

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 388

И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ДРЕВНИЕ  
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ  
ЮЖНЫХ МАТЕРИКОВ  
В ФАНЕРОЗОЕ

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук проф. *А. М. Дымкин*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1978

В книге дан обзор древних вулканических областей южных материков в фанерозое, привлеченный к разработке и дальнейшему развитию теоретических основ палеовулканологии. Рассмотрены соответственно некоторые общие вопросы изучения древних вулканических областей, проблемы реконструкции глобального развития вулканической деятельности геологического прошлого, размещение древних вулканических областей и проблемы глобальной тектоники, а также общие вопросы эволюции вулканизма в истории Земли.

Палеовулканологические исследования опираются на оценку количественных параметров вулканических областей, позволяющую подойти с новых позиций к анализу распределения продуктов вулканической деятельности в различные геологические эпохи. Рассмотрены альтернативы, возникающие при глобальных построениях, учитывающих концепцию плитной тектоники.

Работа продолжает начатые ранее палеовулканологические исследования автора и, несомненно, привлечет внимание широкой геологической общественности.

Предпринятое в настоящей работе исследование древних вулканических областей фанерозоя может сыграть роль в развитии определенного круга научных идей и в сфере практического их приложения. Наиболее очевидна необходимость такого исследования для выяснения основных проблем эволюции вулканической деятельности в истории Земли, т. е. для разработки главной задачи палеовулканологии, принципиальная важность решения которой подчеркивалась неоднократно (Луцицкий, 1971; Мархинин, 1974; и др.). Ее решение возможно только на основе наиболее полного знания различных данных о пространственном размещении разновозрастных вулканогенных образований, о последовательной миграции вулканических областей на различных территориях во времени и в пространстве и об изменчивости состава продуктов вулканической деятельности с течением времени. Не зная истинного размещения вулканогенных образований на земном шаре в различные хронологические интервалы, трудно говорить сколько-нибудь достоверно об эволюции вулканической деятельности в истории Земли.

Наиболее полное знание закономерностей пространственного размещения разновозрастных вулканогенных образований должно в конечном итоге прийти также на смену умозрительным представлениям, составляющим основу различного рода идеальных гипотетических схем развития магматизма, аналогично предложенной в свое время схеме Штилле (Stille, 1940), неоправданно сохраняемой в тех или иных вариантах некоторыми исследователями и в настоящее время. В равной степени исследование древних вулканических областей будет способствовать выяснению возможностей приложения современных концепций глобальной тектоники к анализу закономерных связей вулканизма с тектоникой, а также контролю над теми представлениями, которые впоследствии придут на смену этим концепциям.

Исследование вулканических областей мира открывает, кроме того, пути для наиболее строгого учета количественных соотношений между различными продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в прошлые геологические эпохи и отличающимися друг от друга по составу пород и другим характерным чертам. Взамен статистических показателей, основанных на учете только количества химических анализов вулканогенных пород, мы можем получить в итоге такого исследования разнообразные количественные характеристики, позволяющие оценить соотношение объемов различных по составу продуктов вулканической деятельности, что может быть широко использовано также и для решения главной задачи палеовулканологии — определения основных черт эволюции вулканизма истории Земли, и для количественной оценки энергетических процессов, обусловивших его развитие.

Наконец, вопросы корреляции событий, связанных с проявлением вулканической деятельности, ее активизацией или угасанием, проблема существования резких вспышек усиления вулканизма, охватывающего одновременно весь земной шар, или эпох вулканической активности, могут быть разрешены только в том случае, если мы будем знать, хотя бы относительно строго, размещение вулканических областей, их возраст и историю развития.

Естественно, что изучение вулканических областей, определение их былых контуров, внутреннего строения, особенностей проявления вулканической деятельности, состава продуктов извержений и т. д. совершенно необходимо для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканогенными породами, в том числе тех рудных образований, которые имеют исключительно важное народнохозяйственное значение (руды урана, золота, олова, свинца и др.), а также для планирования и развертывания соответствующих поисковых и разведочных работ.

Выдвинутая нами проблема глобального исследования вулканических областей реализуется в настоящей работе пока только на примере фанерозоя южных материков. Интерес к этим материкам вполне естествен. Именно их изучение дало толчок к разработке гипотезы дрейфа континентов, предложенной Вегенером (Wegener, 1910), а также способствовало дальнейшему развитию этой гипотезы в концепциях современной глобальной тектоники. Естественно, что соответствие таким концепциям данных о пространственном и хронологическом размещении вулканических областей в южном полушарии было бы важно проверить. Кроме того, не следует упускать из вида, что из общего числа шести материков в южном полушарии расположены четыре — Африка, Австралия, Антарктида и Южная Америка. К тому же Африканский материк значительной своей частью захватывает и северное полуша-

рие, в пределах которого к системе южных материков обычно относят Индостан, включая его в состав Гондванского пра-континента.

Есть еще два обстоятельства, привлекающие особое внимание к южным материкам в первую очередь. Одно из них — это своеобразие их строения, обычно не учитываемое существующими общими представлениями о связях магматизма с тектоникой, созданными главным образом на примере Европы и, во всяком случае, привлекающими для обоснования материалы, характеризующие северные материки — Евразию (преимущественно западные ее территории) и отчасти Северную Америку. Другое обстоятельство — сравнительная простота строения южных материков и большие возможности анализа материалов по характеристике вулканогенных пород, не обремененного обилием гипотетических построений и второстепенных деталей. Хотя при этом упускаются, вероятно, некоторые особенности, имеющие существенное значение для отдельных регионов, но не нарушается общая цельность восприятия разнообразных данных, характеризующих наиболее типичные черты развития вулканической деятельности обширных территорий.

Конечно, приступая к анализу имеющихся в настоящее время данных по характеристике вулканической деятельности геологического прошлого на южных материках, приходится сталкиваться с различными трудностями технического свойства. Прежде всего, обобщающие материалы подобного плана в целом ограничены, и это вынуждает рассматривать многие частные изложения необходимых палеовулканологических данных. Кроме того, извлечение литературных сведений по этим территориям в ряде случаев затруднено тем, что многие местные издания не имеют широкого распространения в библиотеках других стран. Наконец, изученность некоторых территорий южных материков в ряде отношений уступает тем возможностям, которые желательно было бы использовать при общем исследовании древних вулканических областей. Следует указать еще два момента, которые должны быть особо отмечены в связи с возникающими при этом трудностями. Один из них — вопросы терминологии, второй — проблема формационного изучения продуктов вулканической деятельности, включая систематику ассоциаций или формаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Первый вопрос в огромной степени зависит от того, насколько точную номенклатуру используют различные авторы в своих работах. Естественно, что в большинстве современных работ (но далеко не во всех) исследователи стремятся опереться на ту терминологию, которую рекомендует Международная терминологическая комиссия, возглавляемая Штрекайзенем, поэтому даже приводят соответствующие ссылки на предлагаемую им классификацию излившихся и глубинных изверженных пород. Однако далеко

нередко соответствующие ссылки отсутствуют и приходится либо догадываться о том, что применяется Штрекайзеновская систематика, либо оставаться в неведении о принятых принципах. Вероятно, во многих случаях это не так уж существенно, поскольку используется более или менее общепринятая систематика. Однако встречаются различные затруднения, обусловленные, в частности, применением старых названий пород, подобных мелафирам, порфирам («порфирировая формация» Герта для Южной Америки), кварцевым порфирам (по отношению к риолитам), а также отсутствием названия «игнимбриты» в старых работах, где этот термин практически не применялся и т. д. Следует еще отметить, что в настоящей работе, с учетом реального распространения в мировой литературе соответствующих названий, принят термин «риолиты» взамен обычно принятого в нашей стране названия «липариты» и, по-видимому, нуждающегося в замене в соответствии с задачами унификации терминов. Во многих случаях к риолитам нами отнесены и так называемые «кварцевые порфиры», в том случае, когда в описаниях, предлагаемых различными авторами, идет речь о несомненных излившихся комплексах кислых пород. Все это следует иметь в виду при чтении настоящей работы.

Второй вопрос — проблема формационного анализа — тоже нуждается в дополнительном разъяснении. В известной мере общие вопросы формационного исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород учитывались в этой работе. Поэтому, например, в ней речь идет о погребенных, стратифицированных и нестратифицированных формациях, о различного рода ассоциациях вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и т. д. Однако в представленной работе рассмотрена задача выявления разновозрастных вулканических областей геологического прошлого, их общей характеристики, определения типичных пород, распространенных в пределах этих областей, выявления специфических черт каждой из них, и в ней формационное исследование представляет, следовательно, не самоцель, а всего лишь спонтанный элемент общего изучения эволюции вулканизма в истории Земли.

Наша работа подготавливает основу для последующего формационного анализа и выявления типовых ассоциаций вулканогенных и отчасти вулканогенно-осадочных пород, но отнюдь не рассчитана на подмену такого анализа. Дальнейшее использование изложенных здесь материалов в соответствии с задачами формационного исследования будет способствовать развитию общего изучения проблемы эволюции вулканической деятельности в истории Земли и в совокупности с анализом данных, которыми можно располагать по материкам северного полушария и океаническим пространствам, послужит основой для разработки этой проблемы в глобальном плане.

Хотя настоящий труд вполне самостоятелен и реализует поставленные именно перед ним определенные задачи, он в некотором смысле продолжает начатые ранее исследования и обобщения автора в области палеовулканологии. Этому труду предшествовал, в частности, коллективный очерк сравнительной палеовулканологии Саяно-Алтайской складчатой области, где рассмотрены некоторые региональные аспекты палеовулканологии, а полное обоснование этого направления исследований было предложено автором в монографии «Основы палеовулканологии». Как и в предшествующие годы, только неизменная поддержка и помощь в работе со стороны А. И. Анатольевой позволили автору завершить представленный труд, поэтому первое слово глубокой благодарности обращено к ней, первой его читательнице, постоянные советы которой способствовали выходу в свет настоящей работы. Искренне благодарен автор также всем тем, кто словом или делом помог публикации книги в ее нынешнем виде, в частности сотрудникам лаборатории экспериментальной тектоники и вулканогенных структур ИГиГ СО АН СССР В. И. Алабужевой, В. В. Волкову, В. И. Громину и В. В. Кепежинскас, коллективу библиотеки этого института, особенно В. И. Жуковой, а также М. Г. Ломизе, В. Г. Лопатину и М. Г. Равичу, любезно предоставившим автору свои публикации.

Автор будет признателен также тем, кто выскажет критические замечания в отношении представленного обобщения; такие замечания тем более важны для автора, что предпринятая им попытка охватить в едином изложении наиболее существенные моменты развития фанерозойской вулканической деятельности южных материков неизбежно будет страдать некоторыми упущениями и недоработками, устранение которых по полученным замечаниям будет способствовать более правильному освещению выдвинутой проблемы глобального исследования древних вулканических областей.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Название «вулканическая область» обычно относят к территориям, на которых распространены современные или древние вулканы. Это название укоренилось с давних пор, применялось именно так в работах Гетара (Guettard, 1752) и Демаре (Desmarest, 1771) по отношению к провинции Овернь Центрального плато Франции с ее угасшими в третичное время вулканами, а затем в том же смысле было привлечено к изложению в трудах Заппера (Sapper, 1927), Вольфа (Wolff, 1929) и многих других исследователей.

В первоначальное определение представления о вулканических областях не было включено каких-либо дополнительных ограничений, ни хронологических, ни пространственных, поэтому в таком же виде его обычно применяют и сейчас. Тем не менее есть, по-видимому, необходимость в некоторых уточнениях этого определения, особенно для тех случаев, когда наблюдается преемственная связь событий, обуславливающих появление вулканов на той или иной территории. Впрочем, и вопросы размерности территорий играют немаловажную роль в таких уточнениях.

В хронологическом плане уточнение определения должно касаться того положения, что к единой вулканической области следует относить и такие территории, на которых деятельность вулканов продолжалась длительное время, причем за это время могло происходить смещение ареалов или полей распространения вулканических построек в отдельные моменты исторического развития при постоянно прослеживаемой преемственной связи между вулканическими событиями. Подобного типа макрочронные (долговременные) вулканические области длительного развития могут быть противопоставлены обычным их аналогам, отличающимся кратковременным развитием вулканической активности. Последние можно было бы назвать брахихронными вулканическими областями.

Пространственные ограничения определяются некоторыми конкретными соотношениями с элементами внутреннего строе-



ния вулканических областей. В них могут располагаться либо отдельные вулканы и их группы (линейные или ареальные), либо же размещаться ареалы, занятые продуктами вулканической деятельности или, иначе говоря, вулканические поля. Если иметь в виду, что отдельные вулканические постройки могут занимать площади, измеряемые десятками километров в длину, то вулканические поля, объединяющие группы таких построек, будут достигать, соответственно, сотен километров. Следовательно, говоря о вулканических областях, правомерно указывать типичные для них размеры, равные нескольким тысячам километров. Таким образом, к вулканическим областям естественно относить территории протяжением в тысячи километров, на которых в течение относительно короткого времени размещались или продолжительное время неоднократно возникали вулканические постройки различной морфологии и состава.

В настоящее время распространилось применяемое к различного рода вулканическим полям и областям название вулканического пояса. Следуя принятой системе, представляется рациональным относить к вулканическим поясам системы вулканических областей, имеющих ясно выраженное линейное строение, т. е. характеризующихся соотношением длины к ширине 3:1 и более. Для малого протяжения территорий, занятых вулканами, необходимо привлекать другие наименования, такие, например, как вулканическая зона, если она имеет линейный характер, или вулканическое поле, если линейный тип ее строения не очевиден. Хотя в переводе с греческого «зона» тоже обозначает пояс, однако и в отечественной, и в американской геологической литературе, где тоже применяются названия *belt* (пояс) и *zone* (зона), зональное расчленение элементов геологического строения обычно относят к внутренним подразделениям поясов. Иначе говоря, поясовое расчленение понимают обычно шире, чем зональное. В структурном плане известны также названия эвгеосинклиналей или эвгеосинклинальных зон для внутригеосинклинальных линейных вулканических полей, и именно эти названия, тоже являющиеся внутренними подразделениями по отношению к геосинклинальным системам или геосинклинальным областям, лучше применять в тех случаях, когда речь идет о линейно вытянутых территориях, имеющих протяжение в сотни километров.

Знакомясь с общими чертами размещения вулканических областей, приходится сталкиваться с такими случаями, когда они сменяют друг друга по простиранию (в особенности, если эти области имеют черты линейного строения), иногда почти без перерыва или с трудно прослеживаемым разрывом между ними. Такие случаи приводят к представлению о глобальных системах вулканических областей, о глобальных, окраинных или о трансконтинентальных вулканических поясах в зависи-

мости от особенностей их пространственного расположения по отношению к элементам строения поверхности земного шара — континентам и океанам. Пример глобального вулканического пояса дает в наиболее наглядном виде Тихоокеанский вулканический пояс, трансконтинентальным вулканическим поясом может быть назван пояс Тетиса по крайней мере для отдельных периодов геологического времени. Окраинным по отношению к Тихому океану является, в частности, Чукотско-Катазиатский вулканический пояс.

Вопрос о границах вулканических областей не всегда решается просто и однозначно, даже если это касается современных вулканов. Тем большие затруднения возникают при выяснении границ древних вулканических областей. Для современных или близких к ним ситуаций может быть отмечено по крайней мере два наиболее трудных случая. Один из них — это смена по простирацию одной линейно вытянутой вулканической областью другой, аналогичной. Именно из-за этих затруднений нередко возникает множественность наименований, относимых к одному и тому же, в сущности, объекту, но к разным элементам его строения, размещенным по простирацию некоторой полосы. Так, например, известно, что на северо-востоке нашей страны и на востоке Азии широко распространены мезозойские вулканогенные породы, и что области, в которых они прослеживаются, различными исследователями выделялись в качестве вулканических поясов: Чукотского, Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алиньского, Хонсю-Корейского и т. д., а затем были объединены в единый Чукотско-Катазиатский. Наряду с этим и до сих пор считают возможным выделять Монголо-Охотский вулканический пояс, имея в виду распространение мезозойских вулканогенных пород также к юго-западу от Приохотья, в верховьях Амура, Забайкалья и в Монголии. Между тем речь идет, в сущности, о системе более или менее самостоятельных вулканических областей линейного типа, сменяющих друг друга по простирацию, вследствие чего их можно считать принадлежащими единому окраинному поясу протяжением не меньше 10 000 км в той его части, которая не скрыта под более молодыми отложениями. Вполне возможно, например, что южное продолжение этого пояса расположено под водами Южно-Китайского моря. Таким образом, отдельные звенья этого окраинного вулканического пояса протяжением в тысячи километров даже при их линейном строении лучше было бы именовать вулканическими областями и детально изучать их внутреннее строение и отношения с другими их аналогами.

Если в различных направлениях очевидна смена вулканических построек или вулканогенных пород невулканическими образованиями, то вопрос о границах вулканической области

чаще всего не представляет сложности и решается однозначно. Однако здесь может возникнуть второй случай, обуславливающий затруднения, связанные с определением ее границ. Вулканическая область может, скажем, представлять серию отдельных вулканических полей, разобщенных и не сообщающихся между собой, расположенных на разных расстояниях друг от друга. Вопрос в этом случае сводится к тому — какое же расстояние следует считать достаточно большим, чтобы наблюдаемое дальше вулканическое поле относить уже не к данной, а к иной вулканической области. По-видимому, вопрос решается в таком случае по совокупности сведений, определяющих соразмерность вулканических полей и разделяющих эти поля территорий, сходство или различия состава вулканогенных пород, и по другим признакам. Иначе говоря, в таких случаях должно существовать какое-то специальное обоснование по отношению к принимаемой границе.

Значительные трудности определения границ древних вулканических областей заключаются еще и в том, что принадлежащие им вулканогенные образования, вскрывающиеся фрагментарно и зачастую перекрытые более молодыми отложениями, подверглись более или менее значительному размыву, деформации и испытали более или менее существенные перемещения. Таким образом, к обычным затруднениям добавляются те, которые связаны с задачами реконструкции палеогеографических и тектонических обстановок, типичных для периода образования вулканогенных пород. Возникает, следовательно, проблема палеовулканологических реконструкций по отношению к вулканическим областям в целом. Одним из важных, часто недооцениваемых моментов для этих ситуаций является оценка реальных данных, позволяющих утверждать, что в таком-то направлении рассматриваемые вулканические поля заканчиваются. Обычно в таких случаях границы вулканической области замыкаются пределами установленных выходов вулканогенных пород соответствующего возраста, хотя для строгого определения границ необходимо знание и сопоставление синхронных разрезов, из которых один должен указывать на присутствие в разрезе вулканогенных пород, другой — на их отсутствие. Впрочем, это лишь частный пример появляющихся трудностей, преодоление которых потребует дальнейшего совершенствования методов палеовулканологических реконструкций и более детального изучения каждой вулканической области в отдельности.

Важность исследований, направленных на реконструкцию в наиболее полном виде облика, размеров, общих очертаний, типичных черт размещения в пространстве и длительности существования древних вулканических областей, особенностей их внутреннего строения, состава свойственных им продуктов вулканической деятельности и других особенностей, опреде-

ляется тем, что только на основе такого рода реконструкций можно дать более или менее строгую количественную оценку вулканических масс, возникавших в различные моменты геологической истории в пределах некоторых определенных территорий. В конечном же итоге наши общие знания об эволюции вулканизма в истории Земли зависят, прежде всего, от состояния изученности различных вулканических областей именно в таком плане.

С сожалением приходится констатировать, что степень изученности древних вулканических областей пока еще крайне ограничена, поэтому количественный подход к анализу вулканической деятельности геологического прошлого развит соответственно очень слабо. Естественно поэтому, что в дальнейшем изложении приходится прибегать к некоторым ориентировочным показателям, характеризующим размеры вулканических областей, их насыщенность вулканическими массами, соотношения между различными по составу породами и т. д., и опираться на такие весьма приближенные показатели, какими являются представления о средней мощности вулканогенных толщ на той или иной территории и другие сведения. Особенно трудной проблемой при такого рода ориентировочных расчетах следует считать, пожалуй, проблему соотношения между реально наблюдаемыми сейчас в геологических разрезах массами вулканогенных образований и теми действительными размерами этих масс, которые определялись первоначальным накоплением вулканического материала в момент его образования до последующего размыва, несомненно уничтожавшего в прошлом значительную долю вулканогенных пород и способствовавшего переносу определенной части этого материала в бассейны седиментации. Тем не менее можно надеяться, что дальнейшее развитие теоретических исследований, связанных с разработкой палеовулканологических реконструкций древних вулканических областей, позволит преодолеть возникающие в этом направлении трудности.

Так или иначе на пути к количественной оценке масштабов вулканической деятельности геологического прошлого располагается существенная преграда, основные контуры которой пока недостаточно ясны из-за слабого развития работ по созданию палеовулканологических реконструкций древних вулканических областей. Между тем количественные оценки такого рода необходимы не только потому, что без них не может быть создано более или менее строгое представление об эволюции вулканической деятельности в истории Земли. Без такого рода оценок невозможны, кроме того, никакие расчеты энергетики Земли и соответствующие определения вариаций внутренней энергии земного шара в геологическом прошлом.

Наоборот, располагая данными о количестве продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в различные моменты геологической истории на поверхности Земли, можно, используя известные построения Хедервари (Hedervari, 1963; Лучицкий, 1966, 1971), рассчитать энергию вулканической деятельности, характеризующую те или иные древние вулканические области.

Основой для такого расчета служит представление о том, что среди различных форм проявления энергии вулканических извержений, определяемых затратами на разрушение горной массы, заполняющей жерло вулкана, на выброс пирокластического материала, на вулканические землетрясения, на тремор или вулканическое дрожание, на формирование воздушных волн и т. д., тепловая энергия в десятки, сотни и даже в тысячи раз превосходит все остальные виды энергии таких извержений. Этот вывод был сделан в свое время Йокоямой (Yokoyama, 1957) и подтвержден позднее Накамурой Кадзуакой (1967). В целом, следы всех видов энергии остаются незапечатленными в продуктах былой вулканической деятельности, однако тепловой баланс прежних извержений может быть рассчитан по количеству выброшенных или излившихся на поверхность вулканических масс, а он на порядки выше всех других видов энергии вулканических извержений и, таким образом, определяет в целом истинную энергетику вулканизма Земли.

Хедервари (Hedervari, 1963) предложил использовать простейшие соотношения, связывающие тепловую энергию ( $E_{th}$ ) и массу выбросов, и учитывающие данные об объеме выбросов ( $V$ ), средней их плотности ( $\sigma$ ), а также удельной ( $\alpha$ ) и скрытой ( $\beta$ ) теплоемкости лав для оценки тепловой энергии вулканических извержений. Соответствующие формулы выглядят следующим образом:

$$E_{th} = V\sigma(T\alpha + \beta)I, \quad (1)$$

$$E_{th} = V\sigma T\alpha I. \quad (2)$$

В этих формулах  $I$  — эквивалентная работа тепла, равная  $4,1855 \cdot 10$  эрг;  $\alpha = 0,25$  кал/град при  $T = 800^\circ\text{C}$  и  $0,20$  кал/град при  $T = 300^\circ\text{C}$ ;  $\beta = 50$  кал/град.

Используя эти формулы, следует различать четыре типа извержений (Hedervari, 1963): лавы — тип  $A$ , пирокластический материал — тип  $B$ , подводные излияния — тип  $C$  и обломочный материал древних пород — тип  $D$ . Формула (1) применяется для расчета энергии извержений типа  $A$ ,  $AB$  и  $AC$ , а формула (2) — для типов  $B$ ,  $D$ ,  $BC$ ,  $BD$ . Предполагается, что температура извергаемого материала извержений типа  $A$ ,  $AB$  и  $AC$  равна  $1000^\circ\text{C}$ , а типов  $B$ ,  $D$ ,  $BC$  и  $BD$  —  $500^\circ\text{C}$ . Итоги такого рода расчетов могут быть даны (Hedervari, 1963) в

единицах атомной энергии (АЭ), равных примерно  $8,4 \cdot 10^{21}$  эрг, и сопровождаться данными о размерах извержений, определяемых для случаев А, АВ и АС по формуле

$$M_e = \frac{\log [V\sigma (T\alpha + \beta) l] - 11}{1,6},$$

а для других классов по формуле

$$M_e = \frac{\log (V\sigma T\alpha l) - 11}{1,6}.$$

Использование этих формул позволило получить количественные энергетические характеристики для многих современных извержений (Hedervari, 1963), оказавшиеся наибольшими для извержения вулкана Тамбора в 1815 г. ( $1,4 \cdot 10^{27}$  эрг, 171428,6 АЭ, 10,10 М), а также для девонских вулканических извержений Саяно-Алтайской складчатой области (Лучицкий, 1966), где общее значение энергии выразилось цифрой  $3,7 \cdot 10^{30}$  эрг; для всего мира в течение девонского периода (Лучицкий, 1971) соответствующий расчет дал примерно  $1 \cdot 10^{33}$  эрг. Используя данные Е. К. Мархинина (1967) о массе вулканических выбросов за время существования земного шара, равной, по его подсчетам,  $14 \cdot 10^{18}$  т, можно рассчитать еще и вероятное общее значение вулканической энергии Земли, равное приблизительно  $1,25 \cdot 10^{35}$  эрг (Лучицкий, 1971), если принять соотношение лав и пирокластов 1 : 1.

Для общих расчетов энергетики Земли в различные геологические эпохи и на различных территориях мира такие расчеты представляются совершенно необходимыми. Однако они возможны только при том условии, что в распоряжении исследователя имеются более или менее надежные данные палеовулканологических реконструкций для древних вулканических областей.

Ранее отмечалось (Лучицкий, 1971), что при таком анализе мы можем встретиться с двумя главными случаями. Первый из них приводит нас к определению минимальных объемов пород, а следовательно, и к минимальным значениям энергии. Здесь речь идет о подсчете объемов, проводимых с учетом, главным образом, реальных выходов отложений на поверхность, которые определяются откартированной их площадью. Учитывая среднюю мощность соответствующих вулканогенных толщ, определяемую также по данным геологического картирования, и принадлежность сохранившихся вулканогенных накоплений к лавам, рыхлым продуктам (ювенильным или резургентным) или подводным излияниям, можно соответственно вычислить общий объем и отвечающую ему энергию вулканической деятельности геологического прошлого. Второй случай определяется возможностями реконструкции реальной обстановки, в которой происходило накопление продуктов вулканической деятельности в различные периоды

геологического времени, т. е. возможностями более строгой, оптимальной оценки объема разнотипных вулканических образований и соответствующей энергии. Для этого необходимы палеовулканологические реконструкции, учитывающие физико-географические условия образования вулканогенных пород, при которых не так важно, какие (андезитовые, базальтовые или риолитовые) это породы, как то — принадлежат ли они наземным лавам, подводным излияниям или пирокластам, а также на какой территории в прошлом они были распространены. В этом случае необходимо, следовательно, учитывать и реальные особенности морфологии вулканических построек. Задача это нелегкая, но разработка методов ее решения позволит в наибольшей степени приблизиться к определению действительной картины эволюции вулканизма в истории Земли и вариаций ее энергетики. В дальнейшем в нашей работе мы сможем дать только весьма ориентировочную количественную оценку вулканических областей как территорий, характеризующихся теми или иными объемами вулканических выбросов, образовавшихся на них в некоторый отрезок геологического времени. Энергетические же расчеты мы вынуждены ограничить суммарной оценкой в обзоре общих вопросов эволюции вулканической деятельности в истории Земли. Более полный анализ энергетических проблем возможен на основе дальнейших разработок глобальных палеовулканологических реконструкций, т. е. связан с дальнейшим развитием палеовулканологии в целом.

