^3$  (при эллиптическом поперечном сечении). Кислый вулканизм проявлялся на протяжении части ааленского века, т. е. не

более 2—3 млн. лет. Таково же приблизительно и предполагаемое время существования магматического очага.

Роль глубинного резервуара базальтовой магмы в формировании этого внутрикорового очага риолитового расплава могла быть различной и не поддается однозначному определению. Участие его в передаче тепла и разогреве коры было неизбежным, перераспределение температур должно было ускоряться конвекционными токами в глубинном резервуаре базальтовой магмы, оценка которых была дана А. С. Калининым и Э. Н. Васильевой. Однако есть указания и на химическое взаимодействие магмы с веществом коры в области генерации риолитовых расплавов. Как мы уже отмечали, базальтоиды рассматриваемой контрастной формации отличаются от исходного состава толеит-базальтовой магмы сильно повышенной глиноземистостью (19,80 %  $Al_2O_3$ ) и некоторым избытком щелочей. Вместе с тем риолиты этой же формации по сравнению с эталоном риолита известково-щелочных серий (Deguelle, 1977) более железисты и магнезиальны, содержат меньше натрия, калия, кальция, стронция, бария, т. е. имеют химический состав, который мог быть обусловлен воздействием базальтовой магмы.

Таким образом, появление кислых вулканитов в Гойтхско-Ачишхинском геосинклинальном прогибе Кавказа можно связать с затрудненным доступом к поверхности глубинного базальтового расплава и с наличием под прогибом гранитно-метаморфической коры, где при воздействии этого расплава образовался очаг кислой магмы. Вулканизм начался излияниями базальтовых лав, к которым затем присоединились риолитовые извержения.

### Лиминарные системы

Лиминарные системы наряду с системами островных дуг служат выражением сжатия и всей совокупности глубинных процессов, протекающих в зонах Беньофа — наиболее активных зонах тектоносферы. Закономерная связь определенных проявлений вулканизма с глубинными сейсмофокальными зонами, выявленная еще в 30-х годах К. Вадати, подтверждена и детализирована позднейшими исследованиями. «Если тут имеется причинная связь, а, вероятно, это так, — писал А. Н. Заварицкий, — то появление вулканов связано с процессами, происходящими на гораздо больших глубинах, чем глубины непосредственно питающих эти вулканы магматических очагов» (Заварицкий, 1946, с. 8)\*. Учитывая тесную взаимосвязь вулканизма с глубинной сейсмической активностью зон Беньофа и их тектоническую значимость, Ю. М. Шейнманн предлагал ввести понятие о тектоноферах — проводниках больших энергий и вещества из глубин мантии к поверхности.

\* Именно эта статья А. Н. Заварицкого послужила основанием к тому, что некоторые авторы называют сейсмофокальные зоны — зонами Заварицкого — Беньофа.

Установлена зависимость пространственного размещения и ширины вулканических поясов от наклона, глубины залегания зоны Беньофа и от расстояния до ее выхода на поверхность; широко обсуждается выявленная А. Сугимурой, Х. Куно, У. Дикинсоном и Т. Хазертоном, П. Якешем А. Уайтом закономерная смена состава магм в поперечном сечении вулканических поясов — по мере погружения зоны Беньофа (Nielson, Stoiber, 1973; Sugisaki, 1976; Arculus, Johnson, 1978; Пискунов и др., 1979).

Характер напряжений в сейсмических очагах зон Беньофа свидетельствует о господстве сжатия, ведущего к смещениям по падению. Развитие этих наклонных зон тектонической и магматической активности уже давно было истолковано как поддвиг или надвиг (взброс) крупных участков литосферы, к такому выводу пришли, изучая их, К. Вадати, Дж. Умбгрове, Б. Гутенберг, Ч. Рихтер, Х. Беньоф, Г. Штилле и многие другие. Позже в концепции тектоники плит оформилось представление о субдукции как о ведущем процессе, выражением которого служат и глубинные сейсмофокальные зоны, и весь комплекс наблюдаемых над ними тектонических и магматических явлений. Выявлена зависимость угла наклона зон Беньофа от скорости относительного сближения литосферных плит (Yokokuga, 1981). В настоящей работе, рассматривая лиминарные системы как поверхностное выражение палеозон Беньофа, мы ограничимся анализом их взаимосвязи с вулканизмом и не будем касаться вопроса о тектонической природе сейсмофокальных зон, выходящего за рамки нашего исследования.

Данные о составе вулканических образований, свойственных активным континентальным окраинам андского типа, суммированы в целом ряде работ (The comparative..., 1969; Jakeš, White, 1972; Miyashiro, 1974; Deruelle, 1977; Кузьмин, Пополитов, 1978 и др.), где намечены, в частности, некоторые их отличия от сходных вулканических образований островных дуг. Анализ собранного нами материала по мезозойским лиминарным системам Чилийско-Аргентинских Анд и Кавказа (см. рис. 18, II) подтверждает уже известную закономерность — господство вулканитов известково-щелочного типа с преобладанием среди них андезитовых и риолитовых пород, при подчиненной роли высокоглиноземистых базальтоидов. В определенной структурной позиции появляются шошонины и трахиты.

#### *Состав вулканических образований и геодинамические условия формирования*

**Лиминарная система Чилийско-Аргентинских Анд.** Как уже отмечалось выше, вулканиты этой лиминарной системы представлены сложными базальт-риолитовыми формациями (№ 40—44), их характеристика дана в части I, гл. 3 и части II, гл. 1. Вулканизм протекал сначала в пределах пояса шириной до нескольких десятков километров, пояс этот неуклонно смещался в глубь континента. Известково-щелочные андезиты и подчиненные им высокоглино-

земистые базальты протягиваются вдоль всего пояса, кислые вулканиды (преимущественно риолитовые) концентрируются в риолитовых максимумах. Обнаружены незначительные, но последовательные изменения химизма пород во времени, в ходе которых проявилась коррелированность химического состава всех модальных группировок каждой из формаций — от базальтовой группировки до риолитовой. Заметна и латеральная петрохимическая полярность вулканического пояса, которая будет специально рассмотрена далее.

Пояс известково-щелочного вулканизма, заложившийся в Андах еще в середине триаса, продолжает развиваться до настоящего времени, что создает возможность актуалистического подхода к решению вопросов о связи палеовулканизма с палеотектоническими обстановками мезозоя и раннего кайнозоя. Такому подходу способствуют геофизическая изученность Анд и достаточная полнота петрографических и геохимических данных по их современным вулканидам.

Закономерные пространственные соотношения современного вулканического пояса Анд с подстилающей его зоной Беньофа, зависимость особенностей химического состава лав от глубины залегания этой зоны (Palacios, Oyarzun, 1975; Frangipane-Gysel, 1977), а также непосредственные геофизические наблюдения указывают на связь современного вулканизма с сейсмофокальной зоной. На основе детализации данных по размещению сейсмических очагов в зоне Беньофа под Центральными Андами В. Хануш и И. Ванек показали (Hanuš, Vaněk, 1978), что появление асейсмичного пробела на средних глубинах отчетливо коррелируется с участками современных андезитовых извержений (рис. 26). Изучение поглощающих свойств глубинного вещества свидетельствует о том, что современный вулканизм в Центральных Андах проявляется только там, где непосредственно над зоной Беньофа параллельно ей прослеживается область пород со сниженной добротностью ( $Q=50-100$ ), т. е. обладающих свойствами астеносферного вещества (рис. 27) (Sacks, 1977). Замечено, что некоторые перемены современной вулканической цепи Анд увязываются с более пологим, чем на соседних сегментах, наклоном зоны Беньофа (Bagazangi, Isacks, 1976).

Однако, если сам факт связи современного вулканизма Анд с зоной Беньофа не вызывает сомнений, ее механизм, место и способ генерации магм не поддаются однозначной расшифровке. Задача осложняется разнообразием состава этих магм как по содержанию кремнезема, так и по щелочности. Судя по всему, как отмечает Э. Мидлмост, «в любой момент может генерироваться более чем один тип магмы в результате процессов, берущих начало вдоль одной и той же зоны Беньофа, но на разных глубинах» (Middlemost, 1975, p. 345). Именно таков, как известно, подход к трактовке сложных вулканических формаций островных дуг и активных континентальных окраин, предложенный Х. Куно и его многочисленными последователями.

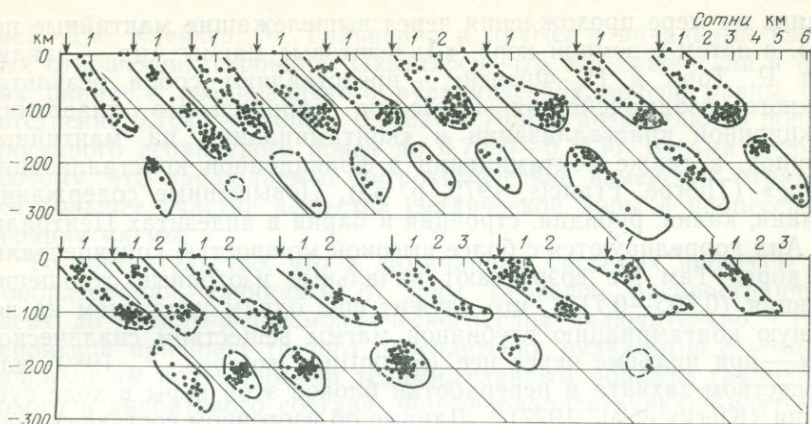
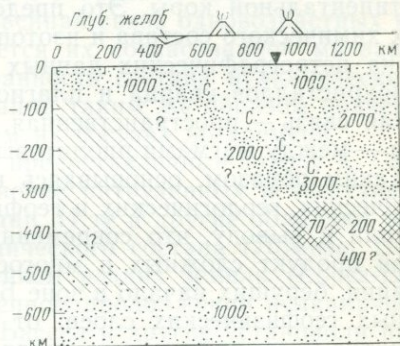


Рис. 26. Поперечные разрезы зоны Беньофа под Андами, 17—27° ю. ш. Асейсмичный пробел на средних глубинах коррелируется с современным андезитовым вулканизмом (Hanus, Vaněk, 1978). Стрелкой показано местоположение глубоководного желоба

Рис. 27. Поглощающие свойства пород под Центральными Андами. Заштрихованы области пород низкой добротности (астеносфера), точками показаны породы высокой добротности (цифры — величина добротности), С обозначает области снижения добротности пород над зоной Беньофа, коррелируемые с вулканизмом (Sacks, 1977)



Согласно Л. Лопес-Эскобару и др. (López-Escobar et al., 1977), среди молодых вулканитов Анд высокоглиноземистые базальты могут быть продуктом частичного плавления перидотита с последующим кристаллизационным отделением оливина и пироксена. Андезиты наблюдаемого состава могут представлять собой выплавку из гранатового перидотита или эклогита. Однако Р. Торп, П. Поттс, П. Фрэнсис подчеркивают, что присущее молодым андезитам Анд содержание петрогенных и малых элементов (в том числе редких земель) несовместимо с какой бы то ни было одностадийной моделью генерации магмы путем выплавления из мантии, фракционирования базальтовой магмы или анатексиса пород континентальной коры. Только многостадийный процесс, согласно схеме А. Рингвуда (Ringwood, 1974) или другой подобного же типа, может, по мнению авторов исследования, привести к наблюдаемому соотношению химических компонентов. Предполагается зарождение расплава в зоне Беньофа и последующее его преобра-

зование по мере прохождения через вышележащие мантийные породы, а затем в земной коре. «Андезитовые магмы Анд, — заключают Р. Торп и П. Фрэнсис, — представляют собой результат сложного взаимодействия процессов парциального плавления, фракционной кристаллизации и «контаминации» на мантийных глубинах, а также контаминации и фракционной кристаллизации в коре» (Thorpe, Francis, 1979, p. 53). Повышенные содержания кремния, калия, рубидия, стронция и бария в андезитах Центральных Анд коррелируются с более высокой мощностью континентальной коры. Там же возрастают начальные изотопные отношения стронция (0,705—0,713), что служит еще одним указанием на вероятную контаминацию глубинной магмы веществом сиалической коры — при подъеме через нее (Strontium isotope . . ., 1980) или посредством захвата и переработки блоков этой коры в ходе субдукции (Klerkx et al., 1977) \*. Данные об изотопном составе свинца также указывают на связь вулканизма Анд с мантийными и внутрикоровыми источниками вещества (McNutt et al., 1979).

Происхождение риолитовых магм современного вулканического пояса Анд связывают с анатексисом сиалических пород в верхах континентальной коры. Это представление основано на особенностях химического состава и изотопных отношениях стронция, а также на петрографических данных Г. Пихлера и В. Цайля о наличии ксенокристаллов кварца и плагиоклаза. Вместе с тем отмечается тесная связь — пространственная, хронологическая и петрологическая — между магмами риолитовыми и андезитовыми.

Таким образом, основываясь на разнообразных петролого-геохимических, геологических и геофизических данных, исследователи пришли к выводу, что современный вулканизм Анд представляет собой продукт сложных и многостадийных процессов магмообразования, берущих начало в зоне Беньофа. В них вовлечены породы разных геофизических слоев: от мантийных низов литосферы до гранитно-метаморфического сиала в ее верхах.

Мы считаем, что эти представления можно перенести и на условия магмообразования под мезозойскими и раннекайнозойскими вулканическими поясами лиминарной системы Чилийско-Аргентинских Анд. При этом должны учитываться и направленные, стадийные изменения этой лиминарной системы. Хотя магматические образования ранней, поздней и орогенной стадий (см. часть I, гл. 3 и часть II, гл. 3) представлены сходными известково-щелочными сериями (см. рис. 14, I), сравнение этих серий обнаруживает закономерные изменения химического состава. Как мы уже отмечали, от серии к серии убывает железистость андезитовых пород, нарастают средние содержания кремнезема,  $K_2O$  и Sr. На диаграмме (см. рис. 14, II) мы суммировали данные Р. Мак-Натта, П. Фрэн-

---

\* Согласно К. Бруксу, Д. Джеймсу, М. Маргаритцу, Д. Уайтфорду, другая возможная причина непостоянства изотопных отношений стронция в андезитах — неоднородность и разновозрастность самой мантии под разными участками Анд.

сиса, Дж. Клеркса, М. Гальперна и других о начальных изотопных отношениях стронция. Оказалось, что эти отношения в породах ранне- и позднеандского вулканических поясов равны соответственно 0,7041—0,7059 и 0,7032—0,7057 и возрастают в породах орогенного неоандского пояса до 0,7050—0,7130. Весьма вероятно поэтому, что наблюдаемые петрохимические изменения отражают все большее участие вещества сиалической коры в процессах генерации магмы.

То обстоятельство, что в лиминарных системах процессы магнообразования, начинаясь от зоны Беньюфа, распространяются вверх до гранитно-метаморфического слоя включительно, служит вероятной причиной тесного переплетения вулканитов с комагматичными им интрузивными телами, главным образом гранодиоритового и диоритового состава. Формировались вулcano-плутонические ассоциации. В Чилийско-Аргентинских Андах эта характерная черта магматизма лиминарных систем проявилась с большой полнотой с первых же проявлений вулканизма в позднем триасе—юрe (с ними ассоциируют кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, диориты и трондjemиты с возрастом 190—147 млн. лет) и до миоцена. Тесная пространственная связь одновозрастных интрузий и вулканитов подчеркивается их согласованной миграцией с запада на восток. Коррелированность состава вулканических и плутонических элементов ассоциации таким же образом подчеркивается согласованным изменением их состава во времени.

Данные по малым элементам, предоставленные автору Х. Ойярсунном, позволили уточнить сравнение интрузивных и эффузивных пород для палеогеновой ассоциации. И те и другие обладают весьма близкими особенностями химического состава (Ломизе, 1975). Сходство подтверждено содержанием редких земель (López-Escobar et al., 1979). На непосредственном продолжении вулканического пояса в Перу Дж. Миерс, М. Бассел и другие установили признаки кристаллизации интрузий Берегового батолита на малых глубинах при непосредственной связи с вулканическими аппаратами и явлениями кальдерного проседания. Как показал У. Питчер, размещение интрузии и центров извержения подчинялось общему структурному контролю. Согласно Дж. Коббингу, количественное соотношение кислых и более основных пород в интрузиях по сравнению с вулканическими толщами смещено в направлении кислых пород. Это было обусловлено, вероятно, соответствующим различием вязкости магм.

**Лиминарные системы Кавказа.** Мезозойский Закавказский вулканический пояс, как было показано в части I, гл. 1, формировался в обстановке лиминарного типа. По тектоническому положению, размерам и палеогеографическим условиям, по составу вулканитов и поперечной петрохимической полярности, по характерно выраженной вулcano-плутонической ассоциации этот пояс выдерживает сравнение с андским эталоном и ближе всего соответствует раннеандскому типу (см. рис. 4). Господствуют известково-щелочные породы от базальтовых до риолитовых. Среди них преобладают

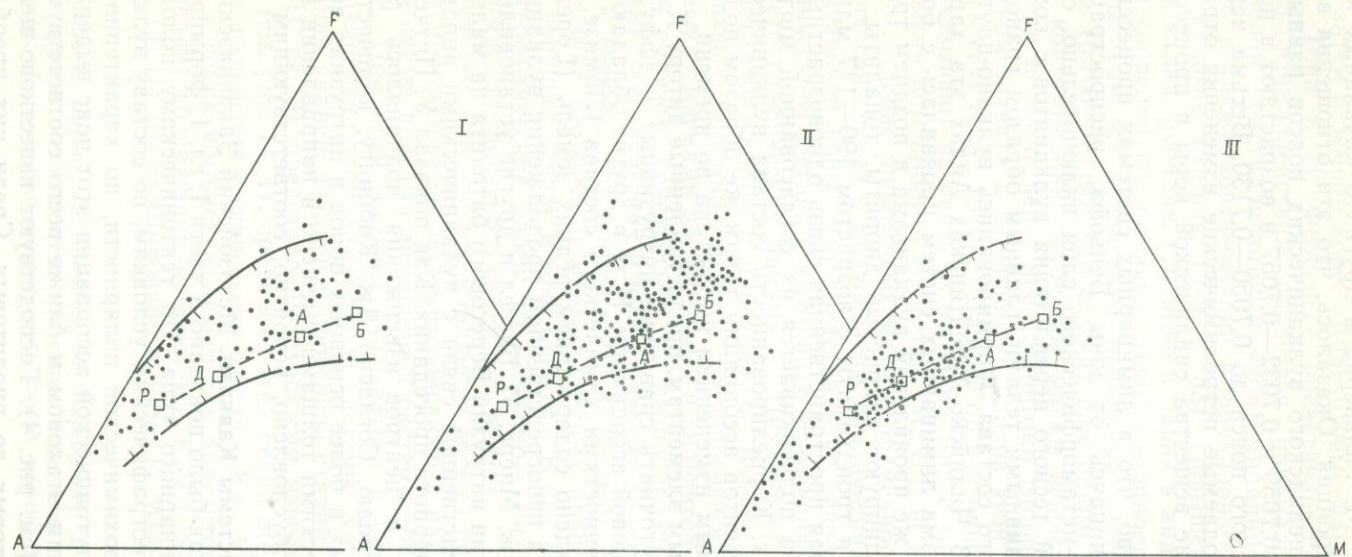


Рис. 28. Сравнение известково-щелочных серий Андского (I), Закавказского (II) и Северо-Кавказского (III) лиминарных вулканических поясов.

I — верхний триас — средний миоцен (по 88 ан.); II — средняя юра — мел (по 257 ан.); III — нижняя юра (по 164 ан.); Б, А, Д, Р — средние базальт, андезит, дацит и риолит Аанд (Dequelle, 1977). Оконтурено поле пород Андского вулканического пояса

Сравнение андезитов из вулканических поясов Кавказа и Анд, а также из известково-щелочных серий островных дуг, по малым элементам

Элементы и их отношения	Вулканический пояс		Островные дуги	Элементы и их отношения	Вулканический пояс		Островные дуги
	Закавказский	Андский			Закавказский	Андский	
Rb	88	68	30	Tm	0,35	0,27*	
K/Rb	249	335	430	Yb	2,09	1,53*	1,90
Ba	666	475	270	Lu	0,33	0,24*	0,45***
Sr	439	630	385	Th	9,24	5,10	2,20
La	30,42	23,10	11,90	Hf	3,66	4,95	2,30
Ce	65,2	42,2*	24,0	Cr	40	58	25
Nd	27,39	22,10*		V	108	135**	175
Sm	4,89	4,86*	4,69***	Sc	14,5	9,7	20,9***
Eu	1,39	1,18*	1,35***	Ni	25	27	18
Gd	4,37	3,90*		Co	9,5	13,8	17,3***
Tb	0,65	0,63*	0,82***	Cu	20,5	50,0	
Ho	0,77	0,45					

Закавказский вулканический пояс — по 2 обр. верхнемеловых андезитов из района Трабзона, по А. Пецерильо и С. Тэйлору. Андский вулканический пояс (плиоцен—антропоген) — по 2 обр. с вулканов Тупунгато и Мармолехо, по Л. Лопес-Эскобару и др. островные дуги, по П. Якешу и А. Уайту.

\* Данные по 21 обр., по Р. Торну и др.

\*\* Данные Г. Пихлера и В. Цайля.

\*\*\* Данные по 15 обр. с Хоккайдо, по И. Кацуи и др.

андезито-базальтовые и андезитовые, между тем как риолитовые локализируются в изолированных максимумах. Сходство закавказских и андских вулканитов по их щелочно-фемическим показателям иллюстрируют диаграммы на рис. 28. Сходна и зависимость содержаний окиси титана от железистости пород. Кислые вулканиты Закавказского пояса сравнительно низкокальциевые. Более полное сопоставление с андским эталоном по петрогенным элементам дано в части II, гл. I при описании непрерывных формаций. В частности, показаны общие тенденции изменения химического состава пород во времени и, что особенно важно, коррелированность этих изменений между всеми модальными группировками — от андезито-базальтовых до риолитовых. Комагматичность эффузивных и интрузивных образований Закавказского пояса убедительно доказана Р. Н. Абдуллаевым и Г. В. Мустафаевым на основании геохимических и минералогических данных.

Содержания малых элементов подтверждают высокую степень химического сходства пород из вулканических поясов Закавказской и Андской лиминарных систем, значимость которого видна при сопоставлении с аналогичными породами известково-щелочных серий островных дуг (табл. 12). Это особенно хорошо видно по содержаниям Rb, Ba, Sr, Th и др., которые, согласно П. Якешу и

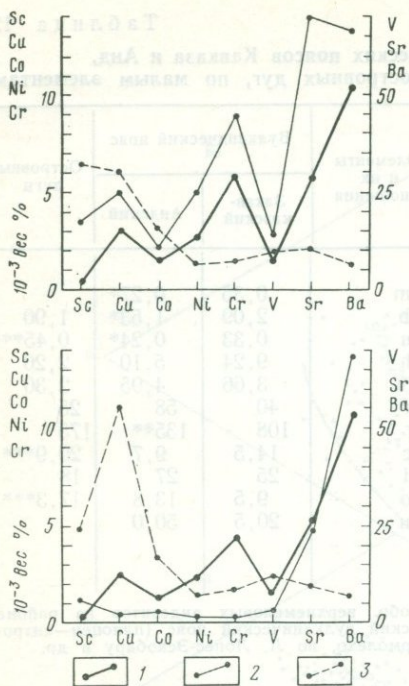


Рис. 29. Содержание малых элементов в нижнеюрских андезитах (наверху) и дацитах (внизу) Дигоро-Осетинской вулканической области Северо-Кавказского пояса (по А. А. Цветкову).

1 — андезиты (по 85 ан.) и дациты (по 210 ан.) Дигоро-Осетинской вулканической области; 2 — андезиты современных вулканов Анд (по Г. Пихлеру и В. Цайлю), дациты современных вулканов Новой Зеландии (по А. Эурерту, С. Тэйлору, А. Кэппу); 3 — андезиты и дациты Южно-Сандвичевой дуги (по Т. И. Фролову и Г. Б. Руднику)

А. Уайту (Jakeš, White, 1972), наиболее благоприятны для разграничения вулканитов окраинно-материковых и островодужных систем. Среди редких земель показательны содержания лантана и церия.

Характерный состав сложных по своей петрохимической структуре вулканических формаций и его закономерное изменение в пространстве (вкрат простирания пояса) и во времени свидетельствуют о существовании различных условий, существовавших под Закавказским и Андским вулканическими поясами в области зарождения и преобразования магматических расплавов. Вполне вероятно, что и под Закавказским поясом в мезозое существовала зона Беньофа, инициировавшая многостадийные процессы магмообразования того же типа, что и в Андах.