И еще один существенный вопрос, который хотелось бы обсудить до изложения материалов по конкретным вулканическим областям. Это вопрос об общем подходе к характеристике развития вулканической деятельности геологического прошлого. В рамках обычных построений принято представление о том, что обсуждению подлежат в таком аспекте, главным образом, соотношения между геосинклинальным, орогенным и платформенным вулканизмом. Предполагается, что эти три стадии развития геологических структур, последовательно сменяющих друг друга в различных тектонических регионах, обуславливают соответствующий характер геологического развития и сопровождающего это развитие вулканизма. Поэтому со времен появления работ Штилле (Stille, 1940) и до текущего момента многие исследователи стремятся выдвинуть обобщенные схемы, в которых вулканическая деятельность рассматривается, главным образом, в соответствии ее именно этим трем главным стадиям развития геологических структур.

Наиболее устойчивым оказалось, как можно судить по имеющимся данным, представление о начальном или, как часто почему-то называют не по-русски, «инициальном» вулканизме, свойственном ранним стадиям геосинклинального развития и выраженном преимущественно так называемым «офио-

литовым» магматизмом или зеленокаменными ассоциациями пород. Предполагается, что этот начальный вулканизм охватывает сложную гамму проявлений вулканизма, включающую спилито-кератофировые вулканогенные серии, подвергшиеся зеленокаменному изменению, габбро и габбро-перидотитовые интрузии, гипербазиты, обычно преобразованные в серпентинитовые массы и подвергшиеся деформации вплоть до образования меланжа, а также серию кремнистых осадочных пород типа различного рода яшм и яшмоидов. Хотя сейчас уже достаточно хорошо известно, что ранние стадии развития геосинклиналей нередко сопровождается не спилито-кератофировый или спилитовый, но также и кислый вулканизм, причем в некоторых случаях именно кератофировый или кварц-кератофировый состав серий, типичных для начального вулканизма, оказывается более характерным, тем не менее представление о начальном вулканизме в идеальном штиллеанском виде сохраняется и по сей час. В частности, в работе Обуэна (1967; Auboin, 1965) речь идет об офиолитовых комплексах или об «офиолитово-радиоляритовых» и «диабазово-радиоляритовых» сериях начальных стадий развития геосинклиналей, и эта его концепция, опирающаяся на построения Штейнмана (Steinmann, 1926), пользуется достаточно широкой популярностью еще и в настоящее время. Более сложную трансформацию претерпели представления о следующем далее «сиалическом интермеццо» (Stille, 1940), скачкообразно наступающей стадии сиалического, точнее гранитоидного, плутонизма, сменяющего, по Штилле, начальный симатический магматизм. Если исключить старые, но справедливые возражения Бедерке (Bedercke, 1948), ссылавшегося на известные данные о распространении гранитоидных интрузий на платформах, а также прежние описания Тельяра дю Шардена (Teilhard du Chardin, 1940), указавшего распространение гранитоидов в Азии за пределами геосинклинальной области, то после сравнительно недавних обобщений Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1967) относительно внегеосинклинальных гранитоидов этого региона связь сиалического гранитного плутонизма с геосинклинальной складчатостью вообще оказалась необязательной. Следует вспомнить, что и само представление об орогенезе, предложенное Штилле для истолкования истории развития геологических структур, к настоящему времени утратило свою былую ясность. Если в первоначальных схемах Штилле (Stille, 1919), как и в работах Ога (Haugh, 1900), складчатость и орогенез, в сущности, отождествлялись, так как предполагалось, что складчатость, обусловливаемая боковым давлением, естественно сопровождается поднятием деформируемых геологических образований, то впоследствии Штилле (Stille, 1935 и более поздние труды) неоднократно обращался с разъяснениями этого вопроса и постоянно подчеркивал,



что представление об орогенезе, как о складчатости глубоко укоренилось в тектонической литературе. Поэтому он, например, писал: «До тех пор пока полагали, что горы... это результат складчатости и прочих дислокаций, понятия горообразования в тектоническом и морфологическом смысле совпадали. Еще и сейчас само собой разумеется (хотя высказываются и противоположные мнения), что горообразование, понимаемое в тектоническом смысле,— прежде всего горообразование в морфологическом смысле» (Штилле, 1964, с. 137, разрядка Штилле — перевод Stille, 1935). Именно вследствие того, что такое понимание орогенеза, как складчатости, в сущности после работ Эли-де-Бомона (Elie de Beaumont, 1829) и Дэна (Dana, 1873), широко распространилось в западноевропейской, а затем и в американской литературе, Штилле считал, что хотя горы, как морфологически выраженные поднятия, возникают вследствие эпейрогенических движений, тем не менее следует сохранять и в дальнейшем именно такое понимание орогенеза на правах приоритета, с чем нельзя не согласиться. Может быть, следует в этой связи привести еще одну ссылку на определение орогенеза, даваемое Штилле в более поздней работе, где он пишет про «орогенические явления (складчатость и связанные с ней магматические процессы)» (Штилле, 1964, с. 208, перевод Stille, 1940), поясняя таким образом значение этого термина как обобщающего представления и о магматических процессах.

Следовательно, существенно, что в понимании, укоренившемся еще до Штилле, сохраняющемся по сей час в западноевропейской и американской литературе, термин «орогенез» охватывает представления о складчатости, сопровождаемой магматизмом и образованием горных сооружений. Между тем все же важно различать в общем развитии геологических структур, приводящем к образованию горных сооружений, собственно складчатость и процесс поднятий, в связи с которым возникают горные сооружения. Было бы неправильно, и в этом следует согласиться со Штилле, пытаться поломать существующую терминологию и установившееся значение термина «орогенез», воспринимаемого как обозначение складчатости и сопутствующих ей деформаций, и, отказавшись от первоначального смысла термина «орогенез», вкладывать в него новое содержание. Такие попытки, предпринимаемые подчас с огромной энергией, могут повлечь за собой только путаницу и привести к полной неразберихе, взаимному непониманию и появлению многих трудностей при анализе и сопоставлении различных литературных источников, авторы которых в ряде случаев применяют одну и ту же терминологию в совершенно несопоставимых содержательных и смысловых аспектах.

Чтобы более четко уяснить нынешнее положение с термином «орогенез», представим себе изображение, на котором по-

казано, что с течением времени происходит погружение некоторого участка земной поверхности, сопровождаемое накоплением осадков (вертикальная линия, ориентированная сверху вниз), затем происходит складчатость (волнистая горизонтальная линия), потом — поднятие деформированной толщи (вертикальная линия, следующая снизу вверх), вслед за чем начинается денудация возникающих горных сооружений, приподнятых над базисом эрозии. Такова, в общем, идеальная схема развития геологических структур по Штилле. В этой схеме понятие «орогенез» относится ко всей совокупности процессов, начинающихся складчатостью с сопутствующими ей деформациями и магматизмом, а затем сопровождаемых поднятием деформированных образований, причем такое поднятие, как считал Штилле, вообще не обязательно, но обычно.

Если мы учтем, что первая часть определения особенно важна для Штилле, и именно представление об орогенезе в том смысле, что орогенез начинается складчатостью, прочно вошло в мировую литературу, то не покажется ли совершенно не оправданной попытка отнести термин «орогенез» только к той части этого определения, которая характеризуется как необязательная для представления об орогенезе. Между тем именно в этом плане сейчас развивается многими тектонистами нашей страны представление об орогенезе как о процессе, относящемся к этапу, следующему за складчатостью, а не синхронному с ней. Но в таком случае мы начинаем применять один тот же термин в двух совершенно различных смысловых значениях и он, таким образом, утрачивает свое значение, как и все соответствующие его производные. В этих условиях мы должны либо вернуться к первоначальному смыслу термина, либо от него отказаться и предложить новый.

Можно привести в этой связи некоторые примеры использования термина «орогенез» в обобщающих работах зарубежных исследователей. У Обуэна (1967; Aubouin, 1965), в частности, отмечается, что словом «орогенез» обозначают весь комплекс явлений диастрофизма, в результате которого образуются горные сооружения (Обуэн, 1967, с. 168). Подчеркивая при этом «неясность термина», в котором смешиваются два понятия — о рельефе и о тектонической структуре, Обуэн далее рассматривает геосинклинальный орогенез, проявляющийся в течение трех последовательных эпох: 1) геосинклинального периода (орогенная стадия), 2) позднегеосинклинального периода и 3) послегеосинклинального периода (там же, с. 169).

Кинг также (1972; King, 1969) указывает, что термин «орогенения» употребляется для описания процессов, образующих структуры в горных цепях или складчатых поясах (Кинг,

1972, с. 117), а затем (с. 118) подчеркивает, что речь идет именно о структуре, а не о «преходящем горном рельефе».

Применительно к вулканическим явлениям, особо интересующим нас в данной работе, можно сослаться на работу Макдональда (1975; Mc Donald, 1972), где к орогенному вулканизму отнесены (с. 339 и далее) соответственно явления, сопровождающие следующие периоды: 1) геосинклинальный, 2) складкообразования, надвигания и поднятия, 3) образования батолитов с продолжающимся поднятием, 4) эрозии и т. д., а затем дано разъяснение (там же, с. 342), что «вулканическая деятельность во многих (но не во всех) складчатых поясах продолжается после окончания складкообразования. Этот посторогенный вулканизм иногда следует сразу же за периодом максимальной деформации, но чаще между ними имеется разрыв во времени». Таким образом, к орогенному этапу развития структур и типичного для них вулканизма Макдональд относит, как видим, именно ту стадию, которая является «доорогенной» с точки зрения тех исследователей, которые в разрез с широко распространенными построениями Штилле и других зарубежных авторов отождествляют орогенез с процессом поднятий, обуславливающих появление горных сооружений.

Ритман (1964; Rittmann, 1960) предпринял попытку провести различия между тектогенезом (складчатостью) и орогенезом *sensu stricto* (поднятием) и отнести к тектогенным явлениям «синорогенный», как он сам называет, плутонизм, а к орогенным до позднеорогенным — субсеквентный вулканизм, в понимании Штилле, но этот двойственный подход не способствовал улучшению состояния вопроса, касающегося применяемой терминологии. Более того, в последующих работах по-прежнему сохранилось первоначальное понимание термина «орогенез». Поэтому, например, в сборнике, изданном под редакцией Клиффорда и Гесса (Clifford, Gass, 1970), приходится вновь сталкиваться с представлением об орогенных проявлениях магматической деятельности, тесно связанных со складчатостью, а не с поднятием горных сооружений (см. статьи Cohen и Bloomfield'a в названном сборнике).

Естественно, что в условиях, которые сложились в тот момент, когда Штилле (Stille, 1938, 1940) предложил общую схему развития тектоно-магматических процессов, он предпочел для постгеосинклинального этапа применить особое название — субсеквентный магматизм. Этот вид магматизма, по его представлениям, отвечает этапу развития структур, следующему после складчатости, т. е. после орогенеза (в понимании Штилле), а также после синорогенного (гранитного) плутонизма. По Штилле, это многофазные магматические проявления, включающие наряду с вулканитами также интрузии, и в целом они являются сиалическими по своей природе.

Впрочем, в схеме Штилле эта стадия не обязательна, так как, по его мнению, в ряде случаев общее развитие приводит к заключительной стадии — конечному вулканизму, минуя «субсеквенцию». Этот конечный вулканизм преимущественно базальтовый, но может включать и другие магматические образования, в том числе кислого и щелочного состава (риолиты, трахиты, фонолиты). Роль кислых пород такова, по Штилле, что они могут представлять только остаточные продукты дифференциации базальтовой магмы.

Оценивая в последующем тексте схему Штилле, мы сможем на примере южных материков проследить возможности интерпретации имеющихся данных по древним вулканическим областям в соответствии с этой схемой и выяснить те затруднения, с которыми приходится сталкиваться при попытках ее использования. Вместе с тем представляется совершенно необходимым обратить внимание на то, что схема развития магматизма, предложенная Штилле, в огромной степени утратила свое значение даже в его собственных изложениях, и соответствующий ее анализ в этом плане был дан в работе, посвященной общему обоснованию палеовулканологии как самостоятельной отрасли геологических знаний (Луцицкий, 1971). Здесь, может быть, следует подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, что все, касающееся схемы Штилле, относится и к другим аналогичным схемам, предложенным другими исследователями, вследствие чего можно считать достаточным обзор возможностей применения построений Штилле к анализу древнего вулканизма. Во-вторых, что в схеме Штилле имеются некоторые общие недостатки, связанные с чрезмерным стремлением канонизировать отношения вулканизма к тектонике.

Важно, в связи с этим, подчеркнуть, что проблема таких отношений должна разрабатываться путем изучения реальных хронологических данных о вулканизме и сравнения их с материалами, которые характеризуют последовательное развитие конкретных геологических структур, т. е. на основе единого подхода к анализу хронологических и пространственных связей вулканизма с тектоникой. Эта идея, выдвинутая Тиррелем (Turgell, 1955), привлекающая к анализу хронологических отношений также пространственные закономерности размещения вулканогенных и, вообще, изверженных пород, заслуживает, как уже отмечалось (Луцицкий, 1971), особого внимания, так как может способствовать дальнейшему прогрессу и более глубокому пониманию связей между вулканизмом и тектоникой.

Следует вспомнить, что исследование закономерностей размещения продуктов вулканической деятельности обычно выражается представлениями о «петрографических провинциях» (Judd, 1876) или о «комагматических областях» (Washington,

1906). Такие представления опираются на эмпирические обобщения данных о распространении изверженных пород, близких по некоторым особенностям их состава, строения и возраста. Строгое применение этих понятий, как известно, требует некоторых ограничений во времени, предполагающих, что определенные петрографические провинции или комагматические области могут быть установлены только для сравнительно узких возрастных рамок. Однако возможен и более широкий подход к понятию о петрографических провинциях, при котором их рассматривают в широком плане и относят к ним обширные регионы, подобные Уралу, Кавказу, Крыму и т. д. (Левинсон-Лессинг, 1940; Кузнецов, Лучицкий, 1936; и др.).

Хотя такой подход и схематичен, он тем не менее правильно отражает существование таких черт развития вулканизма, которые, сохраняя единообразие или общее сходство, могут прослеживаться на разных этапах образования геологических структур в пределах значительных интервалов времени. Во всяком случае, такой анализ пространственных закономерностей выявляет достаточно широкий круг связей между различными этапами вулканизма и позволяет указать различные виды подобных связей, обуславливающие: 1) перманентное, 2) рекуррентное, 3) эпигенетическое и 4) эпизодическое развитие вулканизма (Лучицкий, 1968, 1971).

Перманентное развитие характеризует платформенные и геосинклинальные области, в которых устойчиво сохраняется состав разновозрастных продуктов вулканизма на протяжении многих геологических эпох или периодов, при почти не прекращающейся деятельности глубинных магматических очагов, что приводит к образованию типичных для этих областей естественных комплексов вулканогенных пород и формаций.

Рекуррентное развитие свойственно тем областям, в которых определенные ассоциации пород вновь появляются либо после значительного интервала относительного спокойствия или полного угасания магматических очагов, либо после того, как состав продуктов вулканизма в какой-то существенный по длительности период геологического времени заметно изменился по сравнению с предыдущим. Рекуррентный вулканизм, как и перманентный, ясно указывает на длительное, в геологическом смысле, сохранение устойчивого состава глубинных магматических очагов, питающих вулканическую деятельность определенной вулканической или тектонической области, а следовательно, на унаследованное развитие процессов в этой области.

Иными чертами отличаются области с эпигенетическим развитием вулканизма. В них состав продуктов вулканизма следующих друг за другом эпох оказывается резко

различным. Именно этот тип соотношений, определяющий наложенный характер вулканизма, соответствует той резкой смене состава продуктов вулканической деятельности (включая плутонизм), которая, по Штилле, свидетельствует о внезапном появлении сиалического плутонизма после предшествующего симатического вулканизма.

Наконец, могут быть указаны еще и эпизодические явления в развитии вулканической деятельности, которые отличаются одноактными или кратковременными вспышками вулканической активности. Их связь с предшествующим развитием может оставаться неизвестной вследствие таких причин, которые определяются либо огромным интервалом времени, отделяющим их от более ранних проявлений, либо крупным пространственным разрывом, обособляющим такие проявления вулканизма от известных в смежных областях.

Во всяком случае, следует еще раз напомнить (Луцицкий, 1971), что дальнейшие исследования в области изучения общей эволюции вулканизма в истории Земли не следует ограничивать узкими рамками разбора возможностей приложения различного рода идеальных схем. Наоборот, необходимо направить эти исследования на изучение действительных связей между различными этапами развития геологических структур и вулканизма, на выявление таких отношений, которые определяют унаследованный или наложенный (эпигенетический) характер вулканизма и учитывают при этом явления рекурренции, а также возможную роль эпизодических процессов. Некоторые примеры подобного рода различий определенным образом могут быть выявлены на рассматриваемых ниже материалах и, по-видимому, нет необходимости каждый раз подчеркивать соответствующие черты той или иной территории. Сами по себе данные, характеризующие древние вулканические области южных материков, представляют достаточно наглядный материал, иллюстрирующий приведенные выше положения.

Остается в заключение сказать, что одной из главных основ исследования эволюции вулканизма в истории Земли является корреляция вулканогенных образований по возрасту. В сущности, располагая только строгими корреляционными параметрами, обеспечивающими возможность точной синхронизации событий, происходивших в прошлом на различных территориях земного шара, в частном случае на южных материках, можно судить об одновременном или асинхронном проявлении вулканизма в различные интервалы времени, о вспышках вулканизма на более или менее обширных участках земной поверхности, о его угасании в какие-то периоды времени и т. д. Одним словом, степень обоснования выводов, характеризующих различные тенденции в развитии вулканизма, может считаться достаточной только в том случае, если имеются

необходимые данные, позволяющие точно коррелировать вулканогенные образования различных вулканических областей. К сожалению, в этом направлении многого еще недостает для точной синхронизации событий, связанных с вулканической деятельностью на южных материках. Впрочем, следует полагать, что вообще синхронизация событий затруднена не только для вулканических, но и для других геологических событий, причем не только для южных материков. Для всего земного шара она вообще представляет задачу, почти неразрешимую при современных методических приемах, используемых в процессе корреляции геологических разрезов или при сопоставлении различных комплексов горных пород. К тому же, следует иметь в виду, что чем более суженный интервал времени будет принят для соответствующих сопоставлений, тем большие трудности возникнут в случае прослеживания сопоставляемых объектов на всей территории земного шара. В этом нетрудно будет убедиться, знакомясь с современными данными по вулканизму южных материков, и об этом следует напомнить, чтобы подчеркнуть исключительную важность дальнейшего совершенствования методов корреляции геологических событий.

## ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Главные черты строения Южно-Американского континента сравнительно просты. Вдоль западной его окраины на огромном протяжении, достигающем почти 9000 км, следует система линейно вытянутых горных цепей, приподнятых на высоту 6—7 км над уровнем Тихого океана, ограничивающего материк на западе. Ширина полосы, занятой этими цепями, варьирует в пределах от 100—150 до 600 км. Восточнее расположена обширная область низменностей, равнин и нагорий, охватывающих территорию континента вплоть до берегов Атлантического океана на востоке.

В геологическом отношении западным горным цепям соответствует зона альпийской складчатости, тогда как остальная часть материка принадлежит в основном докембрийской древней платформе, разделенной на две части долиной р. Амазонки и совпадающим с ее течением одноименным прогибом. Северная часть платформы с выходами наиболее древних, докембрийских образований известна под названием Гвианского щита, южная, сложенная докембрийскими комплексами пород, принадлежит Бразильскому щиту. Именно с этими щитами совпадают наиболее значительные абсолютные высоты нагорий, достигающие на севере 2632 м (гора Рорайма), а на юге свыше 1600 м. Вдоль береговых хребтов, отде-

ляющих Бразильский щит от Атлантического океана, на южных широтах 20—30° высоты еще более значительны; гора Агульес-Негрис в Серра-да-Манти-Кейра, например, возвышается на 2821 м над ур. моря.

На юге материка, начиная примерно с 35° южной широты, структуры древней платформы восточнее Анд сменяются палеозойскими складчатыми комплексами Патагонии.

Хотя общие черты строения материка сравнительно просты, тем не менее изученность его остается пока сравнительно слабой. Главными источниками сведений о геологическом строении и вулканогенных образованиях Южной Америки могут служить обобщающий труд Герта по геологии Анд (Герт, 1959; Gerth, 1955), очерки по геологии Южной Америки (Очерки..., 1959), в которых помещена оригинальная тектоническая карта, составленная Муратовым (этот сборник впервые был выпущен Американским геологическим обществом в 1956 г.), общий обзор Харрингтона «Палеогеографическое развитие Южной Америки» (Harrington, 1962), а также труды, характеризующие строение отдельных территорий (Olivera, Leonardos, 1943; Liddle, 1946; Ahlfeld, Bransisa, 1960; Putzer, 1962; Zeil, 1964; Sauer, 1965; Bossi, 1966). Имеются, кроме того, другие многочисленные публикации, в нашей стране представленные, в частности, Белоусовым (1964), Богдановым (1970), Колотухиной (1966) и другими исследователями. Первичные же палеовулканологические данные по Южной Америке рассеяны преимущественно в виде статей в различных, нередко труднодоступных изданиях.

Опираясь на приведенные выше данные об особенностях строения Южной Америки и учитывая имеющиеся разнообразные геологические материалы, представляется возможным выделить для фанерозоя на территории Южно-Американского континента ряд вулканических областей, расположенных частью в Андийской зоне, частью на древней платформе и на территории палеозойской складчатой зоны. Хотя вулканические области размещаются в пределах всех структурных элементов континента, тем не менее распределены они крайне неравномерно.

В Андийской системе альпийских горных цепей разновозрастные вулканогенные образования прослеживаются почти непрерывной полосой на всем огромном протяжении материка. В остальной его части они сосредоточиваются в отдельных зонах, вследствие чего легче обособляются в самостоятельные группы, отвечающие тем или иным вулканическим областям. В дальнейшем представляется удобным рассмотреть вулканические области платформенной части Южной Америки и палеозойского складчатого комплекса, после чего обратиться к сложно построенному Андийскому складчатому поясу.



## Вулканические области древней платформы

Наиболее четко обособляются вулканические области на Бразильском щите древней платформы и на южной окраине Гвианского щита. Здесь разновозрастные вулканогенные образования известны во впадинах Амазонской, Парнаибо-Франсисканской, Паранской и Чако-Пампасской (Ла-Платской), а также на восточной окраине материка.

Среди палеозойских проявлений вулканической деятельности к древнейшим относятся, по-видимому, так называемые «порфиры Кастру» (Очерки..., 1959), принадлежащие ряду



Рис. 1. Южная Америка в палеозое.

Вулканические области: 1 — Кастру-Лавасская, 2 — Калининская, 3 — Фаматинская. Тектонические зоны (по Vincent'у, 1973): 4 — Калининская, 5 — Зондийская, 6 — Пампеанская.

риолитов и содержащие фенокристы калиевого полевого шпата и кварца, заключенные в гранофировую или сферолитовую основную кварц-полевошпатовую массу, иногда с полосчатой или флюидальной структурой. Эти породы сопровождаются вулканическими брекчиями. Область их распространения ограничена районом, расположенным между Кастру и Пираи-Мирим в бассейне Параны. Возраст пород предположительно раннепалеозойский; во всяком случае, девонские отложения не подверглись метаморфизму со стороны риолитовых экструзий.

Аналогичные породы известны в Риу-Гранди-ди-Сул, в муниципалитетах Лаврас-ди-Сул, Касапава-ди-Сул и Сан-Се-пе, где среди них распространены витрофиры, фельзиты и риолитовые туфы. В этом районе имеется серия лавовых потоков, залегающих на древнейших породах докембрия, а также дайки. Вулканогенные образования и дайки кислых пород известны, кроме того, в районе Санта-Катарины и Уругвае. Предполагается, что возраст их раннепалеозойский.

По приведенным данным о распространении кислых вулканогенных образований очерчивается сравнительно протяженная вулканическая область, прослеживающаяся с перерывами от Уругвая и Лаврас-ди-Сула на юго-западе до Кастру на северо-востоке примерно на 800 км. Точный возраст вулканогенных пород этой территории, которую следует назвать Кастру-Лавасской вулканической областью, не определяется; и только предполагается, что его следует считать нижнепалеозойским. К этой области относятся, по-видимому, и более поздние преимущественно андезитовые лавы, известные в Риу-Гранди-ди-Сул на территории муниципалитетов Лаврас-ди-Сул, Баже и Пиньейру-Машаде. Андезиты сопровождаются дацитами, их туфами и вулканическими брекчиями. Преобладают андезиты с вкрапленниками плагиоклаза с  $Ap_{45}$  в ядре и авгита, расположенными среди основной массы из плагиоклаза с  $Ap_{30}$ , авгита и апатита. В дацитах, образующих дайки, присутствуют крупные фенокристы красного калиевого полевого шпата, андезина, роговой обманки и кварца.

Андезиты и дациты моложе так называемой серии Камакуан, лишенной фауны и состоящей преимущественно из красных песчаников и различно окрашенных глинистых сланцев, а также конгломератов; эта серия предположительно относится к силуру, хотя некоторые исследователи допускают девонский ее возраст. Беурлен же считал его даже пенсильванским. Во всяком случае, отмечается, что андезиты и дациты образовались до диабазов рэта. В других районах Бразилии аналогичные породы неизвестны.

К палеозою ранее считали возможным относить также пластовые тела долеритов, залегающие среди недислоциро-

ванных красноцветных отложений серии Рораима на Гвианском щите. Впрочем, вследствие отсутствия строгих данных возраст этих отложений предполагался и позднедокембрийским, и девонским, и пермским, и триасовым, и юрским, и даже меловым. Между тем, по радиометрическим данным, полученным калий-аргоновым и стронций-рубидиевым методом, возраст долеритовых тел Рораимы оказался равным 1700 млн. лет (Mc Connell *et al.*, 1966).

Совершенно не исключено, что одна из обширных палеозойских вулканических областей располагалась на территории Амазонской и Парнаибо-Франсисканской впадин. Об этом можно предполагать, учитывая широкое распространение долеритовых пластовых тел в разрезах палеозойских отложений этих впадин, что особенно типично, судя по опубликованным разрезам, для девонских толщ (Mesner, Woolbridge, 1964; Kegel, 1957). Аналогичные соотношения могут быть установлены, по-видимому, и для верхнекарбонных разрезов, изученных Алмейдой (Almeida, 1954) на юге Паранской впадины.

О размерах Кастру-Лавасской вулканической области судить трудно. Ее контуры можно наметить лишь весьма проблематично, так как на поверхности вскрыта только небольшая часть тех вулканогенных пород, которые были распространены ранее на этой территории. Тем не менее при общем ее протяжении около 800 км можно предполагать, что эта область равнялась по крайней мере 30—40 км в ширину и что при вероятной мощности кислых вулканогенных пород около 500 м общий объем образовавшихся здесь кислых пород достигал примерно 12 000—16 000 км<sup>3</sup>. Андезитовые (совместно с дацитами) извержения дали, как можно полагать по соотношению занятых породами территорий, объем, не превышающий одной трети указанного, т. е. равный 4000—5000 км<sup>3</sup>. Таким образом, в течение палеозоя, по-видимому, преимущественно нижнего, в Кастру-Лавасской вулканической области было извергнуто ориентировочно около 20 000 км<sup>3</sup> вулканогенного в основном кислого материала.