Вулканиты юрского Северо-Кавказского пояса в целом также сходны с андскими по петрогенным элементам (см. рис. 28) и по некоторым малым элементам (см. табл. 4, рис. 29). Однако сравнительно низкокалийевый характер пород проявился еще сильнее, чем в Закавказском вулканическом поясе, значительно выше относительная роль кислых вулканитов. Весьма неопределенно выражена поперечная петрохимическая полярность. Таким образом, характерные черты, свойственные вулканитам лиминарных систем, проявились неполно. Это соответствует неполному развитию Северо-Кавказского вулканического пояса и специфичности его палеотектонической обстановки, рассмотренной в части I, гл. 1.

### Латеральная петрохимическая полярность

Латеральная петрохимическая полярность вулканизма лиминарных и островодужных систем — особенность не только характерная, но и весьма важная для палеотектонических реконструкций. Закономерные изменения состава вулканитов вкрат прости-

ранию пояса, обнаруженные при изучении вулканов Японии, нашли выражение в схеме петрохимической зональности Х. Куно (Куно, 1966). Она получила дальнейшее развитие в работах П. Якеша, Дж. Гилла и А. Уайта, которые подробно рассмотрели латеральные изменения химического состава пород с переходом от толеитовой серии к известково-щелочной и шшонитовой (Jakeš, Gill, 1970; Jakeš, White, 1972). Эти изменения, происходящие по мере удаления от глубоководного желоба и погружения зоны Беньофа на все бóльшую глубину, обнаруживаются наиболее отчетливо и надежно по нарастанию содержаний  $K_2O$  в породах, равных по содержанию кремнезема. У. Дикинсон и Т. Хазертон установили зависимость содержаний  $K_2O$  в лавах современных островодужных и окраинно-материковых вулканов от глубины залегания зоны Беньофа и от расстояния до глубоководного желоба (т. е. до линии выхода зоны Беньофа на поверхность). Эта зависимость послужила ключом для реконструкции палеозон Беньофа под древними вулканическими поясами (Dickinson, 1973), однако точность таких построений снижается влиянием дополнительных факторов. Как показали Д. Ньельсон и Р. Стойбер, на каждом пересечении вулканического пояса действительно наблюдается положительная корреляция между содержанием  $K_2O$  и глубиной залегания зоны Беньофа. Однако при сравнении разных пересечений содержания  $K_2O$  для равных глубин могут оказаться существенно различными (Nielson, Stoiber, 1973), заметно меняясь иногда даже вдоль одного и того же вулканического пояса (Ui, Agataki, 1978). Именно этим, вероятно, определяются результаты, полученные для современных вулканов Анд: на конкретных пересечениях корреляция вполне отчетлива (Frangipane-Gysel, 1977; Thorpe, Francis, 1979), а при суммировании данных, собранных на всем протяжении Чилийско-Аргентинских Анд, она теряется, коэффициент корреляции снижается до 0,19 (Palacios, Oyarzun, 1975). Случаи, когда содержания  $K_2O$  не возрастают с погружением зоны Беньофа, немногочисленны (Johnson, 1976; Arculus, Johnson, 1978). На таких участках дополнительные факторы подавляют и искажают нормальное распределение калия.

Латеральные изменения содержания  $K_2O$  и отношений  $K_2O/Na_2O$  в вулканических поясах лиминарной системы Чилийско-Аргентинских Анд показаны на рис. 30. Поскольку в течение мезозоя и кайнозоя край континента подвергался коррозии и отступал (см. часть I, гл. 3), расстояние вулканов от синхронных им глубоководных желобов не может быть измерено. Вместо этого мы применили отсчет от современного края континента — от изобаты 2000 м (величина [d]), что позволяет в полной мере оценить относительное латеральное размещение близких по возрасту анализированных образцов.

Еще одно отличие составленных нами диаграмм — способ вычисления показанных на них содержаний  $K_2O$ . При построении графиков по методике У. Дикинсона и Т. Хазертон содержания  $K_2O$  (после пересчета анализов на 100 % безводного остатка)

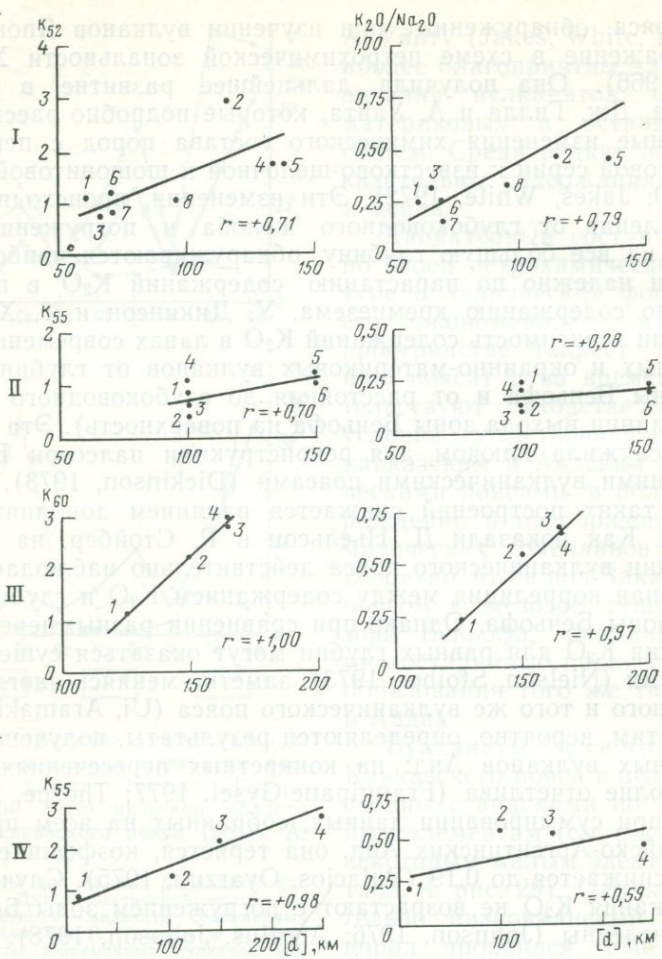


Рис. 30. Нарастание содержаний  $K_2O$  и отношений  $K_2O/Na_2O$  в вулканитах Арауканского пояса в глубь континента (I — лейас—оксфорд, II — верхний мел, III — палеоген — средний миоцен); IV — то же, для среднерорских вулканитов Закавказского пояса.

Цифры на графиках соответствуют номерам в табл. 13 и 14; [d] — расстояния до современного края континента в Андах, на Кавказе — усредненные расстояния до современного южного края Закавказской плиты

обычно приводят к их значениям в породах с содержанием  $SiO_2$  55 и 60 % ( $K_{55}$  и  $K_{60}$ ) или к 57,5 % ( $K_{57,5}$ ). Регрессионная процедура осуществляется графически на вариационных диаграммах А. Харкера. Для каждой из них берутся анализы не менее четырех образцов пород из одного вулкана. При палеовулканологическом исследовании характер исходного материала иной: как правило, мы располагаем анализами образцов, взятых в разных точках наблюдения. Для каждого такого образца регрессия  $K_2O$

на  $\text{SiO}_2$  проводилась вдоль вариационной линии с заранее установленным углом наклона. Он был получен нами как средний наклон по 12 вариационным линиям типичных известково-щелочных серий, по Т. Хазертону и У. Дикинсону, и на графике с соотношением масштабов оси ординат ( $\text{K}_2\text{O}$ ) и оси абсцисс ( $\text{SiO}_2$ ) 2:1 равен приблизительно  $13^\circ$ . Чтобы уменьшить экстраполяцию данных и связанные с ней погрешности, содержания  $\text{K}_2\text{O}$  были приведены не к стандартным значениям  $\text{SiO}_2$  (55 и 60 %), а к ближайшим (в %): 52 для лейаса—оксфорда, 54 для кимериджа—нижнего мела, 55 для верхнего мела и 60 для палеогена—среднего миоцена. Результаты, а также расстояния от места взятия образцов до современного края континента даны в табл. 13.

За исключением нижнемеловых вулканитов, во всех случаях получено закономерное нарастание содержания калия в глубь континента при коэффициентах корреляции +0,7 и более (см. рис. 30). Нарастают и отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , однако для верхнего мела зависимость выражена слабо. Нижнемеловые вулканиты, в которых корреляция оказалась нарушенной (см. табл. 13), выделяются среди остальных аномально высокими содержаниями калия, причем среди анализированных образцов оказалось много высококалийевых пород, взятых на сравнительно небольшом участке Берегового хребта близ современного края континента и, возможно, недостаточно представленных. Как в меловых, так и в палеоген-неогеновых магматических образованиях латеральное нарастание содержания калия сопровождается увеличением количества стронция и ростом отношения легких редкоземельных элементов к тяжелым (López-Escobar et al., 1979).

Латеральные изменения содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в Закавказском вулканическом поясе выявились уже при первой нашей попытке обобщения петрохимических данных. Основываясь на более полном материале, Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1977) предложили палеотектоническую оценку этих изменений в связи с реконструкцией палеозоны Беньофа. Вулканизм проявился особенно широко в средней юре и именно для этого стратиграфического интервала нами произведены расчеты (табл. 14) и построены графики (см. рис. 30) с учетом новых данных, в том числе по наиболее удаленной от фронта вулканического пояса Чегемско-Черекской вулканической области. Полученный результат еще раз убедительно подтвердил нарастание содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и отношений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в латеральном направлении при высоких коэффициентах корреляции относительно расстояния от современного южного края Закавказской плиты. Одновременно с этим закономерно (за исключением вулканитов Грузинской глыбы) снижается насыщенность пород кремнеземом: от  $Q=2,7$  в базальт-андезитовой группировке Сомхето-Карабахской зоны до  $O1=5,7$  в андезито-базальтовой группировке зоны Южного склона Большого Кавказа и до  $O1=12,0$  в тешенитовой группировке Чегемско-Черекской вулканической области. Содержания стронция в наиболее основных породах нарастают от 80—200 г/т в зоне

Латеральные вариации щелочности пород в вулканическом поясе Чилийско-Аргентинских Анд

Комплекс	№ п/п	№ обр.	Место взятия образца	Стратиграфическая единица	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	[d], км
Лейас — оксфорд, форм. № 41, базальт-андезитовая-модальная группировка (K <sub>52</sub> )	1	84	Оркон, пров. Вальпараисо	Форм. Ахиль	1,1	0,24	60
	2	65	Рио-Элки, пров. Кокимбо	Форм. Альгарробаль	2,9	0,45	115
	3	Н1—104	Ла-Игэра, пров. Кокимбо	Средняя юра	0,7	0,29	65
	4	29	Рио-дель-Трансито, пров. Атакама	Нижняя юра	1,7	0,90	135
	5	32	То же	Средняя юра	1,7	0,42	135
	6	79	Плайя-Лос-Вердес, пров. Тарапака	Форм. Калета-Лигате	1,2	0,23	70
	7	77	То же	То же	0,8	0,15	70
	8	37	Серро-Моро-де-Арика, пров. Тарапака	Форм. Камарака	1,0	0,31	95
Нижний мел, форм. № 42, базальт-андезитовая-модальная группировка (K <sub>54</sub> )	1	40	Лагуна-де-Ла-Лаха, пров. Ньюбле	Форм. Кура-Мальин	1,8	0,44	250
	2	13	Рио-Волкан, пров. Сантьяго	Форм. Рио-Дамас	1,4	0,22	200
	3	8 обр.	Ло-Прадо, пров. Сантьяго	Форм. Ло-Прадо	2,5	0,85	100
	4	BL—7a <sub>2</sub>	Кордон-де-Чакана, пров. Вальпараисо	Форм. Бета-Негра	2,1	0,56	80
	5	A—987	Эстеро Эль-Каретон, пров. Аконкагуа	То же	3,6	0,88	80
	6	A—998	То же	То же	3,3	1,11	80
	7	LCh—11	Санта-Грасия, пров. Кокимбо	Форм. Аркерос	2,9	0,78	60
Верхний мел, форм. № 43, андезитовая-модальная группировка (K <sub>55</sub> )	1	187	Ло-Прадо, пров. Сантьяго	Форм. Абанико	0,8	0,24	100
	2	189			0,4	0,12	
	3	202			0,6	0,10	
	4	214			1,07	0,19	
	5	A—208	Рио-Колорадо, пров. Аконкагуа	То же	1,13	0,20	150
	6	A—263	Серро-Альто-дель-Кобре, пров. Аконкагуа	„ „	1,07	0,18	150
Палеоген — средний миоцен, форм. № 44, андезитовая-модальная группировка (K <sub>60</sub> )	1	5 обр.	Серро-Манкеуз, пров. Сантьяго	Форм. Фарельонес	1,1	0,23	125
	2	A—347	Эстеро Сан-Франсиско, пров. Аконкагуа	То же	2,2	0,59	150
	3	A—427	Кордон-дель-Тордильо, пров. Аконкагуа	„ „	2,8	0,65	165
	4	A—393	Эстеро Тордильо, пров. Аконкагуа	„ „	2,9	0,65	165

Примечания: K<sub>52</sub>, K<sub>54</sub>, K<sub>55</sub>, K<sub>60</sub> — содержания K<sub>2</sub>O (вес. %), приведенные к 52, 54, 55 и 60 % кремнезема; [d] — расстояния от места взятия образца до современного края континента по изобате 2000 м.

Проявления латеральной петрохимической полярности  
в Закавказском вулканическом поясе для средней юры

№ п/п	№ формаций по табл. 1	Модальные группировки	Размещение формаций	K <sub>55</sub> , %	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	[d], км
1	15	Базальт-андезитовая (38 обр.)	Сомхето-Карабахская зона	0,8	0,21	10
2	13	Базальтовая (5 обр.) и андезитовая (9 обр.)	Грузинская глыба	1,3	0,57	100
3	12	Андезито-базальтовая (74 обр.)	Южный склон Большого Кавказа	2,1	0,53	150
4	4	Тешенитовая (9 обр.) и трахитовая (5 обр.)	Чегемско-Черекская вулканическая область	2,7	0,45	250

K<sub>55</sub> — средние содержания K<sub>2</sub>O из табл. 9, приведенные к 55 % SiO<sub>2</sub>; [d] — усредненные расстояния до современного южного края Закавказской плиты.

Южного склона Большого Кавказа (Ломизе, 1969) до 380 г/т в Чегемско-Черекской вулканической области (Цветков, 1977).

Структурная позиция высокощелочных пород средней юры (тешенитов и трахитов Чегемско-Черекской вулканической области) подобна размещению шошонитовых и щелочных пород неогандского вулканического пояса, где они также приурочены к небольшим разобленным участкам в тылу пояса (Dequelle, 1977) и происхождение их связывается с парциальным плавлением мантийного перидотита на некотором удалении от зоны Беньюфа (Thorge, Francis, 1979). В поздней юре такое же положение относительно Закавказского вулканического пояса занимала шошонитовая формация Грузинской глыбы (№ 14), в которой среднее содержание K<sub>2</sub>O достигает 2,23 %, а количество нормативного оливина равно 12,7 % (при среднем содержании K<sub>2</sub>O 1,16 % и Q=2,2 % в осевой части пояса).

В Северо-Кавказском вулканическом поясе, который, как мы уже отмечали, выражен не вполне характерно, латеральная петрохимическая полярность неясна. Мы можем судить о ней по содержаниям K<sub>2</sub>O, которые заметно нарастают от вулканических центров Авадхарской области, расположенных на расстоянии до 15 км от современного края плиты (K<sub>60</sub>=0,7 %, K<sub>70</sub>=0,8 %) к вулканическим центрам Карачаевской области, отстоящим на 50—80 км от современного края плиты (K<sub>60</sub>=1,4 %, K<sub>70</sub>=2,8 %). Однако при этом насыщенность кремнеземом не убывает и количество нормативного кварца почти одинаково в соответственных модальных группировках Авадхарской и Карачаевской вулканических областей: 10,2 и 10,3 % — в андезитовой и дацит-андезитовой группировках, 32,5 и 31,2 % — в риолитовых группировках (см. табл. 9). На более восточном пересечении пояса в Дигоро-Осетинской вул-

канической области нарушается и распределение  $K_2O$ : высокие содержания ( $K_{60}=1,3\%$ ,  $K_{70}=2,5\%$ ) мы находим там в непосредственной близости от современного южного края Северо-Кавказской плиты.

### Латеральная миграция вулканизма

Характерной чертой развития окраинно-материковых вулканических поясов является латеральная миграция вулканизма. Как показывает корреляционная диаграмма, составленная для мезозойско-кайнозойских лиминарных систем американского и антарктического обрамления Тихого океана (см. часть II, гл. 3, рис. 38), миграция бывала направлена в глубь континента либо в сторону океана, нередко одно из этих направлений сменялось обратным. Для лиминарной системы Чилийско-Аргентинского сегмента была характерна устойчивая, хотя и неравномерная миграция магматизма в глубь континента (К—Аг evidence ..., 1970; Vergara, 1972; Ломизе, 1975). Для гранитоидов этот процесс иллюстрирует построенная Л. Агирре и др. (Andean magmatism..., 1974) диаграмма, на которой видна смена раннемезозойских интрузий все более молодыми по мере удаления от океана (рис. 31). Так же мигрировал вулканизм, результатом чего явилась асимметрия Арауканского вулканического пояса. Как мы уже отмечали, его сравнительно простая синклиналиная структура развивалась унаследованно с юры до миоцена, но ось синклинали смещалась в восточном направлении вместе с активным вулканизмом. Возникшая в результате асимметрия запечатлена во взаимоотношениях структурных этажей вулканического пояса и в латеральных изменениях каждого из них (см. рис. 11).

Заметное смещение магматической активности в глубь континента происходило от одного этапа развития вулканического пояса к другому, а в течение каждого из этапов оно не было значительным. Особенно резкая миграция произошла в поздней юре (в арауканскую фазу) и в позднем миоцене (с наступлением неотектонического этапа). Общая величина смещения в Чилийско-

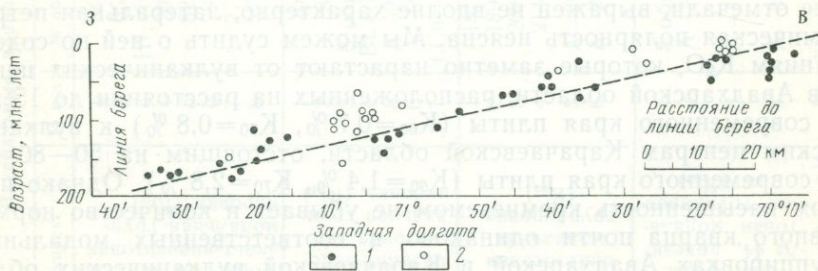


Рис. 31. Латеральная миграция интрузивного процесса, связанного с Арауканским вулканическим поясом (по Л. Агирре и др.).

Абсолютный возраст определен свинцовым (1) и калий-аргоновым (2) методами

Аргентинских Андах — около 150—200 км, что соответствует средней скорости (с начала юры до настоящего времени) около 1 мм/г. Таковы же оценки Д. Джеймса (James, 1971), Р. Мак-Натта и др. Однако, если учесть неравномерный характер миграции, эта средняя скорость не может характеризовать действительное протекание процесса, который был, по-видимому, сосредоточен в относительно коротких интервалах времени, приуроченных к тектоническим фазам, а затем надолго замедлялся.

Наиболее вероятными причинами латеральной миграции вулканизма на активных континентальных окраинах принято считать изменение наклона зоны Беньофа и скольжение магмогенерирующего участка вдоль зоны Беньофа (Lipman et al., 1971; Soney, Reynolds, 1977). Совместное влияние обеих этих причин, отразившееся в латеральной миграции вулканического пояса, изменении его ширины и преобладающего состава вулканитов (прежде всего содержания калия), убедительно интерпретировано на материале Калифорнийско-Невадского сегмента (Keith, 1978). В условиях Чилийско-Аргентинских Анд должна учитываться еще одна возможная причина относительного латерального смещения вулканических формаций. Это рассмотренная в части I, гл. 3 коррозия края континента, сопровождавшаяся придвиганием ранее сформировавшихся формаций окраинно-материкового вулканического пояса к глубоководному желобу. На этот механизм справедливо обратили внимание Р. Ратлэнд, Л. Рэймонд и С. Свенсон (Raymond, Swanson, 1980).

Как отмечалось выше, развитию вулканического пояса в лимитной системе Чилийско-Аргентинских Анд (и его миграции в глубь континента) сопутствовало возрастание содержаний  $K_2O$  в вулканитах. Однако количество данных недостаточно, чтобы для всех формаций от триасовой до позднекайнозойской нормализовать эти содержания относительно одного и того же содержания кремнезема: это сделало бы их сравнимыми и пригодными для реконструкции палеозон Беньофа и глубины их магмогенерирующего участка по методике У. Дикинсона и С. Кейта (Keith, 1978). Из имеющегося геохимического материала мы попытались использовать данные о содержаниях стронция.

Возрастание содержаний стронция по мере углубления зоны Беньофа служит одним из проявлений поперечной петрохимической полярности вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин андского типа (Lefevre et al., 1974). Статистический анализ, выполненный недавно М. Франгипане-Гизель для современных вулканитов Южного Перу, показал, однако, что коэффициент корреляции содержаний стронция и расстояний до края континента может быть очень низким. Регрессия стронция относительно глубин залегания зоны Беньофа проявляется более отчетливо. С. Харт и другие пришли к выводу, что количество стронция в андезитах нарастает пропорционально глубине залегания зоны Беньофа, приблизительно по 100 г/т на 100 км глубины. В позднекайнозойских андезитах Чилийско-Аргентинских Анд эти

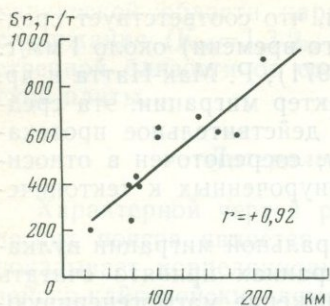


Рис. 32. Положительная корреляция содержаний стронция в позднекайнозойских вулканитах Анд (18—42° ю. ш.) и глубин залегания зоны Беньофа (Palacios, Oyarzun, 1975).

взаимоотношения проанализировали К. Паласиос и Р. Ойярсун (Palacios, Oyarzun, 1975), которые установили отчетливое (с коэффициентом корреляции 0,92) возрастание содержания стронция по мере увеличения глубин залегания зоны Беньофа (рис. 32). Ими были учтены 92 образца андезитов, собранных вдоль цепи Анд на протяжении 2700 км из вулканов, находящихся, в основном, на расстоянии 200—300 км от современного края континента. Таким образом, различие содержаний стронция в анализированных образцах отражает не столько поперечные, сколько продольные по отношению к зоне Беньофа изменения состава андезитов, связанные с выполаживанием последней по мере движения с севера на юг. При этом количество стронция нарастает приблизительно по 400 г/т на 100 км глубины, т. е. намного быстрее, чем в среднем по данным С. Харта и др.

Мы попытались сопоставить известные нам данные о содержании стронция в разновозрастных андезитах Чилийско-Аргентинских Анд на отрезке, ограниченном широтами 23—33° (провинции Антофагаста, Атакама и Кокимбо). Из табл. 15 видно последовательное нарастание содержаний стронция в андезитах с ранней

Таблица 15

Содержания стронция в андезитах на севере Чилийско-Аргентинских Анд

№ п/п	Возраст	г/т	Н, км	Место взятия образцов	[d], км
1	J <sub>1</sub>	268	(40)	23° ю. ш., в 55 км к С от Антофагасты (Halpern, 1978)	30
2	K <sub>1</sub>	350	(65)	33° ю. ш., Береговой хребет, формация Бета-Негра (Х. Ойярсун, устное сообщение)	70
3	K <sub>2</sub>	457	(100)	27° ю. ш., в 35 км к СВ от Копьяпо (McNutt et al., 1975)	110
4	N <sub>2</sub> —Q	657	140	25° ю. ш., Главный хребет, «зона F» (Palacios, Oyarzun, 1975)	230
5	N <sub>2</sub> —Q	605	160	24° ю. ш., Главный хребет, «зона E» (Palacios, Oyarzun, 1975)	320

Н — глубина до зоны Беньофа; значения для палеозон (полученные по графику Паласиоса — Ойярсуна) взяты в скобки.

[d] — расстояния до современного края континента (до изобаты 2000 м).

юры до настоящего времени. По графику регрессии содержания стронция на глубины залегания зоны Беньофа (см. рис. 32) дана оценка все возрастающих глубин. В таблице указаны также расстояния от места взятия образца до современного края континента, также последовательно нарастающие по мере миграции вулканического пояса на восток.

На профиле (рис. 33) те же данные представлены графически на фоне современного поля сейсмических очагов зоны Беньофа под рассматриваемым отрезком Анд. В соответствии с общей для всей цепи Анд закономерностью (Нануш, Ванёк, 1978), андезитовый вулканизм проявляется сейчас над асейсмичным пробелом зоны Беньофа, который трактуется как магмогенерирующий участок. Глубины, полученные по графику Паласиоса — Ойярсуна для мезозойского и раннекайнозойского андезитового вулканизма, разместились на профиле в пределах современной зоны Беньофа.

Можно полагать, таким образом, что начиная с юры, палеозона Беньофа сохраняла однообразное положение и наклон, а магмогенерирующий участок скользил вдоль нее сверху вниз и с запада на восток.

Это наблюдение, вытекающее из очень небольшого фактического материала, представляется все же заслуживающим внимания и проверки на более полных данных. Если соотношения, отраженные на рис. 33, подтвердятся, можно будет полагать, что на взятом пересечении Анд наклон зоны Беньофа ( $20\text{--}25^\circ$ ) существенно не изменялся и не был причиной латеральной миграции магматизма. Последняя была, по-видимому, почти полностью обусловлена скольжением магмогенерирующего участка сейсмофокальной зоны на глубину. Второй, но менее значимой причиной была коррозия края континента, выразившаяся опусканием и поглощением слякических бордерлендов (Ломизе, 1975). Если считать, что их ширина составляла несколько десятков километров, то коррозией континентальной окраины Чилийско-Аргентинских Анд можно объяснить не более чем пятую часть наблюдаемой латеральной миграции вулканического пояса. Судя по соотношениям на профиле (см. рис. 33), эта величина была, вероятно, даже меньше.

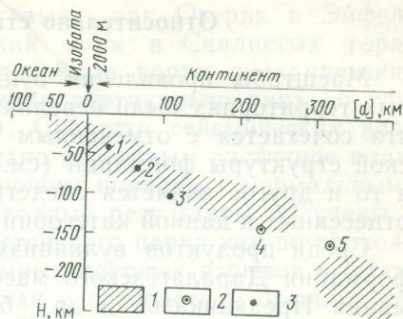


Рис. 33. Вероятное положение и перемещение магмогенерирующего участка зоны Беньофа под Арауканским вулканическим поясом (с юры до настоящего времени,  $23\text{--}33^\circ$  ю. ш.), с учетом зависимости содержания стронция в андезитах от расстояний до зоны Беньофа.

1 — размещение сейсмических очагов в современной зоне Беньофа (по У. Стаудеру, В. Ханушу и И. Ванеку); 2 — глубина залегания зоны Беньофа под позднекайнозойскими андезитовыми вулканами (см. 4 и 5 в табл. 15); 3 — магмогенерирующие участки зоны Беньофа для ранней юры (1), раннего мела (2) и поздней юры (3), получены по графику Паласиоса — Ойярсуна

## Относительно стабильные территории

Масштабы проявления вулканизма на относительно стабильных территориях были невелики. Состав вулканитов разнообразен, что сочетается с отмеченным выше разнообразием петрохимической структуры формаций (см. рис. 18, III). Можно полагать, что и то и другое является следствием тектонической неоднородности отнесенных к данной категории территорий.

Среди продуктов вулканизма различимы толентовые (юрская формация Даралагёзского массива) и оливиновые (меловая формация Предкавказья и др.) базальтоиды, которые по составу и трендам дифференциации несколько отличаются от аналогичных образований линейных зон растяжения (см. табл. 3, рис. 12, 20, 22). Есть и сложные формации известково-щелочного состава, такие как юрская андезит-риолитовая формация Предкавказья, меловая андезит-риолитовая формация Даралагёзского массива, юрская андезит-риолитовая формация Центральной Абхазии, триасовая (ладинская) базальт-риолитовая формация гор Бюкк. Данные о составе вулканитов из этих формаций, приведенные в предыдущей главе, свидетельствуют об их большом сходстве с известково-щелочными породами лиминарных систем. В качестве отличия (значимость которого недостаточно ясна) можно указать на сравнительно низкую коррелированность химического состава группировок пород в сложных формациях Даралагёзского массива и гор Бюкк (№ 23, 34). Их большая петрохимическая самостоятельность (см. рис. 17, II) может служить указанием на большую разобщенность магматических источников, чем в лиминарных системах над зоной Беньофа. Другое отличие — чисто вулканический характер формаций, в то время как для лиминарных систем характерны отчетливо выраженные вулкано-плутонические ассоциации. Наконец, ни в одном из рассматриваемых случаев при линейной конфигурации вулканической области, по-видимому, нет проявлений поперечной петрохимической полярности.

Указанные отличия все же могут оказаться недостаточными для надежного разграничения сложных известково-щелочных формаций относительно стабильных территорий и сходных с ними формаций лиминарных систем. Таким образом, наблюдается значительная конвергенция состава тех и других, хотя весьма вероятно, что степень схождения при более полной изученности окажется не столь уж высокой. Это сходство может быть обусловлено наличием в обоих случаях мощной континентальной коры в состоянии низкой проницаемости. Если в лиминарных системах сложный, многоступенчатый процесс генерации магм берет начало от зоны Беньофа, то под изолированными ареалами «внутриплитного» вулканизма можно предполагать существование в мантии локальных восходящих токов тепловой энергии и вещества. В этом нас убеждают результаты непосредственных геофизических наблюдений под такими внутриконтинентальными областями молодого вулканизма (с преимущественно известково-щелочным соста-

вом лав — от основных до риолитовых), как Овернь и Эйфель в Западной Европе, Йеллоустонский парк в Скалистых горах США. В первых двух случаях мантийные корни вулканических областей прослежены сейсмологически вертикально вниз до глубины 200—300 км (Souriau, 1979). Скорости сейсмических волн снижены таким образом, что признано вероятным частичное плавление вещества. Переход к окружающим породам с нормальными мантийными свойствами резкий. Сходные результаты получены и для вулканической области Йеллоустонского парка как по прохождению сейсмических волн от подземных ядерных взрывов в штате Невада (данные Д. Хэдли и др.), так и посредством обычных телесеизмических наблюдений (Yueg, 1979). Оконтурен цилиндрический объем глубинного вещества с пониженной добротностью, уходящий вертикально вниз до глубины 400 км. Его поперечное сечение 40×80 км наверху, 250 км на глубине 200 км, 300 км внизу. Скорости сейсмических волн снижены на 15 % в коре и на 5 % в мантии.

### Глава 3

## ВУЛКАНИЗМ КАК КРИТЕРИЙ ТИПИЗАЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Учение о геосинклиналях — один из фундаментальных разделов геологии уже с самого начала нынешнего столетия, когда Э. От положил его в основу представлений о развитии земной коры и сделал достоянием широкого круга геологов. Все эти годы на нем фокусировались новые представления, порождавшиеся достижениями геологических, петрологических и геофизических исследований; не прекращались дискуссии о содержании и объеме понятия геосинклиналь, сущности и направленности геосинклинального процесса, о современных аналогах геосинклиналей прошлого. Основные вехи в развитии учения о геосинклиналях отражены в глубоких по своему содержанию обзорах Е. В. Милановского, М. Глесснера и К. Тайхерта, М. Кэя, В. Е. Хаина и Ю. М. Шейнманна, Ж. Обуэна, Л. П. Зоненшайна (1972), К. Сю (Hsü, 1973), Г. Дотта (Dott, 1974) и др. Важной вехой явилось, в частности, становление в 60-х годах концепции новой глобальной тектоники (тектоники плит). Возникла тенденция противопоставить эту концепцию геосинклинальной, отказаться от использования геосинклинальной терминологии. Другая тенденция, которой следует автор настоящей работы, направлена на дальнейшее совершенствование учения о геосинклиналях в тесной взаимосвязи с общим развитием современных геотектонических представлений (Mitchell, Reading, 1969; Dewey, Bird, 1970; Dickinson, 1971; Cobbing, 1978; Wang, 1979; Океаны и ..., 1971; Хаин, 1974; Книппер, 1979). Еще в середине

60-х годов Ж. Обуэн отмечал, что «... понятие геосинклинали является понятием геологическим, т. е. историческим. Оно фиксирует события не только в определенный данный момент, но вскрывает их будущее развитие и прошлую их последовательность. Поэтому нельзя заменить его понятием, основанным на познании современных явлений, изученных либо непосредственно по океанографическим исследованиям, либо косвенно по геофизическим данным» (Обуэн, 1967, с. 7).

«Появление новых идей в геотектонике, — пишет В. Е. Хаин (1974, с. 18—19), — осознание ею глобальной взаимосвязи тектонических явлений не лишило учение о геосинклиналях его фундаментального значения в геологии, но заставило пересмотреть многие положения этого учения, заметно углубив наши представления о сущности геосинклинального процесса».

Разнообразие областей, относимых к категории геосинклиналей, и необходимость их типизации определились уже в 20—30-х годах. Одной из первых была известная классификация Ч. Шухерта, учитывавшая в первую очередь структурное положение геосинклиналей относительно края континентов. Первые развернутые классификации, основанные на большем числе признаков и сохраняющие свое значение до настоящего времени, были предложены Г. Штилле и М. Кзем. Дальнейшая разработка вопросов типизации геосинклиналей и их номенклатуры дана в многочисленных публикациях последующих лет, в их числе работы Ф. Уэлса, А. В. Пейве, и В. М. Синицына, М. В. Муратова, Н. А. Богданова, Д. С. Харкевича и В. Н. Москалевой, К. Крука, А. Митчелла и Х. Ридинга, Ю. М. Пущаровского, В. Е. Хаина, К. В. Боголепова, Р. Дитца и Дж. Холдена, В. В. Белоусова, Г. М. Власова и М. И. Попковой, А. Л. Книппера. Она отражает как неуклонное расширение знаний о геосинклиналях разных регионов и разного возраста, так и изменение подхода исследователей к поставленной задаче. Все заметнее стремление исходить из актуалистических аналогий, а также из представлений о формировании и преобразовании земной коры в ходе геосинклинального процесса.

Еще С. Н. Бубнов (1934) подчеркивал что, определение крупных структурных единиц земной коры по особенностям их магматизма может оказаться даже более четким, чем на основании чисто тектонических признаков. Начиная с классификации Г. Штилле, магматизм используется в качестве одного из главных критериев типизации геосинклиналей. В современных классификациях магматизму — его интенсивности, а также геохимическим и петрографическим характеристикам продуктов кристаллизации магмы — придается все большее значение. Отмечая эту тенденцию, Г. П. Леонов (1974, с. 26) убедительно формулирует ее причины: «...магматическая деятельность занимает особое место в двух отношениях. Во-первых, она в равной мере легко устанавливается как в геологических разрезах, так и непосредственно в современную нам эпоху и, следовательно, может изучаться как историко-геологически, так и актуально-геологически. Во-вторых, магматическая дея-

тельность — это процесс, зарождающийся на значительной глубине, проникающий через всю земную кору и тем самым связывающий явления, наблюдающиеся на поверхности, с глубокими недрами Земли». Все это относится в первую очередь к вулканическим проявлениям магматизма, т. к. именно вулканические формации могут изучаться в наши дни *in statu nascendi*, в тесной увязке со всей совокупностью геофизических, геологических и физико-географических данных. Материал, изложенный в предыдущих главах, позволяет рассмотреть ряд аспектов использования вулканизма в качестве критерия типизации геосинклиналей.

### Проблема разграничения энсиматических и энсиалических геосинклиналей

В первоначальном понимании Дж. Холла и Дж. Дэна геосинклинали — мелководные прогибы, которые размещались в пределах континентальных площадей; в ходе их развития происходили лишь утолщение и консолидация континентальной коры. Дж. Дэна писал: «Каждая эпоха горообразования заканчивалась присоединением приподнятых, утолщенных и консолидированных участков к относительно жесткой части континентальной коры» (Dana, 1873, p. 171, цитирую по Dott, 1974, p. 4). Иначе расценивал геосинклинали Э. Ог, считая их глубоководными прогибами между континентальными массами и проводя аналогию с современным Атлантическим океаном. Впоследствии, начиная уже с Ч. Шухерта, большинство исследователей исходило из возможности заложения геосинклиналей как на континентах, так и рядом с ними. Так, согласно А. Д. Архангельскому (1947, с. 363), «... все разнообразие геосинклиналей континентальной части земной поверхности сведется всего к двум типам, из которых первый можно назвать внутриконтинентальным, а второй — крайним или краевым. К третьему типу геосинклиналей относятся те, которые расположены в пределах океанических областей и которые можно назвать океаническими». «Главнейшим отличием их является различный вещественный состав земной коры, в которой они заложены».

Вплоть до настоящего времени геосинклинали, развивавшиеся на коре континентального и океанического типа нередко так и называют континентальными и океаническими (Пушаровский, 1972), близким по значению является подразделение геосинклиналей Д. С. Харкевичем и В. Н. Москалевой на салические (верхоянского типа) и фемические (уральского типа). Однако еще точнее отражают суть различий термины энсиалическая геосинклинали и энсиматическая геосинклинали, предложенные в 1949 г. Ф. Уэлсом в кратких тезисах его доклада на собрании Геологического общества США (Wells, 1949) и с тех пор получившие широкое распространение главным образом в иностранной, но также и в русской литературе.

С развитием представлений о формировании океанической коры на дивергентных границах литосферных плит и континентальной коры — на конвергентных границах, стал возможным и принципиально новый подход к рассматриваемому вопросу. «Следует отказаться от стереотипа, что геосинклинали закладываются на какой-то коре: континентальной или океанической, — пишет Л. П. Зоненшайн (1972, с. 219). . . Они возникают в пределах литосферы вне зависимости от ее типа. В них самих создается новая кора, в частности океаническая». Признавая правомочность такого подхода мы считаем, однако, что он касается лишь способа заложения геосинклинали (посредством раздвига коры того или иного типа), но не снимает вопрос о характере субстрата, на котором происходило накопление осадочных и вулканических серий геосинклинали. На любом участке геосинклинали в период ее заполнения такой субстрат уже существовал, независимо от способа и времени его образования.

Определение фундамента геосинклиналей представляет собой сложную и не всегда разрешимую задачу. «. . . Нельзя не признать, нам кажется, что надежными методами диагностирования характера коры под геосинклиналями геологического прошлого геология пока не располагает, — отмечает Г. П. Леонов (1974, с. 28). . . В связи с этим все соображения на этот счет являются гипотетическими». Отражая сложность и трудность задачи, это высказывание представляется все же чрезмерно скептическим и недооценивает возможности, которыми располагают методы исследования геосинклинальных комплексов — прежде всего геологические и петрологические. Эти возможности, обзор которых дал Дж. Хельвиг в докладе на симпозиуме по современной и древней геосинклинальной седиментации (Helwig, 1974), продолжают расширяться.

Среди геологических признаков решающее значение имеют: для энсиалических геосинклиналей — факты стратиграфического налегания геосинклинальных серий на сиалический фундамент; для энсиматических геосинклиналей — современная трактовка офиолитовых ассоциаций как закономерно построенных стратифицированных разрезов, которые, как это показали, в частности, Г. Дэвис, И. Гэсс, Дж. Максвелл, А. В. Пейве, Р. Колман, Э. Мурс и Э. Джексон, А. Л. Книппер, Н. Кристенсен и другие, сопоставимы с современной корой океанического типа. В сложно построенных геосинклинальных складчатых сооружениях использование этих признаков сопряжено с трудностями и однозначное решение возможно не всегда. Примером могут служить взаимоотношения блестящих сланцев, гранито-гнейсовых «ядер Пеннинских покровов» и офиолитов в Пьемонтской зоне Альп. Предположение об океаническом характере субстрата иногда основывается на появлении в осадочных породах продуктов разрушения офиолитов, выведенных при сжатии геосинклинали в сферу размыва. Именно так истолковал М. Мишик наличие гальки серпентинитов, глаукофановых сланцев и соответствующих минеральных зерен в альб-маастрихтских обломочных породах Пьенинской зоны Карпат.

Некоторое представление о мощности коры дает степень глубокowodности геосинклинальных осадков. Могут учитываться также интенсивность и стиль тектонической деформации геосинклинальных толщ, которые меняются от германотипных структур на мощной коре лиминарных систем до альпийнотипных структур, возникающих при сжатии прогибов с утоненной корой и до хаотических структур меланжа в офиолитовых прогибах. В этом ряду параллельно с усложнением структуры меняется характер эпигенетического преобразования вулканитов, появляется и нарастает их региональный метаморфизм.

Из числа рассматриваемых в настоящей работе геосинклинальных прогибов для многих вопрос о характере субстрата может быть решен на основании указанных выше геологических взаимоотношений и признаков. Хорошо известен по выходам на поверхность сиалический фундамент Андской и Закавказской лиминарных систем. Преобладание мелководно-морских фаций (а нередко встречаются и континентальные) указывает на большую мощность коры, тектоническая структура весьма проста. Энциматический характер Севанского и Вединского прогибов Малого Кавказа доказывается наличием фрагментов полно и типично развитого офиолитового субстрата, вовлеченного в тектонические покровы и меланж. В других случаях — в Бзыбско-Казбекском прогибе Большого Кавказа, Раховско-Северинском прогибе и прогибе Металлифери в Карпатах — наблюдаемых геологических взаимоотношений недостаточно. В этих прогибах относительная глубокowodность осадков, а также сжатая складчатая и покровно-складчатая структура свидетельствуют, вероятно, о небольшой мощности коры, но вопрос об ее составе не может быть решен непосредственно.

Именно в таких случаях важным указанием на характер подстилающего геосинклиналь субстрата могут послужить особенности состава вулканитов. Их зависимость от мощности и строения земной коры становится все более определенной благодаря расширению петрохимического и изотопного исследования продуктов современного вулканизма в районах с различным типом коры.

**Главные типы магм и строение земной коры.** Закономерная связь между распространением магм того или иного состава и типом земной коры широко известна, ее значение убедительно показано в работе А. А. Маракушева и др. (Магматизм..., 1977), где магматические серии подразделены на две группы: серии, распространенные независимо от строения и типа земной коры (на континентах и в океанах), и серии, ограниченные только областями развития сиалического слоя земной коры. Мы касались уже этого вопроса в разделе об условиях формирования главных типов исходных магм (см. часть II, гл. 1), где отмечалась универсальность распространения толеит-базальтовых и оливин-базальтовых вулканитов и в противоположность им тесная связь известково-щелочных риолитов и дацитов с корой континентального типа. Согласно Г. Джоуплину (Joplin, 1968), шошонитовые магмы также не встречаются вне областей развития континентальной коры.

Большой интерес представляют наблюдения в островодужных и лиминарных системах, где вулканизм развивается над зоной Беньофа. В зависимости от типа коры, под которую погружается сейсмофокальная зона, магмы поступают на поверхность в разных сочетаниях и разных количественных соотношениях (Jakeš, White, 1972; Miyashiro, 1974). В энсиматических островных дугах проявляются толеит-базальтовая и известково-щелочная серии, доминирует первая; в энсиалических — толеит-базальтовая, известково-щелочная и шошонитовая, преобладает вторая, и ее относительная роль нарастает по мере увеличения мощности коры. Дальнейшее развитие той же тенденции наблюдается на активных окраинах андского типа с их мощной континентальной корой: островодужные толеиты там практически отсутствуют, почти исключительным развитием пользуется известково-щелочная серия, ей сопутствует шошонитовая. Согласно данным А. Миясиро, продукты извержения известково-щелочной магмы составляют всего лишь 0—14 % в энсиматических дугах, их доля возрастает до 50—70 % в дугах энсиалических и до 82—95 % на окраинах андского типа. Одновременно меняется и кремнекислотность известково-щелочных магм: в первом случае они базальтовые и андезитовые, во втором и третьем — преимущественно андезитовые, а также дацитовые и риолитовые.

**Особенности химического состава вулканитов.** Чем точнее становятся применяемые в геохимии аналитические методы, тем очевиднее, что особенности состава магм того или иного типа чутко реагируют на конкретные условия генерации и подъема расплавов, в том числе на мощность и строение земной коры. Именно поэтому возможность использования при палеовулканологических и палеотектонических исследованиях таких известных петрохимических эталонов, как средние составы, по Р. Дэли или по С. Р. Нокколдс, все более ограничивается. Так, например, стало необходимым и реальным различать среди толеитовых базальтов абиссальный океанический тип, островодужный тип, тип окраинных морей, континентальный тип, намечается и дальнейшая детализация. Даже геохимические эталоны островодужных вулканитов по П. Якешу и А. Уайту (Jakeš, White, 1972), нашедшие широкое применение, уже недостаточно конкретны для региональных исследований, так как в них суммированы без разделения данные по вулканитам энсиматических и энсиалических островных дуг, существенно различающимся петрохимически.

Для разграничения энсиалических и энсиматических геосинклиналей особенно важны различия в содержании петрогенных и малых элементов, а также изотопии стронция между континентальными и океаническими толеитами; между известково-щелочными вулканитами лиминарных систем (и энсиалических островных дуг) и островных дуг энсиматического типа (Lefevre et al., 1974; Miyashiro, 1974; Deruelle, 1977; Klerkx et al., 1977; López-Escobar et al., 1977; Кузьмин, Пополитов, 1978); между риолитами (и дацитами) корового происхождения и кислыми дифференциатами

мантйных базальтовых магм (по Р. О'Нионсу и К. Гронвольду, А. А. Маракушеву и Е. Б. Яковлевой, А. И. Полякову).

На примере вулканитов Андской и Закавказской лиминарных систем, для которых геологически установлена энсиалическая природа и есть необходимые геохимические данные, видно, что они вполне соответствуют своим энсиалическим эталонам, заметно отличаясь от аналогичных пород энсиматических островных дуг (см. табл. 8, 9, 12; рис. 14). Более того, согласно П. Фрэнсису, С. Морбату и др., в Центральных Андах при прослеживании андезитов на площади рост содержания кремния, калия, рубидия, стронция и бария, а также начальных изотопных отношений стронция, непосредственно коррелируется с увеличением мощности сиалической коры. На менее полном материале те же черты сходства и различия получены и для юрских вулканитов Северо-Кавказского пояса (см. табл. 4, 6; рис. 29). Подобным же образом вулканические серии Севанского и Вединского офиолитовых прогибов, на энсиматический характер которых указывает наличие фрагментов офиолитового субстрата, обнаруживают особенности химического состава, свойственные продуктам современного вулканизма структурных зон с корой океанического типа. Если, вслед за А. Грубичем, интерпретировать комплекс Дели Иован в Восточной Сербии как полную офиолитовую ассоциацию, то южную часть Раховско-Северинского прогиба можно предполагать энсиматической.

В целом ряде случаев для геосинклинальных прогибов, рассматриваемых в настоящей работе, характер субстрата не устанавливается прямыми геологическими наблюдениями, однако может быть определен предположительно с учетом особенностей состава вулканитов. Таковы Бзыбско-Казбекский прогиб Большого Кавказа, прогибы Раховско-Северинский и Металлифери в Карпатах. Как мы уже отмечали выше, признаком небольшой мощности коры под этими прогибами служит преобладание в них глубоководных осадков. Представляется наиболее вероятным, что под Бзыбско-Казбекским прогибом была утоненная континентальная кора. Мы судим о ней по отдельным поднятым впоследствии массивам докембрийского сиалического фундамента (таким как Адайхохский, Дарьяльский), которые пронизаны многочисленными дайками диабазов, составляющих местами 20 % и более от общего объема. В то же время нет никаких выступов пород офиолитовой ассоциации, которые можно было бы считать отторженцами коры океанического типа. Важным указанием на наличие в разрезе коры гранитно-метаморфического слоя служит развитие нескольких ареалов кислого вулканизма с известково-щелочным характером магм и признаками анатектического происхождения или по крайней мере значительной ассимиляции пород сиалической коры (формации № 7б, 10; см. табл. 6, 7, 11, рис. 25). Мощные нагромождения риолитовой пирокластики — как в северо-западной части прогиба (серия Гойтх), так и на востоке (туфы Дид-хеви) — свидетельствуют о высокой флюидности расплавов, встречаются ксенокристаллы силлиманита, оплавленные фрагменты кварцевых жил. Наличием

сиалической коры и прохождением через нее толеитовой магмы можно объяснить особенности базальтоидов, излившихся на всем протяжении геосинклинального прогиба: их повышенную калие-ность и глиноземистость (формации № 7а, 7б, 8, 9; см. табл. 3, 4, 7, 11). Показательно, что по содержанию калия (0,32—0,47 %  $K_2O$ ) и ряда малых элементов эти базальтоиды занимают положение промежуточное между толеитами океаническими и континентальными (см. рис. 13), однако содержания рубидия, стронция, а также отношения  $K/Rb$ ,  $Rb/Sr$  сохраняются на уровне, соответствующем океаническим толеитам (см. рис. 19). Исходный расплав претерпел наибольшие изменения в северо-западной части прогиба, где доступ базальтовой магмы к поверхности был затруднен, взаимодействие с породами сиалической коры оказалось особенно активным и сопровождалось зарождением крупных внутрикоровых риолитовых очагов. Вся сумма признаков позволяет считать Бзыбско-Казбекский прогиб энсиалическим, возникшим в результате растяжения и утонения континентальной коры. На профиле (см. рис. 3), где показаны современные мощности «гранитного» слоя, по И. А. Резанову и В. И. Шевченко, видно, что даже после фаз сжатия, завершивших развитие геосинклинали, «гранитный» слой под ней остался утоненным.