Примечательно, что наиболее древние палеозойские вулканогенные образования Кастру-Лавасской области расположены вдоль зоны северо-восточного простиранья, тяготеющей к сравнительно протяженной полосе, прослеживаемой на расстоянии сотен километров и принадлежащей, как можно полагать, единой структуре длительного развития. Намечаемая полоса ориентирована, в общем, параллельно так называемому Сан-Франсисканскому «линеamentу», о котором писали Граберт (Grabert, 1960) и Колотухина с соавторами (1968), и, таким образом, подчеркивает вероятность древнего заложения этого линеамента.

В начале мезозоя вулканическая деятельность распространилась на обширные пространства древней платформенной

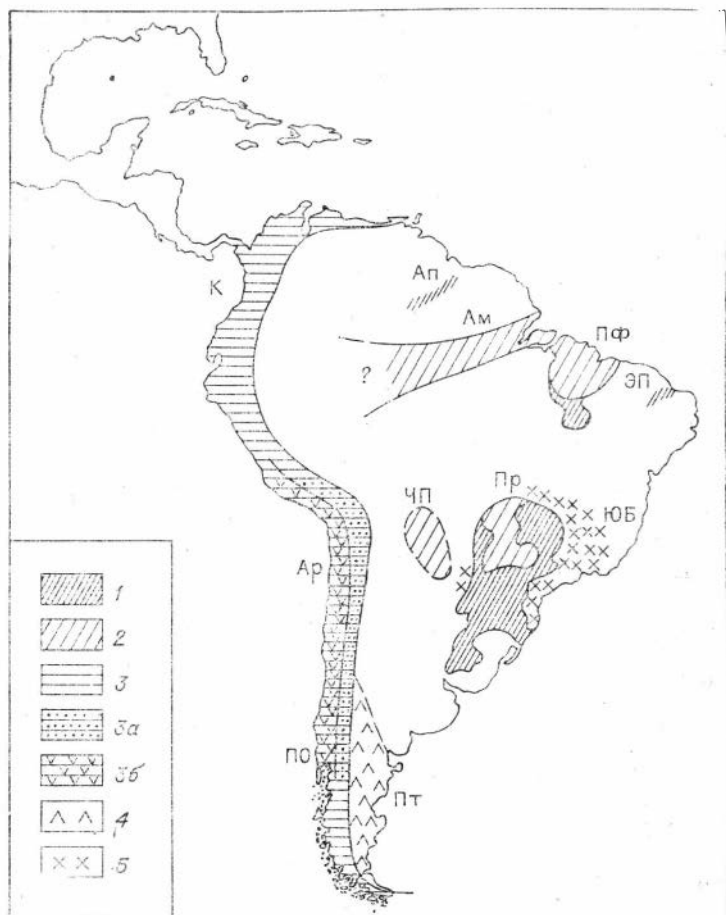


Рис. 2. Вулканические области Южной Америки в мезозое.

1 — траппы, 2 — то же, погребенные, 3 — области распространения вулканогенных пород Анд, 3а — меловых (включая палеоген), 3б — юрских, 4 — области распространения вулканогенных пород Патагонии, 5 — Южно-Бразильская вулканическая область. Вулканические области: Пр — Паранская, Пф — Парнаибо-Франсисканская, Ам — Амазонская, Чп — Чако-Пампаская, ЮБ — Южно-Бразильская, Эп — Эпитасно-Песоайская, Ап — Апотерийская, Пт — Патагонская, По — Патагонско-Огненноземельская, Ар — Арауканская, К — Карибская.

Соответственно в разрезах мезозойских отложений впадин Амазонской, Парнаибо-Франсисканской, Паранской вулканогенные породы, преимущественно долериты и толентовые базальты, приобретают существенное значение. Мощные покровы, а также другого типа пластовые и лакколитообразные тела и дайки, сложенные такими породами, лишь частично выступают на поверхность, главным образом в пределах Паранской впадины. Только в одной этой впадине, при средней

мощности разрезов около 500 м и наибольшей 1800 м, вулканогенные породы наблюдаются на площади примерно 1 200 000 км<sup>2</sup>. При этом около половины площади, занятой вулканогенными образованиями, скрыто здесь под чехлом верхнемеловых отложений.

В других впадинах долериты и базальты образуют более или менее типичные погребенные формации. Примером могут служить, в частности, вулканогенные породы Амазонской впадины, вскрываемые скважинами, расположенными в наиболее прогнутых ее частях, в том числе в восточной части впадины (грабен Маражо) на глубинах до 4000 м, где на поверхности нет никаких признаков, указывающих на распространение подобных пород.

В Парнаибо-Франсисканской впадине базальтовые и долеритовые покровы, силлы и дайки наблюдаются на сравнительно больших площадях, но обширные их поля тоже преимущественно скрыты под более молодыми отложениями.

Приведенные данные позволяют выделять на древней Бразильской платформе по крайней мере четыре вулканические области, сходные по особенностям состава и строения свойственных им вулканогенных пород: Амазонскую, Парнаибо-Франсисканскую, Паранскую и Чако-Пампасскую.

Типичные черты состава строения, условий залегания и возраста вулканогенных пород этих областей лучше всего изучены в Паранской впадине. О долеритовых и базальтовых полях этой впадины писали Бейкер (Baker, 1923), Вальтер (Walther, 1927), Дю-Тойт (Du Toit, 1927), Маак (Maak, 1952) и Лейнц (Leinz, 1949); петрографическую характеристику этим полям давали Гимарес ((Guimaraes, 1933) и Шнейдер (Schneider, 1964). Амарал и его коллеги (Amaral e. a., 1966), а также Мак Дугалл и Рюег (Mc Dougall, Ruegg, 1966) представили также результаты изучения возраста пород калий-аргоновым методом. Таким образом, по Паранской вулканической области имеются достаточно разнообразные данные.

Известно, что базальтовые покровы залегают здесь на денудационной поверхности, сформировавшейся после отложения эоловых песчаников Ботукату, лишенных фауны и предположительно принадлежащих верхнему триасу. Эти песчаники несогласно налегают на формацию Санта-Мария поздне-среднего или верхнего триаса, в которой имеется определяющая возраст фауна позвоночных. Местами базальты лежат прямо на этой формации. Базальтовые лавы нередко переслаиваются песчаниками, литологически сходными с породами Ботукату.

Над лавами, отделяясь от них поверхностью размыва, располагается серия континентальных отложений около 150 м мощности, содержащих верхнемеловую фауну позво-

ночных. В итоге стратиграфическими данными устанавливается возраст базальтовых лавовых полей в рамках верхний триас — нижний мел. В прошлом их появление относили к начальным этапам эпохи раздвижения материков и обычно считали триасовыми; так они показаны, например, и на геологической карте континентов мира, изданной под редакцией Д. В. Наливкина (1970). Между тем калий-аргоновые датировки возраста (Mc Dougal, Ruegg, 1966; Amaral e. a., 1966) указывают, что при общем разбросе данных, устанавливающих возраст пород в пределах от 100 до 150 млн. лет, наибольшее количество определений сосредоточивается в области 120 млн. лет. Впрочем, в более поздних сообщениях (Asmus, 1973; Campos, Ponte, Miura, 1974) датировка базальтовых излияний относится преимущественно к интервалу 110—148 млн. лет. Все эти данные определяют нижнемеловой возраст базальтовых лав, хотя возможны его вариации в интервале верхняя юра—нижний мел. Амарал и его коллеги (Amaral e. a., 1966) считают, что эти лавы моложе изученных Мак Дугаллом диабазов Антарктики (от 147 до 163 млн. лет<sup>1</sup>), Тасмании (167 млн. лет) и Южной Африки (от 154 до 190 млн. лет).

Помимо базальтовых лав, возникших в связи с обширными излияниями, в подстилающих толщах местами залегают более или менее многочисленные пластовые тела диабазов, долеритов и базальтов, которые обычно рассматривают как интрузии, синхронные лавам. Между тем среди них вполне вероятно присутствие более древних лавовых образований, что выше уже отмечалось. Базальтовые силлы и дайки, внедрившиеся до образования главной массы вулканогенных пород Паранской области, отмечает, в частности, Харрингтон (Очерки..., 1959) в департаментах Серро-Ларго и Такуарембо.

Для диабазовых даек и пластовых тел, расположенных среди гнейсов, указывают два возрастных интервала: первый — 115—140 млн. лет (наибольшее число определений) и второй — 160 млн. лет (немногие определения). Генетическая связь лав с дайками и силлами считается очевидной.

В районе Убераба штата Минас-Жераис, а также в Триангулу-Минейру и в южной части штата Гояс на базальтах местами залегает толща темно-бурых и зеленых туффитов с редкими гальками кварца и обломками диабазов, мощностью до 50 м. К этой же серии относятся аналогичные породы районов Патос и Карму на р. Парнаиба (Очерки..., 1959).

Лейнц (Leinz, 1949) предполагал, что лавовые потоки возникли в результате спокойной вулканической деятельно-

---

<sup>1</sup> По Старику (Старик и др., 1959) и Вебу (Webb, 1962) и другим источникам от 150 до 191, при среднем 160 млн. лет.

сти: базальтовая магма внедрялась по крупным трещинам и распространялась на обширных пространствах без образования вулканов и без каких-либо бурных проявлений. Редко встречающиеся брекчии и туфы показывают, что лишь местами спокойные излияния сопровождались эксплозиями, обусловленными предшествующим скоплением паров и газов. Исследование общей мощности лавовых потоков и силлов привело Лейнца к выводу о том, что главная зона внедрения магмы располагалась вдоль долины р. Парана. Менее значительные разломы, служившие каналами для внедрявшейся магмы, были ориентированы, как он считал, перпендикулярно этой главной зоне. Примером, по его мнению, может служить тектоническая линия Торрес-Посадас в Риу-Гранди-ди-Сул.

Состав диабазов, долеритов и базальтов в общем однообразен как в минералогическом, так и в химическом отношении. Главные их компоненты — плагиоклаз с содержанием анортита 40—60% и пироксен (авгит и пижонит). Редок оливин. Немного щелочного полевого шпата и кварца, титаномагнетита, апатита и рутила. Структура базальтов обычно очень мелкозернистая до криптокристаллической; содержание стекла от 10 до 70%. В диабазах и долеритах структура офитовая, стекла нет. В кровле потоков количество его увеличивается и появляются миндалины, заполненные халцедоном, обычным кварцем, аметистом, цеолитами, кальцитом, хлоритом, селадонитом, самородной медью и другими минералами. Внутри потоков базальты более зернисты и так же, как в основании, где вновь много стекла, лишены миндалин. Шнейдер (Schneider, 1964) отмечает некоторую дифференциацию базальтов с переходами к относительно более кислым и более щелочным породам. Химические анализы показывают значительные вариации в содержании калия, вплоть до чрезмерного для базальтов, вследствие чего предполагается родство базальтов со щелочными породами смежных территорий. Однако Амарал и другие (Amaral e. a., 1967) считают, что непосредственная связь тех и других в Бразилии не устанавливается.

Размеры Паранской вулканической области весьма значительны. При общей ее площади около 1 200 000 км<sup>2</sup> и средней мощности траппов не менее 500 м, можно полагать, что объем излившейся массы базальтов здесь достигал по крайней мере 600 000 км<sup>3</sup>. По данным Беурлена (Beurlen, 1970), Лейнц (Leinz, 1966), опираясь на построенные для траппов схемы распределения изомощностей, определил этот объем в 650 000 км<sup>3</sup>.

Парнаибо-Франсисканская область (бассейн Мараньо) не отличается существенно от Паранской ни по составу свойственных ей вулканогенных пород, ни по их стратиграфическому положению, поэтому считается синхронной по отношению к ней. По данным Асмуса (Asmus, 1973; Sam-

pos, Ponte, Miura, 1974), возраст базальтов определяется в пределах 120—136 млн. лет. Покровы базальтовых лав, сопровождаемые дайками и силлами, наблюдаются здесь на поверхности лишь на сравнительно ограниченных территориях, главным образом в районе Порту Франку. По-видимому, значительные площади распространения лав скрыты под верхнемеловыми отложениями к северу от Порту Франку. Вследствие этого об истинных размерах вулканической области судить трудно. Во всяком случае, они не менее 50 000—60 000 км<sup>2</sup>, а объем трапповых излияний, вероятно, превышает 25 000 км<sup>3</sup>.

Базальтовые лавы Амазонской вулканической области лишь частично можно наблюдать на крыльях впадины, где их возраст в устьевой части Амазонки определяется в 120—220 млн. лет (Asmus, 1973; Campos, Ponte, Miura, 1974), т. е. в рамках от раннего триаса до раннего мела. Они вскрываются главным образом в буровых скважинах под верхнемеловыми осадками. Пластовые тела базальтов и долеритов устанавливаются по данным бурения также в более древних толщах карбона, девона и силура, но обычно рассматриваются как интрузивные образования.

Вулканогенные породы в пределах области скрыты под чехлом более молодых отложений, поэтому ее размеры могут быть оценены весьма ориентировочно в 250 000 км<sup>2</sup>, если считать что траппы распространены на всей территории Амазонской впадины, за исключением погруженного под кайнозойский чехол западного окончания. При средней мощности порядка 100 м в среднем (имея в виду непостоянное распространение траппов в разрезах), это даст объем трапповых излияний не менее 25 000 км<sup>3</sup>.

В Чако-Пампасской впадине отдельные скважины глубиной до 3000 м вскрыли под чехлом континентального плиоцена и морских осадков верхнего миоцена континентальные и вулканогенные породы предполагаемого верхнего триаса, залегающие над пермскими и девонскими осадочными толщами. Таким образом, в этой впадине можно, по-видимому, выделить погребенную раинемезозойскую вулканическую область. Размеры ее ориентировочно составляют не менее 25 000 км<sup>2</sup> с объемом трапповых излияний свыше 10 000 км<sup>3</sup>.

Помимо перечисленных выше четырех вулканических областей, ныне представленных стратифицированными базальтовыми формациями, частично или почти полностью погребенными, существенную роль в общей картине размещения вулканогенных образований на Бразильском щите играют щелочные породы и сопровождающие их гипербазиты и карбонатиты. Эти породы образуют сравнительно небольшие (не более первых десятков километров в поперечнике) более или менее правильные округлые или несколько удлиненные в се-



чении штокообразные тела. В некоторых из тел, например, в районе Пасос-ди-Калдас присутствуют проклястические породы и фонолитовые лавы, вследствие чего основания считать эти тела корневыми зонами вулканов. Общее их число, указанное в сводке Амарала и других (Amaral e. a., 1967), не менее 23; возраст варьирует в пределах от 50 до 250 млн. лет, но, за небольшими исключениями, укладывается в рамки 122—133 и 51—82 млн. лет, т. е. соответствует двум возрастным группам пород: раннемеловой и позднемеловой — раннетретичной. При этом две породы особенно резко отличаются по возрасту: из Пао-ди-Асукар — 238 млн. лет и из Могн Гуасу — 254 млн. лет. Расхождение возрастных датировок щелочных пород и базальтов рассмотренных выше вулканических областей заставляет предполагать отсутствие генетических связей между обеими группами пород (Amaral e. a., 1967). Впрочем, по более поздним данным Асмуса (Asmus, 1973; Campos, Ponte, Miura, 1974), щелочные породы здесь имеют возраст от 50 до 1300 млн. лет. Группа щелочных пород с возрастом 110—130 млн. лет близка, таким образом, к базальтовым лавам Параны.

Общее распространение щелочных пород весьма значительно, и оно очерчивает обширную Южно-Бразильскую область с преимущественно щелочным магматизмом.

Изверженные породы этой области принадлежат типичному ряду нестратифицированных вулканогенных формаций. Состав их исключительно разнообразен. Наряду с нефелиновыми сиенитами имеются обычные и кварцевые сиениты, фениты, мельтейгиты, якупирангиты (получившие название по их местонахождению на Бразильском щите), тингуаиты, шонкиниты, нордмакиты, эссекситы, малиньиты, пуласкиты, перидотиты, пироксениты, карбонатиты, фонолиты, луювриты, хибиниты и ийолиты. Штокообразные и более сложной конфигурации тела этих пород располагаются среди докембрийских кристаллических (интрузивных и метаморфических) пород основания Южно-Бразильской платформы и, таким образом, по-видимому, пространственно разобщены с базальтовыми лавами. Амарал с соавторами (Amaral e. a., 1967) считают, что щелочные породы Южно-Бразильской вулканической области моложе аналогичных пород Африки, образовавшихся в дотретичное посткарусское время, отвечающее, по Кингу и Сазерленду (King, Sutherland, 1960), 100 млн. лет.

Общее протяжение Южно-Бразильской щелочной вулканической области достигает 1000 км и соизмеримо с длиной Паранской впадины, которую она как бы окаймляет на востоке и севере.

Объем продуктов извержений может оцениваться приблизительно в 1000 км<sup>3</sup>, если считать среднюю ширину такой

каймы в среднем равной 100 км, а количество выходов на этой площади порядка 1% при средней мощности образовавшихся тел 1000 м.

Возможным продолжением этой области на западе названной впадины могут служить некоторые районы Парагвая, в которых, как отмечает Харрингтон (Очерки..., 1959), довольно часто встречаются вулканические неки не установленного возраста, сложенные преимущественно основными изверженными породами. Такие неки тяготеют к трем основным районам: 1) между Асунсьоном и депрессией Ипакаран, 2) в округе Киинди-Сапукай и 3) в окрестностях Вильярика. В первом районе они прорывают триасовые отложения (формацию Мисьонес), во втором — силурийские серни, в третьем — пермские толщи. Среди этих пород известны лимбургиты, химический состав которых соответствует нефелиновым базальтам, трахандезиты, фонолиты с гаюном, сиениты, оливковые габбро, долериты и базальты, а в отдельных случаях (пос. Ипакаран) риолиты, существенно иные по внешнему виду, чем докембрийские. Возраст всей этой серии Харрингтон датирует предположительно как позднетриасовый — третичный.

Небольшая базальтовая вулканическая область Бразилии более поздняя, чем отмеченные выше, может быть названа Эпитасно-Песоайской по одноименному району распространения базальтовых лав, прорывающих, как отмечает Оливейра (Очерки..., 1959), туронские отложения формации Аподи. Размеры области невелики, поэтому можно предполагать, что объем базальтовых излияний здесь не превышает 1000 км<sup>3</sup>. Базальты с возрастом 50—83 млн. лет, по Асмусу (Asmus, 1973; Campos, Ponte, Miura, 1974), известны также в шельфовой зоне Бразилии между Сальвадором и Рио-де-Жанейро.

Еще одна сравнительно небольшая трапповая вулканическая область Апотери (Berrangè, Dearnley, 1974) вытянута почти широтно от Атлантического побережья в районе Парамбарибо примерно на 5° с. ш. на запад. Толентовые и оливин-толентовые базальты этой области имеют ранне-средне-юрский возраст и расположены на южном крыле грабена длиной около 300 км. Лавы залегают несогласно на докембрийском основании, и полоса их выходов достигает 15 км в ширину. Мощность вулканогенно-осадочного выполнения грабена достигает 6 км. Поэтому общий объем базальтовых лав здесь значительно превышает, по-видимому, 20000 км<sup>3</sup>. Имеются химические анализы пород и определения абсолютного возраста, варьирующие в интервале 114—180 млн. лет, хотя вулканогенный комплекс подстилает осадочные толщи с возрастом поздняя юра — ранний мел.

## Внеандийские вулканические области Патагонии и смежных территорий

На крайнем юге континента, в Патагонии и на смежных территориях за пределами Анд, на предполагаемом палеозойском складчатом основании (Муратов, 1959) сравнительно широко распространены мезозойские и кайнозойские вулканогенные образования, в связи с чем появляется возможность даже на основании очень скромных данных выделить Патагонскую вулканическую область длительного развития.

Наиболее древними комплексами пород в этой области являются, по-видимому, андезитовые туфы, известные на Атлантическом побережье вблизи Баия-Лаура южнее Рио-Десало. Двухсотметровая толща разноцветных туфов здесь несогласно залегает на риолитах с прослоями черных и желтых сланцев, содержащих верхнетриасовую фауну эстерид и насекомых, а также остатки растений, верхнетриасовых (Очерки. . ., 1959).

В районе Санта-Крус и в ряде мест центральной части Чубута, также на внеандийской территории, выделяются юрские «среднеосновные породы», а в других районах Патагонии — андезитовые и липаритовые лавы и туфы. Такого состава пород особенно много севернее р. Чубут и южнее р. Дессадо, в центральной части Чубута и в южной части Санта-Крус. Из этих районов они с более или менее значительными перерывами прослеживаются вплоть до смежной территории Кордильер. Во внеандийской же области Чубута и Санта-Круса на разновозрастных андезитах триаса и юры несогласно залегают туфы и туффиты, принадлежащие меловой системе, о чем можно судить по встречающимся в их толще остаткам динозавров.

Все приведенные выше весьма ограниченные данные позволяют говорить о том, что на юге континента на территории Патагонии в мезозое длительное время существовала сравнительно обширная вулканическая область с типичными для нее преимущественно андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами.

Вулканическая деятельность в этой области продолжалась в кайнозое (Очерки, 1959). В частности, на Атлантическом побережье известны эоцен-олигоценовые туфы в районе залива Сан-Хорхе и аналогичные олигоценовые породы на Атлантическом побережье Санта-Крус. Имеются также миоценовые и плиоценовые туфы. В целом же кайнозойский вулканизм здесь проявился очень активно. Наиболее древними кайнозойскими вулканогенными породами являются эоценовые комплексы «андезитовой серии Науэль-Уапи», распространенные между одноименным озером и юго-западным Чу-

бутом. В строении этой серии участвуют риолиты, андезиты, базальты, альбитофиры, ортофиры, трахиты и дациты, переслаивающиеся с туфами и лавовыми брекчиями того же состава. Толща, сложенная этими породами, достигает 1500 м и несогласно налегает на разновозрастные образования от докембрия до верхнего мела. В западном Чубуте на них залегают верхнеэоценовые битуминозные сланцы.

Выше по разрезу располагается «андезитовая серия олигоцена» (средний — верхний олигоцен), сосредоточенная преимущественно на юге Мендосы в Рио-Гранде. В строении серии участвуют роговообманковые и авгитовые андезиты, базальты с натролитом, туфы и лавовые брекчии, а также интрузивы с составом роговообманковых андезитов и диоритов. Разнообразные породы серии залегают на разновозрастных. В том числе и на нижнеолигоценовых, отложениях.

Следующая группа вулканогенных пород получила название «внекордильерской андезитовой серии». Она относится к верхнему олигоцену — нижнему миоцену. Область распространения этих пород — преимущественно андезитов и риолитов — западная часть Рио-Негро и юг Неукена (верховья р. Лимай, районы Трафуль и Лакар). В среднем течении р. Чубут (Серро-Мирадор) преобладают риолитовые лавы, туфы и кислые интрузии.

В районах, расположенных к северу от Патагонии, сравнительно широко распространены миоценовые базальты, андезиты и дациты, сосредоточенные преимущественно между западной частью Санта-Крус и Рио-Диаманте в центральной Мендосе; они в общем тяготеют к вулканогенным образованиям Кордильер, где синхронные комплексы аналогичных пород исключительно мощны.

В пределах же Патагонии, к югу от Рио-Диаманте имеются верхнемиоцен-плиоценовые базальтовые лавы, а севернее — в Катамарке, Ла-Риохе и Сан-Хуане — преимущественно дацитовые туфы того же возраста.

На Пампасских равнинах Буэнос-Айреса известны также четвертичные туфы, переслаивающиеся с лессами и глинами.

Возможно, при дальнейших более детальных исследованиях удастся расчленить разнообразные вулканогенные породы в пространстве и во времени с тем, чтобы обособить внутри рассмотренной территории несколько вулканических областей, но в настоящее время строгих данных для ее расчленения не имеется. Хронологические связи между различными вулканогенными образованиями настолько тесны, что при отсутствии детальных картировочных данных о распространении каждой возрастной группы пород провести такое расчленение области затруднительно.

Соответствующая попытка тем не менее была предпринята Гертом (1959) на приложенных к его работам картах,

где показаны два комплекса пород — мезозойские кварцевые порфиры и плейстоценовые базальты. Только в северной части рассматриваемой территории он отметил еще и третичные эффузивы. В целом же, по тем данным, которые имеются сейчас, эта территория выглядит как вулканическая область длительного развития, существовавшая в течение почти всего мезозоя и кайнозоя, т. е. на протяжении около 200 млн. лет; в пределах области происходила сложная миграция вулканических очагов. К концу этого периода вулканическая активность, по-видимому, сократилась, в связи с чем в разрезах позднего кайнозоя наблюдаются преимущественно туфы, образование которых могло происходить в результате переноса вулканических пеплов из Андийской части южной оконечности материка.

Общий объем вулканогенных пород (с отношением кислых к основным 1:1) в Патагонской области исчисляется, вероятно, в 100 000 км<sup>3</sup>, о чем можно судить по огромной ее протяженности (около 1500 км) и значительной ширине (не менее 250 км), учитывая, что в пределах такой территории эти породы занимают примерно 50% площади и имеют среднюю мощность не более 500 м.

### **Вулканические области Анд**

Общий характер распределения вулканогенных пород в андийской части Южно-Американского континента удобнее рассмотреть, следуя общему плану Герта (1959). В его изложении последовательно рассмотрены (следуя с юга на север): Антарклянды (горные гряды Антарктического полуострова, дуга Сандвичевых островов и о. Южная Георгия) и Патагониды (горные гряды западного побережья материка, включающие Кордильеры Огненной Земли и Патагонии); Аргентинско-Чилийские, Перуанские и Карибские Анды.

#### *Антарклянды и Патагониды*

Вулканические области этой части Анд могут быть выявлены по данным о распространении преимущественно мезозойских и отчасти кайнозойских вулканогенных пород. Более древние палеозойские породы такого типа изучены недостаточно, так как имеется тенденция к тому, чтобы встречающиеся в андийской зоне метаморфические, и особенно вулканогенные, толщи относить к низам мезозойского разреза. Так, в частности, мезозойским считается возраст серии «кварцевых порфиров» (Герт, 1959), т. е. риолитовой серии, залегающей резко несогласно на песчаниках, глинистых сланцах, филлитах, кристаллических сланцах и гнейсах ме-

таморфической толщи неопределенного возраста, расположенной в основании разреза мезозойских и третичных отложений. Кварцево-порфировая (риолитовая) серия состоит из риолитовых лав, вулканических брекчий и туфов, местами содержит также порфириты, по-видимому, андезитового состава.

Риолитовая серия прослеживается на протяжении около 1000 км, от оз. Фонтана на севере, вдоль андийских гряд через район озер Буэнос-Айрес, Сан-Мартин, Вьедма и Архентино по направлению к Огненной Земле. Ширина полосы, занятой выходами пород риолитовой серии, варьирует в значительных пределах, от 40—50 км на севере до 4—5 на юге, где риолитовые лавы и их туфы превращены в кремнистые сланцы, вулканогенная природа которых устанавливается лишь под микроскопом. Наиболее интенсивный динамометаморфизм риолитов наблюдается на Огненной Земле.