Вопрос о составе коры под Раховско-Северинским прогибом и прогибом Металлифери решается менее определенно, поскольку там нет ни выступов основания, ни проявлений анатектических кислых магм. В первом из этих прогибов состав толеитовых базальтов к моменту их выхода на поверхность приобретал те же черты аномальности, что и на Северо-Западном Кавказе (см. табл. 10). Среднее количество  $K_2O$  достигает 0,96 %, глиноземистость — 16,76 %, высоки содержания бария и стронция. На путях подъема исходный расплав дифференцировался вплоть до появления трахитов, характерны порфиновые выделения. И, хотя в петрохимической структуре базальт-трахитовой формации Раховско-Северинского прогиба (№ 24) есть некоторое сходство с базальт-трахитовой формацией Севанской и Вединской офиолитовых зон, мы все же предполагаем, что этот прогиб подстилался скорее всего утоненной континентальной, а не океанической корой.

Особенно спорной представляется природа субстрата прогиба Металлифери. В целом ряде публикаций авторы, в том числе Н. Герц и Х. Саву, М. Бляху, исходят из наличия в нем офиолитовой ассоциации и даже отмечают ее «знаменательное сходство с офиолитами Северных Динарид Югославии». Однако знакомство с геологическими описаниями, по В. Яновичу, И. Бербельяку и др., не создает уверенности в существовании развитого офиолитового комплекса, который можно было бы уподобить разрезу коры океанического типа. На поверхности представлена только мощная толща базальтоидов. Габброиды залегают в ней в виде небольших интрузивных тел, в которых, как это описано в ущелье Подишоаре, наблюдаются структурные взаимопереходы между габбро, долеритами и базальтами, а также переходы к мелагаббро и пироксени-

там. В других интрузивных телах, как, например, в Рошиа-Нуэ, столь же локально обособляются и перидотиты. Таким образом, не может считаться доказанным наличие под базальтами габбро-перидотитового субстрата, тем более, что для краевых частей того же прогиба указывается налегание базальтоидов непосредственно на доальпийский кристаллический фундамент. В петрохимическом отношении базальтоиды прогиба Металлифери — толеиты, которые по содержанию  $K_2O$  (в среднем 0,82%) близки к континентальным (формация № 28, см. табл. 3), по рубидий-стронциевому отношению являются промежуточными между континентальными и океаническими, а по начальному отношению изотопов стронция (0,7031) значительно ближе к последним (см. рис. 13). Исходя из этих особенностей состава допустимо предположение, что развитие прогиба Металлифери происходило в обстановке интенсивного растяжения, которое определяло сильное утонение сиалической коры и свободный подъем мантийной толеит-базальтовой магмы, сохранившей многие черты океанической «примитивности». Такое же предположение можно высказать и в отношении глубоководного прогиба, откуда были шарьированы толеитовые базальты и габбронды формации Дарно — Бюкк — Рудобаня (формация № 35, см. табл. 3).

## Вулканизм и определение понятия эвгеосинклиналь

Термин эвгеосинклиналь был впервые предложен Д. Н. Соболевым в 1935 г. для обозначения всех «собственно геосинклиналей», которые он противопоставил «шельфовым и материковым прогибам». Однако работа Д. Н. Соболева осталась малоизвестной, и мы узнали о ней лишь благодаря специальному исследованию Г. П. Хомизури, опубликованному в «Очерках по истории геологических знаний». Уже несколько лет спустя тот же термин был вновь сконструирован Г. Штилле и с тех пор прочно вошел в геологический лексикон. По определению Г. Штилле, «эвгеосинклинальные зоны — более подвижные зоны геосинклинальных систем, обычно прежде всего вовлекаемые в складчатость. Для них характерны начальный магматизм и вообще плиомагматическое развитие». «Начальный магматизм — в большинстве случаев основной (офиолитовый), но при особых условиях также средний или даже кислый магматизм ортогеосинклиналей» (Штилле, 1964, с. 268, 272).

Как справедливо подчеркивает К. Сю (Hsü, 1973), геологическое содержание, которое вкладывал Г. Штилле в понятие об инициальном магматизме и условиях его проявления, находилось в приемственной связи с представлениями Г. Штейнманна и Э. Зюсса об офиолитах, как магматических образованиях, сочетающихся с глубоководными осадками в прогибах океанического типа. «...Большая подвижность, т. е. относительно быстрое опуска-

ние, связанное с деятельным вулканизмом и появлением специфического ряда основных зеленокаменных пород, представляет собой, несомненно, характерную черту истории геосинклиналей до образования складок», — читаем у С. Н. Бубнова (1934, с. 144). Объясняя необходимость расширения понятия офиолитовый магматизм до понятия инициальный магматизм Г. Штилле писал: «... в примерно равных условиях и часто совместно с типичными офиолитовыми породами встречаются более средние и даже кислые типы пород, причем последние часто представляют собой продукты дифференциации расплава, порождающего и основные породы» (Штилле, 1964, с. 212; разрядка автора). Именно такими быстро опускавшимися раннегеосинклинальными прогибами с базальтовым и сопутствующим ему более кислым вулканизмом были в понимании Г. Штилле эвгеосинклинали Кордильер и Анд, на которых в значительной степени основывалось выделение этой категории геосинклинальных структур.

С тех пор прошло 40 лет, и мы знаем, что такая трактовка мезозойского вулканизма Кордильер и Анд была не только упрощенной, но и ошибочной. Офиолиты и проявления глубоководного толент-базальтового вулканизма играют там подчиненную роль и локализуются в определенных, сравнительно узких зонах, в то время как основная масса вулканитов — и по объему и по площади распространения — представлена мелководно-морскими, а иногда и континентальными известково-щелочными сериями, варьирующими по составу от высокоглиноземистых базальтов до риолитов, с преобладанием андезитовых членов. Палеотектонически их трактуют сегодня как формации активных континентальных окраин андского типа и островных дуг.

Неудивительно, что уже М. Кэй, который использовал в своей классификации и терминологию Г. Штилле, вкладывал в понятие эвгеосинклиналь существенно иное содержание: «Особенности географического положения и геологического строения этих геосинклиналей имеют много общего с дугами вулканических и тектонических островов современной Индонезии и Вест-Индии». . . «Современная Алеутская дуга имеет генетическую связь с очень древним эвгеосинклинальным поясом и представляет собой недоразвившийся реликт пояса, который на юго-востоке перешел в более поздние стадии своего развития» (Кэй, 1955, сс. 104, 112). В отношении состава вулканитов он пояснял: «Лавы основного и среднего состава преобладают над кислыми, хотя в местных разрезах может получить преобладание любой из трех типов» (там же, с. 105).

Так начался не прекращающийся до настоящего времени разноречивый в толковании понятия эвгеосинклиналь и его применении. В основе разнотолков лежит, на наш взгляд, расхождение между тем содержанием, которое вкладывал в это понятие Г. Штилле, и реальными чертами тектоники и магматизма тех областей, которые были использованы в качестве образца эвгеосинклиналей. Одни исследователи понимают эвгеосинклиналь как синоним офиолитового прогиба (Hsü, 1973), другие (например, Ж. Обуэн,

М. В. Муратов) используют этот термин для обозначения любого раннегеосинклинального прогиба с преимущественно базальтовым вулканизмом, третьи — для совокупности структур активных континентальных окраин как западнотихоокеанского, так и андского типа (Книппер, 1979), четвертые присоединяют сюда и все области абиссальных равнин океана, срединно-океанических и континентальных рифтов (Dewey, Bird, 1970). Предлагается называть эвгеосинклинальными зоны, которые начинают свое развитие как офиолитовые прогибы или океаны, а заканчивают в режиме островных дуг (Океаны..., 1971, Зоненшайн, 1972; Ханн, 1974; Wang, 1979). Наконец, рекомендуется выделять эвгеосинклинали, руководствуясь относительным количеством вулканитов в геосинклинальном разрезе, независимо от их состава и особенностей тектонической обстановки (Пушаровский, 1972). Таким образом, изначальная неопределенность понятия эвгеосинклиналь возросла до такой степени, что его применение без дополнительных пояснений стало невозможным. Кроме того, возникает сомнение в целесообразности использования термина эвгеосинклиналь в качестве синонима других, более однозначных терминов или же для обозначения совокупности различных и даже асинхронных тектонических образований.

#### **Эвгеосинклинали как линейные зоны растяжения с толеит-базальтовым вулканизмом**

Руководствуясь указанными выше соображениями, мы считаем желательным ограничить объем понятия эвгеосинклиналь. При любом его толковании исследователи единодушно признают магматизм неотъемлемой и характерной чертой развития эвгеосинклиналей. Поэтому, пересматривая применение этого термина, мы обращаемся к особенностям состава магм как к одному из ведущих признаков. Среди разнообразия магматических проявлений в областях, которые называют эвгеосинклиналями, отчетливо проступают два главных петрохимических типа: толеит-базальтовой и известково-щелочной (преимущественно андезитовой). Первый тяготеет к линейным зонам растяжения земной коры, второй — к областям развития глубинных зон Беньофа. Поэтому задача ограничения понятия эвгеосинклиналь может быть сведена к дилемме: какую из этих двух тектонических областей, развивающихся в различных геодинамических режимах и связанных с проявлением разных типов магм, целесообразно и далее именовать эвгеосинклиналями, используя для другой иные, по возможности конкретные термины. Мы предлагаем сделать выбор в пользу прогибов в линейных зонах растяжения с толеит-базальтовым вулканизмом. Во-первых, как следует из вышесказанного, именно такое решение приблизит нас к первоначальному пониманию эвгеосинклиналей, по Г. Штилле. Во-вторых, для вулканически активных систем, развивающихся над зонами Беньофа, существуют более определенные тектонические термины, такие как островная дуга и лиминарная система. К вопросу о соотношении эвгеосинклиналей (в предлагаемом понима-

нии) с островодужными системами и океанами мы еще вернемся ниже.

В рассматриваемых нами геосинклинальных областях линейные зоны растяжения с толент-базальтовым вулканизмом проявились достаточно представителью. Как отмечалось в гл. 2, все они, за исключением дайковых поясов, были выражены глубокими геосинклинальными прогибами, в том числе офиолитовыми. В разделе о разграничении энсиматических и энсиалических геосинклиналей мы показали, что в одних случаях под этими прогибами реконструируется (с той или иной степенью уверенности) кора континентального типа, скорее всего утоненная (под прогибами Бзыбско-Казбекским, Раховско-Северинским, Металлифери), в других — новообразованная кора океанического типа (под Севанским и Веддинским прогибами). Эти два варианта соответствуют двум способам реализации растягивающих напряжений, и в перечисленных прогибах проявляются самостоятельно. Однако пример Красного моря убеждает в том, что они могут, по-видимому, осуществляться и последовательно. Как отмечали еще Дж. Дьюи и Дж. Берд (Dewey, Bird, 1970), за утонением континентальной коры (pecking) могут следовать ее разрыв и раздвиг. В любом случае, как пишет М. В. Муратов, «...наиболее удовлетворительным объяснением всего комплекса... явлений оказывается гипотеза растяжения земной коры в эвгеосинклинальных прогибах на всю ее глубину, до поверхности мантии» (Муратов, 1971, с. 9).

Есть основания полагать, что среди эвгеосинклиналей (*sensu stricto*) не только энсиматические (в первую очередь офиолитовые прогибы), но и энсиалические пользуются широким распространением. На это указывает высокая встречаемость свойственной последним петрохимической разновидности толентов базальтов, в которых несколько понижена насыщенность кремнеземом, повышена глиноземистость, а содержания калия (и некоторых других элементов) варьируют в диапазоне между низкокалиевыми океаническими и высококалиевыми континентальными толентами (Ломизе, 1969; Фролова, Гущин, 1979). На наличие таких геосинклиналей в палеозоидах Западной и Центральной Европы и на Большом Кавказе указал В. Е. Хаин\*, который выделил в качестве самостоятельного типа «геосинклинали, развивающиеся целиком или основной своей частью на континентальной коре, во внутренних зонах утоненной, раздробленной и обладающей повышенной проницаемостью для базальтовой магмы подкорового происхождения. Для ранней стадии развития подобных геосинклиналей исключительно характерной является не офиолитовая, а сланцево-диабазовая ассоциация» (Хаин, 1974, с. 10). С процессом двух- и трехкратного утонения континентальной коры в результате ее рас-

---

\* В. Е. Хаин называет такие прогибы мезогеосинклиналями, считая, что по ряду признаков они занимают промежуточное положение между эв- и миеосинклиналями.

тяжения связывают А. Шенгёр и О. Моно образование современных и древних «сиалических океанов» (Sengor, Monod, 1980).

Все три прогиба, отнесенные нами к данной категории (Бзыбско-Казбекский, Раховско-Северинский и Металлифери) представляли собой глубоководные бассейны с мощным осадконакоплением, развитие которых завершилось формированием сжатой линейной складчатости с одно- или двусторонней вергентностью. В первых двух прогибах осадочный материал резко преобладает над вулканическим, который приурочен главным образом к нижней части разреза; наряду с базальтами встречаются кислые вулканиты, связанные с локальными внутрикоровыми очагами. Осадочные образования в Бзыбско-Казбекском прогибе представлены аспидной и аспидно-граувакковой формациями, а также небольшими по мощности, но вполне типично выраженными пачками терригенного флиша. В Раховско-Северинском прогибе, более позднем по своему заложению, терригенный флиш преобладает, а в низах разреза появляются пелитоморфные известняки. В заполнении прогиба Металлифери, напротив, ведущую роль играли вулканиты, а осадочный материал представлен лишь прослоями радиоляритов, аргиллитов, а в верхах разреза — также и известняков. Продолжительность развития этих прогибов — несколько десятков миллионов лет.

Толент-базальтовый состав мантийных магм и характер осадочных формаций наряду с общей палеотектонической и палеогеографической обстановкой отличают энсиалические эвгеосинклинали от таких магматически активных линейных зон растяжения как континентальные рифты с их преимущественно оливин-базальтовым вулканизмом. Однако обособленность этих тектонических категорий, по-видимому, не должна переоцениваться, поскольку известно немало случаев, когда раскрытию глубоководных прогибов предшествовала подготовительная континентальная стадия с режимом рифтового типа. О том же свидетельствуют проявления оливин-базальтового вулканизма во флишевых трогах. Такие случаи были рассмотрены нами на примере сравнительно поздних Силезского и Новороссийского прогибов (формации № 19, 25); вероятная причина появления небольших количеств оливиновых базальтов и тешенитов — снижение активности магмогенерирующей астеносферы, уменьшение относительного объема базальтовых выплавов и соответствующее нарастание их щелочности и недосыщенности кремнеземом.

### Офиолитовые прогибы

Современное понимание офиолитов восходит к работам Г. Штейнманна, который определил их как естественную ассоциацию серпентинитов, габбро и диабазов — спилитов. Особенно большой интерес проявляется к этой триаде в последнее десятилетие в связи с развитием идей о сходстве или даже тождестве между офиолитовыми сериями геологического прошлого и разрезом океа-

нической земной коры. Состояние проблемы отражено в ряде обобщающих работ (Книппер, 1975; Колман, 1979), суммированы данные, касающиеся последующей деформации офиолитов вплоть до тектонического меланжа и их перемещения с образованием тектонических покровов и олистором (Brookfield, 1977). В связи с рассмотрением вопроса об эвгеосинклиналях важно подчеркнуть следующие положения.

1. Офиолитовые комплексы стратифицированы, их разрез закономерно повторяется и сопоставим с разрезом современной коры океанического типа.

2. Геологические условия нахождения офиолитовых комплексов позволяют считать их самым древним элементом стратиграфического разреза соответствующей геосинклинальной зоны и рассматривать в качестве выведенных на поверхность фрагментов симатической коры, подстилавшей геосинклиналь.

3. Наблюдаемые различия в строении, составе и геологической позиции офиолитовых комплексов позволяют предполагать наличие среди них нескольких тектонических типов.

Последний тезис обсуждается в последние годы особенно оживленно (Марков и др., 1977; Vercalova et al., 1979; Upadhyay, Noale, 1979). Делаются попытки сопоставить офиолитовые комплексы с разрезом таких современных энсиматических структур, как срединные хребты и ложе океана, внутриокеанические островные дуги, окраинные моря и др., — при этом большое внимание уделяется петрографическим и геохимическим особенностям пород. Однако и сегодня справедливо заключение, к которому пришли в указанной выше работе М. С. Марков и его соавторы: тектоническая идентификация выделяемых петрохимических типов офиолитов сложна и пока еще неоднозначна. Приблизительный, но более надежный ответ дает в этом отношении анализ тектонической позиции офиолитов (Книппер, 1979). Особенно важно при палеотектонических реконструкциях разграничение офиолитовых прогибов с новообразованной океанической корой (т. е. зон спрединга, примером которых может служить Красное или Тасманово море) и структур, наложенных на более древнюю океаническую кору. Современные примеры последних можно видеть в краевых частях океана — это энсиматические островные дуги, впадина Берингова моря (см. ниже о перикокеанических эвгеосинклиналях, а также табл. 16).

Обычно признается то или иное соответствие между эвгеосинклиналями и офиолитовыми прогибами. «...Офиолиты уже давно и прочно считаются породами начального (инициального) этапа геосинклинального магматизма. Именно эти породы в значительной мере определяют облик структур земной коры, которые мы привыкли выделять под названием эвгеосинклиналей» (Океаны..., 1971, с. 657). Одни исследователи непосредственно отождествляют эвгеосинклинали и офиолитовые прогибы — так, например, понимает «альпийскую офиолитовую геосинклиналь» К. Сю (Hsü, 1973,

с. 79), другие считают офиолитовые прогибы одним из видов эвгеосинклиналей. Широко применяются схемы, согласно которым офиолитовый разрез формируется на начальной (океанической) стадии развития эвгеосинклинальной зоны; последняя продолжает затем свое развитие уже в ином («переходном», островодужном) тектоно-магматическом режиме (Океаны..., 1971; Зоненшайн, 1972; Хаин, 1974; Wang, 1979).

Определив эвгеосинклиналь как элемент геосинклинальной области, связанный с линейной зоной растяжения и толент-базальтовым вулканизмом, мы тем самым включаем в это понятие и офиолитовые прогибы, где интенсивные растяжения приводят к раздвигу континентальной коры и новообразованию коры океанического типа. Наглядным примером такого прогиба на стадии раскрытия служит осевой трог Красного моря с его характерно выраженной океанической корой, системой полосовых магнитных аномалий, геотермической и вулканической активностью. Исследования Р. Колмана, Д. Хэдли, Р. Флека пролили свет на условия заложения и раннюю стадию раздвига этой зоны, а недавние работы Л. П. Зоненшайна и других исследователей дополнили представление о специфике последующего развития, обусловленной особыми условиями седиментации в миоцене, когда накопилась мощная соленосная толща. Процесс раскрытия офиолитовых прогибов красноморского типа, как одна из моделей геосинклинали, был рассмотрен Дж. Дьюи и Дж. Бердом (Dewey, Bird, 1970), однако использованный ими термин М. Кэя эпиэвгеосинклиналь, по-видимому, мало подходит к данному случаю. Аналогию с трогом Красного моря использовал В. Г. Казьмин для ряда офиолитовых зон Динарид, Тавра и Загрота. Близкую схему развития внутриконтинентальных офиолитовых прогибов принимают Э. Аббате, В. Бортолотти, П. Пассерини.

Петрохимические особенности и миоценовых базальтоидов из офиолитового комплекса Красного моря, и продуктов современного вулканизма в его осевом трого заметно отличают их от толентовых серий срединно-океанических хребтов. Наряду с нормальными толентовыми базальтами, по данным И. Гесса, Д. Малика, К. Кокса и др., присутствуют мантийные выплавки с повышенной щелочностью, характерна дифференциация исходных базальтовых магм в направлении трахитов. Вулканические серии с подобными чертами химизма установлены среди офиолитов Сирии (по Ж. Парро), Западного Тавра (по Т. Жюто, Г. Лапьер, А. Николасу и др.), Омана (по И. Абботсу), а также Севанской и Вединской зон Малого Кавказа. К ним принадлежат и вулканы аллохтонного комплекса Мамония на Кипре: А. Десме и Г. Лапьер так и классифицируют их как «продукт рифтоподобного субокеанического вулканизма во внутриконтинентальной области раздвига» (Desmet, Lapièrre, 1977, p. 6). Среди петрохимических типов офиолитовых ассоциаций, намеченных М. С. Марковым и др. (1977), рассматриваемый ближе всего соответствует «дифференцированным офиолитовым ассоциациям с щелочной тенденцией эволюции соста-

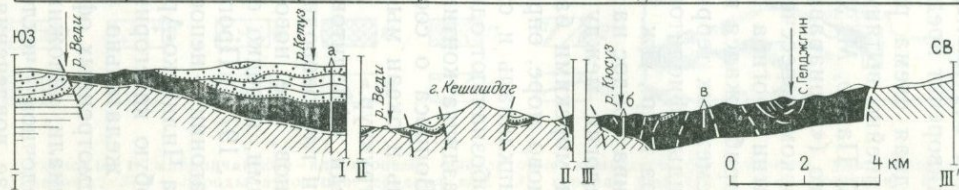
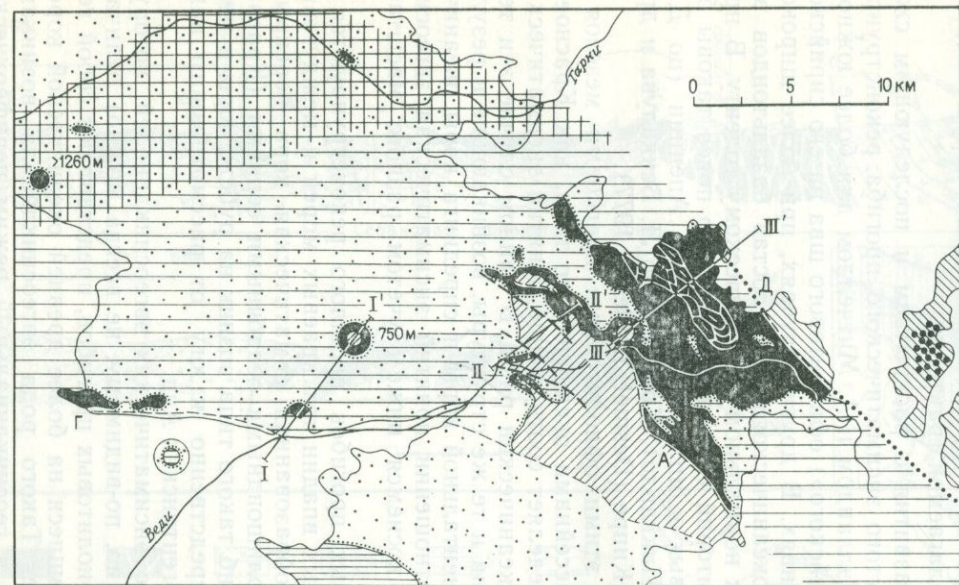
вов», причем и эти авторы пришли к выводу о локализации данного типа в зонах «вторичного растяжения земной коры».

Севанская и Вединская офиолитовые зоны Малого Кавказа, охарактеризованные в части I, гл. 1, представляют собой элементы разветвленной системы офиолитов Ближнего и Среднего Востока, обзор которой дан, в частности, А. Л. Книппером (1975). Прослеживанию и тектонической интерпретации этой системы офиолитовых зон посвящен ряд работ автора. Поскольку в современной структуре офиолиты преимущественно аллохтонны, залегая в виде покровных пластин и олистолитов, вопрос о местоположении и о количестве энсиматических прогибов, в которых формировались эти офиолиты, остается спорным, несмотря на многочисленные посвященные ему исследования. Соответственно по-разному оцениваются и предполагаемые размеры таких прогибов, полностью закрывшихся и сжатых еще в конце мела. Мы полагаем, что между Восточно-Анатолийским и Пенджабским синтаксисами, в области, где сжатие было сравнительно небольшим, а офиолитовые зоны отчетливо линейны и хорошо индивидуализированы, они намечают собой рубцы на месте энсиматических прогибов. Раскрываясь в начале и середине мезозоя, эти прогибы расчленили единую континентальную плиту на множество микроконтинентов, выраженных сейчас относительно стабильными массивами. Первоначальное размещение и взаимоотношение офиолитовых прогибов (типа Красного моря или более обширных) должно было существенно отличаться от структурного рисунка современных офиолитовых швов. Последний начал формироваться в позднем мелу по мере замыкания энсиматических прогибов и испытал затем воздействие крупномасштабных сдвиговых перемещений, продолжающихся до настоящего времени.