Возраст риолитовой серии, по Герту (1959), верхнетриасовый — юрский. На такой возраст указывает, прежде всего, «клинообразное», как пишет Герт, сочленение риолитовой серии с базальными слоями мезозойского разреза в районе оз. Архентино и присутствие аммонитов верхнего титона и неокома в 60—80 м выше наблюдаемого в этом разрезе последнего пласта риолитов. Кроме того, имеются соответствующие данные по району, расположенному между оз. Фаньяно и каналом Бигль в огненноземельской зоне Кордильер. Здесь установлен следующий разрез вулканогенной серии (снизу вверх): рассланцованные кварцевые порфиры, микритизированные зеленокаменные породы, рассланцованные кварцевые порфиры, 30—40 м; измененные туфы кварцевых порфиров, серицитовые сланцы, черные филлитовые сланцы, 1000 м. В этой серии имеется микрофауна мезозойского облика.

О возможном юрском возрасте риолитовой серии свидетельствуют также условия залегания пород на предполагаемом продолжении отмеченной выше полосы риолитов в Антарктике, на восточном берегу Земли Грейама в бухте Надежды, где на базальных конгломератах лежат темные сланцы с богатой среднеюрской флорой, перекрытые светлыми риолитовыми туфами.

Общий характер распространения пород риолитового ряда на огромном протяжении вдоль восточного края андийской горной цепи достаточно наглядно подчеркивает реальное существование здесь линейно вытянутой мезозойской Патагонско-Огненноземельской вулканической области, прослеживаемой на южной окраине материка на расстоянии около 1800 км.

В настоящее время породы, принадлежащие этой вулканической области, образуют сравнительно узкую полосу вы-

ходоё, однако восточное их распространение, направленное в сторону общего наклона всей риолитовой серии, несомненно может быть найдено в рассмотренной выше и расположенной восточнее Патагонской вулканической области с ее андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами, по крайней мере частично принадлежавшими юрской системе. На западе же можно лишь предполагать возможное их распространение в кровле удлиненного андийского батолита неоднородного возраста, включающего местами породы, принадлежащие ряду кварцевых порфиров, отмеченных в ряде районов в виде фацциальных вариаций гранитной магмы. Таким образом, хотя само по себе линейное строение полосы выходов пород риолитовой серии создает представление о возможной принадлежности ее к протяженному вулканическому поясу, тем не менее истинное распространение этих пород далеко не строго отвечает такому представлению. Более того, вполне вероятно, что эта вулканическая область имела не только большое протяжение вдоль Анд, но и распространялась вширь на огромные территории, расположенные восточнее, в Патагонии, а также западнее, в осевой зоне Кордильер, в общем совпадающей с андийским батолитом. При общей длине области около 1800 км на Южно-Американском материке ширина ее, вполне возможно, достигала едва ли не 500 км, хотя в андийской части она не превышала 100 км. Поэтому общий объем кислых продуктов извержений в этой части Анд достигал, вероятно, не менее 200 000 км<sup>3</sup>.

Следует отметить, что Дальзиль, Пит и Пальмер (Dalziel *et al.*, 1974) предприняли попытку систематизировать материалы по геологии и вулканизму западной окраины Южно-Американского континента на участке от 51° ю. ш. до мыса Горн на крайнем юге материка в духе представлений о плитной тектонике. По их мнению, основанном также на результатах личных полевых исследований, в этой части Анд обособляется серия однообразных черных аргиллитов, принадлежащих шельфовым фациям, имеющая возраст от киммериджа до апта, прослеживающаяся вдоль Атлантического края Высокой Кордильеры на протяжении свыше 350 км. Мощность этой серии варьирует от 400 м на востоке до более 3000 м на западе. С аргиллитами пересланываются мощные пачки граувакк и тонкие прослои радиоляритовых кремнистых пород. На тихоокеанской окраине мощность серии особенно велика; в ее составе здесь увеличивается роль граувакк, содержащих андезитовый вулканический детритус. Таким образом устанавливается, что в мезозое на западе континента располагались андезитовые вулканы. Это подтверждается также присутствием андезитовых лав и вулканических брекчий, пересланывающихся с осадочными породами в южной части намечающегося бассейна и тяготеющих к тихоокеан-

скому его краю. Объем продуктов андезитовых извержений можно оценить лишь предположительно в 500—700 км<sup>3</sup>, учитывая вероятную протяженность области их распространения в 350 км и ширину не менее 20 км.

На той же окраине Южно-Американского континента расположен, как известно, патагонский батолит; он ограничивает мезозойский осадочный бассейн на западе. Дальзиль и его соавторы считают этот батолит, внедрившийся в палеозойские и позднеюрские толщи, корневой зоной андезитовой вулканической цепи, реконструируемой на западе осадочного бассейна. В таком построении, предполагающем синхронность образования и комагматичность тоналитов и амагматитов батолита с мезозойскими вулканами островной дуги, Дальзиль и другие опираются на аналогичные построения Гамильтона (Hamilton, 1970), а также на радиометрические определения возраста пород. Рубидий-стронциевые датировки устанавливают, что внедрение батолита началось 150 млн. лет назад (поздняя юра) и продолжалось до конца мела. Это соответствует времени андезитовой вулканической активности и реконструируемой мезозойской вулканической цепи тихоокеанской окраины материка. Дно бывшего мезозойского бассейна, по Дальзиллю и др., представляет серия крупных линз (до 120×20 км при мощности до 2 км) мафических, как они называют, пород, удлиненных, в общем, параллельно Кордильерам. Эти породы интродуцируют и расчленяют палеозойские слои и залегающие над ними средневерхнеюрские кремнистые вулканические риолитовые серии. Мафические породы относятся к верхней части офиолитовой ассоциации и представлены интрузиями габбро и дайковыми комплексами, залегающими в основании мощного слонстого комплекса, состоящего, как наблюдали названные выше исследователи, в частности, в районе Кальдеры Сарменто, из почти горизонтально лежащих подушечных (пиллоу) лав и таких же брекчий и туфов. Подобные серии в Чилийских Андах обычно называют зеленокаменными (*rocas verdas*) и считают типичными представителями эвгеосинклинальных образований. Над ними согласно залегают (по устным сообщениям А. Каньона) осадки с органическими остатками, датируемые нижним мелом.

Реконструируемый по этим данным мезозойский краевой бассейн Южно-Американского континента закончил свое развитие и замкнулся в интервале апт — коньяк; к этому времени, как полагают Дальзиль и др., островная андезитовая дуга примкнула к континенту. В процессе замыкания краевого бассейна осадочный чехол был интенсивно дислоцирован на всей его территории, тогда как комплекс пород, отвечающих бывшему дну моря, подвергся весьма неравномерной деформации, вследствие чего сильно дислоцированные



зоны зеленокаменных пород чередуются с почти ненарушенными блоками осадочных и вулканогенных образований. Хотя предложенная в таком виде схема дискуссионна, тем не менее в ней содержится ряд моментов, заслуживающих внимания. В частности, существенный интерес представляет устанавливаемая комагматичность андийского батолита и мезозойских вулканогенных пород, объясняющая причины исключительного обилия в Андах кислых вулканогенных толщ мезозоя. Не менее существенна оценка ситуаций, характеризующих распространение зеленокаменных пород и т. д.

В заключение отметим, что разновозрастные вулканогенные породы, распространенные южнее материка уже в пределах Южно-Анtilьской островной дуги, отличаются некоторыми особенностями, заслуживающими дополнительного рассмотрения. Наиболее древние из них существенно метаморфизованы. Они залегают в основании известного здесь разреза. Предполагается, что возраст их палеозойский, и что абсолютные датировки в 180 млн. лет определяют время метаморфизма этих пород. В пределах дуги имеются, кроме того, мезозойские основные лавы. В частности, на Южно-Шетландских островах указывают присутствие верхнеюрских лав, туфов и агломератов, а на о. Южная Георгия — спилитов мелового возраста. На Южно-Шетландских островах отмечены и более поздние проявления вулканической деятельности в третичное и верхнеплиоценовое время. Состав пород антарктической части рассмотренной выше области, судя по имеющимся сравнительно ограниченными данным, по-видимому, несколько отличается от северных районов области, и, может быть, именно эту часть следовало бы тоже обособить в рамках рассмотренной территории в качестве самостоятельной вулканической области. Схематические подсчеты объемов продуктов извержений в этой дуге позволяют предполагать количество палеозойских лав, равное не менее 50 км<sup>3</sup>, мезозойских базальтов и спилитов — до 100, базальтов кайнозоя — примерно 100 км<sup>3</sup>.

Особое и совершенно самостоятельное место в отношении структурного положения и состава вулканогенных пород занимают четвертичные, в том числе действующие, вулканы. Все эти вулканы сосредоточены в Антарктидах и Патагониях в следующих районах: на островах, расположенных к северо-западу и юго-востоку от Антарктического полуострова, на Южно-Сандвичевых островах и вдоль восточного края продольной депрессии южной части Анд, отделяющей оз. Чилоэ от материка и продолжающейся по направлению к заливу Пенас и далее на юг. Вблизи Антарктического полуострова продукты извержений представлены базальтовыми и палагонитовыми туфами, гналодацитами и олигоклазовыми трахитами, а также базальтами, андезитами и андезитовыми

туфами (о. Десепсьон), базальтовыми лавами, богатыми оливином (о. Бриджмена), а также трахибазальтами (Нуна-так Кристенсена).

На Южно-Сандвичевых островах, где имеется ряд действующих вулканов (Завадовского, Беллинсгаузена, Кандельмас и другие), среди продуктов извержения имеются дациты и прроксенные андезиты, оливиновые и полевошпатовые базальты. Состав пород действующих вулканов линейной цепи, расположенной на юге континента на участке между его окончанием и  $42^{\circ}$  ю. ш. (главная часть ее сосредоточена между  $42$  и  $45^{\circ}$  ю. ш.), соответствует гиперстен-андезитовым андезитам с роговой обманкой (Кальбуко на севере цепи, Маунт-Барней — на юге). Вся эта цепь неравномерно распределенных в ней четвертичных вулканов размещается на гранитном цоколе и, таким образом, не связана непосредственно с предшествующим развитием вулканической деятельности.

Общий характер распределения вулканогенных пород четвертичного возраста и особенности их состава в различных участках рассмотренной территории позволяют говорить по крайней мере о двух самостоятельных в структурном и вещественном отношении кайнозойских вулканических областях: Патагонских Кордильер, прослеживаемой на континенте и включающей, по-видимому, также Южно-Сандвичевы острова, и Антарктической, охватывающей группу островов, примыкающих к Антарктическому полуострову. В первой вулканической области наблюдается весьма строгое линейное расположение вулканов; во второй — такого рода четкое размещение отсутствует: они группируются скорее на крыльях крупного поднятия, а не сосредоточены около какой-либо одной узкой линейной зоны.

Объем продуктов извержений четвертичных вулканов в Патагонидях, в основном между  $42$  и  $45^{\circ}$  ю. ш., с учетом расположенных южнее единичных вулканических построек составляет ориентировочно  $150 \text{ км}^3$ ; те же показатели для Антарктианд могут быть оценены в  $200 \text{ км}^3$ , если определять общую высоту вулкана над океаническим дном, или  $50 \text{ км}^3$ , если принять во внимание только ту часть постройки, которая располагается выше уровня моря.

В этих объемах заключены преимущественно базальтовые лавы, по отношению к которым андезиты, трахнандезиты и дациты составляют, по-видимому, не более трети.

### *Чилийско-Аргентинские Анды*

Эта часть Анд изучена несколько лучше Патагонид и Антарктианд. Имеются, в частности, более полные сведения

о палеозойской их истории и о типичных для этой области мезозойских и кайнозойских вулканогенных комплексах.

Сведения о палеозойской истории Чилийско-Аргентинских Анд изложены в работах Герта (Герт, 1959; Gerth, 1932; 1935; 1950), Викаса (Weeks, 1947), Харрингтона (Харрингтон, 1959; Harrington, 1962), Меснера и Вулбриджа (Mesner, Woolbridge, 1964), Вицента (Vicente, 1975) и других исследователей. По данным Вицента, в области меридиональных Анд могут быть четко выделены два этапа палеозойского геосинклинального развития: дофлишевый кембро-ордовиковский и флишевый силуро-девонский.

В течение первого этапа происходило накопление пелитовых и известково-доломитовых осадков, а также образованные конседиментационных вулканических (офиолитовых) ассоциаций. Во втором этапе седиментация была типичной флишевой, терригенной. Уже на первом этапе наметились отличия в истории развития трех главных зон Анд — Пампеанской, Зондийской и Калингагастской, следующих в меридиональном направлении, но несколько наискосок по отношению к простиранию андийских горных цепей, вследствие чего на севере главные зоны — Пампеанская и Калингагастская — располагаются ближе к Тихоокеанскому побережью, чем на юге.

Пампеанская зона, самая восточная из трех, граничит на востоке с мпогеосинклиналью, следующей вдоль западного края древней платформы. В пределах этой зоны развит метаморфический цоколь, представленный докембрийскими гнейсами и слюдястыми сланцами, перекрытый нижнепалеозойскими (кембрийскими, ордовикскими) преимущественно известково-пелитовыми (известняки и сланцы) толщами с немногочисленными базитовыми и гипербазитовыми проявлениями (амфиболиты и серпентиниты). Девонские и карбоновые терригенные толщи принадлежат флишевым образованиям, сменяющимся вверх по разрезу молассами, а затем пермскими красноцветными отложениями. В целом эта зона, интродуцированная разновозрастными гранитоидами, является как бы осевой структурой палеозойских Анд, разделяющей их, по Виценту, на гвианиды на западе и боливиды на востоке.

Узкая Зондийская зона имеет эвгеоантиклинальный облик. Она входит в состав гвианид и среди них выделяется распространением характерных неритовых карбонатных фаций кембрия и ордовика, на которых залегают опять-таки флишевого облика терригенные толщи силура и девона. Калингагастская зона тоже относится к гвианидам; в ней, в отличие от предыдущей зоны, господствуют ордовикские серии терригенно-пелагических пелитов, ассоциирующихся с зеленокаменными породами (диабазами, подушечными лавами

и серпентинитами). Силуро-девонские толщи здесь также принадлежат флишевым образованиям, тогда как карбоновые серни представлены преимущественно молассами, несогласно перекрытыми пермскими кислыми вулканогенными породами. Именно эту зону Вицент считает наиболее типичной эвгеосинклинальной. По приведенным выше данным может быть выделена, очевидно, Калингагастская вулканическая область с характерными для нее зеленокаменными породами, возникшими в результате подводных извержений в морских условиях преимущественно в ордовиковское время. Продукты извержений представлены в ней главным образом базальтовыми лавами и их пирокластикой, а также, по-видимому, офиолитовыми образованиями. Общее протяжение этой области не менее 2000 км, а ширина достигает, по Виценту, 150—200 км. Если считать, что не более 10% ее площади было занято вулканогенными, преимущественно спилит-диабазовыми и другими зеленокаменными породами, образующими толщи не более 1000 м, то даже при таких минимальных оценках объем продуктов вулканической деятельности окажется равным 40 000 км<sup>3</sup>. Так как вполне вероятно продолжение Калингагастской вулканической области на север и юг более 2000 км, а также частичное распространение ее на территорию Пампеанской зоны, на что указывает Вицент, этот объем, очевидно, следует считать не превышающим половины истинного, который достигает, по-видимому, 80 000 км<sup>3</sup>.

Более молодые палеозойские вулканогенные образования отмечаются еще в районе Сьерры-де-Фаматина, где миссисипская толща начинается 200-метровой пачкой риодацитов, согласно залегающих на слоях континентальных осадков (Харрингтон, 1959). Эти вулканогенные образования определяют существование небольшой Фаматинской вулканической области, действительные размеры которой представить столь же трудно, как и для рассмотренной выше Калингагастской области, вследствие того, что она оконтуривается в современном денудационном срезе лишь частично; объем кислых продуктов извержений в ней, во всяком случае, не менее 100 км<sup>3</sup>.

Существенным является распространение кислых вулканогенных пород в конце палеозоя, в пермское время. Игнимбритовые и другие извержения кислых магм, начавшиеся в этот период времени, продолжались, по-видимому, также в триасе, причем трудно определить, каких продуктов извержений было больше — пермских или триасовых, так как не вполне определенной является для Анд, как, впрочем, и для многих других областей распространения соответствующих континентальных отложений, граница между пермской и триасовой системами. Так или иначе, по имеющимся сейчас еще

недостаточно полным данным, в палеозое вулканическая деятельность в меридиональных Андах развивалась, в общем, по классической схеме Штилле, с вулканизмом офиолитового типа в ордовике, начавшимся с некоторым запозданием по отношению к кембрийской геосинклинальной седиментации, и широко распространившимся кислым вулканизмом, отвечающим времени формирования моласс, т. е. соответствующему эпохе замыкания геосинклинали и образования горных сооружений на месте палеозойской геосинклинали.

По отношению к этому вулканизму мезозойские проявления вулканической деятельности оказались резко наложенными и развивающимися совсем по иному плану, что удобнее будет показать после обзора вулканических областей, возникших в Андах в пермский и триасовый периоды.

Молассовые толщи с подчиненными им более или менее многочисленными пачками кислых вулканогенных пород пермского и триасового возраста известны в различных районах Анд. Они типичны, прежде всего, для прогибов, расположенных в предгорьях Аргентинской Кордильеры (Очерки..., 1959), вдоль восточных ее гряд, между Санта-Клара и Вильявисенсино. Здесь, в частности, пермские отложения образуют мощную (около 3000 м) толщу серых и красных конгломератов и песчаников, переслаивающихся с зелеными и черными сланцами, среди которых на различных уровнях наблюдаются прослои риолитовых лав и туфов.

В Чилийских Кордильерах между провинциями Атакама и Каутин тоже известна (Очерки..., 1959) мощная, не менее 2000 м, толща триасовых кератофировых потоков.

В целом же вулканическая деятельность пермского и триасового периодов охватила весьма значительные территории в Кордильерах. Судя по имеющимся сейчас далеко не полным и недостаточно строгим данным, в это время господствующая роль принадлежала кислым вулканическим извержениям. Именно о таких кислых продуктах триасовой вулканической деятельности многократно упоминает в своей сводке Герт (1959). Этого возраста и состава вулканогенные образования он отмечает, например, в Пасо Флорес на р. Лимай, недалеко от впадения р. Кольон-Кура, а также в других районах Неукена, вдоль восточного края Кордильер, между долиной Неукена и участком поперечного течения Рио-Гранде, в Мендосе, в системе складок Сьерро-де-Рейес и других, расположенных восточнее Рио-Колорадо, в бассейне Рио-Диаманте, севернее Аконкагуа в долине Лос-Патос, в Серро-дель-Тигре, к западу от Серро-Мерседарио, а также в Пампе-дель-Тамаругаль. Мощную толщу кератофировых туфов и лав, переслаивающихся с песчаниками, конгломератами и горизонтами черных сланцев с морской фауной норрийского яруса, Герт указывает, кроме того,



*Рис. 3.* Вулканические области Южной Америки в перми и триасе. Заштрихованы сохранившиеся от размыва вулканогенные породы пермского и триасового возраста. Пунктиром показаны предполагаемые контуры вулканического пояса.

в Чилийской береговой Кордильере вблизи Уакена, севернее р. Лигуа, между Рио-Чапа и районом Лос-Валес. Территориями распространения преимущественно кислых эффузивных пород пермского и триасового возраста, отмечаемых Гертом (1959) и другими исследователями, очерчивается на востоке Анд и в их предгорной части обширная Чилийско-Аргентинская пермо-триасовая вулканическая область. Прерывистым чехлом вулканогенные, преимущественно кислые, отчасти андезит-порфировитового состава породы этой области, по-видимому, были сосредото-

чены в основном вдоль восточной окраины Кордильер, но распространились также и на центральные ее части. Образование этой вулканической области отвечает переломному моменту в истории тектонического развития Анд, определяющему переход от эпохи замыкания палеозойской, герцинской геосинклинали и возникновения системы предгорных, отчасти межгорных впадин, к периоду, ознаменовавшемуся заложением в юрское время более или менее резко выраженных, сравнительно узких линейных прогибов, появление которых вновь возродило общий геосинклинальный облик развития структуры Анд. Этот переломный момент в то же время определил начало формирования огромной протяженности вулканической области в пределах Анд в мезозое и кайнозое.

Если для этих последующих эпох общие контуры вулканических областей определяются более или менее строго, то для Чилийско-Аргентинской пермско-триасовой вулканической области указать их значительно труднее. Можно только предполагать, что общее протяжение этой области достигало с перерывами 2500 км при ширине 300 км и что в ее пределах насыщенность вулканогенными породами была во многих районах не очень высокой, хотя и трудно учитываемой количественно по имеющимся сейчас материалам. Если ориентировочно оценить отношение площади, занятой вулканогенными породами, к территории всей вулканической области в 20%, то при мощности толщ, сложенных этими породами, равной 1000 м, можно определить объем извергнутого из недра кислого материала в 150 000 км<sup>3</sup>.

Сведения о мезозойском развитии Чилийско-Аргентинских Анд изложены не только Гертом (1959), но также Сегерстромом (Segerstrom, 1968), Пишлером и Цейлом (Pichler, Zeil, 1973), Леви (Levi, 1970, 1973) и другими исследователями. Опираясь на эти новые данные, Ломизе (1973, 1975) дал краткий очерк огромной протяженности мезозойского вулканического пояса, выделенного им под названием Арауканского. Общее протяжение этого пояса, который лучше называть вулканической областью, достигает 2500 км при ширине 100—150 км; он прослеживается по крайней мере от Неукена на юге до широты Арики на севере. Образованию пояса предшествовал непродолжительный этап геосинклинальных погружений, начавшийся трансгрессией и завершившийся арауканским орогенезом на рубеже оксфорда и киммериджа. В юрское время здесь обособились две продольные зоны: внутренняя и внешняя. Близ края платформы накапливались мелководные морские осадки, тогда как в западной зоне проявился андезитово-базальтовый вулканизм, в результате которого сформировались мощные морские и континентальные осадочно-вулканогенные толщи, полого

залегающие на складчатом докембрийско-палеозойском основании и на верхнепалеозойских и триасовых молассах.

В зоне Главного хребта, как отмечает Ломизе, с киммериджа начинается накопление грубообломочных континентальных серий Тордильо и Рио-Дамас мощностью до 3500 м и более, сопровождавшееся первым проявлением андезитового вулканизма, продолжавшегося затем в течение мела и палеогена. Вулканическим извержениям сопутствовали интрузии диоритов, адамеллитов и гранодиоритов. Тесная связь этих интрузий с вулканогенными образованиями во времени и в пространстве обусловила геохимическое сходство тех и других, наиболее убедительно выявленное для палеогена. В итоге общего развития вулканической деятельности сформировались три вулканогенные серии, разделенные несогласиями: нижнемеловая, верхнемеловая и палеогеновая.

Нижнемеловая вулканогенная серия имеет суммарную мощность 8200 м. Местами в этой серии содержатся прослои морских известняков. К северу от 25° ю. ш., где вулканогенных пород меньше, они образуют пласты среди мощных терригенно-красноцветных толщ. Вулканогенно-красноцветные ассоциации имеются также на юге пояса вдоль восточного его края. Верхнемеловая вулканогенная серия мощностью 4500 м лишена морских прослоев. Возраст ее определяется находками динозавров. Характерно обилие пирокластических пород и вулканогенно-осадочных образований, преобладающих над продуктами излияний. Палеогеновая серия, тоже типично континентальная, обладает мощностью около 2500 м и тоже содержит обильную пирокластику.

В целом состав пород различных вулканогенных серий андезитовый или андезито-базальтовый, но Ломизе указывает общую тенденцию к сосредоточению более кислых разновидностей в верхней части вулканогенного разреза. Вместе с тем в каждой серии в подчиненном количестве присутствуют трахиты, дациты, липариты (риолиты) и липаритовые (риолитовые) игнимбриты.

Характерно общее синклинальное строение зоны, в которой сосредоточены вулканогенные образования Арауканской области. Эта синклинальная зона несколько асимметрична в связи с общим смещением вулканических проявлений с течением времени с запада на восток.

Насколько сложны разрезы мезозойских вулканогенных толщ в пределах кратко охарактеризованной Ломизе Арауканской вулканической области, можно видеть, знакомясь с данными, приводимыми Леви (Levi, 1973) по Береговому хребту Центрального Чили. В этой части Чилийско-Аргентинских Анд весьма наглядно выражена асимметрия строения Андийской горной системы, отмеченная Ломизе для всей вулканической области. Соответственно наблюдаемый здесь



обширный синклинирий меридионального до СЗ простирания характеризуется моноклинальным строением западного крыла (Береговой хребет) и складчатым восточным крылом (Андийский хребет). Западное крыло синклиниория сложено преимущественно вулканическими породами, которым подчинены небольшие морские прослои ниже- и среднеюрских, а также нижнемеловых отложений. Восточное крыло сложено преимущественно пирокластическими породами с хорошо развитыми средне- и нижнеюрскими, а также нижнемеловыми пачками морских отложений. В разрезе Берегового хребта Леви отмечает несогласия, разделяющие этот разрез на три части: ниже-среднеюрскую; ниже-«средне»меловую; верхнемеловую — нижнетретичную.

Первая группа отложений несогласно залегает на доюрском фундаменте и включает следующие формации (снизу вверх): Квебрада-дель-Побре (нижняя юра), Айял (нижняя — средняя юра) и Мелон (средняя юра). Формация Квебрада-дель-Побре имеет мощность от 300 до 1250 м и состоит из морских (с органическими остатками) кластических пород и известняков, небольшого количества кислых игнимбритов и редких основных лав. Формация Айял мощностью 750—1300 м представлена кислыми игнимбритами с подчиненными им основными брекчированными лавами и морскими прибрежными (тоже с фауной) кластическими породами и известняками. Формация Мелон включает два элемента разреза: нижний, называемый Ногалес, и верхний — Хоркета общей мощностью от 2100 до 5500 м. Отложения Ногалес представлены кислыми игнимбритами и прибрежно-морскими (с фауной) кластическими породами и известняками. К Хоркете относятся континентальные (без органических остатков) кластические породы, преимущественно грязевые потоки (вероятно, лахары) и аллювиальные отложения, а также основные лавы и кислые игнимбриты.

Во второй группе отложений Леви выделяет формации (снизу вверх): Патагуа, Пачакама, Ло Прадо, относящиеся к нижнему мелу, и Вета Негро (нижний — «средний» мел), включающую подразделения Пуреху, Окоа и Новикадо. Формация Патагуа имеет мощность 2000 м и включает морские кластические породы, частично турбидиты с подчиненными морскими кремнистыми породами и известняками, а также кислыми игнимбритами и основными лавами. Формация Пачакама мощностью от 0 до 1000 м представлена кислыми игнимбритами и лавами, континентальными кластическими породами и подчиненными основными лавами. Формация Ло Прадо мощностью от 7500 до 1500 м содержит кислые пирокластические породы, преимущественно игнимбриты и брекчиевые лавы, прибрежно-морские кластические породы и известняки, континентальные аллювиальные и дель-

товые отложения, а также в подчиненном количестве основные лавы. В отложениях формаций Патагуа и Ло Прадо имеются остатки морской фауны; в формации Пачакама фауны нет, так же как и в залегающей выше формации Вета Негро, имеющей мощность от 5500 до 7500 м.

Формация Вета Негро, состоящая из трех подразделений, отличается преимущественным распространением основных лав. В нижнем ее подразделении, называемом Пуреху, содержатся основные лавы, частично брекчиевидные, континентальные кластические породы, преимущественно озерные и дельтовые, а также грязевые потоки (вероятно, лахары) и подчиненные кислые игнимбриты. В среднем подразделении, именуемом Окоа, также преобладают основные лавы, частично брекчиевидные, среди которых изредка встречаются кислые игнимбриты и континентальные кластические породы, главным образом грязевые потоки и озерные отложения. В верхнем подразделении тоже господствуют брекчиевидные основные лавы и кластические породы, представленные преимущественно грязевыми потоками, которым подчинены кислые игнимбриты.

Наконец, третья группа отложений включает формации Лас Чилкас (слои Пералильо, верхний мел) и Ло Валле (верхний мел и (или) нижнетретичные отложения), в обоих случаях содержащих ископаемую флору.

Формация Лас Чилкас мощностью 2600 — 7000 м состоит преимущественно из аллювиальных отложений и грязевых потоков с подчиненными им пресноводными осадками. Присутствуют основные лавы, частично брекчиевидные, и подчиненные прослои основных пирокластических пород, а также редкие прослои кислых игнимбритов. Для формации Ло Валле, имеющей мощность 600 м, характерен состав из основных пирокластических пород, преимущественно игнимбритового типа, и лав, частично брекчиевидных, а также небольшого количества кислых пирокластических пород, главным образом игнимбритов, кроме которых отмечаются еще озерные и речные отложения и грязевые потоки.

Приведенный разрез, характеризующий строение вулканогенных образований Берегового хребта Анд между  $32^{\circ}45'$  и  $34^{\circ}$  ю. ш. составлен Леви на основании детальных полевых исследований в районе Бастаманд Хилл, расположенном в 30 км к западу от Сантьяго. Именно в этом районе установлена последовательность залегания различных пород для ниже-среднеюрского комплекса, хотя, как отмечает Леви, весь разрез в целом типичен для обширной территории, имеющей протяжение до 400 км и включающей не только области, прилегающие к Сантьяго, но распространяющиеся также на провинции Вальпараисо и Аконкагуа. К сожалению, приводимые в рассматриваемой работе Леви (Levi,

1973) данные о составе пород в общем ограничены и не очень строги. Во-первых, отмечаются некоторые вторичные изменения пород, вызванные низкими степенями метаморфизма. Во-вторых, указывается, что главными типами вулканогенных пород являются основные лавы, принадлежащие ряду базальтовых андезитов, частично измененных до состояния спилитов; кислые игнимбриты и лавы первоначально, как полагает Леви, дацитового (?) состава, ныне представленные кварцевыми и обычными кератофирами. Многие основные лавы базальтовых андезитов резко выделяются порфировой структурой и присутствием соответственно крупных (0,8 — 3 см) идиоморфных кристаллов плагиоклаза во вкрапленниках, вследствие чего в чилийской литературе они получили название «окоиты».

Важными особенностями и характерными чертами изученного Леви разреза вулканогенных пород Берегового хребта следует считать: 1) огромные мощности осадочно-вулканогенных комплексов, суммарно достигающие 28 км (наименьшее значение 15 км), в восточном крыле синклинория уменьшающиеся почти вдвое; 2) сосредоточение массы кислых излившихся и пирокластических пород, преимущественно игнимбритов, в нижней части разреза, составляющей около половины его суммарной мощности; 3) резкую смену состава пород в верхней части разреза, где господствуют базальтовые андезиты, а кислые продукты извержения играют второстепенную роль; 4) ассоциацию кислых пород с морскими отложениями первого этапа формирования вулканогенно-осадочного разреза, а базальтовых андезитов с континентальными толщами. В общем выявляемая для Анд последовательность образования вулканогенных пород совершенно не характерна для геосинклинального развития, о котором пишет Леви (Levi, 1973).

Еще одна типичная особенность вулканогенного разреза рассматриваемой части Анд определяется четко выраженной связью между вулканогенными образованиями и небольшими интрузиями. Возраст этих интрузий обычно отвечает возрасту тех вулканогенных пород, среди которых они размещаются, состав же нередко тоже оказывается близким.

Среди таких интрузий имеются дайки, силлы и неправильные апофизы, занимающие обычно до 3% общей площади распространения излившихся пород. Основные интрузии представлены преимущественно андезитами и диорит-порфиритами, кислые — тоналитами, гранит-порфирами, кератофирами и гранофирами. Наконец, характерной чертой вулканогенного комплекса следует считать отмеченное Леви (Levi, 1973) и другими исследователями общее относительное омоложение пород в направлении с запада на восток, составляющее для интервала ранняя юра — начало третичного периода

около 110 км (в ранней юре вулканические центры располагались в 30 км от побережья, а в начале третичного периода — в 140 км). Многие исследователи, в том числе Леви, объясняют такое строение комплекса подвиганием океанической плиты под Южно-Американский континент.

Подводя итог тому, что известно о мезозойской истории вулканизма Чилийско-Аргентинских Кордильер, необходимо рассмотреть вопрос о выделении на их территории соответствующего возраста вулканических областей. По-видимому, можно говорить прежде всего об Арауканской вулканической области, выявляемой по распространению вулканогенных пород в разрезах огромной протяженности меридионального синклинория. Эта Арауканская вулканическая область имеет сложное строение; типичный для нее вулканизм полигенетичен и с течением времени менялся от кислого в начале формирования области до сравнительно основного (базальтовые андезиты) в процессе дальнейшего ее развития. Время существования этой области оценивается интервалом ранняя юра — начало третичного периода. Контуры Арауканской вулканической области в основном, по-видимому, совпадают с современными ограничениями Арауканского синклинория. Можно лишь предполагать, что в прошлом вулканогенные породы несколько выходили за пределы современных контуров синклинория. Более существенно, что на юге и юго-востоке Арауканская вулканическая область, вероятно, соединялась с Патагонской, охватывающей территорию предполагаемого Муратовым (1959) палеозойского складчатого основания, примыкающего с юга к Южно-Американской платформе, а также с Патагонско-Огненноземельской вулканическими областями.

Общий объем вулканогенных пород Арауканской вулканической области, судя по приведенным данным, исключительно велик. При общем протяжении от 39° ю. ш. на юге до Арики на севере около 2500 км и ширине 100 км они занимают площадь около 250 000 км<sup>2</sup>. Если средняя мощность вулканогенных пород в разрезе суммарной мощностью выше 15 км (достигающей, как предполагают, даже 28 км) составляет ориентировочно всего лишь 2500 м, то это дает объем извергнутых из недр масс, не меньший 600 000 км<sup>3</sup>. В этой огромной массе вулканогенных образований примерно половина приходится на долю кислых пород, в том числе игнимбритов, и такое же количество принадлежит базальтовым андезитам, как их здесь называют. При этом следует иметь в виду, что входящие в состав Арауканской вулканической области разновозрастные вулканические породы представляют лишь частичные звенья общего строения западной окраины Южно-Американского материка. Эта область, несомненно, прослеживается на значительные расстояния к северу, за пределы Арики.

Особого внимания заслуживает следующий, кайнозойский этап развития вулканизма в Чилийско-Аргентинских Андах. К нему относятся проявления вулканизма, начавшиеся в послепалеогеновое время и продолжающиеся по сей час.

Одним из главных районов распространения молодых кайнозойских вулканогенных пород является территория, примыкающая на севере к Перу, где эти породы наблюдаются в пределах полосы, имеющей ширину около 150 км и прослеживаемой отсюда на юг вплоть до провинции Кокимбо. Уже на широте Икике ширина полосы вулканогенных пород сокращается до 100 км, а затем постепенно сужается еще больше, до полного выклинивания.

Как отмечает Муньос Кристи (Очерки., 1959), в течение миоцена на этой территории образовалась огромной мощности толща лав и туфов, известная под названием липаритовой и риолитовой формаций. Вулканогенные породы формации заполнили древние широкие долины, дренировавшие раньше область современного Боливийского плоскогорья. Общая мощность накопившихся вулканогенных образований достигает 1000—1500 м. К западу риолитовые лавы выклиниваются и сочленяются с замещающими их песчаниками и конгломератами, а затем — с озерными глинами, возникшими в связи с подпруживанием рек Береговыми Кордильерами. Центры вулканической деятельности в это время были сосредоточены, по-видимому, в центральной части Береговых Кордильер, так как к западу и востоку отсюда мощность пород формации резко сокращается.

К западу от полосы распространения этих пород имеются того же состава дайки, местами содержащие медь. Нередко на риолитовых лавах залегают трахиандезиты. К югу от полосы распространения «липаритовой» формации, в Андах и Береговой Кордильере района Сантьяго встречаются небольшие тела и дайки андезита, базальта, трахита и дацита, относящиеся к миоцену или плиоцену.

Широкое участие вулканогенных пород в ледниковых отложениях четвертичного периода между провинциями Сантьяго и Каутин подчеркивают вероятное распространение третичных вулканов также и в этой области, что подтверждается, в частности, сохранением вулканогенных пород в коренном залегании в горах Талька, где мощность их превышает 1000 м, и они заполняют древние долины. На западном склоне Кордильер в провинциях Био-Био и Мальеко среди эоценовых отложений сравнительно часто встречаются пласты туфов или туфовых мелких обломков и галек. В тех же районах в изобилии присутствуют миоценовые или плиоценовые базальты, а в Центральной долине между реками Лаха и Каутин имеется, как указывает Муньос Кристи, несколько глубоко эродированных вулканов, сложенных гиперстеновы-



Рис. 4. Кайнозойские вулканические области Южной Америки.  
 1 — области распространения четвертичных вулканических пород; 2 — то же, третичных.

ми андезитами и относящихся, по-видимому, к плиоцену.

В четвертичное время вулканическая деятельность в Чилийско-Аргентинских Андах продолжалась на обширных территориях. Вулканизмом были охвачены области Пуны-де Атакамы, где сосредоточено большое количество вулканов, образующих несколько параллельных линейно вытянутых групп, а также в северной части провинции Кокимбо, где они становятся значительно более редкими, кроме того, в районе Сантьяго и в провинции Талька. Далее к югу, по Муньосу Кристи, отдельные вулканы и их группы расположены на расстоянии 30—40 км друг от друга. Между Сантьяго и Льянкиузу многие вулканы активны и в настоящее время (Кисапу,

Чильян, Антуко, Осорно, Кальбуки и др.). Южнее Льянкиуэу вулканы разобщены в еще большей степени, но с перерывами прослеживаются почти на всем протяжении Анд, вплоть до южной оконечности материка. Лавы современных вулканов, по Муньосу Кристи, имеют преимущественно базальтовый состав, изменяющийся от гиперстенового базальта в наиболее древних лавах до оливинового в молодых. Вулкан Кальбуко извергает и сейчас гиперстеновые базальты.

Эта краткая общая характеристика кайнозойской вулканической деятельности может быть существенно дополнена сведениями, приведенными Пишлером и Цейлом (Pichler, Zeil, 1972). По их данным в центральной и южной частях Анд можно выделить следующие две области молодого вулканизма: 1) между 15 и 27° ю. ш.; она в общем расположена в пограничных районах Чили, Аргентины, Боливии и Перу; 2) между 33 и 45° ю. ш. — в Центральном и Южном Чили и Западной Аргентине. Изолированные центры извержений имеются и южнее.

Эти вулканические зоны характеризуются сотнями стратовулканов, расположенных параллельно простирающему Западной Кордильеры. Около 600 таких вулканов в центральной части Анд достигает высоты 5000—6800 м. Впрочем, по отношению к высокому плоскогорью Альтиплано, которое ими обрамляется, они возвышаются всего лишь на 1500—2500 м, так как высота плоскогорья достигает примерно 4000 м.

Проявления этого молодого вулканизма начались раньше в центральной части Анд, а позднее распространились на юг. В Центральном Чили только одно вулканическое жерло вулкана Лескар находится в состоянии перманентной активности. Другие охвачены фумарольной и сольфатарной деятельностью или известны своими гейзерами. Наоборот, в Центральном и Южном Чили многие вулканы дают перманентные или сильные пароксизмальные извержения (Illies, 1959; Tazieff, 1962; Casertano, 1963; и др.).

Молодые стратовулканы, по Пишлеру и Цейлу, принадлежат так называемой «андезитовой» формации; они внедрились в широко распространенную более раннюю серию кислых пород риолитовой формации (Vöggen, 1918, 1950). В центральной части Анд преобладают щелочные риолитовые до риодацитовых игнимбриты, перекрывающие область, занимающую примерно 150 000 км<sup>2</sup> и представляющую одну из самых обширных игнимбритовых областей мира. В Центральном и Южном Чили риолитовая формация имеет меньшее значение.

В этой формации Пишлер и Цейл выделили три главных типа образований: 1) отложения пепловых потоков, представленных обширными полями спекшихся пород (игнимбритов), вплоть до слабо спекшихся и неспекшихся их разновидностей; 2) пемзы и пепловые отложения пеплопадов; 3) экструзив-

ные и интрузивные лавы, сравнительно слабо распространенные. По составу эти породы варьируют от щелочных риолитов до кварцсодержащих латит-андезитов с определенной тенденцией к расположению в полях Штрекайзеновского треугольника, соответствующих щелочным риолитам, риолитам и риодацитами. Пишлер и Цейл привели данные о средних составах этих пород и на основании 54 анализов определили принадлежность среднего типа пород риолитовой формации к риодацитам. Мощность кислых пород формации в отдельных разрезах превышает 1000 м. Предполагается, что извержения происходили через систему трещин меридионального или СЗ простирания. Возраст пород риолитовой формации по калий-аргоновым датировкам определяется между поздним миоценом и ранним плейстоценом (между 12,6 и 2,3 млн. лет). Эти авторы подчеркивают, что разделение на две формации в известной мере условно, так как в некоторых разрезах риолитовая формация подстилается дориолитовой феноандезитовой серией (Zeil, Pichler, 1967), а кислые лавы, сходные с игнимбритами риолитовой формации, встречаются в андезитовой формации (Jenks, Goldich, 1965; Katsui, Ferran, 1968; и др.).

Обычный минералогический состав риолитов определяется присутствием фенокрист санидина, кварца, плагиоклаза ( $Ап_{20-25}$ ) и магнетита в сочетании с биотитом, гиперстеном и реже с бурой или зеленой роговой обманкой. Стекловатая масса пород составляет 50—60%. В игнимбритах фенокристы варьируют в количестве от 5 до 65%. Фенокристы санидина и плагиоклаза обычно оплавлены. Химический состав пород близок к эвтектике, что наряду с другими данными приводит Пишлера и Цейла к выводу о вероятном образовании пород этой формации за счет плавления коры. В содержании рассеянных элементов обращает внимание резкое, на порядок выше среднего, увеличение содержания меди в отдельных пробах пород риолитовой формации.

Андезитовая формация представлена помимо кварцсодержащих латит-андезитов также кварцсодержащими латитами, дацитами и риодацитами и относительно редкими кварцсодержащими и бескварцевыми андезитами. Встречаются, кроме того, поздние риолиты, например, в Лос Невадос (провинция Арика на севере Чили), где, по Пишлеру и Цейлу, известны экструзии и извержения лепловых потоков, связанные с образованием кальдер. Эти лепловые потоки покрывают площади в сотни квадратных километров (Katsui, Ferran, 1968). Поздние риолиты есть и в других местах.

Андезитовая формация Центрального и Южного Чили несколько отличается более основным составом, о чем можно судить по частому присутствию в этих областях андезитов и кварцсодержащих андезитов. Однако настоящие базальты и здесь отсутствуют.



Как отмечают Пишлер и Цейл, многочисленные анализы, имеющиеся в настоящее время, показывают, что породы, обычно называемые «базальтами», «оливиновыми базальтами» или «высокоглиноземистыми базальтами», за немногими исключениями оказываются в действительности андезитами или кварцсодержащими латит-андезитами. Единственным случаем обнаружения настоящих базальтов является «интрузивный оливиновый базальт», описанный Ларсоном (Larsson, 1940) в Южном Чили. Данные о средних составах пород свидетельствуют о присутствии средних андезитов, кварцсодержащих андезитов, латит-андезитов, кварцсодержащих латит-андезитов, кварцсодержащих латитов, дацитов и риодацитов, при среднем составе всей серии пород, отвечающем кварцсодержащему латит-андезиту.

В минеральном составе пород характерны фенокристы эвгедральных плагиоклазов ( $Ap_{45-65}$ ) с реверсивной или пульсационной зональностью. Отдельные фенокристы представляет  $Ap_{65-80}$ . Нередка коррозия лабрадора более кислым плагиоклазом с составом  $Ap_{25-35}$ . Плагиоклаз основной массы  $Ap_{32-46}$ . Среди пироксенов присутствуют гиперстен и авгит. Нередок корродированный оливин. В небольших количествах в дацитах и риодацитах встречается роговая обманка. В такого состава породах обычен кварц в количестве до 5%.

В целом, как подчеркивают Пишлер и Цейл, в химическом отношении устанавливается теснейшая связь между составом пород андезитовой и риолитовой формаций, что особенно наглядно выявляется при сопоставлениях по сериальному индексу Ритмана. Сравнения с базальтами Гавайских островов и других территорий приводят к заключению о том, что андезиты не образовались непосредственно путем дифференциации первичной базальтовой магмы, а представляют результат частичного плавления нижней части коры.

Независимо от общих представлений о происхождении пород важно подчеркнуть, что кайнозойские формации — риолитовая и андезитовая — своим распространением очерчивают зону огромной протяженности (свыше 2500 км), сравнительно узкую, не более 100—150 км шириной. Ее границы в общем мало отличаются от первичных контуров вулканической области, располагавшейся в прошлом на этой территории. В настоящее время активность сохраняется здесь лишь частично в пределах еще более суженной полосы. Если преемственная связь развития вулканической деятельности в этой зоне с предшествующим этапом не вполне наглядна, то единство ее, независимо от вариаций состава продуктов извержений, совершенно очевидно. Таким образом, имеются известные основания для выделения Чилийско-Аргентинской кайнозойской андезит-риолитовой вулканической области, очень характерной как по морфологиче-

ским ее особенностям, так и по составу вулканогенных пород.

Объем продуктов вулканической деятельности в Чилийско-Аргентинской кайнозойской вулканической области был, видимо, не менее значительным, чем на той же территории в мезозое. При равных размерах занимаемой площади (примерно  $2500 \times 100$  км) в мезозое и кайнозое средняя мощность вулканогенных толщ была, по-видимому, существенно меньшей, не превышающей 1000 м. Поэтому можно с известной долей условности принять, что объем кайнозойских вулканогенных пород был равен примерно  $250000 \text{ км}^3$ . В этот объем входят примерно в равных количествах андезиты и риолиты, а на долю действующих вулканов приходится, несомненно, значительно больше  $200 \text{ км}^3$ .

Особое внимание должно быть уделено кайнозойским вулканогенным образованиям Пуны и Аргентинских сьерр Пампы. Сейчас имеются существенно важные данные о молодом вулканизме Пуны в Северо-Западной Аргентине, приведенные Хёрманом, Пишлером, Цейлом (Hörmann *et al.*, 1973). По их представлениям, высокогорное плато Пуны, приподнятое на 3500—4000 м над ур. моря, следует относить к типу срединных массивов, окаймленных молодыми складками, аналогично, как это отметил Альфельд (Ahlfeld, 1970), Альтиплато Боливии, продолжающему Пуну на севере. Характерной чертой строения плато по геофизическим данным является совпадающий с ним гравитационный минимум.

В истории развития вулканизма Пуны Вилела (Vilela, 1953) ранее выделял следующие фазы: верхнемиоценовую с дацитами и дацитовыми туфами, средне-, верхнеплиоценовую андезитов и андезитовых туфов, раннечетвертичную с дацитами и дацитовыми туфами и позднечетвертичную с базальтовыми потоками. Эта схема была принята также в работах Тернера (Turner, 1964, 1970), Шваба (Schwab, 1971) и др. Однако Тернер (Turner, 1970) отметил, что начало кайнозойского вулканизма относится здесь к несколько более позднему времени. Он также разделил андезиты на две серии — древнюю и молодую. Более строгие исследования Шваба (Schwab, 1971, 1973), проведенные с учетом петрохимических данных, выявили, что раннечетвертичные вулканогенные породы сходны с породами «липаритовой» формации Северного Чили, известной по описаниям Цейла и Пишлера (Zeil, Pichler, 1967), и отвечают по составу щелочным риолитам и риодацитам. Господствуют здесь риодациты — породы несколько менее кислые, чем в Северном Чили. Более молодые вулканогенные породы, считавшиеся андезитами и базальтами, оказались, по Швабу, кварцсодержащими латит-андезитами. Таким образом, эта серия пород была сопоставлена с андезитовой формацией расположенных южнее территорий, известной по описаниям Пишлера и Цейла (Pichler, Zeil, 1969).

Петрохимические данные Хёрмана, Пишлера и Цейла (Hörmann *et al.*, 1973) показали, что настоящих базальтов действительно в Пуно нет и что в целом здесь могут быть выделены две группы пород, «щелочных» и известково-щелочных. К щелочным породам они отнесли оливинсодержащие латиты и латиты с мелкими фенокристаллами оливина и пироксена (титанистого авгита) в афанитовой основной массе, состоящей из плагиоклаза ( $Ap_{42-45}$ ), пироксена, апатита и бурого интерстиционного стекла. Среди вкрапленников присутствует иногда роговая обманка. Местами в этих породах встречаются включения молочно-белого кварца до 10 мм в поперечнике, окруженные реакционными каемками авгита. Породы известково-щелочного ряда включают латит-андезиты и кварцевые латиты, в которых обычны многочисленные фенокристаллы плагиоклаза (до 15 мм в поперечнике), погруженные в афанитовую основную массу гиалопилитового строения, состоящую из лейст плагиоклаза ( $Ap_{45-55}$ ) и бурого стекла. Среди вкрапленников в латит-андезитах встречаются оливин и пироксен, последний отмечен и в кварцевых латит-андезитах.

В работе Хёрмана и других (Hörmann *et al.*, 1973) помещено 20 химических анализов, достаточно наглядно иллюстрирующих основные черты состава пород и позволяющих ее авторам высказать некоторые соображения о происхождении обеих групп пород. Предполагается, что образование кислых и андезитовых известково-щелочных магм происходило на разных уровнях коры. Первоначально при относительно низких температурах частичное плавление верхних зон коры привело к образованию огромных по объему игнимбритовых магматических масс. Затем вследствие подъема изотерм частичному плавлению подвергались более глубокие зоны коры и образовалась андезитовая магма. Такое происхождение авторы подтверждают данными об отношении  $Rb/Sr$ , более высоком (до 0,33) в кислых породах, чем в андезитах (до 0,22), но в обеих группах пород вообще сравнительно высоким, чтобы допускать верхнемантийное образование пород.

Вопрос о возможности особого выделения на основании приведенных данных кайнозойской вулканической области Пуно представляется недостаточно ясным, если решать его независимо от тех сведений, которые необходимо было бы иметь по территориям, расположенным севернее, в Боливии, куда продолжается структура Пуно. Хотя строгих материалов по этим территориям пока немного, но, по-видимому, имеются основания, структурные скорее, чем территориальные, или иные (состав пород и т. п.) для выделения здесь самостоятельной вулканической области, не ограниченной, однако, границами Аргентины, а продолжающейся далее на север, в Боливию. Размеры этой области, в пределах ко-

торой распространены кайнозойские вулканогенные породы, преимущественно дациты и риодациты, отчасти андезиты, составляют примерно  $1000 \times 100$  км. Оценивая среднюю мощность слагаемых этими породами толщ в 0,2 км, можно ориентировочно определить объем продуктов вулканической деятельности в Пуно в  $20\,000$  км<sup>3</sup>. В этом объеме содержится около  $15\,000$  км<sup>3</sup> дацитов и риодацитов и  $5000$  км<sup>3</sup> андезитов.

В горных хребтах, ограничивающих Пуно на востоке, известных под названием Предандских горных цепей (Герт, 1959), тоже имеются разнообразные вулканогенные породы, заслуживающие внимания. Здесь известны, в частности, триасовые основные лавы, указываемые Гертом в Сьерра-де-Сапла, того же возраста «кварцевые порфиры», а местами и третичные вулканогенные породы. Среди последних Герт указывает щелочные породы в восточной части Сьерра-де-Санта-Витория, где имеются щелочные сиениты и жилы бостонита, фойяит-порфира, базанита и лимбургита.

В заключение общей характеристики кайнозойской вулканической деятельности в Чилийско-Аргентинских Кордильерах следует несколько слов сказать о действующих вулканах этой области, имея в виду лишь самые общие сведения о них. От широты Арики на севере до  $25^\circ$  ю. ш. и далее от широты Сантьяго до рассмотренных нами ранее Патагонид прослеживаются две, в общем линейно вытянутые цепи действующих вулканов. К северной группе относятся вулканы Гуалатири, Ислуга, Сан-Педро, Ласкар, Люльяко и другие, к южной — Тупунгатито, Сан-Хосе, Петероа, Дескабесадо, Гранде, Невадос-де-Чиллан и др.

Большинство вулканов извергает андезитовые, частично базальтовые лавы, но для некоторых указывают (Cazertano, 1963) трахитовые продукты извержений. Однако номенклатура пород, приводимая в каталоге вулканов мира для Чилийско-Аргентинских действующих вулканов, крайне неточна, о чем можно судить по тому, что трахитами названы, по старым описаниям, породы, содержащие, например, на Дескабесадо Гранде 60—70% кремнезема. Для двойного вулкана Сан-Педро отмечается (Francis e. a., 1974) присутствие в основании разреза вулкана мощных (более 50 м) толщ игнимбритов, кверху сменяющихся пироксеновыми, а затем роговообманковыми андезитами. Поэтому Френсис и его соавторы считают, что игнимбриты образуют плато, представляющее пьедмонт вулкана Сан-Педро. В современной деятельности вулкана характерны извержения, сопровождающиеся образованием отложений пирокластики, обладающих объемами в несколько кубических километров. Химический состав пород вулкана Сан-Педро отчасти отвечает риолитам (игнимбритовые толщи основания), но главным образом соответствует роговообманковым и пироксеновым андезитам.

Имеются, кроме того, петрохимические данные по вулкану Невадос-де-Чиллан (Dequelle B., Dequelle J., 1975), устанавливающие распространение среди продуктов извержений наряду с андезитами также дацитов и риолитов. Таким образом, при общем андезитовом составе продуктов извержений современных вулканов имеются достаточно существенные отклонения от такого состава, вплоть до образования риолитов.

### *Перуанские Анды*

Для Перуанских Анд характерны вулканогенные комплексы рассмотренных выше горных цепей, входящих в систему Чилийско-Аргентинских Анд. Однако в этой области устанавливаются и некоторые отличительные черты свойственного ей вулканизма. В частности, здесь ничего пока не известно о палеозойских вулканогенных породах более древних, чем пермские. Что касается пермских вулканогенных пород, то они подчинены, как и южные, серии преимущественно красноцветных континентальных, отчасти морских моласс верхнего отдела этой системы (группа Миту) и представлены лавами, туфами и туфовыми конгломератами андезитового и риолитового состава, сосредоточенными в прогибах, следующих вдоль простирания горных гряд Кордильер. Герт (1959) полагает, что эти вулканогенные породы по крайней мере частично относятся к триасу. Вулканогенные породы, залегающие в разрезе красноцветных моласс Восточной Кордильеры Северной Боливии, он считает только триасовыми. Состав этих пород по его данным — порфириты, агломераты и туфы. Пермотриасовые вулканогенные толщи Герт указывает и в краевой зоне впадины Аякучо, в долине Чанчамайо, в районе Патаса (здесь отмечены главным образом «кварцевые порфиры» и их туфы), около Лавасена (роговообманковые порфириты, диабазы и шальштейны) и в других местах.