Мы считаем возможным распространить такую трактовку офиолитовых зон и на более западный отрезок Средиземноморского пояса (включая и область Малого Кавказа), где интенсивное сжатие привело к формированию Восточно-Анатолийского синтаксиса, а офиолитовые зоны сходятся в пучки; прослеживание их затруднено сложными шарьяжными перекрытиями. Местами и здесь отчетливо выделяются массивы древних метаморфических пород (с чехлом фанерозойских отложений), разделенные офиолитовыми зонами.

С позднемеловыми фазами сжатия (с позднеальбского по коньякское время) было связано, в частности, выжимание офиолитовых масс из Севанского и Вединского прогибов на Кавказе, с последующим перемещением аллохтонных пластин и тектонического меланжа в мелководно-морских условиях и их захоронением в толще верхнемеловых отложений. При этом из Вединского прогиба материал перемещался только в южном направлении (рис. 34), а корни офиолитовых покровов, по-видимому, были полностью закрыты надвигавшимся с севера Мисхано-Зангезурским массивом. А. Л. Книппер и С. Д. Соколов предполагают такое одностороннее перемещение и полное перекрытие корней для Се-

Рис. 34. Карта и профиль Вединского офиолитового аллохтона (Малый Кавказ). Составил М. Г. Ломизе.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

Породы аутохтона (палеозой — триас, турон — нижний коньяк): 1 — на Аргичинском участке Мисхано-Зангезурского массива, 2 — в Дагнинском и 3 — в Урцском блоках Даралагёзского массива; 4 — чехол отложений верхнего коньяка — нижнего олигоцена; 5 — лавы и рыхлые отложения верхнего олигоцена — антропогена; 6—7 — аллохтон, хосровский офиолитовый комплекс: меланж и тектонические пластины базальтов, подстилаемые олистостромой (6), тектонические пластины серпентинитов, габбро и зеленых сланцев (7); 8 — предполагаемая область корней офиолитового аллохтона; 9 — его современное распространение; 10 — продукты размыва офиолитов в коньякских конгломератах бассейна р. Аргичи; 11 — подошва офиолитового аллохтона; 12 — крутые разломы и их предполагаемое продолжение: Д — Джерманиский, А — Азизкендский, Г — Гяуркаласинский; 13 — несогласные стратиграфические контакты; 14 — буровые скважины. На профиле: а — скв. «Карабахляр», б — скв. № 21, в — скв. № 2. Линии I—I'; II—II'; III—III' — приблизительное размещение фрагментов профиля

ванской зоны. Работы, проведенные нами совместно с Д. И. Пановым, привели к выводу, что при сжатии Севанского офиолитового прогиба выжимание и надвигание пород происходило не только на юг, но и на север (рис.35). Происходящие в этих направлениях фациальные изменения свидетельствуют о постепенном распаде и разрушении аллохтонных пластин по мере их гравитационного скольжения и захоронения. К такому же выводу о двустороннем (хотя и асимметричном) выжимании офиолитового материала пришел Г. Бергогнан, изучавший западное продолжение Севанской зоны в районе Эрзинджана. Как мы уже отмечали, осевая полоса Севанской офиолитовой зоны, выделенная по геологическим признакам, возможно, маркирует оставшийся на месте энсиматического прогиба глубинный офиолитовый шов. По сейсмологическим данным Г. В. Егоркиной, И. А. Соколовой и др. обнаружена уходящая вертикально вниз зона тектонических нарушений, что не противоречит предлагаемой трактовке.

Сходная схема развития с раскрытием и последующим сжатием линейно вытянутого энсиматического прогиба реконструируется Ж. Парро, М. Уэлландом и А. Митчеллом для более южного краевого («перинаравийского») офиолитового шва на его сирийском и оманском пересечениях. В других случаях, при более широком раскрытии прогиба океанического типа, состав базальтоидов все более приближался к нормальному океаническому толеиту. В пределах смежных территорий Средиземноморского пояса таковы базальтоиды офиолитовых комплексов Северных Апеннин (по Дж. Феррара и др., Дж. Пиккардо), Корсики (по Л. Беккалува и др.) и массива Тродос на Кипре (Desmet, Lapiette, 1977).

Аналогия между этими офиолитовыми прогибами мезозоя и такими морскими бассейнами океанического типа, как Красное и Тасманово море, определяет соотношение понятий энсиматическая эвгеосинклиналь и океанический рифт. В данном случае эти термины обозначают одни и те же структуры, возникающие в результате раздвига континентальной коры и спрединга коры океанической. Вопросы о соотношении понятий энсиматическая эвгеосинклиналь и океан мы коснемся ниже с учетом разного масштаба этих структур.

Среди офиолитовых прогибов прошлого реконструируются и аналоги глубоководных впадин тех краевых морей и междуговых бассейнов, где новообразованная симатическая кора перекрыта мощными, нередко флишеидными осадочными сериями (Краевые моря..., 1977). Прогиб такого типа возник на рубеже юры и мела в Патагонии — непосредственно к югу от рассмотренного нами отрезка Чилийско-Аргентинских Анд.

Особую категорию энсиматических эвгеосинклиналей, которую весьма желательно (но, по-видимому, не всегда можно) отличать от рассмотренных офиолитовых прогибов, представляют собой геосинклинали, заложившиеся на более древней океанической коре и ее осадочном чехле. Такого рода эвгеосинклинали возникают в случае вовлечения в геосинклинальный режим периферической

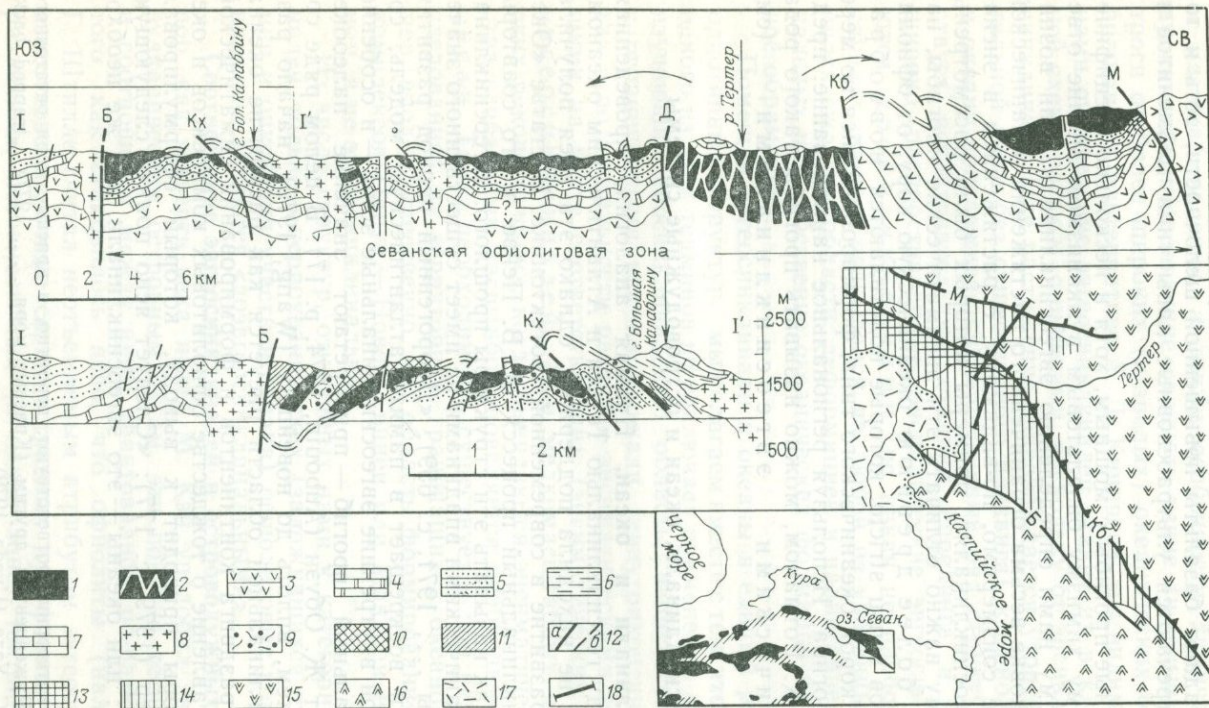


Рис. 35. Профиль Севанской офиолитовой зоны в Тугунско-Майданчайском пересечении. Составил М. Г. Ломизе, северное крыло — по Д. И. Панову. Внизу — фрагмент южного крыла (I—I').

I — тутхунский и майданчайский аллохтонные офиолитовые комплексы (на профиле), ультрабазиты (на фрагменте профиля); 2 — тектонический меланж; 3—5 — породы аутохтона: средняя юра (3), верхняя юра (4) и альб — сеноман (5); 6—7 — чехол отложений нижнего сенона (6) и верхнего сенона (7); 8 — гранитоиды палеогена; 9—11 — элементы тутхунского офиолитового комплекса на фрагменте профиля: олисто-стромы (9), габброиды (10), базальты и радиоляриты (11); 12 — главные (а) и второстепенные (б) разрывные нарушения (Б — Башлыбелский разлом, Кх — Караханджалинский надвиг, Д — Джомартский разлом, Кб — Карабахский и М — Мровдагский взбросо-надвиги); 13—18 — на тектонической схеме: 13 — осевая полоса Севанской офиолитовой зоны; 14 — ее южное и северное крылья; 15 — Сомхето-Карабахская зона; 16 — Акеринская зона; 17 — Кельбаджарская наложенная мульда; 18 — линия профиля

части океана. Примером могут служить раннекайнозойские (развивавшиеся с конца позднего мела до миоцена) эвгеосинклинали северо-западной периферии Тихого океана (Корякское нагорье, Камчатка), которые В. К. Ротман (1975) объединил в Периокеанический пояс\*. Мощная (до нескольких тысяч метров) глубоководная «базальтово-турбидитовая» серия перекрыла океаническую кору. Преобладают базальты повышенной щелочности, есть и толеитовые, встречаются ультраосновные лавы типа меймечитов и пикритов.

Эти линейные прогибы с мощным, хотя и несколько специфическим по своему химизму базальтовым вулканизмом вполне отвечают принятому нами определению эвгеосинклинали. Они возникают в обстановке весьма ограниченного растяжения океанической коры, которое соизмеримо, по-видимому, с растяжением в энсиматических эвгеосинклиналях, примеры которых были рассмотрены выше. Поэтому важно отличать эти энсиматические прогибы, наложенные на более древнюю океаническую кору, от офиолитовых прогибов *sensu stricto*, которые подстилаются новым образом в новой корой океанического типа, формировавшейся по мере раскрытия прогиба. Используя региональное наименование, предложенное В. К. Ротманом, можно называть прогибы такого рода **периокеаническими эвгеосинклиналями** (см. табл. 16).

### Эвгеосинклинали, океан и островодужные системы

**Эвгеосинклинали и океан.** Прямая аналогия, проведенная Э. Огом между геосинклиналью Тетиса и Атлантическим океаном, долгое время не находила поддержки, однако эта идея получила дальнейшее развитие в современной геотектонике. В статье «Океаны и геосинклинальный процесс» А. В. Пейве и его соавторы замечают: «Как называть эти структуры прошлого: эвгеосинклиналями или океаническими впадинами не имеет существенного значения» (Океаны ..., 1971, с. 659). «Доорогенный период развития геосинклинали воскрешает в памяти атлантическую модель, согласно которой внутренние эвгеосинклинальные зоны — и особенно эвгеосинклинальный прогиб — приобретают значение палеоокеана», — пишет Ж. Обуэн (Aubouin, 1974, p. 17). В целом ряде современных схем, вплоть до новейших (Wang, 1979), начало развития геосинклинальной области рисуется как раскрытие океана посредством раздвига континентов и формирования симатической коры. Представление о тождестве офиолитовых комплексов и океанической коры приводит к выводу, который сформулировал А. Л. Книппер (1979, с. 177): «Следует ясно понять следующую альтернативу: или океаны — это эвгеосинклинали, или же необхо-

\* Этой же категории соответствуют, вероятно, и краевые моря остаточного типа по С. В. Руженцеву и другим (Краевые моря ..., 1977), „trapped back-arc basins“ по С. Уеда (Uyeda, 1979).

димо отделить офиолитовый комплекс от ствола эвгеосинклинальных формаций и считать его доэвгеосинклинальным».

Действительно, с позиций гипотезы спрединга нет принципиального различия между офиолитовым трогом красноморского типа, микроокеаном типа Тасманова моря и обширными океанами атлантического типа: неодинаковы лишь длительность спрединга и масштаб явления, а также особенности химического состава вулканитов, позволяющие отличать узкие (и юные) симатические трогии от более широких (и зрелых) океанических бассейнов. Возвращаясь к альтернативе А. Л. Книппера, мы видим, что принятое нами определение эвгеосинклиналей ставит их в классификационной схеме рядом с океанами, поскольку от энсиалической эвгеосинклинали (где растяжение сопровождается утонением континентальной коры без существенного раздвига) к офиолитовому трогю и океану прослеживается непрерывный ряд структур. Он соответствует последовательным стадиям спрединга, и в этом смысле широко распространенные энсиалические эвгеосинклинали являются до океаническими, но никак не наоборот. В разных случаях процесс прерывался на любой из указанных стадий, сменялся сжатием области, деформацией и надвиганием эвгеосинклинальных или собственно океанических формаций на континентальное обрамление.

Помещая эвгеосинклинали и океаны в единый ряд генетически однотипных структур, мы полагаем вместе с тем, что использование одного из этих терминов не исключает применения другого. Геолог, изучающий геосинклинальную область, чаще всего имеет дело с ограниченными как по площади («внутриконтинентальными»), так и по длительности развития энсиматическими зонами, возникшими на месте соответствующих (энсиматических, офиолитовых) эвгеосинклиналей. При мелкомасштабных палеотектонических реконструкциях, когда выявляются энсиматические пространства глобальных масштабов, появляется необходимость в термине океан. Такая необходимость существует и при региональных исследованиях на территориях, граничащих с океаном. Так, например, вполне естественно, что область формирования офиолитовых комплексов Папуа — Новой Гвинеи или Макуори называют океаном, а не эвгеосинклиналью.

Из числа структур, отнесенных нами к категории эвгеосинклиналей, только в периокеанических (заложившихся путем активизации и опускания участков океана) офиолитовые комплексы действительно являются «доэвгеосинклинальными».

**Соотношение эвгеосинклиналей и островодужных систем.** С тех пор, как четверть века назад М. Кэй уподобил эвгеосинклинали вулканическим островным дугам, эти понятия тесно переплелись, и соотношения между ними трактовались по-разному. По мере того как становилось ясно, что офиолиты (наличие которых Г. Штилле считал неотъемлемым атрибутом эвгеосинклиналей) и известково-щелочные серии островных дуг формируются в резко различных, несовместимых (в одной зоне) тектонических обста-

новках, проблема осложнялась. Толеит-базальтовый вулканизм\* и формирование соответствующих офиолитовых комплексов связаны с зонами растяжения и раздвигания, отражающими те состояние и режим в глубинах тектоносферы, о которых можно судить по геофизическим наблюдениям в современных рифтовых зонах океана. Известково-щелочные, преимущественно андезитовые, серии островных дуг служат одним из поверхностных проявлений совершенно иных процессов, происходящих в зонах Беньофа и над ними. Поэтому вполне естественно уже упоминавшееся выше представление о том, что при наличии в одной эвгеосинклинальной зоне и офиолитовых, и известково-щелочных островодужных формаций, они соответствуют двум последовательным стадиям развития такой эвгеосинклинальной зоны.

В последнее время для определения понятий, о которых идет речь, все чаще используются соображения, касающиеся основного содержания, «сущности» геосинклинального процесса. По А. В. Пейве и др. (Океаны..., 1971, с. 657), «под геосинклинальным процессом геологи обычно понимают процесс становления и роста «гранитного» слоя континентальной земной коры». Это представление, оформившееся в 60-х годах, явилось дальнейшим развитием идеи о последовательном разрастании консолидированных континентальных масс за счет геосинклиналей, которая была высказана еще Дж. Дэна и прошла сквозь всю историю учения о геосинклиналях. В работах Р. Дитца, А. Рингвуда и Д. Грина, У. Дикинсона, Дж. Дьюи и Б. Хорсфилда, М. С. Маркова и др. были рассмотрены тектонические, магматические и метаморфические явления, приуроченные к зонам Беньофа и островным дугам и ведущие в конечном счете к формированию новой континентальной коры на основе переработки коры океанической.

То обстоятельство, что в геосинклинальных поясах процесс формирования сиалической коры является, по-видимому, ведущим (и в этом смысле составляет сущность геосинклинального развития) еще не означает, что это единственный протекающий там процесс такого рода. Со времени работ А. Д. Архангельского мы представляем себе геосинклинальную область как сложный и разнородный организм. И если в такой области в офиолитовом прогибе формируется кора океанического типа и в то же время рядом, над зоной Беньофа наращивается сиалическая кора (именно такое соседство имело место на патагонском отрезке Анд в раннем мелу), то мы должны признать геосинклинальными тот и другой процессы.

Иначе подошел к этому вопросу А. Л. Книппер (1979). Главным признаком любой настоящей геосинклинали (ортогеосинклиналь, эвгеосинклиналь) он предлагает считать активное формирование сиалической континентальной коры. Поэтому «начало эвгео-

\* Исключение составляют специфические по своему составу толеитовые базальты, которые входят во многие островодужные комплексы в качестве самого раннего и самого внешнего (приокеанического) их элемента.

синклинального цикла следует связывать не с офиолитовым магматизмом, а с вспышкой известково-щелочного (главным образом андезитового) магматизма» (Книппер, 1979, с. 179). По этим же изображениям офиолитовая серия «изъята из инициального эвгеосинклинального магматизма и отнесена к догеосинклинальной — океанической стадии развития» (там же, с. 178).

Исключение всех офиолитов из категории геосинклинальных образований мы не считаем ни правильным, ни целесообразным. Офиолитовые комплексы действительно являются догеосинклинальными там, где островная дуга марианского типа или эвгеосинклиналь периокеанического типа закладываются на более древней океанической коре. В такой же мере «догеосинклинальной» мы должны признать и сиалическую кору там, где на ней закладываются островные дуги японского типа или эвгеосинклинали энсиалического типа. Что же касается новообразованных офиолитовых комплексов, формирующихся в пределах геосинклинальной области посредством спрединга, то их мы с полным основанием можем считать геосинклинальными. Многие офиолитовые прогибы завершают свое развитие и замыкаются, так и не послужив «океаническим» фундаментом для островных дуг.

А. Л. Книппер рекомендует термин эвгеосинклиналь для обозначения активных континентальных окраин как западнотихоокеанского, так и андского типа. Мы полагаем, что применение этого термина в качестве синонима для столь широкого понятия сделало бы его ненужным и непригодным для использования при региональных геологических исследованиях. Важнейшие структуры активных континентальных окраин — те, в которых мощно проявляется известково-щелочной вулканизм и протекают процессы, связанные с формированием сиалической коры, — уже имеют более конкретные тектонические обозначения, это островные дуги и лиминарные системы. Противопоставляя их эвгеосинклиналям (*sensu stricto*), мы получаем систему понятий и терминов, которая может служить инструментом для изучения и описания случаев раздельного существования тех и других в геосинклинальной области, а также для выявления достаточно сложных взаимоотношений между ними в пространстве и во времени.

**Структурная пара эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь.** В работах Г. Штилле и М. Кэя эвгеосинклинали получили свою характеристику в противопоставлении миогеосинклиналям. При этом определялось их размещение в пределах геосинклинального (ортогеосинклинального) пояса: миогеосинклинальных зон — непосредственно у края кратона, эвгеосинклинальных — дальше от него. Развитие такой структурной пары иллюстрировалось материалом по Северо-Американским Кордильерам и по Аппалачам. Однако впоследствии, с внедрением этих понятий и терминов в региональные геологические исследования, стало практиковаться выделение эвгеосинклинальных (или миогеосинклинальных) прогибов, режимов, стадий, формаций как таковых. Тем самым признавалась возможность их проявления вне указанной структурной пары.

Определение эвгеосинклиналей как прогибов в линейных зонах растяжения с толеит-базальтовым вулканизмом не содержит упоминания о миогеосинклиналях и предполагает самостоятельное развитие тех и других. Тем не менее оно совместимо с представлением о достаточно обширных, существующих рядом эв- и миогеосинклинальных зонах, а именно такие обширные единицы геосинклинального пояса и намечали изначально Г. Штилле и М. Кэй. В такой эвгеосинклинальной зоне, наряду с эвгеосинклинальными прогибами, могут формироваться и закономерно связанные с ними островные дуги с их преимущественно известково-щелочными магматическими комплексами.

### Лиминарные системы как элемент геосинклинальной области

Среди вулканически активных элементов геосинклинальной области эвгеосинклиналям (как прогибам линейных зон растяжения) противопоставляются лиминарные системы и островные дуги, связанные с глубинным сжатием вдоль зон Бенъофа. Мы судим о них по современным активным континентальным окраинам: сравнительно просто построенным активным окраинам андского типа и сложным, разнообразным по строению и происхождению активным окраинам западно-тихоокеанского типа. Последние представлены, как известно, латеральной триадой структур: глубоководный желоб — островная дуга — котловина окраинного (или междугового) моря, которые вместе образуют островодужную систему. На окраинах андского типа котловины окраинных морей не образуются, поэтому нет и островных дуг как структурного элемента. Соответствующий вулканизм и тектонические процессы протекают непосредственно на краю континентальной литосферной плиты, где формируется краевой (лиминарный) вулканический пояс. Вместе с глубоководным желобом он образует структурную пару — лиминарную систему.

Как мы уже отмечали, положенный в основу настоящей работы региональный материал не дает достаточных данных для анализа островодужных систем и их вулканизма. В то же время он может служить хорошей основой рассмотрения лиминарных систем, для которых Чилийско-Аргентинские Анды служат тектонотипом. Это тем более существенно, что лиминарные системы пользовались в фанерозое широким развитием и контролировали важнейшие рудные пояса не только в Андах, Северо-Американских Кордильерах и Юго-Восточной Азии, но и на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР.

Специфика строения и развития окраинно-материковых геосинклинальных систем мезозоя и кайнозоя, приуроченных главным образом к обрамлению Тихого океана, давно уже привлекала внимание исследователей. Она отразилась в представлениях С. В. Обручева об «Охотско-Чаунской дуге», Хуан Цзы-цзиня о тихоокеан-

ском типе яньшанид Катазии. В Андах ее отмечали Х. Брюгген, Г. Герт, В. В. Белоусов, Ж. Дебельмас, В. Цайль, Э. Коббинг. Важной вехой явились в конце 40-х — начале 50-х годов обобщения Е. К. Устиева по северозападному звену тихоокеанского обрамления — Охотскому тектоно-магматическому поясу. Была убедительно показана самостоятельность пояса, предлагалось считать его геотектонической единицей переходного типа, возникшей на границе Колымо-Чукотской складчатой области с зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью. Эти представления были поддержаны тогда же А. А. Богдановым, предложившим название краевой вулканогенный пояс. М. С. Нагибина и Ю. М. Пущаровский подчеркнули окраинно-материковую позицию Охотско-Чукотского и сходных с ним вулканических поясов.

Приблизительно в те же годы Г. Штилле (Stille, 1958), опираясь на сейсмологические и гравиметрические данные, выдвинул мысль об «окраинно-тихоокеанской особой форме развития» (*randpazifische Sonderausgestaltung*), связанной с наклонными сейсмофокальными зонами Беньофа, пододвиганием океанической коры под континент и ее переплавлением на глубине, порождающим цепи андезитовых вулканов. Было отмечено проявление этой формы развития в Андах. Развивая более ранние представления (К. Вадати, Дж. Умброве, Б. Гутенберг, Ч. Рихтер и др.), Г. Штилле вплотную подошел к пониманию активных континентальных окраин андского и западнотихоокеанского типа как зон субдукции, которое сложилось затем в течение 60-х годов как один из важных элементов концепции тектоники плит. В развитии представлений об андском типе активных континентальных окраин выдающуюся роль сыграли работы У. Гамильтона, У. Дикинсона, Т. Хазертонна, получившие широкую известность. На примере современных Анд, а также благодаря изучению их более древних аналогов (главным образом в Северной Америке) определялась и пополнялась характеристика этого типа структур (*continental-margin arc-trench systems, marginal arcs, continental arcs*).

В те же годы структуры рассматриваемого типа привлекли внимание и Ж. Обуэна. Как геолог альпийской школы, он в полной мере оценил специфику развития Анд и вместе с А. Борелло — знатоком геологии Аргентинских Кордильер — опубликовал тектонический анализ развития Анд, сравнив их со складчатыми системами альпийского типа (Aubouin, Borrello, 1966). Именно в этой работе, которая вышла в свет одновременно во Франции и в Аргентине, авторы предложили считать Анды тектонотипом особого рода лиминарных систем (*liminaires*). Термин происходит от лат. *liminaris* (*limen* — порог, начало, рубеж). Понятие о лиминарах получило развитие в докладе Ж. Обуэна на XXIV Международном геологическом конгрессе в Монреале и в более поздних публикациях (Aubouin, 1972; *Esquisse...*, 1973).

«Анды предстают, таким образом, как цепь, расположенная на континентальной окраине, причем в пределах континента; в большей степени чем геосинклиналями они являются лимина-

ра ми, если воспользоваться термином Э. Аргана, созданным специально для американских цепей тихоокеанского обрамления», — писали Ж. Обуэн и А. Борелло (Aubouin, Borrello, 1966, p. 1065). Главные признаки лиминарных систем были определены в противопоставлении системам альпийского типа. При заполнении лиминарных прогибов морская обстановка чередуется с континентальной, а затем полностью сменяется ею; флиш не образуется. Офислитов нет, зато мощно проявляются андезитовый вулканизм и «синорогенный плутонизм». Региональный метаморфизм нехарактерен, так же как и проявления сильного сжатия с образованием шарьяжей.

Ж. Обуэн выразил мнение, что лиминарные системы, как окраинно-материковые структуры, развивающиеся целиком на континентальной коре, следует противопоставить системам собственно геосинклинальным. Основанием для этого послужило традиционное, идущее от Э. Ога представление о том, что настоящая геосинклиналь (у Ж. Обуэна эвгеосинклинальная зона) должна развиваться между континентами. Однако, на наш взгляд, правильнее оставить лиминары в ансамбле геосинклинальных структур, со всеми элементами которого они тесно связаны. Анды как тектонотип убедительно свидетельствуют о неразрывной связи лиминарных систем с глубинными зонами Беньофа, которые, по образному выражению В. Е. Хаина (1974), служат «сердцем» геосинклинали; столь же неразрывна связь лиминарных систем с островными дугами, которые нередко непосредственно продолжают их по простиранию. К выводу о принадлежности лиминарной системы Анд к категории геосинклиналей приходит и Э. Коббинг (Cobbing, 1978). Впрочем в одной из последующих публикаций Ж. Обуэн сам не возражает против того, чтобы включать лиминары в категорию геосинклиналей в качестве самостоятельного «андского типа» (Aubouin, 1972, p. 457).

Предложенный Ж. Обуэном термин «лиминара» применяется геологами стран Южной Америки и некоторыми европейскими геологами (Ruczkiewicz, 1979), однако большого распространения он не получил. Между тем, являясь синонимом названия «активная континентальная окраина андского типа», он мог бы гораздо лаконичнее и удачней обозначить понятие, которым широко пользуются исследователи многих стран. Семантически он также вполне соответствовал бы такому назначению, отражая главное — окраинно-материковую позицию систем андского типа.

### **Структурное положение и характерные черты лиминарных вулканических поясов**

Мезозойские и раннекайнозойские лиминарные системы особенно полно развиты и меньше других затронуты последующими структурными перестройками на восточном обрамлении Тихого океана. Среди них система Чилийско-Аргентинских Анд не случайно послужила тектонотипом: она, по-видимому, наиболее пред-

ставительна, поскольку сохраняла лиминарный режим длительно и устойчиво, с конца триаса до настоящего времени. Основные черты строения и развития этой лиминарной системы подытожены автором в ряде публикаций (Ломизе, 1975 и др.) и в части I, гл. 3 настоящей работы. Однако то или иное значение их можно оценить только на основе сопоставления с другими лиминарными системами. С этой целью нами были использованы данные по смежному перуанскому отрезку Централных Анд, а затем проведен общий сравнительно-тектонический анализ поясов известково-щелочного вулканизма, связанных с лиминарными системами американского и антарктического обрамления Тихого океана. Результаты и основная библиография опубликованы; здесь же остановимся на выводах, позволяющих перейти от рассмотрения Чилийско-Аргентинских Анд как тектонотипа к некоторым более общим закономерностям строения и развития лиминарных систем.

Особенности строения и развития конкретных лиминарных систем во многом сопряжены с тектонической неоднородностью тихоокеанского обрамления, распадающегося на отдельные, естественно разграниченные сегменты. Нами было принято (с некоторыми изменениями) традиционное подразделение Северо-Американских Кордильер, по Ф. Кингу, и Анд, по Г. Штейнману (рис. 36, 37). Общая протяженность окраинно-материковых вулканических поясов мезозоя — раннего кайнозоя от Аляски до Земли Мэри Бэрд в Антарктиде около 20 000 км; они прерываются лишь в Центральной Америке и в море Скотия. Основные характеристики каждого из сегментов сведены на корреляционной диаграмме (рис. 38).

Рассмотренные лиминарные системы заложились и развивались на краю континента, налегая на гетерогенное, разновозрастное (от докембрия до низов мезозоя) основание, главным образом сиалическое. Они были почти прямолинейными или слегка изогнутыми, более резкие дугообразные изгибы на Аляске, Орегонско-Монтанском сегменте и на обрамлении моря Скотия обусловлены, скорее всего, последующими деформациями.

По отношению к структурному плану фундамента простирающиеся лиминарных вулканических поясов на одних участках согласное, на других — секущее. Наложенный характер пояса отчетливо проступает на Калифорнийско-Невадском сегменте, где он пересекает границу складчатых палеозоид и кратона, переходя на многоэпиклиналильные, платформенные серии и их докембрийский кристаллический фундамент (см. рис. 36, врезка). Примером согласного простирающегося могут служить Чилийско-Аргентинский и Канадский сегменты. В последнем случае вулканический пояс протянулся вдоль границы древнего кратона и складчатых палеозоид, подстилающих большую его часть. Такое положение пояса на границе областей с разным возрастом консолидации — лишь один из возможных случаев, оно не определяет развитие пояса. Именно с этих позиций автор оценивает традиционные представления о структурном положении самого крупного в нашей стране

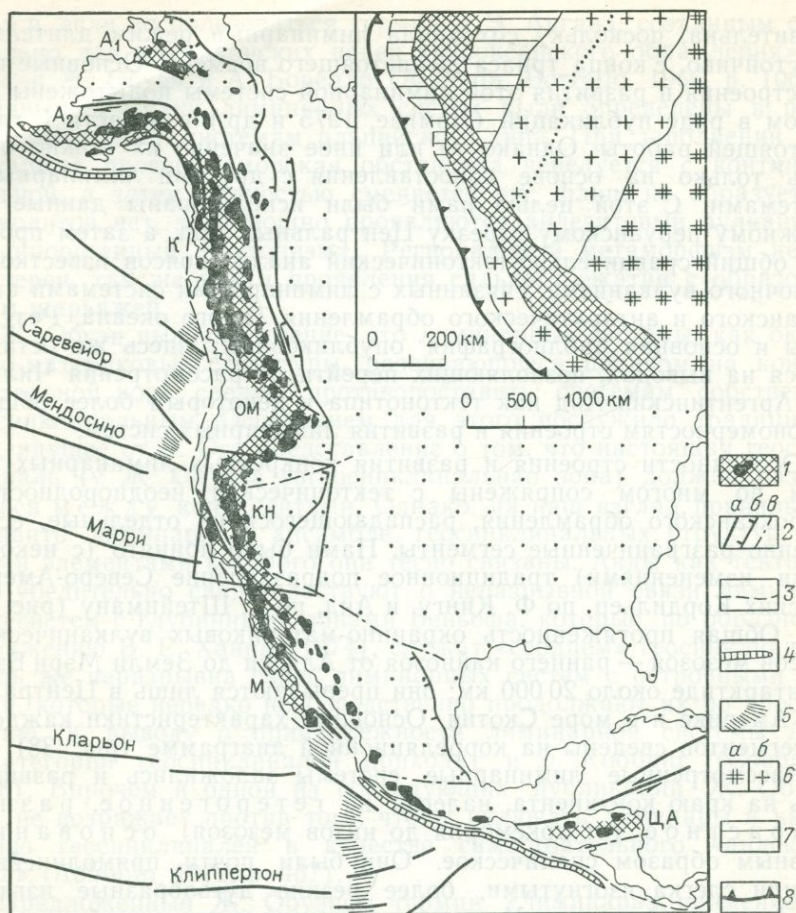


Рис. 36. Крайне-материковые вулканические пояса североамериканского обрамления Тихого океана.

Главные сегменты: А — Аляскинский (А<sub>1</sub> — зона Юкон-Кююк; А<sub>2</sub> — зона Талкитна), К — Канадский, ОМ — Орегонско-Монтанский, КН — Калифорнийско-Невадский, М — Мексиканский, ЦА — Центрально-Американский. На врезке — палеорекострукция для фрагмента (по Б. Буршфелю и Г. Дэвису), иллюстрирующая секущее положение мезозойского вулкано-плутонического пояса Калифорнии по отношению к структурам фундамента.

1 — вулканические пояса и связанные с ними интрузивные тела; 2 — крутые разломы (а), надвиги (б), линейменты (в); 3 — современный край континента; 4 — глубоководные желоба; 5 — рифтовые зоны океана. На врезке: 6 — кристаллический докембрийский фундамент в пределах древней платформы (а) и под миогеосинклинальным палеозоем (б); 7 — эвгеосинклинальный складчатый палеозой; 8 — предполагаемая линия выхода мезозойской зоны Беньофа. Прямоугольником очерчена территория, изображенная на врезке. Точками обозначена территория суши

вулканического пояса рассматриваемой категории — Охотско-Чукотского.

Ширина крайне-материковых вулканических поясов варьирует от 100—150 км (Арауканский пояс) до более чем 500 км (Канадский сегмент), а в некоторых случаях магматическая активность распространялась в глубь континента на расстояние до

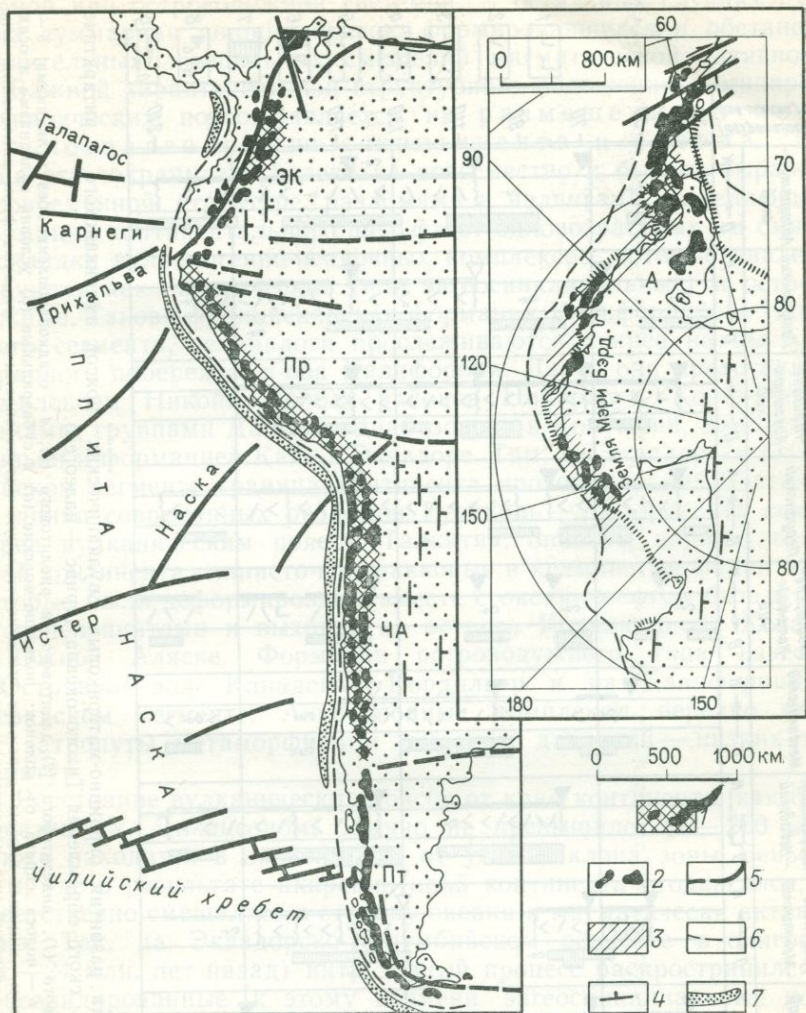


Рис. 37. Окраинно-материковые вулканические пояса южноамериканского и антарктического обрамления Тихого океана. Главные сегменты: ЭК — Эквадорско-Колумбийский, Пр — Перуанский, ЧА — Чилийско-Аргентинский, Пт — Патагонский, А — Антарктический.

1 — вулканические пояса и связанные с ними интрузивные тела; 2 — фрагменты вулканического пояса (в Антарктиде); 3 — участки пояса, показанные предположительно; 4 — излияния толентовых базальтов; 5 — разломы и линейменты; 6 — современный край континента; 7 — глубоководные желоба. Точками обозначена территория суши

1000 км от его края (Антарктический сегмент). Минимальные из указанных значений, по-видимому, близки к реальной ширине зоны активного вулканизма в тот или иной момент времени, которая бывает и еще меньшей, всего лишь 30—50 км, и, как известно, находится в зависимости от угла наклона зоны Беньофа под лимит



нарной или островодужной системой. В остальных случаях измерена суммарная ширина поясов, формировавшихся в обстановке значительных латеральных смещений магматической активности.

Важной характеристикой структурного положения лиминарных вулканических поясов является их размещение относительно палеограницы континента и океана. Граница эта сохранилась далеко не повсеместно и бывает выражена в современной структуре разломами и надвигами, отделяющими формации континентального шельфа от одновозрастных им смятых в складки вулканогенно-осадочных комплексов, которые квалифицируются как океанические (или эвгеосинклинальные) и островодужные. Такова францисканская формация Калифорнийско-Невадского сегмента, ее аналоги прослеживаются южнее на выступах западного побережья п-ова Калифорния. Далее они представлены комплексом Никойя южных районов Никарагуа, Коста-Рики и Панамы, группами Дагуа и «диабазовой» в Колумбии, комплексом Пиньон и формацией Кайо в Эквадоре. Там, на Эквадорско-Колумбийском сегменте граница континента проходила приблизительно по линии современных разломов Гуаякиль — Долорес. На севере, перед вулканическим поясом Талкитна, описаны надвинутые на край континента глинисто-граувакковые и кремнистые фации мела, которые были деформированы вместе с океаническими базальтами и серпентинитами и выходят на острове Кодиак, п-ове Кенай и в Южной Аляске. Формации островодужного типа известны в Островной зоне Канадских Кордильер и на Калифорнийско-Невадском сегменте. Аккреционные комплексы нередко бывают затронуты метаморфизмом высоких давлений — низких температур.

Расстояние вулканических поясов от края континента, как было показано У. Дикинсоном, обычно не превышало 200—250 км и также находится в зависимости от угла наклона зоны Беньофа. Там, где в результате аккреции край континента отодвигался, соответственно смещалась в сторону океана и магматически активная зона. Так, на Эквадорско-Колумбийском сегменте в олигоцене (36—24 млн. лет назад) интрузивный процесс распространился на консолидированные к этому времени эвгеосинклинальные комплексы мезозоя (см. рис. 37). Судя по всему, окраинно-материковое положение имело для рассматриваемых вулканических поясов определяющее значение, поскольку они возникали и развивались над глубинными сейсмофокальными зонами Беньофа и были закономерно связаны с ними и пространственно, и генетически, подобно тому, как это установлено в современных Андах (см. часть II, гл. 2). В свою очередь, зоны Беньофа трактуются большинством исследователей как зоны субдукции.

Почти на всем протяжении восточного обрамления Тихого океана формирование лиминарных систем, выраженное массовой генерацией известково-шелочных магм, началось во второй половине триаса (см. рис. 38). Отмирание этих поясов наметилось уже в сеноне (на Калифорнийско-Невадском и Мексиканском сегмен-

тах) и продолжалось до миоцена\*, но на Перуанском и Чилийско-Аргентинском сегментах развитие их прослеживается унаследованно до настоящего времени. Соответствующая длительность развития лиминарных вулканических поясов 130—200 млн. лет. Во времени интенсивность магматизма нарастала вплоть до позднего мела, затем резко снизилась. Второстепенные максимумы приходится на поздний триас, среднюю — позднюю юру, середину палеогена и плиоцен — антропоген.

Эволюция лиминарных систем почти повсюду сопровождалась постепенным поднятием континента, сменой мелководноморских условий субаэральными (см. рис. 38, б), что, возможно, было связано с наращиванием мощности континентальной литосферы в процессе субдукции. Одновременно происходила латеральная миграция магматизма (постепенная или скачкообразная) в глубь континента либо в сторону океана. В некоторых случаях направление этой миграции сменялось обратным (см. рис. 38, 9). Примером устойчивой однонаправленной миграции магматизма в глубь континента, может служить Чилийско-Аргентинский сегмент, для которого этот процесс и его вероятные причины были рассмотрены в гл. 2. Миграция магматизма в обратном направлении — в сторону океана — отчетливо проявилась на Эквадорско-Колумбийском сегменте, где в меловое время интрузии сместились к осевой части поднятий Антиокия и Реаль, а в олигоцене еще далее на запад. Изменение направления миграции магматизма хорошо иллюстрируют Аляскинский и Канадский сегменты.

Развитие каждой лиминарной системы с самого начала сопровождалось извержением известково-щелочных лав, главным образом андезитов или риолито-дацитов, и внедрением батолитов диоритового и гранитоидного состава (см. рис. 38). Пространственно взаимосвязанные вулканические и интрузивные образования не только в Чилийско-Аргентинских Андах (как было показано в предыдущей главе), но и в других лиминарных системах, находились в «кровном родстве», что подтверждается как геохимическими данными, так и совместной латеральной миграцией тех и других. Для детально изученного батолита Боулдер в Западной Монтане Р. Тиллинг показал, что по химическому составу и данным изотопного анализа свинца породы «главной серии» батолита сходны с вмещающими сенонскими вулканитами Эльхорн-Маунтинс, а породы более поздней натровой серии батолита — с вышележащими нижнеэоценовыми вулканитами Лоуланд-Крик. Геохимическое сходство пород батолита Сьерра-Невады и вмещающих вулканитов подтверждено определениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Представляют интерес случаи преимущественно интрузивной формы нахождения кислых пород и преимущественно эффузивной

\* В Каскадных горах и вдоль края Центрально-Американского желоба окраинно-материковые пояса известково-щелочного вулканизма возникли вновь на неотектоническом этапе.

более основных (в рамках единого вулканоплутонического комплекса), что обусловлено, вероятно, различием вязкости магм.

Направленные изменения преобладающего состава пород во времени чаще отвечают гомодромной последовательности. Наблюдаются гомодромные ряды разных порядков: для всего вулканического пояса, слагающих его комплексов, а также для отдельных сложных интрузивных тел. Это установлено для батолитов Аляскинского хребта, Боулдер в Монтане и Берегового батолита в Перу. В результате обработки петрохимических данных для андезитов Чилийско-Аргентинского сегмента (от верхнетриасовых до плиоцен-четвертичных) автор выявил убывание железистости, нарастание содержаний кремния, калия, стронция, а также начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , (см. часть II, гл. 1). Мы уже отмечали вероятную связь этих изменений со все большим вовлечением вещества сиалической коры в процесс формирования андезитовых магм.

Большое значение придается поперечной петрохимической полярности лиминарных вулканических поясов. Нарастание содержаний калия и отношений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в глубь континента (в направлении наклона зоны Беньюфа) известны на Калифорнийско-Невадском сегменте, в поясе Талкитна, а также на Чилийско-Аргентинском сегменте, что было подробно рассмотрено в гл. 2. В разновозрастных интрузивных массивах Канадского сегмента, кроме того, нарастают отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , убывают  $\text{K}/\text{Rb}$  и содержание стронция. Однако здесь латеральные изменения в значительной степени затушеваны поперечной миграцией магматизма. Именно последняя обусловила известную кварцеводиоритовую линию Дж. Мура, которая, как оказалось, представляет собой не столько фаціальную, сколько возрастную границу.

Внутренняя структура лиминарных вулканических поясов отражает последовательную стабилизацию тектонического режима в ходе их развития. Каждый пояс подразделяется на структурные этажи, в нижних из них кое-где встречается линейная складчатость, но в целом господствуют германотипные деформации: пологие изгибы слоев и блоковые перемещения (см. рис. 38, 8). Крутые залегания вулканитов и угловые несогласия наблюдаются главным образом в приразломных зонах и на флексурах.

Там, где длительное время не было существенных латеральных смещений магматизма, формировалась сравнительно простая синклиальная структура вулканического пояса, развивавшаяся унаследованно от этапа к этапу. Можно предполагать, что она вулканотектонического происхождения и обусловлена компенсационным проседанием в осевой части пояса. Примером может служить уже рассмотренный нами Арауканский пояс Чили (см. рис. 11). Его нижне-, верхнемеловой и палеоген-миоценовый структурные этажи подчинены единой синклиальной структуре пояса, а разделяющие их несогласия фиксируют последовательные стадии прогибания. В связи с миграцией вулканизма ось прогиба несколько

смещалась на восток, поэтому синклиальная структура асимметрична.

Гораздо сложнее построен пояс на таких сегментах, как Канадский, но и там в центральной его части структура сравнительно проста: деформации всех главных фаз (на рубеже триаса и юры, в позднем мелу и в конце эоцена) ограничивались короблением слоев и образованием крутых разрывов.

Широко распространены вулкано-тектонические структуры центрального типа и сложные, длительно формировавшиеся кольцевые интрузии. На примере Берегового батолита Перу У. Питчер и М. Бассел показали, что подъем магмы контролировался продольными разломами древнего кристаллического фундамента. На пересечении их поперечными нарушениями устойчиво поддерживалась повышенная магматическая проницаемость.

Региональный метаморфизм проявлен слабо. Глубокие преобразования вулканитов бываюи обусловлены контактовым воздействием гранитоидов. Они широко доступны наблюдению на Калифорнийско-Невадском сегменте, где на больших площадях вулканиты сохранились в виде останцов кровли батолитов. Вместе с тем происходили эпигенетические преобразования вулканитов, не связанные с воздействием интрузий. Они нарастают вниз: как от одного структурного этажа к другому, так и в пределах каждого из этажей. Эти преобразования, выраженные зеленокаменными изменениями и развитием минералов цеолитовой ассоциации, относят к категории метаморфизма нагрузки (*burial metamorphism*). По данным К. Паласиоса, на севере Чили подобные же минеральные преобразования подчинены линейной зональности, протянувшейся параллельно краю континента.

В Южной Америке лиминарные вулканические пояса до сих пор сохраняют отчетливую пространственную связь со смежными структурными элементами океана. Сходные между собой Перуанский и Чилийско-Аргентинский сегменты сопряжены с двумя частями океанической плиты Наска, разделенными разломом Пасхи (см. рис. 37). Резко отличные от них Эквадорско-Колумбийский и Патагонский сегменты прилегают к соседним океаническим плитам. Различное взаимодействие обособленных литосферных плит океана с континентальной окраиной могло обусловить наблюдаемое подразделение лиминарного вулканического пояса на сегменты с неодинаковой историей и структурой. Предполагают, что таким же путем можно объяснить и неоднородность более дробных отрезков пояса длиной в сотни километров. Изменения магматической активности во времени, а также запечатленные в структурах фазы сжатия, увязывают с неравномерностью субдукции океанической литосферы под лиминарную систему и спрединга в сопряженной рифтовой зоне океана. Применительно к Андам эти вопросы рассматриваются в работах Р. Шарье, Б. Дальмайрака, М. Маттауэра, Х. Фругоса.

В связи со структурными перестройками неотектонического этапа лиминарные системы восточного обрамления Тихого океана

были существенно нарушены: смещены сдвигами (что обусловило образование Орегонско-Мокганской сигмиды?), изогнуты и разорваны при формировании островных дуг (Скотия и Алеутской), рассечены рифтами (Калифорнийский залив, Центральная долина Чили). На южнотихоокеанском и перуанско-чилийском побережье произошло частичное поглощение вулканических поясов на границе с океаном по мере коррозии края континента и затягивания фрагментов на глубину при встречном перемещении литосферных плит по зоне Беньофа.

Заканчивая обзор, мы видим, таким образом, что важнейшими характеристиками лиминарных вулканических поясов являются: их окраинно-материковое положение (вне генетической связи с комплексами основания) и сопряженность с зонами Беньофа, вытекающая из актуалистических аналогий; длительность развития (до 200 млн. лет и более); преимущественно известково-щелочной андезитовый и риолито-дацитовый состав магм и, начиная с первых же стадий развития, связь вулканизма с внедрением батолитов; поперечная петрохимическая полярность; относительно простая тектоническая структура (альпинотипная складчатость нехарактерна); мелководно-морская и субаэральная обстановка формирования, обычно с переходом от первой ко второй.