Более молодые вулканогенные породы распространены на юге Перу в разрезе лейаса. Здесь, по Дженксу (1959), эти породы переслаиваются с морскими осадочными пачками и образуют совместно с ними толщу около 4000 м мощности. В более высоких горизонтах мезозойского разреза вулканогенные породы известны в широком распространении в формации Римак, представленной мощной серией континентальных осадков и вулканогенных образований верхнемелового и третичного возраста. Вулканогенные породы этой формации имеются в долине рек Санта-Эулалия и Римак, отмечены на пересечении Лима — Серро — Паско — Хунин (здесь указывают распространения риолитовых лав), на реках Чикама и Чеке-тепеке (порфириты) и в других районах. Среди разнообразных пород формации Римак кроме порфиритов встречаются так-

же более кислые породы — риолиты и дациты (Герт, 1959). Альфельд (1959) отмечает, кроме того, распространение небольших тел базальтовых пород, образующих штоки, дайки и покровы, а также горизонтов туфов и агломератов того же состава, подчиненных в Боливии и Северной Аргентине формации Пука, относящейся к меловой системе. Такие тела особенно многочисленны в районах между Тарабукао, Потоси и Кольчеака, а также в субандийской зоне — в окрестностях Энтрериоса.

Хотя, судя по приведенным кратким сведениям, можно ясно представить, что вулканическая деятельность в конце палеозоя и в мезозое в Перуанских Кордильерах продолжалась еще достаточно интенсивно, тем не менее кажется очевидным, что продукты вулканизма в этой области по своему значению, по-видимому, существенно уступали осадочным комплексам и в верхнем палеозое, и в мезозое. Во всяком случае вулканогенные породы не образуют здесь грандиозных накоплений, столь типичных для Арауканского вулканического пояса. Подобные породы могут соответственно рассматриваться в качестве вулканических проявлений зоны относительного угасания активности, свойственной этому поясу.

Общий объем вулканогенных пород позднего палеозоя и раннего мезозоя в Перуанских Андах может быть оценен весьма ориентировочно, исходя из размеров площади распространения этих пород, почти равной Арауканской области, и с учетом отмеченных выше данных об относительно меньшей роли вулканогенных образований в разрезах осадочных толщ. Для общего объема вулканогенных пород Перуанских Анд может быть с известной долей условности указана цифра 150 000 км<sup>3</sup> при вероятных соотношениях между риолитами и андезитами (порфиритами) 1 : 1.

Кайнозойский этап вулканизма в Перуанских Андах, в отличие от мезозойского, в целом сопоставим по характеру проявлений с вулканизмом Чилийско-Аргентинских Анд. Здесь главная масса соответствующих проявлений сосредоточена в Западной Перуанской Кордильере, где широко распространены продукты вулканической деятельности скрывают на больших пространствах строение более древних образований. На склоне хребта, обращенном к оз. Титикака, нижнемеловые отложения повсеместно перекрыты конгломератами и песчаниками серии Пуно, которой подчинено большое количество вулканического материала. Эта серия считается третичной; она в свою очередь несогласно срезается серией Текаса, представленной преимущественно лавами авгитовых базальтов, брекчиями, агломератами и туфами, а также перекрывающими их дацитовыми туфами. Дациты и их туфы имеются и в других районах Западной Кордильеры, но наиболее характерную ее черту составляют многочисленные

молодые вулканы, образующие четко выраженную линейную систему, прослеживаемую на большом протяжении в северо-западном направлении и продолжающую молодую (миоцен-четвертичную) вулканическую зону Северо-Чилийской Кордильеры. В этой зоне сосредоточены крупные четвертичные вулканы — Коропуна, Ампато, Чачани, Эль-Мисти, Гуайнапутина, Пичу-Пичу, Убинас, Тутупака и Такора. Среди них действующими являются Эль-Мисти, Убинас, Гуайнапутина и Тутупака. Лавы этих вулканов и пирокластика принадлежат роговообманковым и авгитовым, реже гиперстеновым андезитам (Parodi, 1966).

Рассматривая весьма ограниченные данные по вулканизму Перуанских Анд с точки зрения возможности выделения на их территории вулканических областей, следует отметить, что сюда прослеживается ряд разновозрастных вулканогенных комплексов, рассмотренных в обзоре Чилийско-Аргентинских Анд. В частности, в Перуанские Анды распространяется, несомненно, Чилийско-Аргентинская пермо-триасовая вулканическая область, сохраняющая и на территории Перу типичные свои особенности, наглядно выраженные преимущественно кислым составом продуктов извержений. Быть может, известным отличием перуанской части этой области следует считать некоторое рассеивание вулканических проявлений, вследствие чего здесь менее отчетливо сосредоточение их в предгорной части Анд, как это характерно для южных районов.

В Перуанские Анды протягивается и Арауканская вулканическая область с типичными для нее чертами активной мезозойской вулканической деятельности. Впрочем, и в этой области на Перуанской территории могут быть отмечены некоторые характерные особенности, выраженные общим относительным затуханием здесь вулканической активности. Наиболее яркие проявления вулканизма в мезозое Перуанских Анд относятся, по-видимому, к мел-палеогеновой эпохе. Наконец, сюда прослеживается и кайнозойская Чилийско-Аргентинская вулканическая область, сохраняющая типичные для нее особенности морфологии, вероятно, также и состава. К сожалению, петрографическая изученность вулканогенных пород Перуанских Анд еще остается более низкой, чем Чилийско-Аргентинских горных цепей.

Объем мезозойских вулканогенных пород в Перуанских Андах составляет, по-видимому, не более четверти объема аналогичных пород Арауканской области Чилийско-Аргентинских Анд, т. е. около 150 000 км<sup>3</sup>. Те же соотношения характеризуют и кайнозойские вулканические поля этой территории, где их общий объем достигает также примерно 150 000 км<sup>3</sup>.

В настоящее время имеются данные радиометрических определений возраста кайнозойских отложений этой об-

ласти для различных районов Перу. Так, в Центральном Перу (Faggar, Noble, 1976) вдоль северо-восточной окраины Прибрежного Батолита сосредоточены позднеэоценовые — раннемиоценовые (21 млн. лет) субаквальные туфы, брекчии, вулканические песчаники и аргиллиты, переслаивающиеся с пресноводными известняками и образующие мощную (несколько километров) толщу. На ней несогласно залегают субаэральные пепловые потоки с возрастом 13,9 млн. лет, в свою очередь подстилающие недеформированные кислые вулканогенные породы, датируемые 10,5 млн. лет. Наиболее молодые отложения принадлежат Верхней Вулканической Серии, состоящей преимущественно из пирокластических слоев.

В Северном Перу мощные напластования субаквальных туфов, брекчий, вулканических песчаников и отчасти лав перекрывают меловые до палеогеновых отложения и граниты Прибрежного батолита. Они деформированы и рассечены куполами, дайками и другой формы телами средних и кислых пород, возраст которых определяется в 18 млн. лет. Вся эта серия пород перекрыта отложениями риолитовых пирокластических потоков с возрастом 4,9 млн. лет. В районе Кордильеры Бланка с ее исключительно выразительными пиками до 6000 м распространены гранодиориты и тоналиты с возрастом, варьирующим от 12 до 2,7 млн. лет. Системой разломов они отделены на западе от серии кислых туфов и осадочных пород с возрастом 6,9 млн. лет (формация Юнгей), несогласно налегающей на меловые отложения.

В Южном Перу более чем 1000 м серия субаквальных пород с возрастом 19 млн. лет несогласно перекрыта пресноводными осадочными породами, местами с тонкими прослоями риолитовых туфов с возрастом 10,8 млн. лет. На эту серию несогласно налегают недеформированные риодацитовые и дацитовые туфы с возрастом 6,2 млн. лет.

Для Перуанских Анд следует еще отметить выявленные в настоящее время характерные черты строения Прибрежного Батолита, свидетельствующие о его возникновении в условиях длительно существовавшего (95—35 млн. лет) субвулканического режима, обусловившего распространение в его пределах типичных кольцевых комплексов (Bussel e. a., 1976).

Кроме перечисленных вулканических областей, продолжающихся в Перуанские Анды, из южных районов следует, по видимому, еще выделить расположенную преимущественно на территории Боливии и продолжающуюся на север вулканическую область Пуны телепирокластическую зону Альтиплано.

Характерной ее чертой является обилие пирокластического материала в разрезах третичных и отчасти четвертичных отложений. Известно, например, что в прогибе Альтиплано с заполняющими его континентальными отложениями



мощностью свыше 7000 м верхняя часть разреза содержит значительное количество вулканогенного материала преимущественно в виде пластов белых пеплов, линзовидных тел светлых затвердевших туфов и туфовых брекчий, достигающих 30 км в длину и 600 м в ширину. Того же типа вулканогенный материал наблюдается среди осадков, заполняющих молодые миоцен-плиоценовые прогибы Восточной и Центральной Кордильер Боливии, а также в субандийской зоне. Распространением туфового материала в молодых осадках очерчивается, таким образом, зона накопления продуктов вулканической деятельности тех вулканических очагов, которые располагались преимущественно за ее пределами. Впрочем, четвертичные вулканы и более ранние кайнозойские вулканические породы тоже имеются в этой зоне или в непосредственном ее окружении. Примером, в частности, могут служить вулканы Тунупа и Сахама. Последний является, как отмечает Альфельд (1959), глубоко эродированным ранее четвертичным вулканом, единственным сохраняющим признаки воздействия на него современного оледенения.

При общем протяжении около 500 и ширине до 100 км объем кайнозойских пирокластических пород Альтиплано может достигать 25 000 км<sup>3</sup>.

### *Карибские Анды*

В систему Карибских Анд в значительной мере условно включаются горные цепи, следующие в северо-восточном направлении от южной границы Эквадора к побережью Карибского моря.

В пределы Эквадора прослеживаются вулканогенные образования, типичные для Перуанских Анд, хотя и с известными вариациями, указывающими на то, что в этом направлении происходит дальнейшее ослабление вулканической деятельности. В восточной части Эквадора среди юрских отложений наблюдаются преимущественно различные туфы и так называемые туфогенные породы, наряду с которыми сравнительно редко встречаются силлы и дайки различных вулканогенных пород, как, например, в западной части Сьерры-де-Кутуку. В этом районе вулканогенные, главным образом пирокластические, породы в относительно малых количествах подчинены серии Сантьяго (нижняя юра), имеющей общую мощность 1500—2700 м, а в восточной части той же сьерры — серии Чаписа (средняя — верхняя юра) мощность 600—650 м.

К меловым вулканогенным образованиям Восточного Эквадора относятся, по-видимому, роговообманковые и пироксеновые андезиты Сьерры-де-Лос-Гуакамайос, образующие полосу в несколько сотен метров среди гранитов. Туфогенные

породы и бентониты известны также среди третичных отложений той же части Эквадора, а среди миоцен-плиоценовых отложений пирокластические и туфогенные породы становятся особенно обильными, указывая на усиление вулканической активности в это время в главной вулканической гряде Анд. Среди вулканогенных пород местами встречаются немногочисленные выходы оливиновых базальтов. Восточнее Восточной Кордильеры располагаются также очень молодые четвертичные вулканы Сангай, Сумако и Ревендатор. Вулкан Сангай с андезитовыми, частью базальтовыми лавами непрерывно действует в течение всего исторического времени. Сумако сейчас находится в покое, но предполагается, что он был активным в недавнем прошлом. Ревендатор проявлял активность в 1926 и 1944 гг.

В Западной Кордильере отмечается сравнительно широкое распространение позднеюрских или нижнемеловых вулканогенных пород порфиритового ряда, иногда имеющих основной состав. В межкордильерских впадинах тоже отмечается присутствие вулканического материала, преимущественно пирокластического, местами, близ крупных вулканических конусов, весьма обильного, имеющего главным образом андезитовый состав. По краям системы впадин, группирующихся в общую межкордильерскую депрессию, располагаются две четко выраженные линейные вулканические гряды, сложенные четвертичными вулканами, частью действующими, частью угасшими. Главными из них на западном краю Восточной Кордильеры являются Каямбе, Антисана, Котопахи, Тунгурарауа и Альтар, а вдоль восточного края Западной Кордильеры — Котакачи, Пичинча, Корасон, Илиниса, Кариуайсаро и Чимборасо. Несколько вулканов сравнительно небольшой высоты располагаются в межкордильерской депрессии. Состав продуктов вулканической активности действующих в этой области вулканов (Hantke, Parodi, 1966) весьма разнообразен; здесь отмечают роговообманковые, гиперстеновые и авгитовые андезиты, роговообманковые дациты с содержанием кремнезема до 65%, риолиты с 73,61% кремнезема (Антисана), тефриты с базальтической роговой обманкой и гаюинитом (в работе Hantke, Parodi, 1966 имеются химические анализы этих и других пород).

Вдоль Тихоокеанского побережья в Эквадоре известны сравнительно немногочисленные выходы вулканогенных пород. Они имеются в широкой полосе, протягивающейся на 80 км в северо-западном направлении севернее Гуаякиля, где представлены долеритами, диабазами, базальтами, андезитами, дацитами, подушечными лавами и грубослонистыми пирокластическими породами. Мощность всей этой серии вулканогенных пород мелового или частично позднеюрского возраста достигает нескольких тысяч метров. Сходный комплекс вулк-

каногенных образований указывают также на юге Эквадора в золотоносном районе Сарума. Общее протяжение полосы распространения вулканогенных пород этого возраста достигает 375 км. Среди третичных отложений в прибрежной области Эквадора тоже местами встречаются вулканогенные породы, но представленные переотложенными пирокластическими материалами (верхний олигоцен, нижний миоцен, плиоцен).

В расположенных далее на север районах Колумбии в системе горных цепей Анд четко выделяются три Кордильеры: Западная, Центральная, Восточная. В Западной Кордильере характерно распространение потоков и многочисленных даек домиоценовых долеритов, а в прибрежной ее части в Нариньо и западнее Аtrato (Эспава) — того же возраста базальтов. В восточной ветви погружающейся Западной Кордильеры вместе с диабазами встречаются ультраосновные породы, интрузирующие слои верхнего мела и эоцена. Как отмечает Олсон (1959), диабазовые потоки и туфы хр. Сан-Херонимо, расположенного в этой части Кордильеры, являются типичной «спилитовой» серией, включающей пикриты, вариолитовые спилиты, лабрадоровые базальты, перидотиты и базальтовые туфы.

По Герту (1959), в Западной Кордильере вообще господствуют меловые вулканогенные породы, среди которых наиболее древними являются принадлежащие серии Пиньон порфириновые лавы и пирокластические породы, относящиеся к нижнему мелу. Имеются также верхнемеловые вулканогенные породы (серия Кальо).

В области поперечного сечения Западной Кордильеры, расположенного близ границы Колумбии с Эквадором, на водоразделе сосредоточены вулканогенные породы молодых вулканов (Чилас, Невадо-Кумбаль), возвышающихся над восточным краем хребта. Крутой восточный склон Западной Кордильеры погребен здесь под андезитовыми туфами и агломератами. Только в верхнем течении Рио-Гаубо, как указывает Герт, вскрываются мезозойские лавы, агломераты и туфы. По пересечению Буэнавентура — Кали также отмечены многочисленные выходы основных и средних эффузивных пород, по типу сходных с диабазами. Аналогичные породы имеются и на р. Каука, выше Анса.

Западная Кордильера отделена от Центральной продольным грабеном Каука-Патия. Дно этого грабена сложено дислоцированными третичными отложениями, перекрытыми молодыми вулканогенными и рыхлыми плейстоценовыми отложениями общей мощностью свыше 3000 м. Третичные отложения прорваны дацитами и андезитами. Меловые толщи в грабене также содержат вулканогенные породы — преимущественно основные эффузивы и их туфы.

Вдоль ступенчатых разломов западного склона Центральной Кордильеры меловые отложения представлены порфиритами, спилитами и «мелафирами». Герт предполагает, что вулканическая деятельность, в результате которой образовались основные лавы, началась в раннем мелу. На том же склоне Кордильеры широко распространены рыхлые пирокластические продукты вулканической деятельности молодых вулканов, в частности вулкана Бордонильо. На междуречье же Какеты и Патии в Центральной Кордильере появляются верхнемеловые подводные вулканогенные породы — авгитовые порфириды, диабазы и туфы. Однако наиболее типичную черту вулканизма Центральной Кордильеры представляют молодые вулканы, особенно активные, как предполагает Герт, в миоцене, но частично продолжающие деятельность до настоящего времени. К этим молодым вулканам относятся действующие вулканы Руис, Толима, Пурасе, Донья-Хуана, Галерас, Кумбал. Продукты их деятельности — роговообманковые и гиперстен-авгитовые андезиты, а также биотитовые и биотит-роговообманковые дациты. У Hantke, Parodi (1966) имеются химические анализы этих пород. Ван-Хутен (Van-Houten, 1976) дал очерк кайнозойских вулканогенных пород Центральной Кордильеры и смежной части впадины Магдалены. Он выделил здесь молассы формации Цира (20—25 млн. лет), которым подчинены туфовые алевролиты, более поздние пирокластические породы, принадлежащие группам Хонда (10—20 млн. лет) и Меза (8—9 млн. лет), а также миоцен-плейстоценовую серию отложений — различного типа вулканические брекчии, песчаники и конгломераты.

Во впадине Магдалена, разделяющей Восточную и Центральную Кордильеры и заполненной преимущественно меловыми и третичными отложениями, вулканогенные породы (порфириды, кварцевые кератофиры) залегают среди красноцветной серии Ла-Кинта, по Герту (1959), охватывающей здесь весь мел. В Восточной же Кордильере эта серия, содержащая кварцевые порфиры среди континентальных отложений, как и в более восточных районах, отнесена Гертом к триасу — юре. Как во впадине Магдалена, так и в Восточной Кордильере континентальные терригенные породы преимущественно красноцветные. Что касается молодых вулканогенных пород, то их в Восточной Кордильере немного; в частности, третичные андезиты указывают в районе Пейпа, юго-западнее Дуитамана.

Субандийская зона предгорий существенно отличается от западных районов весьма ограниченным участием вулканогенных пород в разрезах осадочных толщ и преимущественным распространением туфов и туфогенных пород, известных, например, в разрезах третичных отложений, принадлежащих слоям Арауно и Чамбира.

Севернее Сантандера Восточная Кордильера дает виргацию и расщепляется на две ветви: Сьерра-де-Периха на западе и Сьерра-де-Мерида на востоке. В Сьерра-де-Периха прослеживаются вулканогенные породы (лавы и туфы), принадлежащие серии Ла-Кинта, возраст которой здесь определяется в рамках триас — юра. Эта серия распространена также и в Сьерра-де-Мерида, где она не содержит вулканогенных пород. Аналоги серий Ла-Кинта встречены севернее Кордильеры Мерида на территории Венесуэлы, в районе п-ова Парагуана, где в этой серии Герт отметил присутствие порфиритов с мандельштейновой структурой.

В пределах Берегового хребта Венесуэлы и Северного Тринидада имеются зеленокаменные породы, образовавшиеся, как считают, за счет вулканических туфов, предположительно палеозойского возраста, а также метаморфизованные основные и ультраосновные породы (амфиболиты с омфацитом, глаукофаном и пластовые тела серпентинитов). Эти серии пород внедрились, как указывает Герт, в мезозойские толщи. Аналогичные породы — серпентиниты и зеленокаменные сланцы известны, кроме того, на о. Маргариты. На территории о. Тринидад расположены авгит-андезитовые лавы, агломераты и туфы эоценового возраста, а на о. Тобаго предположительно меловые зеленокаменные породы, сопровождаемые перидотитами и пироксенитами, а также более молодая мощная вулканическая серия, начинающаяся дацитовыми лавами, сменяющимися вверх по разрезу грубообломочным авгит-андезитовым и базальтовым материалом, а затем вновь дацитами.

Наконец, в системе Внутренних горных хребтов (Сьерра-дель-Интерно) имеются миоценовые авгитовые порфириты близ Сан-Хуана-де-Лос-Моррос.

По приведенным выше ограниченным данным трудно четко представить размещение древних вулканических областей в Карибских Андах и определить их отличительные особенности. Тем не менее некоторые общие черты этой территории, по-видимому, могут быть отмечены, впрочем пока только для мезозоя и кайнозоя, так как о палеозойских проявлениях вулканической деятельности почти ничего не известно.

Прежде всего, для мезозойского этапа вулканизма может быть отмечено некоторое угасание вулканической деятельности по сравнению с Чилийско-Аргентинскими Андами, причем кажется достаточно очевидным, что мезозойская вулканическая область, выявляемая на обширной территории Центральной и Восточной Кордильер Карибских Анд принадлежит северному продолжению пермо-триасовой вулканической области Чилийско-Аргентинских Анд. Во всяком случае можно предполагать, что вдоль восточной окраи-

ны Анд, частично захватывая и центральные ее части, на протяжении около 3000 км протягивалась полоса распространения вулканогенных пород, подчиненных комплексу преимущественно континентальных и отчасти разнообразных морских отложений; соответственно выявляется, что намечаемая распространением этих пород вулканическая область, достигавшая ширины 200—300 км, заложились на юге и постепенно распространялась на север, где вулканическое развитие заканчивалось позднее, чем на юге, уже в юрское, а не триасовое время.

Кроме того, устанавливаются некоторые вариации состава вулканогенных пород в Карибских Андах по сравнению с южными районами Кордильер. Если там, на юге, были распространены преимущественно кислые породы мезозойского возраста, или такого состава породы играли существенную роль, то в Карибских Андах преобладали, в общем, значительно более основные породы. Появляются и типичные офиолитовые серии с серпентинитами и различными ультраосновными породами. Такие серии особенно характерны для северной окраины Карибских Анд, где аналогичные комплексы пород наблюдаются и в разрезе третичных отложений. Соответственно, может быть выделена особо, по-видимому, мел-палеогеновая вулканическая область Карибских Анд.

Наконец, к типичным чертам Карибских Анд, по сравнению с южными горными цепями, следует отнести практически полное отсутствие в северной их части молодого неоген-четвертичного вулканического комплекса. В Карибских Андах мезозойская вулканическая область охватывает площадь около 600 000 км<sup>2</sup>, в пределах которой вулканогенные породы занимают примерно пятую часть и имеют мощность в среднем около 1,0 км. Таким образом, общий объем вулканогенных пород, преимущественно андезитов и базальтов, составляет ориентировочно 120 000 км<sup>3</sup>.

Мел-палеогеновая вулканическая область Карибских Анд, по-видимому, соразмерна мезозойской, и объем свойственных ей вулканогенных пород, главным образом базальтов, сопровождаемых серпентинитами и гипербазитами, достигает 100 000 км<sup>3</sup>.

## АФРИКА

Африканский континент представляет сравнительно удобный объект для изучения закономерностей размещения вулканических областей в глобальном плане. Объясняется это в основном двумя причинами. Во-первых, он отличается сравнительно простой фанерозойской структурой, так как обшир-

ные его пространства принадлежат, главным образом, телу огромной древней платформы, в фундаменте которой залегают докембрийские породы. Только на крайнем юге и на северо-западе континента располагаются сравнительно молодые складчатые системы, соответственно герцинская и альпийская, занимающие не более 10% его территории.

Во-вторых, гигантская по своим размерам Африканская платформа, обладающая общим протяжением в меридиональном направлении около 8000 км при наибольшей ширине почти 7500 км, насыщена сложным комплексом фанерозойских изверженных пород, разнообразных по возрасту и составу.

Границы платформы хорошо очерчиваются отмеченными выше складчатыми системами на севере и на юге и смежными акваториями Атлантического и Индийского океанов на западе и востоке. На северо-востоке Африканская платформа охватывает почти всю территорию Аравийского полуострова за исключением горных цепей Омана и граничит с альпийскими складчатыми структурами, главным образом вдоль северо-восточного берега Персидского залива, и продолжающей его на северо-запад депрессией, включающей долины Тигра и Евфрата.

Внутреннее строение Африканской платформы сейчас известно сравнительно полно благодаря работам Шуберта и Фор-Мюре (1973; Choubert, Faure Muret, 1971), обобщившим результаты геологических исследований, проведенных в последние десятилетия в Африке, завершившихся составлением геологической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000 и такого же масштаба тектонической карты этого обширного материка (Geological map of Africa, ASGA — UNESCO, Paris, 1973; Tectonic map of Africa, 1968). В докембрийском фундаменте Африканской платформы обычно выделяются (с севера на юг) следующие три главных кратона, разделенных складчатыми системами, — кратон Западной Африки, кратон Конго и кратон Калахари.

Некоторые исследователи предположительно выделяют на северо-востоке платформы еще Нильский кратон.

Кратоны древнее складчатых систем, что устанавливается, главным образом, по радиометрическим определениям, так как метаморфические комплексы пород на кратонах и в складчатых областях нередко весьма сходны. Складчатые системы, которые называют также «подвижными зонами», во многих случаях обнаруживают признаки омоложения, что, по данным Шуберта и Фор-Мюре (1973), наиболее отчетливо прослеживается вдоль окраин Западно-Африканского кратона.

Предполагается, что после интенсивных деформаций конца докембрия система кратонов и докембрийских складчатых

систем слилась в единый монократон, охвативший весь Африканский материк. Вслед за этим на складчатом докембрийском основании начал формироваться осадочный чехол, представленный палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Палеозойский платформенный чехол, в основном терригенный, распространенный на огромных пространствах преимущественно к северу от экватора, обычно начинается кембро-ордовикскими отложениями, в Гвинее лежащими несогласно на песчаниках Бунду, чем определяется время несогласия, отвечающее возрасту 550 млн. лет. В палеозойских разрезах северной части материка наблюдаются также силурийские, а иногда и каменноугольные отложения.

К югу от экватора располагается область распространения отложений, принадлежащих системе Карру (пермь, триас), местами достигающих мощности 6000 м.

В разрезе мезозойских и кайнозойских отложений господствуют меловые толщи, подстилаемые континентальной юрой и триасом и перекрытые эоценом. Наибольшие мощности этих разрезов наблюдаются на севере, где обособляются пологие впадины, обращенные к Средиземному морю, — Северо-Сахарская и Ливийско-Египетская — и на северо-востоке материка — обширная Аравийская впадина. В области, прилегающей к заливу Сирт, фундамент скрыт под молодыми отложениями на глубине 8000 м, а на северо-востоке Аравийского полуострова в Загросе — на 15 000 м. Южнее, где платформенный чехол залегает преимущественно на кратонах, имеются отдельные впадины — например, Конго, Чад, Таудени-Кафра, в которых мощности отложений чехла обычно нарастают от периферии к центру.

В общем строении Африканской платформы особенно резко выделяются две характерные черты. Одна из них выражена тем, что в современной структуре отчетливо обособляется восточная часть континента, известная под названием «Высокой Африки», представляющая обширное плато, приподнятое на высоту преимущественно свыше 2000 м над ур. океана. В пределах этого обширного плато, занимающего около трети поверхности материка, на восточной окраине, от берегов Красного моря на севере до р. Замбези на юге, протягивается обширная полоса наиболее значительных высот современного рельефа достигающих 4000 м и более над ур. океана. Ширина этой полосы составляет примерно 1200—1500 м. Именно к ней тяготеет вся система широко известных рифтовых впадин и обширных озерных котловин, придающих вместе с поднятиями своеобразный облик восточной окраине материка.