### Стадийность и направленность развития лиминарных систем

Уже в работах Ж. Обуэна была намечена стадийность развития лиминарной системы Анд (Aubouin, Borrello, 1966; Aubouin, 1972). По аналогии с предложенным им ранее для альпид Европы делением альпийского цикла на собственно геосинклинальный, тардигеосинклинальный и постгеосинклинальный периоды (Обуэн, 1967) этот исследователь подразделил андский цикл на собственно лиминарный, тардилиминарный и постлиминарный периоды. За нижнюю границу тардилиминарного комплекса наложенных, в том числе вулканических, прогибов принималось несогласие в подошве палеогена, а в более поздних публикациях — в подошве верхнего мела. Постлиминарный период, сопряженный с горообразованием, охватывал плиоцен и четвертичное время.

В предлагаемой ниже схеме стадийного развития лиминарных систем мы опираемся на тот же андский тектонотип, а также учитываем результаты сравнительного анализа других лиминарных систем тихоокеанского обрамления. Эта схема в значительной степени наследует схему Ж. Обуэна, хотя отличается хронологическим объемом стадий развития, выделяемых в Андах, и характеристикой каждой из них.

Важно подчеркнуть отличие, имеющее принципиальное значение. Глубинный режим, выражением которого служит лиминарная система Анд с ее мощным известково-щелочным магматизмом, по-видимому, не испытывал коренных преобразований с момента заложения системы в триасе и до настоящего времени. Все это время определяющим элементом глубинного механизма была по-

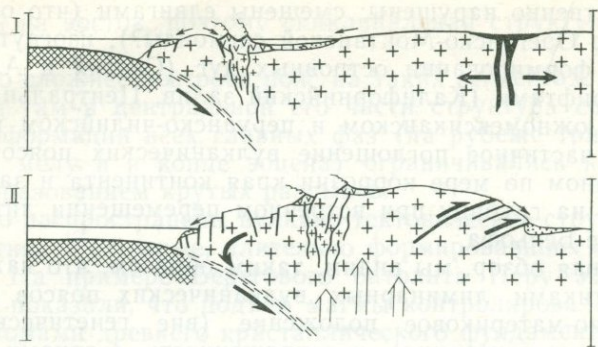


Рис. 39. Геодинамическая обстановка лиминарной системы на ранней и орогенной стадиях развития.

I — раннелиминарная стадия (раннеандский тип активной континентальной окраины); II — оролиминарная стадия (неоандский тип активной континентальной окраины)

грузившаяся под континентальную окраину зона Беньофа. Видоизменялся латеральный ряд структур лиминарной системы; континентальная окраина поднялась над уровнем моря, а затем испытала сводовое воздымание; определенным образом менялись состав известково-щелочных магм и условия вулканизма. Но все это время сохранялась прямая преемственность и магматизма, и тектонического режима. Назвав такой режим лиминарным, мы должны применять это наименование для всех стадий, включая неотектоническую орогенную стадию. Поэтому название постлиминарная представляется неудачным. Лучше именовать стадии раннелиминарной, позднелиминарной и оролиминарной, а соответствующие тектонотипы активной континентальной окраины раннеандским, позднеандским и неоандским.

**Раннелиминарная стадия** (раннеандский тип активной континентальной окраины). Начало развития континентальной окраины в активном режиме и тем самым заложение лиминарной системы надежно фиксируется первыми массовыми проявлениями известково-щелочного вулканизма и сопровождающими его внедрениями диорит-гранодиоритовых батолитов. Тектоникой служит андская лиминарная система позднего триаса — оксфорда. В течение этого времени (около 65 млн. лет) континентальная окраина находилась в основном ниже уровня моря и по мере накопления вулканических и осадочных толщ продолжала опускаться. Центральное положение в лиминарной системе занимал мощный пояс известково-щелочного вулканизма (Арауканский пояс). Там, где быстрое поступление вулканического материала опережало погружения, вулканический пояс выступал над морем и формировались субазральные фации. Ширина пояса была около 100 км, расстояние его от палеограницы с океаном невозможно определить непосредственно, так как край континента впоследствии разрушался и поглощался в зоне Беньофа. Известно, однако, что перед фронтом вулканиче-

ского пояса, отделяя его от океана, размещались поднятия докембрийского фундамента — сиалические бордерленды. Об их былом существовании свидетельствует поступавший с запада обломочный материал гранитного состава. За бордерлендами должен был протягиваться глубоководный желоб как батиметрическое выражение палеозоны Беньофа, питавшей магматическую активность и определявшей все развитие лиминарной системы.

К востоку от вулканического пояса находился отгороженный им мелководный морской бассейн, далее следовали относительно поднятые внутриконтинентальные области с платформенным режимом (рис. 39, I). Позже, в раннем мелу, на расстоянии 100—300 км от вулканического пояса определилась зона растяжения, которую можно проследить по излияниям толеитовых базальтов из Северо-Западной Аргентины в Боливию и далее до Эквадора. В других случаях подобные зоны проницаемости с толеитовыми базальтами появились еще в юре, о чем свидетельствуют траппы Нового Южного Уэльса, Тасмании и Бассова пролива, Земли Виктории и Трансантарктического хребта, а также системы даек Восточной Калифорнии. Процесс продвинулся значительно дальше на Патагонском сегменте, где в раннем мелу в тылу лиминарного вулканического пояса раскрылся глубоководный прогиб океанического типа: обнаружена офиолитовая серия с переходами от габбро к пластинчатому диабазовому комплексу и подушечным лавам, выше которых залегает флиш (Bruhn, Dalziel, 1977; Andrews-Speed, 1980). Уже в середине мела прогиб испытал сжатие и замкнулся, а позже небольшие гранитоидные интрузии возраста около 55 млн. лет распространились вплоть до хребта Дарвина, т. е. за зону офиолитов и туфогенного флиша. Судя по данным Г. Айсбахера, флишевый трог, подобный Патагонскому, раскрылся одновременно с ним и в тылу вулканического пояса Талкитна (на востоке Аляски); к позднему мелу и он испытал сжатие. Для объяснения возможных причин растяжения в тылу лиминарных вулканических поясов, по-видимому, могут быть использованы известные гипотезы, объясняющие механизм раскрытия впадин краевых морей при образовании островных дуг.

Актуалистической моделью лиминарной системы на ранней стадии ее развития может в какой-то степени служить Зондская система, на что уже обратил внимание Э. Коббинг (Cobbing, 1978). От Зондского желоба зона Беньофа погружается до глубин около 600 км под обширную область с континентальным типом коры. Активная лиминарная система в значительной своей части погружена ниже уровня моря. От глубоководного желоба начинается латеральный ряд структурных элементов, сравнимый с раннеандским: невулканический бордерленд, который следует вдоль островов Суматра, Нинас, Ментавай и далее на юго-восток; отделенные им от океана прогибы пролива Ментавай; пояс известково-щелочного вулканизма, протянувшийся вдоль Суматры и Явы на расстоянии около 200—250 км от края глубоководного желоба (однако в отличие от раннего Арауканского пояса Анд он развивается на гео-

антиклинальной структуре); мелководные морские прогибы в тылу вулканического пояса (Малаккский пролив, Яванское море) и в более внутренних районах области с континентальным типом коры. По простирацию эта лиминарная система непосредственно переходит в островодужные системы: ее продолжают Андаманско-Никобарская островная дуга на северо-западе и дуга Банда на юго-востоке, отчлененные от континентальной литосферной плиты глубоководными впадинами краевых морей.

Аналогия раннеандской континентальной окраины с современной Зондской областью наглядно демонстрирует соответствие между структурной парой сиалический бордерленд — вулканический пояс в лиминарных системах и парой невулканическая внешняя дуга — вулканическая внутренняя дуга в системах островодужных. Это соответствие отражает сходство тектонических и магматических обстановок, которые в обоих случаях определяются погружающейся под лиминарную или островодужную систему зоной Беньофа.

**Позднелиминарная стадия** (ей отвечает позднеандский тип активной континентальной окраины) установилась в Чилийско-Аргентинских Андах к позднему мелу и продолжалась почти 90 млн. лет вплоть до среднего миоцена. В предшествующий отрезок времени — в конце юры и раннем мелу — режим был переходным. Продолжал развиваться Арауканский вулканический пояс, по-прежнему занимавший центральное положение в лиминарной системе, хотя он был несколько смещен на восток. Континентальная окраина к этому времени заняла и устойчиво сохраняла более высокое гипсометрическое положение, мощный известково-щелочной вулканизм протекал в субаэральных условиях. Вынос на поверхность больших масс изверженного материала сопровождался вулкано-тектоническими проседаниями, формировалась общая синклиальная структура пояса, асимметричная ввиду продолжавшегося смещения магматизма на восток.

В период формирования позднеандского пояса распознается тот же латеральный ряд структур активной континентальной окраины, что и ранее. Рядом на платформе в позднем мелу еще сохранялись зоны растяжения с излияниями толеитовых базальтов. Однако непосредственно в тылу Арауканского вулканического пояса уже в конце мела наметилась зона сжатия со взбросами и небольшими надвигами, направленными на восток (Andean magmatism..., 1974).

**Оролиминарная стадия** (неоандский тип активной континентальной окраины). Анды вступили в эту стадию в конце миоцена — раннем плиоцене, когда началось орогенное воздымание континентальной окраины, распространившееся на сотни километров в глубь континента. Так же расширился вначале и ареал вулканизма, но затем он снова сконцентрировался в линейном вулканическом поясе, несколько смещенном на восток по отношению к более раннему. Тектоническая обстановка характеризовалась заметным усложнением ранее существовавшего латерального

ряда структур. Аркообразное воздымание активной континентальной окраины на 4000 м и более породило значительные растяжения в своде и на его океанической стороне, где наблюдается фронтальная система рифтов и горстов. В то же время на континентальной стороне растяжение сменяется сжатием, наблюдаются складчатость и надвиги в направлении опущенного в передовых прогибах края платформы (см. рис. 39, II).

Проходящее через все эти стадии сквозное развитие зон Беньофа и связанных с ними лиминарных систем на протяжении целого цикла тектогенеза (такого как альпийский или «андский») отличает их от эвгеосинклинальных систем. Развитие последних (прогибания, магматизм) сопряжено с тектонической обстановкой растяжения или раздвига литосферы, переход к обстановке сжатия и горообразования означает в них отмирание геосинклинальных условий и начало орогенного режима с его характерными магматизмом и тектоникой. Подобный переход к быстрому воздыманию в то же самое время (в конце миоцена) проявился и в лиминарных системах Анд и обозначился началом оролиминарной стадии. Однако он не нарушил и не изменил сколько-нибудь существенно развитие глубинных процессов в зоне Беньофа и над ней: неоандский вулканический пояс наследует развитие более ранних вулканических поясов.

Характер взаимосвязи между изменениями состава лав и структурными преобразованиями, происходившими на андской окраине от стадии к стадии, является пока предметом предположений. Поднятие края континента могло находиться в зависимости от наращивания мощности сиала до современных величин. Позже, при соответственно более высоком положении континентальной плиты относительно океанической, субдукция в зоне Беньофа могла привести к аркообразному изгибу континентальной окраины. При этом сравнительно однородное поле напряжений преобразовалось в контрастное: растяжение верхов литосферы, происходящее на своде и на перегибе к глубоководному желобу, соседствует со сжатием на сочленении орогена с кратоном, где возникла тыловая зона складчатости и надвигов. Как было показано в гл. 2, магогенерирующий участок зоны Беньофа в этой лиминарной системе, по-видимому, перемещался со временем на все большую глубину. Вместе с увеличением мощности сиалической коры это могло обусловить наблюдаемые изменения состава магматических расплавов, поступавших на поверхность.

Представление об активных континентальных окраинах формировалось в значительной степени на примере современных Анд, которые широко используются как образец при реконструкции древних континентальных окраин. Между тем, как было показано, наблюдаемая сейчас в Андах геодинамическая обстановка определилась лишь на неотектоническом этапе, в последние 12—13 млн. лет, а до этого на протяжении почти 200 млн. лет условия были иными. Сравнение охарактеризованных выше структурных обстановок ранне-, средне- и неоандского типа с широко известной схе-

мой строения активной континентальной окраины, по У. Дикин-  
сону (Dickinson, 1976), показывает, что она отражает главным  
образом условия неоандского типа. Это ограничивает возможно-  
сти ее использования в качестве эталона при палеореконструк-  
циях. Схема Дикинсона предусматривает, в частности, существо-  
вание в тылу вулканического пояса зоны сжатия, складчатости и  
надвигов. Среди лиминарных систем мезозоя, охваченных корреля-  
ционной диаграммой (см. рис. 38), только на Калифорнийско-  
Невадском сегменте такая зона была отчетливо выражена.  
С конца юры до позднего мела там формировалась складчатая  
система Севир, которая занимала, по-видимому, то же структур-  
ное положение между вулканическим поясом и молассовым пере-  
довым прогибом, какое в современных Андах занимают складчатые  
системы Субандийских цепей. Нам представляется, однако,  
что возникновение подобных зон сжатия сопряжено не столько  
с магматической активностью пояса (как это полагают Р. Арм-  
стронг и У. Дикинсон), сколько с высоким сводово-глыбсыым  
поднятием континентальной окраины, продолжающей взаимодей-  
ствовать с океанической плитой по зоне Бенюфа.

Таким образом, при детальном палеотектонических рекон-  
струкциях лиминарных систем наряду со схемой Дикинсона (неоанд-  
ским тектонотипом) могут использоваться охарактеризованные  
выше ранне- и позднеандский тектонотипы, отражающие обста-  
новку доорогенных стадий развития лиминарной системы. В част-  
ности, реконструкция тектонической позиции Закавказского вул-  
канического пояса для юрского времени была дана нами на ос-  
нове сравнения с раннеандским эталоном.

Рассмотренная схема длительного, стадийного развития лимина-  
рной системы в течение тектонического цикла реализуется на  
разных сегментах тихоокеанского обрамления со значительными  
вариациями, что видно на корреляционной диаграмме (см.  
рис. 38). Развитие лиминарной системы Чилийско-Аргентинских  
Анд, длившееся более 200 млн. лет, иллюстрирует полное, унасле-  
дованное развитие. В других случаях развитие лиминарной сис-  
темы было прервано на той или иной стадии. Так, развитие Охот-  
ско-Чукотского вулканического пояса прервалось в конце поздне-  
лиминарной стадии с заложением современной системы островных  
дуг и соответствующим смещением сейсмической и магматической  
активности на восток. На Новозеландском сегменте лиминарный  
режим прекратился еще в начале позднего мела, когда наметилась  
деструкция этой континентальной окраины, сопровождавшаяся  
излияниями толентовых базальтов.

### Соотношение лиминарных, островодужных систем и эвгеосинклиналией

Среди важнейших магматически активных элементов геосин-  
клинальной области лиминарные системы и островные дуги вза-

имосвязаны пространственно и генетически. Их соотношение с эвгеосинклиналями сложнее и многообразнее.

Близкое родство лиминарных систем андского типа с островными дугами признается, по-видимому, большинством исследователей. Те и другие служат выражением процессов, протекающих в зонах Беньофа, и объединяются понятием «активная континентальная окраина». Более того, в англоязычной тектонической терминологии их объединяет название *arc-trench systems* или просто *arcs* с дальнейшим подразделением таких систем на две категории: *island arcs* и противопоставляемые им *continental arcs*, или *marginal arcs*. Следует отметить, что эта общепринятая и прочно укоренившаяся терминология неудачна в том отношении, что лиминарным системам, за редким исключением, не свойственна дугообразная форма. Она присуща островным дугам, изгиб которых, по-видимому, непосредственно связан с механизмом раскрытия в их тылу глубоких краевых или междуговых бассейнов (*back-arc basins*). Неточность этой терминологии усугубляется при использовании ее в русской геологической литературе. Известково-щелочные магматические комплексы окраины андского типа у нас часто называют островодужными, хотя в англоязычном оригинале это *volcanic arc*, но отнюдь не *island arc*.

Среди островных дуг только дуги внутриокеанического типа (*intra-oceanic arcs*; *oceanic arcs*), именуемые иногда дугами марианского типа, могут быть четко отделены от лиминарных систем как по структурному положению, так и по характеру формаций, в первую очередь магматических. Для этих энсиматических дуг, в фундаменте которых драгированием вскрывается океаническая кора вплоть до ультрабазитов, характерны обилие островодужных толеитов, господство основных членов в известково-щелочных сериях, отсутствие шошонитовых магм, а также определенные соотношения малых элементов и «океанический» изотопный состав стронция. В геосинклиналях прошлого аналогом таких островных дуг считают офиолитовые комплексы соответствующего состава.

Энсиматические островные дуги японского типа (*detached arcs*), образование которых связано с отчленением континентальной окраины и ее дугообразным изгибом по мере раскрытия краевого моря, весьма близки по характеру магматизма и особенностям состава вулканитов к лиминарным системам. Такое сходство не является неожиданным, поскольку и те и другие развиваются на коре континентального типа и тесно связаны генетически. Чтобы проиллюстрировать это, обратимся еще раз к примеру Патагонских Анд. На рубеже юры и мела в тылу лиминарного вулканического пояса Патагонии начал раскрываться прогиб океанического типа (энсиматическая эвгеосинклиналь). С этого времени в течение приблизительно 40 млн. лет вулканический пояс продолжал развиваться уже как энсиматическая островная дуга, отделенная от континента эвгеосинклинальным прогибом краевого моря. В северном направлении она непосредственно продолжалась лиминарным Арауканским вулканическим поясом. С середины мела,

когда эвгеосинклиналь в тылу островной дуги замкнулась, восстановилась лиминарная обстановка.

Подобные же соотношения, возможно, имели место и в области Кавказа. Пересмотр данных, касающихся происхождения глубоководной субокеанической впадины Черного моря, привел к предположению, что она начала раскрываться в середине мела в тылу Закавказского вулканического пояса (The Black-Sea..., 1977; Lordkipanidze et al., 1979). К западу от 42° в. д. этот пояс лиминарного типа отчленился от континента и превратился в энсиалическую островную дугу Понтид, огибавшую Черноморскую впадину; восточнее он продолжал развиваться в лиминарной обстановке.

Таким образом, разграничение лиминарных систем и энсиалических островных дуг японского типа, по-видимому, не так уж существенно и имеет значение главным образом для региональных палеотектонических реконструкций. Мы уже обращали внимание на излияния и дайки толеитовых базальтов как признак растяжения в тылу Арауканского (в середине мела) и Закавказского (в средней юре) лиминарных вулканических поясов. Эти зоны растяжения можно уподобить «несостоявшимся» тыловым прогибам, раскрытие которых превратило бы лиминарную систему в островную дугу. Развитие этого процесса регулируется, вероятно, не только локальным глубинным механизмом, но и явлениями планетарного масштаба, о чем свидетельствует закономерная асимметрия в размещении островодужных и лиминарных систем Тихого океана, приуроченных соответственно к западному и восточному его обрамлениям.

Рассматриваемый вопрос осложняется тем обстоятельством, что кроме отчетливо выраженных энсиалических и энсиматических существуют сложно построенные дуги с разнородным субстратом.

Современным, живым примером, демонстрирующим тесную связь лиминарной системы с островодужными, служат уже упоминавшиеся выше соотношения в Индонезийском архипелаге: Зондская лиминарная система непосредственно продолжается по простиранию островными дугами Андаманско-Никобарской и Банда. Все они прослеживаются над единой зоной Беньофа.

Касаясь вопроса о соотношении лиминарных и островодужных систем с эвгеосинклиналями, отметим, что они могут развиваться одновременно и рядом в единой геосинклинальной области. В одних случаях эвгеосинклиналь, чаще всего энсиматическая, или же собственно океан размещались перед лиминарной или островодужной системой и должны были граничить с ней по глубоководному желобу, где выходила на поверхность зона Беньофа. Приведенные выше примеры иллюстрируют и другой случай — раскрытие эвгеосинклинали в тылу лиминарной системы, которая с этого времени превращалась в энсиалическую островную дугу. Современные островные дуги сочетаются и с новообразованными путем раскрытия энсиматическими прогибами, и с прогибами пе-

риокеанического типа, наложенными на более древнюю океаническую кору.

Среди рассмотренных магматически активных элементов геосинклинальной области самыми долгоживущими должны быть признаны, вероятно, лиминарные системы, сквозное развитие которых, как мы видели, может продолжаться от начала и до конца тектонического цикла. При этом оролиминарная стадия их развития коррелируется с орогенной стадией на месте смежных геосинклиналей, которые к этому времени полностью замыкаются. В рамках тектонического цикла эволюция одновременно развивающихся лиминарных и эвгеосинклинальных систем протекает согласованно, проявляя общую направленность: от преобладания опусканий к преобладанию поднятий и все возрастающей роли сжимающих напряжений.

Таблица 1. Основные тектонические этапы развития геосинклинальной области.

Эволюция геосинклинальной области		Время (млн лет)
1. Преобладание опусканий	Этап 1. Развитие геосинклинальной области	100 - 150
	Этап 2. Развитие оролиминарных систем	150 - 200
2. Преобладание поднятий	Этап 3. Развитие орогенных систем	200 - 250
	Этап 4. Развитие платформенных систем	250 - 300

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка глубинного режима вулканически активных зон в геосинклиналях прошлого на основе актуализма приводит, таким образом, к заключению, что геосинклинальный вулканизм был генетически разнороден: главным тектоническим обстановкам соответствуют вулканические формации, которые коренным образом различаются по составу исходных магм и происхождению. В линейных зонах растяжения происходило зарождение мантийных толеит-базальтовой, реже оливин-базальтовой магм. Вулканические пояса, связанные с глубинным сжатием вдоль зон Беньофа, представляли собой результат сложных многостадийных процессов формирования известково-щелочных магм (от базальтовой до риолитовой); эти процессы берут начало в сейсмофокальной зоне и распространяются вверх вплоть до гранитно-метаморфического слоя коры. Приходится отказаться от представления о геосинклинальном вулканизме как едином магматическом и генетическом типе, который служил бы выражением единого геосинклинального режима, геосинклинального процесса.

Противопоставление двух главных глубинных режимов, отчетливо проявившихся в вулканизме, послужило основой для группировки вулканически активных элементов геосинклинальной области (табл. 16). Глубинные зоны растяжения выражены эвгеосинклиналями, которые в соответствии с принятым в части II, гл. 3 определением, понимаются как геосинклинальные прогибы с толеит-базальтовым вулканизмом. Это как энсиалические геосинклинали, заложение которых сопровождалось лишь растяжением и

### Главные вулканически активные элементы

Развиваются над глубинными зонами растяжения

#### Эвгеосинклинали

	Энсиматические	
<p>Энсиалические Элементарные толеит-базальтовые и контрастные базальт-риолитовые формации</p>	<p>Офиолитовые — с новообразованием (спрединг) коры океанического типа* Толеит-базальтовые формации как элемент офиолитовой ассоциации</p>	<p>Периокеанические — наложенные на более древнюю океаническую кору* Толеит-базальтовые и щелочно-базальтовые формации</p>

\* Представлены в офиолитовых комплексах складчатых областей.

\*\* Характерна латеральная петрохимическая полярность.

утонением континентальной коры, так и энсиматические офиолитовые геосинклинали, возникающие при разрыве сплошности коры, ее раздвиге с новообразованием (спредингом) коры океанического типа. Особую категорию составляют периокеанические эвгеосинклинали, наложенные на более древнюю, догеосинклинальную океаническую кору.

Эвгеосинклиналям противопоставляются те вулканически активные элементы геосинклинальной области, которые развиваются над глубинными сейсмофокальными зонами Беньофа: лиминарные системы, возникающие на краю сиалических литосферных плит (системы андского или зондского типа), и родственные им островные дуги — энсиалические (японского типа) и энсиматические (марианского типа)\*. Несмотря на характерные различия, вулканизм всех этих структур имеет много общего как в составе и петрохимической структуре вулканических формаций, так и в поперечной петрохимической полярности, закономерно связанной с погружением зоны Беньофа под вулканически активную зону.

После замыкания геосинклинальных систем в складчатых сооружениях не только новообразованная путем спрединга симатическая кора офиолитовых геосинклиналей, но и фрагменты древнего океанического субстрата периокеанических геосинклиналей и энсиматических островных дуг рассматриваются обычно как офиолитовые комплексы.

Два главных глубинных режима, контролирующие геосинклинальный вулканизм, находятся в определенном соответствии

\* Как известно, среди современных островных дуг, наряду с энсиматическими и энсиалическими, есть сложные дуги с разнородным коровым субстратом.