На севере систему рифтовых впадин продолжают моря — Красное, а еще севернее Мертвое, тогда как полоса поднятий переходит здесь, главным образом, на северо-восточный бе-



рег Красного моря, где занимает большую часть Аравийского полуострова, сосредоточиваясь преимущественно на его юго-западной окраине.

По направлению на запад рассматриваемая полоса поднятий Африканского материка постепенно снижается и переходит в область значительно менее высоких плато Западной и Северо-Западной «Низкой Африки». Восточное же обрамление полосы поднятий, обращенное к Индийскому океану и Мозамбикскому проливу, представляет систему достаточно резко выраженных в рельефе ступеней, заканчивающихся плоскими низменностями Сомалийского и Мозамбикского побережий. Эти ступени почти на всем протяжении восточной окраины материка сопровождаются разломами и линейно вытянутыми флексурами, местами кулисообразно подменяющими друг друга и вовлекающими в изгиб осадочный чехол, представленный на севере серией отложений от третичного до юрского возраста, а на юге также триасовыми и пермскими толщами. В области восточного побережья общее погружение фундамента Африканской платформы, на котором покоится осадочный чехол, местами достигает 8000 м.

Южное продолжение рассмотренной системы обширных возвышенностей, выделенных Виллисом (Willis, 1936) под названием сводовых поднятий, сопровождаемых рифтовыми впадинами, известными со времен Зюсса (Suess, 1909), представлено более или менее интенсивно расчлененными горными плато. На крайнем юге эти плато заканчиваются Драконовыми горами и их окружением. В современной структуре единство южной группы возвышенности с общей системой расположенных севернее сводовых поднятий подчеркивается распространением к югу от р. Замбези флексуры хребта Лебомбо, ограничивающей возвышенное плато в районе Мозамбикского побережья.

Другую характерную черту современной структуры Африканского материка представляет область интенсивных кайнозойских деформаций, расположенных в той его части, которая в виде входящего угла вдается в тело древней платформы в районе Гвинейского залива. В этой области, как бы по диагонали намечающегося таким образом угла, от устья р. Нигер в глубь континента по направлению к оз. Чад прослеживается сравнительно узкая полоса складок, осложненных разломами, образованных преимущественно верхнемеловыми морскими отложениями, достигающими мощности 4500 м. Резко выраженный прогиб в этой области известен под названием Бенуэского. Н. С. Шатский (1955) сравнил его в структурном плане с Донецким бассейном и относил к поперечным краевым прогибам или авлакогенам. Параллельно Бенуэскому прогибу, несколько смещаясь от него к юго-востоку, прослеживается, кроме того, огромная по протяженности зо-

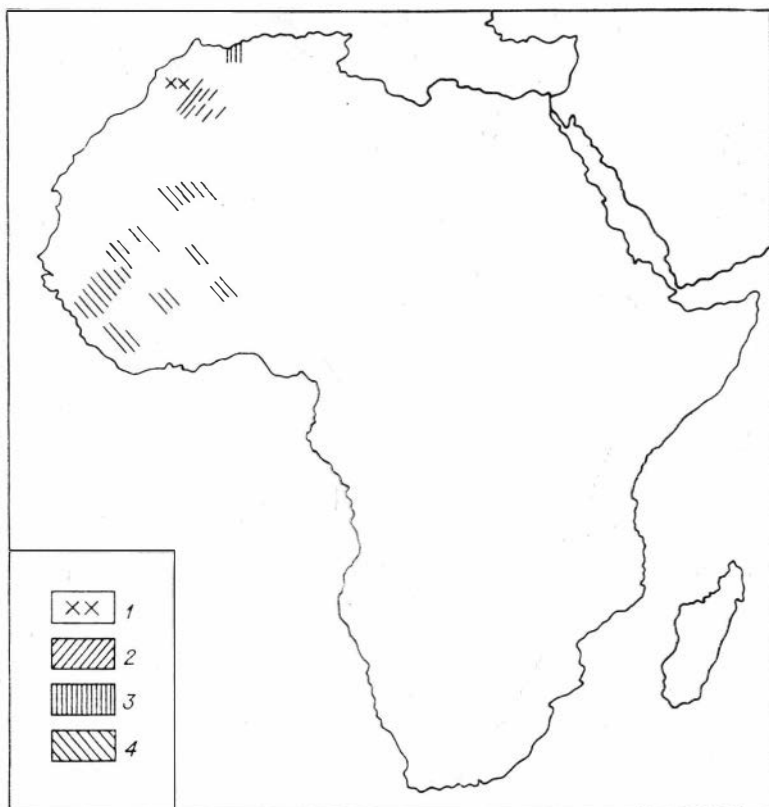


Рис. 5. Вулканические области Африки в палеозое.

1 — нижнекембрийская Анти-Атласа, 2 — карбоновая пустыня и Дра, 3 — карбоновая Североатласская, 4 — верхнепалеозойская Западно-Африканская.

на распространения кайнозойских вулканических пород, которую отмечали в своих работах Ог (Naug, 1907), Зюсс (Suess, 1909), по-видимому, по данным Пассаржа (Passarge, 1895), а затем и многие другие исследователи.

Параллельно этой весьма схематически очерчиваемой области, которую можно называть Нигерийско-Камерунской, резко удлинненной в северо-восточном направлении, располагаются еще и зоны молодых преимущественно гранитных интрузий, представляющих, по крайней мере частично, ядра древних вулканических построек.

Впрочем, такие же характерные черты строения древней платформы определяют и главные закономерности размещения вулканических областей на Африканском континенте. Хорошо известны, во-первых, массово распространенные вулканические породы различного состава в системе рифтовых впа-

дин, сопровождающих поднятия высокой Африки вдоль восточной окраины материка; во-вторых, вулканические породы Нигерийско-Камерунской зоны, пересекающей входящий угол древней Африканской платформы.

Рассматривая общую последовательность событий в развитии вулканической деятельности на теле древней платформы, следует, прежде всего, подчеркнуть сравнительно ограниченную роль палеозойских вулканогенных пород. Несмотря на широкое распространение ниже- и среднепалеозойских отложений в осадочном чехле платформы, известно, что они занимают особенно обширные территории в западной части континента — в достаточно изученных мощных разрезах этих отложений вулканогенные породы встречаются редко, и их распространение в большинстве случаев может только предполагаться. То же касается и верхнепалеозойских комплексов пород.

Совершенно иное положение характеризует более молодые комплексы отложений, принадлежащие раннему мезозою. Именно к раннему мезозою относятся траппы системы Карру, сосредоточенные главным образом на юге и отчасти на западе древней платформы. Другие же мезозойские вулканогенные образования относительно слабо развиты, хотя осадочный чехол соответствующего возраста отложений распространен в Африке достаточно широко. Наоборот, кайнозойские вулканогенные породы на Африканской платформе представлены исключительно многообразно и занимают они особенно обширные территории в двух упомянутых выше областях — в системе рифтовых впадин Восточной Африки и в Нигерийско-Камерунской зоне.

### **Палеозойские вулканические области**

Следы палеозойского вулканизма сохранились в немногих местах Африканского континента. Они известны на северо-западе, а также на западе материка и в некоторых других районах, преимущественно на ограниченных территориях.

Наиболее древняя палеозойская вулканическая область расположена в горах Анти-Атласа (Марокко), где в начале кембрия продолжались, по-видимому, извержения вулканов, сформировавшихся в верхнем докембрии. Наиболее нагляден пример вулкана Алурум, расположенного в Центральном Анти-Атласе. Здесь, по данным Шуберта (Choubert, 1963), находится крупная Буазер-Эльгарская антиклиналь, сложенная в ядре средне- и раннедокембрийскими комплексами; на крыльях они резко несогласно перекрыты осадочными толщами позднего докембрия. Эти толщи вверх по разрезу сменяются нижнекембрийскими отложениями, с которыми образуют еди-

ный разрез, не разделенный несогласиями. В южном крыле антиклинали позднедокембрийские осадочные толщи конгломератов, песчаников и доломитов фациально замещаются системой андезитовых и трахитовых, частично базальтовых покровов, чередующихся с туфами. На протяжении около 15 км мощности вулканогенных пород быстро нарастают, по мере замещения ими осадочного комплекса, примерно до 2000 м, причем в области наибольших мощностей располагается древнее жерло вулканического конуса — массив сиенитов около 2 км в поперечнике, сопровождаемый системой преимущественно меридиональных даек того же состава, рассекающих вмещающие породы. Предполагается, что этот вулкан продолжал проявлять активность и в нижнем кембрии. Во всяком случае, покровы андезитов и базальтов отмечены неподалеку от вулкана среди карбонатных пород нижнего кембрия. Аналогичный вулкан отмечен в восточной части Анти-Атласа.

Хотя в целом для позднего кембрия характерны риолитовые продукты извержений, наряду с которыми сравнительно часто встречаются андезиты и редко базальты, для нижнекембрийского вулканизма типичны преимущественно андезиты и спилиты. Такого состава вулканогенные породы, синхронные морским нижнекембрийским отложениям, известны в горах Высокого Атласа. Южнее же, в Анти-Атласских горных грядках, в верхней части разреза кембрия указывают присутствие туфов (Шуберт, Фор-Мюре, 1973).

По этим в общем ограниченным данным намечается и нижнекембрийская вулканическая область Анти-Атласа, охватывающая довольно обширное поле (если учесть распространение туфов в верху разреза кембрия), с центральной частью, унаследованной от предшествующего позднедокембрийского вулканизма и тяготеющей к сравнительно узкой полосе шириной около 10 км и протяжением свыше 50 км при мощности вулканогенного комплекса до 2 км. Это поле составляет, по-видимому, небольшую часть территории, находившейся под влиянием вулканической деятельности в нижнекембрийское время. Только в его пределах было извергнуто из недр до 1000 км<sup>3</sup> вулканического материала.

Общие черты Анти-Атласской вулканической области определяются не только характерными особенностями пород (андезиты, спилиты и др.), но и их ассоциацией с морскими осадками, содержащими фауну. В прошлом в этой области существовали, вероятно, островные гирлянды с вулканическими конусами, возвышающимися над уровнем моря, вследствие чего пирокластические выбросы действующих вулканов распространялись по воздуху на сравнительно далекие расстояния. Эти островные гирлянды располагались вдоль берегов бывшего океана — Пратетиса, о чем можно судить на основании общих палеогеографических данных, указывающих на то,

что южное побережье океана в пределах Северо-Западной Африки размещалось немногим южнее Анти-Атласа. Вулканическая деятельность близкого типа отмечена в Иордании, где известны (Bender, 1968) пластовые залежи и пласты кварцевых порфиров, расположенных в нижней части разреза кембрийских песчаников.

К югу от Анти-Атласской нижнекембрийской вулканической области, активное влияние которой на процессы седиментации несомненно, на территории распространения нижнекембрийских осадочных комплексов расположена еще одна палеозойская вулканическая область, значительно более молодая. Ее удобно назвать карбоновой вулканической областью пустыни Дра. Эта область отличается не только территориальной самостоятельностью, но также более молодым возрастом и некоторыми характерными чертами состава пород. Типичные для этой области породы называют «герцинскими долеритами» (Choubert, 1951; Шуберт, Фор-Мюре, 1973). Они распространены в виде системы пластовых залежей среди девонских и карбоновых отложений вдоль северного края каменистой пустыни Дра. С этой областью тесно связана система даек СВ простирания, пересекающих на протяжении свыше 120 км серию древних толщ с возрастом от кембрия до ордовика. Среди девонских отложений равнины Дра эти дайки переходят в систему силлов и небольших лакколитов, расположенных между Агадиром Тиссинта и Фоум Згуидом. Другая система силлов наблюдается в верхнедевонских отложениях между Татой и Куд Дра. Аналогичные образования встречаются и в других участках области распространения девонских и карбоновых отложений. В целом же силлы и дайки прослеживаются на площади с размерами около  $50 \times 200$  км, что при средней мощности, ориентировочно равной 200 м, дает объем продуктов вулканической деятельности примерно  $2000 \text{ км}^3$ .

Породы этой вулканической области представлены типичными долеритами офитовой структуры с пижонитом и редким гиперстеном, плагиоклазом состава лабрадор — битовнит до андезина на краю кристаллов и микропегматитом в интерстициях. В Майдере залегающие среди визейских отложений дайки долеритов сопровождается небольшой массив норитов. Для всей серии даек и силлов довестфальский возраст устанавливается достаточно определенно. Предполагается, что они относятся к намюру.

Своеобразие рассматриваемой области заключается в том, что, судя по указаниям Шуберта (Choubert, 1952; Шуберт, Фор-Мюре, 1973), силлы и дайки не сопровождаются продуктами излияний и извержений. После образования долеритов вмещающие слои были смяты вместе с силлами, а затем местами в дислоцированные толщи внедрились небольшие тре-

щинные выполнения, силлы и лакколиты микрогравитов, а в вестфальско-стефанское время повторно появились долериты.

Следует все же иметь в виду, что совместная дислокация долеритов с вмещающими породами заставляет предполагать, что как и в других аналогичных областях, вследствие трудности разграниченности силлов и покровов, здесь вероятно недооценивается роль покровных базальтовых или долеритовых образований. Кстати, Кренкель, например (Krenkel, 1957, с. 21—22), отметил присутствие туфов и широкое распространение вулканических брекчий в разрезах карбона северной зоны Атласа, что подтверждает, в известной степени, вероятную роль вулканических извержений, происходивших одновременно с интрузиями.

В дополнение к приведенной выше характеристике вулканических областей северо-запада Африки можно отметить еще распространение визейских (?) вулканогенных образований, указываемых Шубертом и Фор-Мюре (1973) в виде мощной пачки, залегающей несогласно на каледонском основании (силур — девон?) в районе р. Шелифф (Заккар, Дуи) в Северном Атласе. Хотя эти данные ограничены, можно полагать, что в дальнейшем представится возможным выделить еще и Северо-Атласскую карбоновую вулканическую область. Сейчас ее выделение, конечно, проблематично.

В итоге краткого обзора вулканогенных пород, развитых в складчатых горных сооружениях северо-западной части Африки, можно ясно представить, что в этой части континента четко представлены два этапа палеозойского вулканизма. Первый относится к началу кембрия и преемственно связан с позднекембрийским вулканизмом, второй принадлежит девону — карбону. Ни для первого, ни для второго этапа не устанавливается связь проявлений активности вулканической деятельности с этапами складчатости. В обоих случаях вулканогенные комплексы оказываются вовлеченными в складчатость уже после своего образования вместе с вмещающими осадочными толщами.

На примере рассмотренной территории достаточно наглядно видны затруднения, возникающие при выяснении границ областей былого распространения вулканогенных образований, т. е. действительных контуров древних вулканических областей. Остается, например, неизвестным, не распространялась ли нижнекембрийская вулканическая область Анти-Атласа на север, в те районы, где ныне соответствующего возраста отложения глубоко скрыты под кайнозойскими складчатыми комплексами. Впрочем, для девонско-карбоновой вулканической области пустыни Дра все же можно отметить малую вероятность ее распространения на северные районы, так как в районе Рабата, в частности, девонские разрезы не содержат вул-

каногенных пород. Более строго очерчиваются для этой области также западные и восточные рамки, так как за их пределами синхронные осадочные комплексы не содержат вулканогенных пород. Но для нижнекембрийской вулканической области более или менее ясными остаются только юго-восточные границы, за пределами которых вулканогенные образования в разрезах синхронных осадочных толщ тоже известны.

На большом протяжении к югу от рассмотренных выше вулканических областей в разрезах, начинающихся кембрием и заканчивающихся карбоном, вулканогенные образования не известны. Для кембрийских, ордовикских и силурийских разрезов такую картину можно проследить на западе континента со сравнительно небольшими интервалами до широт Аккры (около 6° с. ш.), для силура несколько севернее, а к востоку от берегов Атлантики — до 25° в. д. На этой обширной территории осадочные толщи кембрия, ордовика и силура распространены на северном и западном склонах Западно-Африканского кратона, отчасти также на южном его крыле (кембрий и ордовик), на северном и южном погружениях поднятия Хоггар и на восточном его крыле, обращенном к Ливийско-Египетской впадине, откуда они прослеживаются на восток до Эль-Джофа, а также на значительном расстоянии (свыше 1000 км) вплоть до северо-восточной окраины впадины Чад. Повсеместно разрезы осадочных толщ кембрия, ордовика и силура этой обширной территории не содержат вулканогенных пород. Однако имеются дискуссионные моменты, касающиеся вулканизма конца докембрия — начала кембрия. Так на поднятии Хоггара имеются многочисленные абсолютные датировки возраста магматических пород, преимущественно гранитов, в том числе нередко обладающих кольцевым строением, в пределах 500—600 млн. лет. Основываясь на геологических данных, Шуберт и Фор-Мюре (1973) утверждают, что эти датировки свидетельствуют лишь о некоторых процессах омоложения пород, а не об их действительном возрасте. Тем не менее в предлагаемых этими авторами построениях имеются указания на распространение в Хоггаре мощных толщ красноцветных конгломератов и песчаников нигрития и серии Анет с возрастом, сопоставимым с верхами докембрийского разреза Анти-Атласа. Так же, как и в Анти-Атласе, в Хоггаре верхам докембрия подчинены мощные пачки риолитов, риолитовых туфов и игнимбритов, образование которых может быть частично происходило и в начале кембрия. Впрочем, Шуберт и Фор-Мюре отвергают этот вариант, подчеркивая, что вулканические проявления такого типа характерны только для низов верхнего докембрия.

Для девонских и карбоновых разрезов наблюдается более сложная картина. Хотя от рассмотренных выше районов до 20° с. ш. и от Атлантического побережья до 25° в. д. в соот-

ветствующих разрезах вулканогенные породы практически отсутствуют, тем не менее на территории Западно-Африканского кратона распространены многочисленные дайки и силлы долеритов, группирующиеся на большой территории в общую Западно-Африканскую верхнепалеозойскую вулканическую область. Возраст пород этой области датируется в интервале поствизейские — доюрские. Силлы и дайки встречаются среди пород различного возраста, в том числе среди нижнепалеозойских, девонских и визейских отложений. В районе впадины Таудени дайковые серии подстилают отложения серии «Континентал интеркалер», а в целом возраст долеритов определяется по стратиграфическим соотношениям. Отдельные силлы в этой области достигают сотен метров мощности и прослеживаются на расстоянии свыше 50 км. Долериты весьма однородны в минералогическом, структурном и химическом отношении и сохраняют единообразие на протяжении свыше 1500 км. Они сопровождаются гранофирами, образующими дайки и трубки. В мощных силлах отмечены проявления гравитационной дифференциации (Baggere, Slansky, 1965). Все долериты принадлежат толентово-вой серии. Они содержат пижонит, немного ортопироксена и кварц. Имеющиеся химические анализы (Dags, 1961) дают вариации в рамках, свойственных гавайской толентово-вой серии.

Высказываются соображения о том, что возникновение всей этой серии долеритов связано с образованием впадины Таудени, заложившейся в девоне и продолжавшей развиваться в послекарбоновое время (Villemur, 1967). Общие сопоставления приводят к выводу о вероятной аналогии долеритов рассматриваемой вулканической области с долеритами системы Карру (Black, Girod, 1970). Такие сопоставления отнюдь не исключаются, но следует иметь в виду и иного рода, более ранние построения, которыми предполагается распространение в этой области, наряду с силлами и дайками, также лавовых образований. Вместе с тем необходимо учитывать и некоторые возрастные различия долеритов Западной Африки и траппов системы Карру.

Вилемюр (Villemur, 1967) разделяет интрузии долеритов на три группы: 1) дотектонические силлы, внедрившиеся до образования складок и деформированные вместе с вмещающими породами; 2) синтектонические, имеющие нередко форму лакколлитов; 3) посттектонические — жилы, трубообразные тела.

Представляет известный интерес связь долеритов с глубинными основными породами. Примером могут служить породы массива, имеющего форму лакколита, расположенного на п-ове Калум, на котором стоит г. Конакри. Баррер (Baggere, 1959) указывает, что в этом лакколите прослеживается ряд (снизу вверх): дуниты, затем верлиты, троктолиты и на-



конец, габбро, вначале оливиновые, а затем обычные. По-видимому, здесь размещается наиболее глубокая корневая зона вулканогенного комплекса, включающего распространенные в окрестностях массива долеритовые пласты и дайки, возраст которых определен в пределах от  $230 \pm 10$  до  $180 \pm 10$  млн. лет (Шуберт, Фор-Мюре, 1973). Общие черты рассмотренной вулканической области Западно-Африканского кратона обнаруживают, как видно из приведенного краткого обзора, близкое сходство с типичными трапповыми провинциями, широко распространенными на Индийской, Сибирской и других древних платформах. Оценить общий объем продуктов вулканической деятельности здесь очень трудно; только весьма ориентировочно можно назвать цифру  $30\,000 \text{ км}^3$ , если учесть размеры площади распространения долеритов ( $1000 \times 300 \text{ км}$ ), процент занятой ими территории (не более 20) и условную среднюю мощность тел (500 м).

К востоку от  $25^\circ$  в. д. и к югу от  $6^\circ$  с. ш. разрезы отложений, отвечающих интервалу кембрий — карбон, известны, главным образом, на Аравийском полуострове, где синхронные вулканогенные образования не отмечены. В других местах имеются лишь очень ограниченные участки распространения такого возраста отложений. В целом же по всей восточной части Африки, кроме отмеченного выше района, отложения этого возрастного диапазона отсутствуют.

Пожалуй, наиболее значительные территории распространения отложений кембрия и ордовика имеются на юге континента в районах, примыкающих с севера к обширной области, занятой породами системы Карру. Тем не менее в отложениях, более или менее строго относимых к концу докембрия — началу кембрия (система Нама), вулканогенные породы не установлены.

В целом, для огромного промежутка времени, охватывающего примерно 300 млн. лет (от кембрия до карбона включительно), достаточно выразительно прослеживается четкая приуроченность вулканических областей к северо-западной части континента. Вся обширная восточная часть материка, так же как и южная его окраина, свободны в настоящее время от вулканических проявлений, отвечающих этому интервалу времени. Естественно возникает вопрос о том, не было ли в прошлом еще и других вулканических областей того же возраста на Африканском континенте? Не были ли эти области размыты впоследствии? Отражает ли нынешняя картина размещения вулканических областей истинное распределение вулканогенных образований или оно в прошлом существенно отличалось?

Конечно, отвечая на подобные вопросы так или иначе, мы находимся в значительной мере в области предположений. Однако если были другие вулканические области, кроме крат-

ко очерченных выше, то при всех обстоятельствах мы вправе были бы ожидать сохранения их корневых зон в виде соответствующих интрузивных ассоциаций, группирующихся в пределах более или менее ясно очерченных полей. Однако современные представления сложились таким образом, что изучение проблемы корневых зон древних вулканов вообще не привлекало внимание исследователей. Известные в разных местах древней платформы различные глубинные породы (преимущественно граниты), образующие массивы и сформировавшиеся в течение нижнего или среднего палеозоя, практически не изучались в аспекте выяснения возможной их связи с синхронной вулканической деятельностью.

Исключение в этом отношении представляют исследования Клооса (Cloos, 1919, 1931 и др.), сравнительно недавно заинтересовавшие многих исследователей скорее в связи с проблемой концентрических (кольцевых) интрузий, чем в аспекте изучения их отношения к вулканогенным породам.

### Мезозойская вулканическая область Карру

Выделение ряда преимущественно мезозойских вулканических полей на юге Африки в качестве единой вулканической области Карру несколько условно. Непосредственная связь между отдельными вулканическими полями нередко не устанавливается, хотя близость возраста и отчасти состава вулканогенных пород подчеркивает вероятную их общность.

Главное вулканическое поле — Базутоленд — расположено на плато, примыкающем с севера к Капской складчатой области. Его размеры около  $150 \times 300$  км. Другое крупное поле — Лебомбо — представляет в настоящее время меридионально вытянутую зону протяжением свыше 700 км при видимой ширине около 40 км, следующую вдоль одноименной флексуры, ограничивающей на западе Мозамбикскую низменность. Наклон на восток флексуры Лебомбо, сложенной вулканогенными породами, достигает  $30^\circ$ . На севере флексура резко изгибается, поворачивая почти под прямым углом на запад и следуя южному крылу впадины, параллельной долине Лимпопо, вытянутой в юго-западном направлении. Неизвестно, сообщались ли между собой ранее вулканические поля Базутоленд и Лебомбо. В настоящее время они разобщены.

На восток вулканогенные породы поля Лебомбо погружаются под Мозамбикское побережье и, по-видимому, распространяются далее на восток под океаническим дном. Во всяком случае, бурение подтверждает связь базальтового поля Лебомбо с аналогичными полями Мадагаскара под ложем Мозамбикского пролива (Kent, 1974). Третье вулканическое поле — Замбезийское — как бы продолжает на север поле Ле-

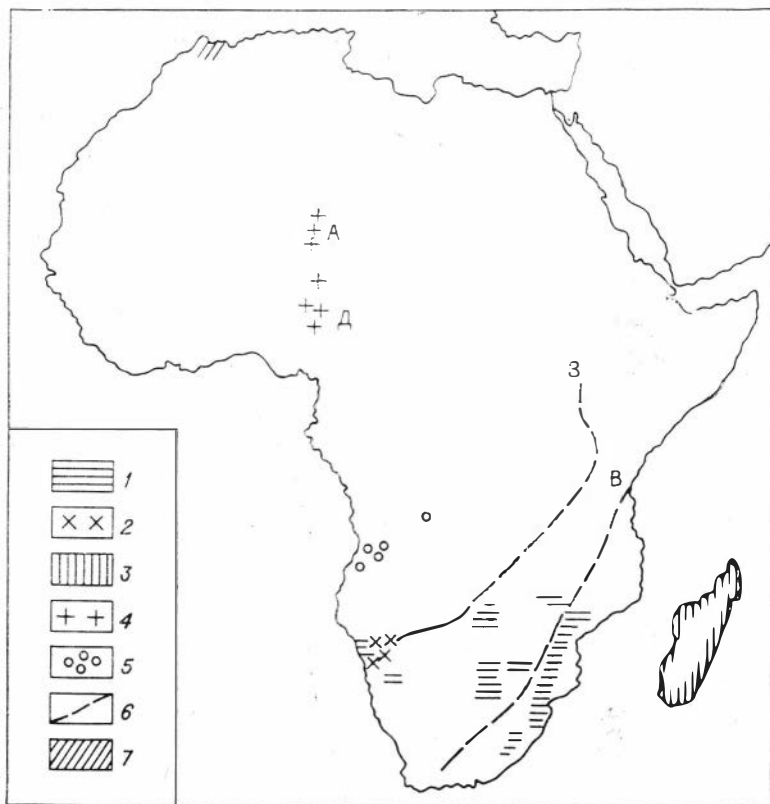


Рис. 6. Вулканические области Африки в мезозое.

1 — Карру и ее вулканические поля; 2 — юго-западное поле гранитоидов, сопровождаемых вулканогенными породами; 3 — Мадагаскара; 4 — Нигерийско-Камерунская (Д — плато Джос, А — Аир); 5 — вулканические поля Анголы; 6 — зоны распространения карбонатов, по Гарсону и Смиту (З — западная, В — восточная); 7 — Атласа.