Таблица 16

геосинклинальной области

Развиваются над зонами Беньофа

Лиминарные системы (на краю сиалических литосферных плит) <i>Известково-щелочные и шошонитовые непрерывные формации**</i>	Островные дуги	
	Энсиалические — наложенные на более древнюю континентальную кору <i>Известково-щелочные, толеитовые и шошонитовые непрерывные формации**</i>	Энсиматические — наложенные на более древнюю океаническую кору* <i>Толеитовые и известково-щелочные непрерывные формации**</i>

с двумя типами крупных современных сейсмически активных зон, выделение которых лежит в основе концепции тектоники плит. Это океанические рифтовые зоны — дивергентные границы литосферных плит (зоны спрединга, конструктивные границы) и конвергентные границы (зоны субдукции, деструктивные границы). Соответствие подтверждается сходством вулканизма: состава поступающих на поверхность магматических расплавов, петрохимической структуры вулканических формаций и др. Однако оно не должно восприниматься без учета масштаба и пространственного размещения активных зон. Геосинклинальные пояса прошлого, которые в какой-то степени можно уподобить Западно-Тихоокеанскому поясу или Средиземноморью наших дней, обособлялись относительно обрамлявших их континентальных и океанических областей высокой активностью тектонических движений и магматизма, контрастным тектоническим рельефом, характерным набором и резкой сменой фаций и мощностей. На ограниченной территории в пределах геосинклинального пояса взаимодействовали глубинные режимы зон растяжения или раздвига (вплоть до спрединга коры океанического типа) и зон Беньофа — глубинных зон сжатия и встречного перемещения смежных участков корового субстрата (вплоть до субдукции).

Относительная роль каждого из этих режимов менялась в ходе развития геосинклинальной области — с переходом от преобладания растягивающих напряжений в начале тектонических циклов к преобладанию сжатия на более поздних, предороженных стадиях. В этом можно видеть путь к расшифровке стадийных, направленных изменений в формационном составе продуктов вулканизма: от преобладания элементарных толеит-базальтовых формаций в начале цикла к преобладанию сложных известково-щелочных формаций в его конце, хотя и те и другие формации могут присутствовать в любой части вертикального формационного ряда: на разных стадиях возможно локальное проявление сходных режимов.

Этот же принцип может быть положен в основу разграничения вулканизма, характерного для крупных тектонических единиц, таких как геосинклинальные пояса, платформы, океаны, континентальные рифты. Петрографические и химические признаки той или иной вулканической формации сами по себе не всегда обеспечивают надежное разграничение. Действительно, между толеит-базальтовыми формациями геосинклиналей, платформ (траппы) и срединно-океанических хребтов (всюду отмечающими обстановку растяжения литосферы) гораздо больше общего, чем между толеит-базальтовыми и сложными известково-щелочными формациями смежных зон геосинклиналей. Лишь определенное сочетание и количественное соотношение главных вулканических формаций (отражающее определенное сочетание глубинных режимов) вместе с особенностями состава и вторичного изменения пород (отражающими особенности проявления глубинного режима) может послужить основой для характеристики вулканизма той или иной тектонической области.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.—Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., Госгеолиздат, 1947, 415 с.
- Бакуменко И. Т., Чупин В. П., Косухин О. Н.* Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава.—В кн.: Пробл. глубинного магматизма. М., 1979, с. 206—221.
- Белоусов А. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976. 332 с.
- Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978. 232 с.
- Борсук А. М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., Наука, 1979. 299 с.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М.—Л., Госгоргеолнефтеиздат, 1934, 183 с.
- Геншифт Ю. С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977. 208 с.
- Димитрова Е., Янев Й., Бахнев Д.* Размещение магматических формаций Карпато-Балканской области в связи с ее тектоническим развитием.—Геотектоника, 1979, № 3, с. 59—75.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М.* Первичный расплав океанского толита и состав верхней мантии океана.—Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 177—180.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, с. 3—12.
- Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972. 240 с.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., Наука, 1975. 208 с.
- Книппер А. Л.* Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей.—В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., 1979, с. 171—182.
- Колман Р.* Офиолиты. М., Мир, 1979. 262 с.
- Краевые моря древних геосинклинальных областей/ С. В. Руженцев, М. С. Марков, Г. Е. Некрасов, С. Г. Бялобжесский.*—Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
- Кузьмин М. И., Пополитов Э. И.* Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса.—Геохимия, 1978, № 5, с. 691—699.
- Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972. 208 с.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М., Иностран. лит., 1955. 192 с.
- Леонов Г. П.* Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры.—Вестн. МГУ, сер. геол., 1974, № 3, с. 21—31.
- Ломизе М. Г.* Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969. 220 с.
- Ломизе М. Г.* Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд.—В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Т. 2. М., 1975, с. 5—75.
- Луцц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980, 247 с.
- Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. Т. 1—2. М., Наука, 1971. 480 с., 383 с.
- Магматизм и земная кора/А. А. Маракушев, Т. И. Фролова, Е. Б. Яковлева, П. Ф. Емельяненко.*—Вестн. МГУ, сер. геол., 1977, № 1, с. 3—29.

Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 15—31.

Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5, с. 3—11.

Обузн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967. 302 с.

Океаны и геосинклинальный процесс./А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. Л. Книппер и др.— Докл. АН СССР, т. 196, № 3, 1971, с. 657—659.

Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития.— В кн.: Геология Большого Кавказа. М., 1976, с. 154—207.

Петрография, т. 1/А. А. Маракушев, Т. И. Фролова, Д. С. Коржинский и др. М., Изд-во МГУ, 1976. 384 с.

Пискунов В. Н., Абдурахманов А. И., Ким Ч. У. Соотношение состав—глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 57—67.

Попов В. С. К механике внедрения маломощных даек и силлов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 10, с. 48—57.

Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, Наука, 1981. 182 с.

Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану/Т. И. Фролова, А. В. Гущин, И. А. Бурикова, В. Т. Фролов.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1978, т. 53, вып. 3, с. 100—115.

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.

Пяк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7, с. 3—14.

Ротман В. К. Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты «новой глобальной тектоники».— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1975, нов. сер., т. 234, с. 138—148.

Систематика магматических пород/Е. Д. Андреева, О. А. Богатиков и др.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 10, с. 17—25.

Соболев В. С. Происхождение магм.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., 1978, с. 433—446.

Суханов М. К. «Казбекский диабазовый пояс» Центрального Кавказа (междуречье Ардон—Асса). М., Наука, 1975. 150 с.

Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления/Л. М. Парфенов, Б. А. Натальин, И. П. Войнова, Л. И. Попеко.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 85—104.

Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, Наука, 1974. 88 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М., Изд-во МГУ, 1977. 280 с.

Фролова Т. И., Гущин А. В. Латеральные вариации базальтового магматизма.— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 22—43.

Хаин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 5—18.

Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1974, № 2, с. 3—21.

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

Штилле Г. Избранные труды. М., Мир, 1964. 887 с.

Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°—35°S) of the Southern Andes.— Pacific Geology, 1974, v. 8, p. 1—38. Auth.: Aguirre L., Charrier R., Davidson J. et al.

Andrews-Speed C. P. The geology of central Isla Hoste, southern Chile: sedimentation, magmatism and tectonics in part of a Mesozoic back-arc basin.— Geol. Mag., 1980, v. 117, N 4, p. 339—349.

*Aramaki S.* Volcanoes of Hakone, Izu and Oshima. Petrology. — Bull. Hot spring res. Inst., Kanagawa prefecture, 1978, v. 9, N 5, p. 60—64.

*Arculus R. J., Johnson R. W.* Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, N 1, p. 118—126.

*Aubouin J.* Chaines liminaires (Andines) et chaines géosynclinales (Alpines). — Int. Geol. Congr., 24<sup>th</sup> sess., section 3, Montreal, 1972, p. 438—461.

*Aubouin J.* Des oceans aux geosynclinaux: comparaison et reflexion. — Deuxième Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, 1974, p. 17.

*Aubouin J., Borrello A. V.* Chaines andines et chaines alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. — Bull. soc. géol. France, 1966, v. 8, p. 1050—1070.

*Barazangi M., Isacks B.* Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. — Geology, 1976, v. 4, p. 686—692.

*Becalova L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites. Application to some ophiolites. — Ophioliti, 1979, v. 4, N 1, p. 67—72.

*Bergougnan H., Fourquin C.* Un ensemble d'éléments communs à une marge active alpine des Carpathes méridionales à l'Iran central: le domaine irano-balkanique. — Bull. soc. géol. France, 1980, v. 22, N 1, p. 61—83.

*Briqueu L., Lancelot J.* Nouvelles données analytiques et essai d'interprétation des compositions du strontium des laves calcoalcalines plio-quatérnaires du Pérou. — Bull. soc. géol. France, 1977, v. 19, N 6, p. 1223—1232.

*Brookfield M. E.* The emplacement of giant ophiolite nappes. Mesozoic—Cenozoic examples. — Tectonophysics, 1977, v. 37, N 4, p. 247—303.

*Brown G. C.* Mantle origin of Cordilleran granites. — Nature, 1977, v. 265, N 5589, p. 21—24.

*Bruhn R. L., Dalziel I. W. D.* Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. — In: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins, 1977, p. 395—405.

*Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of Central Peru.* — Geology, 1975, v. 3, N 9, p. 501—504. Auth.: Noble D. C., Bowman H. R., Hebert A. J. et al.

*Cobbing E. J.* The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines. — Journ. Geol. Soc. London, 1978, v. 135, N 2, p. 207—218.

*Coney P. J., Reynolds S. J.* Cordilleran Benioff zones. — Nature, 1977, v. 270, p. 403—405.

*Deruelle B.* Subduction et zonation du volcanisme plio-quatérnaire des Andes du Sud (18°—55°S). — Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 1977, v. 19, N 2, p. 179—188.

*Desmet A., Lapiere H.* Les manifestations magmatiques du Troodos et des nappes de Mamonia (Chypre). — Sci. Terre, 1977, v. 21, N 1, p. 5—16.

*Dewey J. F., Bird J.* Plate tectonics and geosynclines. — Tectonophysics, 1970, v. 10, N 5/6, p. 625—638.

*Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines. — Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10, N 2, p. 165—174.

*Dickinson W. R.* Reconstruction of past arc-trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific. — In: The Western Pacific, 1973, p. 569—601.

*Dickinson W. R.* Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic—Cenozoic arc-trench system in western North America. — Canad. Journ. Earth. Sci., 1976, v. 13, N 9, p. 1268—1287.

*Dixon T. H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. — Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 70, N 2, p. 167—181.

*Dott R. H.* The geosynclinal concept. — In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Tulsa, 1974, p. 1—13.

*Eichelberger J. C.* Andesitic volcanism and crustal evolution. — Nature, 1978, v. 275, N 5675, p. 21—27.

*Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales.*—Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 1973, v. 15, N 1—2, p. 11—72. Auth.: Aubouin J., Borrello A. V., Cecioni G. et al.

*Frangipane-Gysel M.* Analysis of multivariate data: an application to some recent volcanics of the Central Andes.—Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1977, v. 57, N 1, p. 115—134.

*Frey F. A.* Trace element geochemistry: applications to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks.—Rev. Geoph. and Space Physics, 1979, v. 17, N 4, p. 803—823.

*Generation of mid-ocean ridge tholeiites.*—Journ. Petrol., 1979, v. 20, N 1, p. 3—35. Auth.: Presnall D. C., Dixon J. R., O'Donnell T. H., Dixon S. A.

*Geologia Munților Apuseni București, 1976.*—631 p. Auth.: Ianivici V., Borcoș M., Bleahu M. et al.

*Gest D. E., McBirney A. R.* Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming.—Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 1979, v. 6, N 1—2, p. 85—104.

*Gill J. B.* Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, N 6, p. 709—724.

*Green D. H.* A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.—Phys. Earth Planet. Interiors, 1970, v. 3, p. 221—235.

*Grubic A.* Istocna Srbija u svetlosti nove globalne tektonike i odraz takvog modela na tumačenje tektonike severne grane alpida.—In: Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije. Beograd, 1974, p. 153—180.

*Hanuš V., Vaněk J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca plate.—Tectonophysics, 1978, v. 44, N 1—4, p. 65—77.

*Haskin L. A.* On rare-earth element behavior in igneous rocks.—In: Origin and distribution of the elements, 1979, p. 175—189.

*Helwig J.* Eugeosynclinal basement and the collage concept of orogenic belts.—In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Tulsa, 1974, p. 359—376.

*Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, N 9, p. 1429—1440.

*Hsü K. J.* The odyssey of geosyncline.—In: Evolving concepts in sedimentology, 1973, p. 66—92.

*Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics.—Tectonophysics, 1977, v. 40, N 3—4, p. 245—256.

*Iyer H. M.* Deep structure under Yellowstone national park USA: a continental „hot spot“.—Tectonophysics, 1979, v. 56, N 1/2, p. 165—197.

*Jakeš P., Gill J. B.* Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.—Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, N 1, p. 17—28.

*Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, N 1, p. 29—40.

*James D. E.* Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, N 12, p. 3325—3346.

*Johnson R. W.* Potassium variation across the New Britain volcanic arc.—Earth. Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 1, p. 184—191.

*Joplin G. A.* The shoshonite association: a review.—Journ. Geol. Soc. Australia, 1968, v. 15, p. 2, p. 275—294.

*K—Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile.*—Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, p. 60—66. Auth.: Farrar E., Clark A. H., Haynes S. J. et al.

*Keith S. B.* Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America.—Geology, 1978, v. 6, N 9, p. 516—521.

*Klerkx J., Deutsch S., Pichler H.* Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes.—Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 1977, v. 2, N 1, p. 49—71.

*Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs.—Bull. volcanol., 1966, ser. 2, v. 29, p. 195—222.

Lefevre C., Dupuy C., Coulon C. Le volcanisme andésitique. — Revue de la Haute-Auvergne, 1974, v. 44, p. 313—355.

Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L. Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks. — Science, 1971, v. 174, p. 821—825.

López-Escobar L., Frey F. A., Vergara M. Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. — Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 63, N 3, p. 199—228.

López-Escobar L., Frey F. A., Oyarzún J. Geochemical characteristics of Central Chile (33°—34°S) granitoids. — Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 70, N 4, p. 439—450.

López-Ruiz J. Tectónica de placas y volcanismo. — Bol. Geol. y Minero, 1976, t. 87, N 6, p. 612—624.

Lordkipanidze M. B., Zakariadze G. S., Popolitov E. I. Volcanic evolution of the marginal and interarc basins. — Tectonophysics, 1979, v. 57, N 1, p. 71—83.

Masuda Y., Aoki K.-I. Two types of island arc tholeiite in Japan. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, N 2, p. 298—302.

McNutt H., Clark A. H., Zenilli M. Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29°S: petrologic and metallogenic implications. — Econ. Geol., 1979, v. 74, N 4, p. 827—837.

Melson W. G., Vallier T. L., Wright J. L. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea floor spreading centers. — Geophys. Monograph, 1976, v. 19, p. 351—363.

Middlemost E. A. K. The basalt clan. — Earth-Sci. Rev., 1975, v. 11, N 4, p. 337—364.

Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. — Journ. Geol., 1969, v. 77, N 6, p. 629—646.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — Amer. Journ. Sci., 1974, v. 274, N 4, p. 321—355.

Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series. — Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 66, N 1, p. 91—104.

Morel J. M., Hekinian R. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges. — Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 72, N 4, p. 425—436.

Myers J. S. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 9, p. 1209—1220.

Nielson D. R., Stoiber R. E. Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone. — Journ. Geophys. Res., 1972, v. 78, N 29, p. 6887—6892.

O'Hara M. J. The bearing phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — Earth-Sci. Rev., 1968, v. 4, N 2, p. 69—133.

Onuoha K. M. Tectonic significance of some geochemical data associated with the ophiolitic complexes of the Darno megatectonic line, NE-Hungary. — Acta Geol. Hung., 1977, v. 21, N 1—3, p. 133—141.

Palacios C., Oyarzún R. Relationship between depth to Benioff Zone and K and Sr concentrations in volcanic rocks of Chile. — Geology, 1975, v. 3, N 10, p. 595—596.

Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts. — Journ. Petrol., 1976, v. 17, N 1, p. 15—43.

Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. — Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, N 1, p. 121—132.

Petro W. L., Vogel Th. A., Wilband J. T. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. — Chem. Geol., 1979, v. 26, N 3—4, p. 217—235.

Raymond L. A., Swanson S. E. Accretion and episodic plutonism. — Nature, 1980, v. 285, N 5763, p. 317—319.

Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc systems. — Journ. Geol. Soc. London., 1974, v. 130, N 3, p. 183—204.

Ryszkiewicz M. Andy—model lancucha geoiimarnego. — *Przeglad Geol.*, 1979, v. 27, N 10, p. 569—572.

Sacks I. S. Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. — *Tectonophysics*, 1977, v. 37, N 1—3, p. 131—139.

Săndulescu M. Essai de synthèse structurale des Carpathes. — *Bull. soc. géol France*, 1975, sér. 7, t. 17, N 3, p. 299—358.

Şengör A. M. C., *Monod O.* Océans sialiques et collisions continentales. — *C. R. Acad. Sc.*, 1980, sér. D, v. 290, p. 1459—1462.

Smulikowski K. Uwagi o cieszyńskiej prowincji magmowej. — *Roczn. Polsk. Tow. Geol.*, 1980, v. 50, N 1, p. 41—54.

Souriau A. Upper mantle beneath the Paris basin and Benelux, including possible volcanic anomalies in Belgium. — *Tectonophysics*, 1979, v. 57, N 2—4, p. 167—188.

Stern R. J. On the origin of andesite in the northern Mariana Island arc: implications from Agrigan. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, N 2, p. 207—219.

Stille H. Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungsräume. — *Geologie*, 1958, Heft 3—6, p. 284—306.

Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Galan, Northwest Argentina. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 48, N 2, p. 257—267. Auth.: Francis P. W., Thorpe R. S., Moorbath S. et al.

Sugisaki R. Chemical characteristics of volcanic rocks: relation to plate movements. — *Lithos*, 1976, v. 9, N 1, p. 17—30.

Taponnier P., Francheteau J. Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. — *Journ. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, N B—8, p. 3955—3970.

*The Black-Sea*: a marginal basin geophysical and geological data. — In: *Symp. Int. Struct. Hist. Mediterr. basins*, Split, 1976. Paris, 1977, p. 363—379. Auth.: Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A. et al.

*The comparative* chemical composition of continental vs. island arc andesites in Alaska. — Oregon Dept. Geol. Mineral Industries Bull., 1969, v. 65, p. 111—120. Auth.: Forbes R. B., Ray D. K., Katsura T. et al.

*The tectonic* setting of the ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). — *Geol. Zbornik*, 1980, v. 31, N 4, p. 465—493. Auth.: Balla Z., Baksa Cs., Földessy J. et al.

Thorpe R. S., Francis P. W. Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance. — *Tectonophysics*, 1979, v. 57, N 1, p. 53—70.

Tilley C. E., Muir I. D. Tholeiite and Tholeiitic Series. — *Geol. Mag.*, 1967, v. 104, N 4, p. 337—343.

Ui T., Aramaki S. Relationship between chemical composition of Japanese island-arc volcanic rocks and gravimetric data. — *Tectonophysics*, 1978, v. 45, p. 249—259.

Upadhyay H. D., Neale E. R. W. On the tectonic regimes of ophiolite genesis. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 43, N 1, p. 93—102.

Uyeda S. Subduction zones: facts, ideas, speculations. — *Oceanus*, 1979, v. 22, N 3, p. 54—62.

Vergara M. Note on the paleovolcanism in the Andean Geosyncline from the Central part of Chile. — *Int. Geol. Congr.*, 24, sess., section 2, Montreal, 1972, p. 222—230.

*Volatiles* in submarine volcanic rocks from the spreading axis of the East Scotia sea back-arc basin. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 47, N 2, p. 272—278. Auth.: Muenow D. W., Liu N. W. K., García M. O., Saunders A. D.

Wang C. B. Concept of geosyncline. — *Geol. Rundschau*, 1979, Bd. 68, Heft. 2, p. 696—706.

Wells F. G. Ensimatic and ensialic geosynclines (abstract). — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1949, v. 60, N 12, p. 1927.

Yoder H. S. Generation of basaltic magma. — Washington, 1976, 266 p.

Yokokura T. On subduction dip angles. — *Tectonophysics*, 1981, v. 77, N 1/2, p. 63—67.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Часть I. Проявления геосинклинального вулканизма и их тектонические обстановки на примере Кавказа, Карпат и Анд . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>Глава 1. Вулканизм геосинклинальной области Кавказа и его тектонические обстановки . . . . .</b>	<b>5</b>
Тектоническое районирование . . . . .	5
Главные проявления вулканизма . . . . .	9
Вулканизм и развитие геосинклинальной области . . . . .	23
<b>Глава 2. Вулканизм геосинклинальной области Карпат и его тектонические обстановки . . . . .</b>	<b>27</b>
Тектоническое районирование . . . . .	28
Главные проявления вулканизма . . . . .	31
Геосинклинальный вулканизм Карпат и некоторые вопросы палеотектонических реконструкций . . . . .	42
<b>Глава 3. Вулканизм геосинклинальной области Чилийско-Аргентинских Анд и его тектонические обстановки . . . . .</b>	<b>44</b>
Ранняя стадия развития Арауканского вулканического пояса . . . . .	46
Поздняя стадия развития Арауканского вулканического пояса . . . . .	49
Излияния толентовых базальтов в тылу Арауканского вулканического пояса . . . . .	54
Характерные черты вулканизма и тектоники геосинклинальной области Чилийско-Аргентинских Анд . . . . .	55
<b>Часть II. Анализ регионального материала и обсуждение результатов . . . . .</b>	<b>60</b>
<b>Глава 1. Состав вулканических формаций и главные типы исходных магм . . . . .</b>	<b>60</b>
Элементарные вулканические формации . . . . .	70
Сложные вулканические формации . . . . .	81
Главные типы исходных магм . . . . .	95
<b>Глава 2. Взаимосвязь тектонических обстановок и геосинклинального вулканизма . . . . .</b>	<b>103</b>
Тектонические обстановки и петрохимическая структура вулканических формаций . . . . .	105
Состав вулканических образований как отражение геодинамических условий . . . . .	109
Линейные зоны растяжения . . . . .	109
Механизм подъема мантийных магм в линейных зонах растяжения . . . . .	110
Линейные зоны растяжения с толент-базальтовым вулканизмом. Линейные зоны растяжения с оливин-базальтовым вулканизмом. Природа кислого вулканизма линейных зон растяжения . . . . .	119
Лиминарные системы . . . . .	122
Состав вулканических образований и геодинамические условия формирования . . . . .	123
Латеральная петрохимическая полярность . . . . .	130

Латеральная миграция вулканизма . . . . .	136
Относительно стабильные территории . . . . .	140
<b>Глава 3. Вулканизм как критерий типизации геосинклиналей . . . . .</b>	<b>141</b>
Проблема разграничения энсиматических и энсиалических геосинклиналей . . . . .	143
Вулканизм и определение понятия эвгеосинклиналь . . . . .	149
Лиминарные системы как элемент геосинклинальной области . . . . .	164
Закключение . . . . .	184
Список литературы . . . . .	187

Михаил Григорьевич Ломизе

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА**

Редактор издательства *И. Ф. Искра*

Переплет художника *В. У. Полякова*

Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*

Технические редакторы *М. Е. Карева, Т. А. Герчикова*

Корректор *И. Н. Таранёва*

ИБ № 4923

---

Сдано в набор 07.09.82. Подписано в печать 15.02.83. Т-02577.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная».  
Печать высокая. Усл. печ. л. 12,25. Усл. кр.-отт. 12,25. Уч.-изд. л. 14,95.  
Тираж 1450 экз. Заказ 403/8888—1. Цена 2 р. 60 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

## Вниманию читателей

### В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

**КОСЫГИН Ю. А.**

#### **Тектоника**

2-е изд., перераб. и доп. — 40 л. — 4 р. 90 к.

Рассматривается геологическая структура осадочной оболочки Земли. Описываются пликативные и дизъюнктивные дислокации слоистой структуры и впервые выделяемые инъективные дислокации (магматическая тектоника). Рассматриваются структура континентов и океанического дна и основные закономерности размещения полезных ископаемых. Излагаются вопросы динамической тектоники и современные тектонические гипотезы. Во втором издании (1-е изд. — 1969 г.) введены дополнительные разделы, посвященные методологии геологических исследований, а также глубинной тектонике.

Для геологов, занимающихся тектоникой, региональной геологией, геологической съемкой и поисками полезных ископаемых.

**РУДИЧ Е. М.**

#### **Движущиеся материки и эволюция океанического ложа**

20 л. — 3 р. 40 к.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, их окраинных и средиземных морях выявлены общие закономерности пространственного размещения мелководных и глубоководных осадков различного возраста. Установлена тенденция к постепенному уменьшению относительной роли мелководных отложений в течение последних 160 млн. лет. Намечена возможная последовательность формирования океанических впадин и связь этого процесса с крупноамплитудными опусканиями земной коры. Отмечено значительное сходство и некоторые различия в развитии впадины Тихого океана и впадин Атлантического и Индийского океанов.

Для геологов, океанологов, геофизиков и географов.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2 p. 60 k.

4101

HEIPA