бомбо. Его размеры в рамках, вскрытых на поверхности, составляют примерно  $50-70 \times 300$  км. Тесная связь между собой обоих этих полей представляется более очевидной, чем общность полей Базутоленд и Лебомбо. Вулканические поля Лебомбо и Замбези разобщены сравнительно небольшими участками, в пределах которых вулканогенные породы скрыты под более молодыми, меловыми или третичными, отложениями.

Такая же связь типична и для ряда вулканических полей, расположенных на восточной окраине Бечуаналендской впадины, заполненной третичными отложениями. Окраинные вулканические поля Бечуаналенда (среди них имеются и расположенные к западу от впадины) продолжают, видимо, под чехлом осадочных толщ внутри впадины. Впрочем, два не-

больших вулканических поля на западном побережье Африки в районе Каоковельда имеют общую тенденцию к погружению на запад; соответственно возможно их продолжение под дном Атлантического океана и далее на запад.

Несмотря на значительную разобшенность отдельных вулканических полей, представляется вполне вероятным, что современные их контуры имеют преимущественно эрозионное происхождение и что в прошлом все они образовывали огромную вулканическую область, охватывающую площадь свыше 2 000 000 км<sup>2</sup>, ориентированную широтно, пересекающую южную часть материка полосой около 1500—1600 км ширины и продолжавшуюся на западе и на востоке под нынешним океаническим дном, которое раньше было, вероятно, приподнято над нулевым репером.

Возраст вулканогенных пород системы Карру определяется следующими данными. Во-первых, мощные их толщи венчают разрез терригенных континентальных отложений, заканчивающийся слоями, принадлежащими серии Стормберг, содержащей наземную флору и фауну, которую обычно считают триасовой или юрской. Во-вторых, во флекуре Лебомбо серия Стормберг подстилает нижнемеловые толщи. Радиометрические определения возраста вулканогенных пород не всегда строго совпадают с этими стратиграфическими данными. Например, в работе Бонда (Bond, 1952) возраст вулканогенных пород определялся интервалом времени 200—280 млн. лет, т. е. считался отвечающим верхней перми — триасу. Однако в более поздних работах (Cox, 1970; Woolley, Garson, 1970) датировки возраста этих пород ограничиваются рамками 100—200 млн. лет, что соответствует триасу до мела. Имеется небольшое количество радиометрических определений, устанавливающих юрский возраст экструзивных риолитов и базальтов Лебомбо и Нюанешти (Cox, 1970; в этой работе есть ссылки на первоисточники), а также базальтов низовий рек Лупаты и Замбези. Как отмечает Кокс, щелочные лавы, перекрывающие юрские вулканогенные породы Лупаты и базальты Каоковельда, в Юго-Западной Африке имеют меловой возраст.

Весьма характерны значительные изменения мощностей вулканогенного комплекса Стормберг, включающего прослой красноцветных пород. Так, на периферии главного вулканического поля Базутоленда она не превышает 300 м, а в центральной его части достигает 1400 м; в то же время на востоке, в области флексуры Лебомбо, мощности резко увеличиваются до 6—7 тыс. м, а по данным Вахендорфа (Wachendorf, 1974) даже до 13 км.

Если определить общий объем траппов области Карру путем суммирования расчетных данных по отдельным вулканическим полям (Базутоленд, Лебомбо, Тули и т. д.), то даже

в этом случае цифры окажутся огромными, достигающими 250 000 км<sup>3</sup>. В действительности этот объем был, вероятно, более значительным и достигал примерно 400 000 км<sup>3</sup>, т. е. можно полагать, что свыше трети трапповых полей было денудировано.

Состав пород Карусской вулканической области далеко не столь однообразен, как это принято считать. Хотя в целом среди вулканогенных пород господствуют толеитовые базальты и долериты, наряду с ними здесь распространены, в частности в области флексуры Лебомбо и в Замбезийском вулканическом поле, щелочные базальты, лимбургиты и риолиты, а также различные туфы соответствующего состава. Наряду с пластовыми телами базальтов и долеритов часто встречаются дайковые комплексы, а также центральные интрузии с концентрическим (кольцевым) строением. Мощности пластовых интрузий варьируют от 0,3 до 300 м, а местами в более или менее значительных мульдах составляют даже 500—600 и 900 м, например в Восточном Грикваленде в Инсизаве. В центрального типа интрузиях наблюдаются не только долериты, но и гранофиры.

В общей системе вулканогенных образований установлено три группы форм залегания пород: лавы Дракенсберга, стормбергские вулканы и интрузии долеритов (Krenkel, 1957). Лавовые потоки, как полагают, нередко изливались со сравнительно небольшими перерывами, вследствие чего обычно не успевали подвергнуться выветриванию, и отдельные покровы чаще всего перекрывали друг друга без разделяющих прослоев осадочных пород. Стормбергские вулканы представляют сильно денудированные постройки, выявляемые по распространению некков и кольцевых структур, соответствующих аппаратам центрального типа. Что касается долеритовых интрузий, то они представляют господствующий тип такого типа образований и распространены в виде даек и пластовых залежей, возникших, очевидно, в связи с расчленением докембрийского фундамента системой трещин.

Вулканические извержения стормбергского времени были преимущественно трещинными, но нередко такие извержения сопровождалась эксплозиями, вследствие чего в Юго-Западном Лесото в нижней части разреза базальтовой серии наблюдаются многочисленные пачки базальтовых туфов.

В распределении дайковых комплексов отмечаются некоторые общие закономерности. В частности, в Родезии пучки даек ориентированы в областях Ньюнешти-Саби в СЗ направлении, а в низовьях р. Замбези следуют СВ простиранию. В отличие от хорошо развитых пучков даек в Ньюнешти-Саби, Горонгозе, низовьях р. Замбези и возвышенности Шайра (Южное Малави) базальты внутренних частей Африки образуют систему разно ориентированных даек, что наглядно видно в

области Лесото и в окружении бассейна Карру, где особенно многочисленны пластовые залежи долеритов. Северо-восточнее этой области резко выражен меридиональный пучок даек, следующий, в общем, направлению флексуры Лебомбо.

В расположении дайковых пучков отмечается определенная зависимость от строения древнего фундамента. В частности, дайки Горонгозы параллельны простиранию Мозамбикского пояса, а многие дайки зоны Лимпопо — Ньюанешти-Саби следуют направлению орогенического пояса Лимпопо. Однако и здесь, как и во многих других местах, более вероятно зависимость расположения даек скорее от общих структурных ситуаций, чем от типичных черт строения фундамента (Сох, 1970).

Особенности распространения различного состава карусских лав на юге Африки показаны в табл. 1. Приведенные в ней обобщенные данные следует дополнить некоторыми сведениями о составе пород. Прежде всего о породах флексуры Лебомбо и о ней самой. Как отмечает Вейл (Vail, 1968), образующие ее породы формировались в течение 70 млн. лет в период от позднего триаса до конца юры, но небольшие щелочные интрузии возникали здесь и позднее, в меловое время. При мощности около 13 км (Wachendorf, 1974) нижнюю часть разреза вулканогенных пород флексуры Лебомбо образуют преимущественно толентовые базальты, перекрываемые главным образом риолитовыми лавами, которые в свою очередь венчаются переслаиванием базальтов с риолитами. Вдоль флексуры располагаются многочисленные дайки, круто наклоненные на запад. В целом создается представление о том, что базальтовые и риолитовые лавы изливались через систему трещин.

Породы, называемые риолитами, содержат около 70% кремнезема (среднее из 32 химических анализов) и представлены следующими разновидностями пород: щелочными риолитами (16 анализов), риолитами (8 анализов), щелочными трахитами (4 анализа) и риодацитами (3 анализа); все эти названия пород указаны Вахендорфом (Wachendorf, 1974) в соответствии с номенклатурой Штрекайзена.

Характерны резкие контакты риолитов с базальтами. В идеализированном разрезе обычно выделяется ряд характерных разновидностей риолитов. Базальные части риолитовых лавовых потоков представлены пирокластическими породами от нескольких сантиметров до метров. Они имеют вид не спекшихся лито-, витро- или кристаллофрагментов, расположенных в микро- или криптокристаллической массе. Местами вместо них в основании потоков появляются агломератовые туфы с хаотической слоистостью, что, как считают, указывает на близость вулканических жерловин. Если туфовые горизонты отсутствуют, основание состоит из темного риолито-

Обобщенные данные о мезозойских лавах системы Карру, по Коксу (Схо, 1970)

а) Центральная часть континента

Север			Юг	
Водопад Виктория (долина р. Замбези)	Синклиналь Тули (долина р. Лимпопо)	Трансвааль (Спрингбок Флейт)	Лесото	
Бедные оливином базальты (1000 м)	Бедные оливином базальты	Бедные оливином базальты (400 м)	Бедные оливином базальты (1500 м)	
	Богатые оливином базальты (общая 400 м)			

б) Восточная часть континента

Север			Юг	
Луната (долина р. Замбези)	Нюаненги, Сабн и северное Лебомбо		Южное Лебомбо (Свазиленд и Мозамбик)	
Фонолиты, риолиты, трахиты } Луната	Грунна риолитов		Верхние базальты и щелочные лавы	
	Бедные оливином базальты		Группа риолитов	
Риолиты } Карру	Богатые оливином базальты		Бедные оливином базальты (предположительно около 9000 м)	
Базальты }	Нефелиниты (общая 6700 м)			

Примечание. Мощность там, где она известна, указана в метрах.

вого стекла с фенокристами. Это стекло имеет перлитовое строение и горизонтальную слоистость при общей мощности до 2 м.

На витрофировом или туфовом основании обычно залегает горизонт различно окрашенных слоистых фельзитовых риолитов с редкими миндалинами и литофизами до 30 см в диаметре, пустыми или заполненными агатом. Прослои имеют мощность 1—10 мм и расположены параллельно основанию риолитовых потоков. Местами этот горизонт переходит в темно-красные или пурпурные фельзитовые риолиты с желтыми почти сферическими включениями или «шпироподобными» образованиями размером в несколько мм или см. Чаще же всего на пестроокрашенных риолитах залегают флюидалльные и неясно слоистые однообразные риолиты, которые слагают массивную центральную часть кислого потока, мощностью до 100 м. Эти типичные риолиты имеют порфировое строение и содержат в преимущественно гранофировой основной массе фенокристы полевых шпатов и изредка кварца.

Наиболее характерный и выразительный горизонт риолитов Лебомбо обладает весьма резко выраженной флюидалльностью и сильной изогнутостью отдельных прослоев, маркируемых различно окрашенными полосами фельзитового риолита. Амплитуда и длина волн в таких изгибах достигает нескольких метров. Самая верхняя часть отдельных потоков имеет шлаковидное строение.

Местами внутри потоков наблюдаются дайкоподобные интрузивные прорывы отдельных прослоев. Все эти данные в совокупности убеждают Вахендорфа (Wachendorf, 1974) в образовании риолитов Лебомбо из жидкой лавы; только для туфовых образований отдельных потоков он допускает эксплозионное происхождение с транспортировкой материала по воздуху.

Среди фенокрист в риолитах, кроме санидина, плагиоклаза (олигоклаз до андезина) и кварца, отмечены пироксен, магнетит, циркон, апатит и турмалин. Наибольшее количество фенокрист составляет 18%.

Рассматривая происхождение риолитов Лебомбо, Вахендорф подчеркивает идентичность изотопного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  как для риолитов, так и для базальтов на обширных территориях области Лебомбо, от Зулуленда на юге до Ньюанетшинской синклинали на севере. Это приводит его к выводу о вероятном мантийном источнике питания риолитовых лав.

Ранее Кокс (Cox, 1970), отмечал, что в районе р. Лимпопо в нижней пачке базальтового комплекса присутствуют лимбургиты и нефелиниты, а в Ньюанетши и Саби небольшие количества нефелинитов с сопровождающими породами образовались на ранних стадиях формирования вулканогенного



комплекса, после чего излились лимбургитовые и пикритовые, а затем нормальные толеитовые лавы. Вейл с соавторами отмечал в бассейне р. Лимпопо (в синклинали Тули) также абсарокиты и шошониты (Vail *et al.*, 1969). В южной части флексуры Лебомбо среди верхних базальтов выявлены, кроме того, прослойки ультращелочных и известково-щелочных риолитовых потоков. Здесь же обнаружены порфиновые породы, принадлежащие ряду нефелиновых сиенитов, которые сопоставляются с аналогичными породами, секущими щелочные лавы Лупаты. Щелочная серия Лупаты, в свою очередь, представлена фонолитами, кенитами, альпацимовыми кенитами и блейморитами, редкими породами, содержащими фенокристы альпацима и нефелина до 1 см в поперечнике.

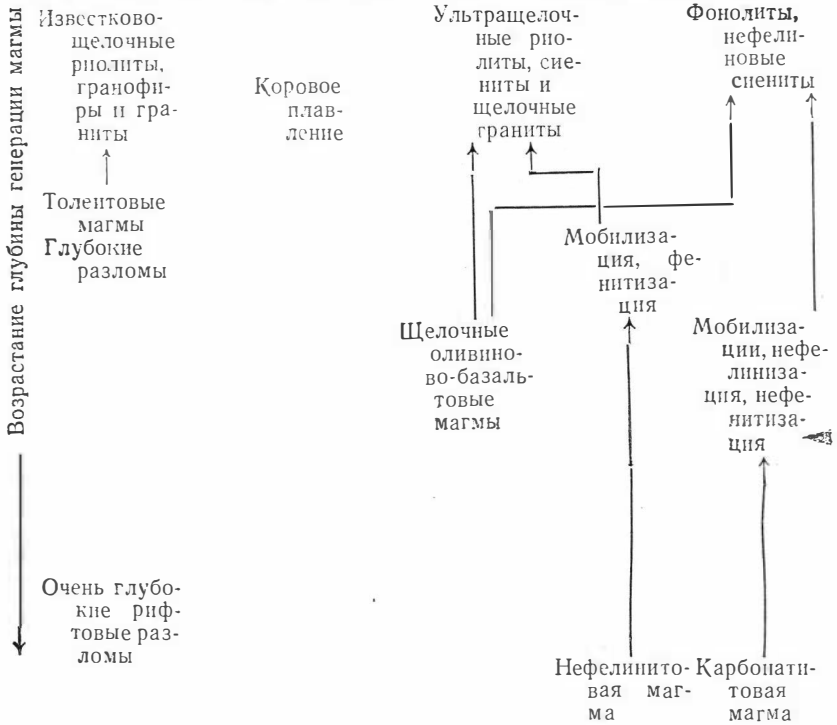
В районе Чилвы, по Вулли и Гарсону (Woolley, Garson, 1970), имеются еще и фойяитовые щелочные породы, образующие дайки, кольцевые и другие интрузии и представленные бефорзитами, альнеитами и меланефелинитами, сельвсбергитами и рибекитовыми микрогранитами. Вполне вероятно, что этот комплекс, так же как и многие другие указываемые в районах Лупаты и Чилвы щелочные породы, а кроме них и известные здесь выходы кимберлитов, по времени образования относятся уже к периоду формирования сводового поднятия Восточной Африки, расчлененного рифтовыми впадинами, на южном продолжении которого расположена флексура Лебомбо.

В дополнение к приведенным выше данным о щелочных породах области Лебомбо-Нюанетши-Саби следует указать, что Вулли и Гарсон эти породы здесь разделяют на три группы: 1) лавы, описанные под названием тефритов, фонолитов, нефелиновых базальтов и нефелинитов; 2) куполы и дайки нефелиновых долеритов, фонолитов, оливиновых нефелинитов и ийолитов; 3) штоки нефелиновых сиенитов. Все эти породы, так же как и другие щелочные комплексы юга Африки, совместно с базальтами и риолитами Вулли и Гарсон считают производными магм, поднимавшихся с разных глубин (табл. 2).

По отношению к риолитам предложенная этими авторами трактовка противоречит данным об идентичности изотопных отношений стронция в базальтах и риолитах, приведенным, как отмечено выше, Вахендорфом.

Несмотря на значительное разнообразие вулканогенных пород, встречающихся в пределах Карусской вулканической области, главными типами пород, характеризующими ее специфику, являются базальты и долериты. Именно эти породы и привлекают постоянное внимание исследователей, вследствие чего область их распространения считается типичной трапповой провинцией. Характерные черты базальтов и долеритов Карру наиболее полно изучены Уокером и Польшервар-

Взаимоотношение изверженных комплексов Чилвы — Лупаты — Сабии — Ньюанешти — Лебобмбо, по Вули и Гарсону (Woolley, Garson, 1970)



том (1950; Walker, Polderwaard, 1949), и последующие характеристики этих пород не изменили общего представления о них, хотя, как мы уже видели, выявили значительную пестроту состава пород, сопровождающих трапповые излияния и интрузии. Уокер и Польдерварт подчеркивают, что базальтовые магмы Карусской вулканической области весьма активны по отношению к вмещающим породам, вследствие чего нередко вызывают перекристаллизацию и остеклование аргиллитов и песчаников и способствуют образованию гранофилов. Высказываемые ими по этому поводу соображения о возможности образования кислых пород рассматриваемой области и других территорий путем плавления вмещающих терригенных комплексов наталкивают даже для области Карру на большие затруднения, что выше уже отмечалось в связи с проблемой происхождения риолитов флексуры Лебобмо.

В характеристике базальтового ряда пород наиболее полные данные, приводимые Уокером и Польдервартом для инт-

рузивных долеритов. Устанавливаются следующие характерные типы интрузивных долеритов Карусской вулканической области: 1) средне- и мелкозернистые оливиновые долериты с авгитом, окруженным оболочкой железистого пижонита; 2) среднезернистые оливиновые долериты и толенты с магнетальным пижонитом; 3) крупнозернистые оливиновые долериты с авгитом и ортопироксеном или пижонитом и микропегматитом в интерстициях; 4) средне- до крупнозернистых бронзитовые долериты с обильным микропегматитом и без оливина. Наряду с этими господствующими типами пород Уокер и Польшерварт отмечают распространение интрузий пикритов и пикритовых порфиритов, долеритов с биотитом, долерит-пегматитов, а также метасоматических и магматических гранофиров.

Сейчас имеются достаточно полные представления об особенностях строения Карусской вулканической области и о разнообразии состава вулканогенных пород этой, в общем, типичной трапповой провинции. Однако наш очерк был бы неполным, если бы мы не отметили принадлежность к рассматриваемой области обширного вулканического поля, прослеживаемого в северо-восточном направлении на протяжении свыше 350 км при ширине около 180 км от мыса Кросс на юге до г. Цумеба на севере. Это вулканическое поле Юго-Западной Африки включает ряд гранитных массивов, сопровождаемых вулканогенными породами, в том числе сложно построенные магматические комплексы Эронго, Мессум, Брандберг и другие, хорошо известные по описаниям Клооса (Cloos, 1919, 1931), впервые давшего название «вулкано-плутон» массиву Эронго, а также по работам Корна, Мартина (Korn, Martin, 1953) и других исследователей. Характерные черты строения магматических комплексов наглядно определяют тесную ассоциацию в них интрузивных пород с вулканогенными. В наиболее изученном случае вулкано-плутона Мессум эта ассоциация включает ряд пород различной основности, в том числе граниты и габбро, образующие систему концентрических (кольцевых) интрузий, анортозиты, а также «лавы-мелафиры» и базальты с туфами, трахиты, порфириты и риолиты. В разрезе этого комплекса основные лавы относятся, как считают Корн и Мартин, к серии Стромберг, т. е. параллелизуются с аналогичными лавами, господствующими в пределах вулканической области Карру. Эти лавы залегают в основании постройки, тогда как более кислые вулканогенные породы и риолиты относятся к сравнительно поздним излияниям, возникшим после образования на месте центрального конуса обширной кальдеры опускания, формировавшейся в течение двух фаз развития.

Несколько особняком стоят магматические комплексы, расположенные в районе Окорусу и Парсеиса, где преоблада-

ют щелочные породы, а также комплекс Оконеее, где более ранняя толеитовая серия, представленная оливиновым габбро до кислых пород, была интродуцирована щелочными породами. По-видимому, вся серия магматических комплексов, включающая гранитоиды и разнообразные вулканогенные породы, представляет ряд изолированных крупных вулканических конусов, активность которых развивалась в тот же период времени, когда вулканические процессы охватили обширную территорию на юге Африки в пределах Карусской области. Во всяком случае, не только по времени, но и территориально вулканическое поле Юго-Западной Африки расположено в границах, очерчиваемых распространением преимущественно толеитовых базальтовых лав, известных, в частности, на крайнем западе материка в области Атлантического побережья Африки, близ Уолфиш-Бея и к северу от него. Общий объем вулканогенных пород области составляет ориентировочно 0,5—0,6 тыс. км<sup>3</sup>.

### **Другие мезозойские вулканические области**

Среди других мезозойских вулканических областей две, кроме Карру, являются наиболее крупными — Мадагаскарская и Нигерийско-Камерунская. В мезозое вулканическая деятельность охватила также отдельные участки и в некоторых других местах Африканского материка: в Анголе, Конго, Мали и т. д.

Рассматриваемая группа мезозойских вулканических областей Африки оконтуривается более определенно, чем те, о которых сведения были приведены выше. Это объясняется тем, что на обширных территориях материка сохранился мезозойский осадочный чехол, налегающий на древний складчатый фундамент гигантской платформы. Исследования этого чехла, включающего во многих случаях наряду с меловыми и третичными также юрские, а иногда и триасовые толщи, показывают, что северные районы континента почти совершенно не были затронуты вулканической активностью. Это подтверждается отсутствием вулканических пород в юрских и триасовых сериях Аравийского полуострова, Триполитании, Ливии, а также и в аналогичных отложениях Танганьики.

Только в районах, расположенных к югу от экватора, можно видеть определенные указания на вероятное или реальное распространение мезозойских вулканогенных пород (триасовых, юрских и меловых) в разрезах осадочных толщ или за их пределами. Речь может идти, в частности, об уже рассмотренной вулканической области Карру, а также об о. Мадагаскар. Исключение представляет Нигерийско-Камерунская зона, сосредоточенная вблизи Бенуэсского прогиба

и расположенная в области входящего угла платформы севернее экватора.

Мадагаскарская вулканическая область очерчивается распространением меловых вулканических пород, опоясывающих с небольшими перерывами почти все окраины острова. Сам остров имеет общее антиклинальное строение; плоская апикальная его часть сложена преимущественно докембрийскими метаморфическими комплексами, крылья же — мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Восточное крыло уплощенного свода крутое, оно сложено, главным образом, меловыми вулканогенными породами. Западное крыло структуры пологое и в нем прослеживается резко несогласное налегание на древний складчатый фундамент последовательно триасовых, юрских, меловых и третичных отложений, среди которых также распространены меловые вулканогенные породы. В направлении на север и юг антиклинальная структура о. Мадагаскар, по-видимому, постепенно погружается.

Меловые вулканогенные породы являются наиболее древними в мезозойском разрезе. Они представлены (Вгеноп, Busiere, 1959) преимущественно базальтами (сакалавитами, как их называл Лакруа) в ассоциации с долеритовыми базальтами, которым подчинены риолиты и дациты. В восточной части острова дациты приобретают более существенное значение. Общий же перечень встречающихся здесь вулканогенных пород включает риолиты, пантеллериты, дациты, трахиты, сакалавиты, базальты и лабрадориты. Наблюдаются различия в последовательности залегания базальтов и риолитов. Покровы риолитов и дацитов здесь сосредоточены в низах разреза, на западе же, где таких покровов больше, они залегают на базальтах.

Излияния лав начались в туроне и продолжались до сантона, что сравнительно точно устанавливается благодаря чередованию покровов с осадочными пачками, преимущественно известняками и мергелями, содержащими морскую фауну. Однако местами наблюдается трансгрессивное перекрывание отдельных покровов на востоке кампанскими или маастрихтскими слоями. Предполагается, что излияния были трещинными, и этим объясняется большая протяженность отдельных покровов, в том числе риолитовых, а также даек долеритов, базальтов и риолитов. Некоторые дайки представлены долеритами или диабазами. Отмечены некоторые отличия в составе пород северо-западной части полуострова по сравнению с западной, выраженные несколько большей их щелочностью. Поэтому предлагается выделять две соответствующие субпровинции: известково-щелочную и обычную щелочно-земельную.

Общий характер распространения меловых вулканогенных пород заставляет предполагать, что в прошлом вулканиче-

ская область охватывала значительную часть Мадагаскара, по крайней мере фрагментарно перекрывая ныне вскрывающийся на его поверхности древний докембрийский фундамент. Во всяком случае, присутствие меловых вулканогенных пород в горной цепи Андруа подтверждает такую возможность, так же как и распространение даек в древнем цоколе острова.

Черты сходства Мадагаскарской вулканической области с областью Карру, причем с восточной ее частью (районом Лебомбо), представляются несомненными, хотя возраст их и различен: вулканогенные породы Мадагаскара моложе карусских. Характерно, что в отмеченной выше известково-щелочной провинции, названной Лакруа провинцией Ампасиндава (по имени соответствующего полуострова), распространены щелочные породы с преобладанием натрия среди щелочей. Здесь отмечены граниты и сиениты с рибекитом, нордмаркиты, пуласкиты, акекриты, нефелиновые монзониты, эссекситы, эгирин-рибекитовые микрограниты, грорудиты, тингуаниты, мончикиты, камптониты и сёльвсбергиты. В ряде случаев интрузии имеют явное концентрическое строение без карбонатитов в ядре, но с щелочными гранитами, содержащими пироксенол. Возраст интрузивных пород, представляющих по крайней мере частично корневые зоны излияний, предполагается меловой, так как они прорывают среднюю юру.

Южнее мыса Сент-Андре в западной части острова также имеются многочисленные эруптивные центры (Хоутон, 1966), в которых вскрыты габбро, прорванные микрогранитами, щелочными гранитами, эгириновыми сиенитами, шошонитами и другими породами.

Расположенная в этом районе впадина Антанандава окружена кольцевыми дайками, а вся территория к югу от мыса Сент-Андре рассечена множеством долеритовых даек, сопровождающих габбро. Общий объем вулканогенных пород Мадагаскарской области велик и достигает 50 000 км<sup>3</sup>, если считать, что общее протяжение выходов этих пород на поверхность составляет около 2100 км при средней ширине 50 км и средней мощности 0,5 км. Такая цифра отвечает, по-видимому, лишь минимальному объему извергнутых вулканогенных масс.

Нигерийско-Камерунская вулканическая область, в общем, тяготеет к входящему углу Африканской платформы, но расположена несколько западнее Бенуэского прогиба, следующего вдоль биссекторного направления, и ориентирована почти строго меридионально. Общее протяжение области 1500 км при ширине 200 км; она заключена между 8 и 10° в. д. и 8 и 21° с. ш. В ее пределах сосредоточено более 60 гранитных массивов, группирующихся в следующих трех главных районах: на плато Джос, в обла-

сти, известной под названием Дамагарим, и на плато Аир (Black, Girod, 1970). Радиометрические определения возраста указывают на преимущественную принадлежность гранитов к юрской системе (около 160 млн. лет). Тем не менее имеются данные о возможно несколько более древнем возрасте северного комплекса интрузий, расположенного на плато Аир. Известны, кроме того, калий-аргоновые определения, датирующие даже верхний карбон — пермь (295 млн. лет). К рассматриваемой области относятся, по-видимому, также небольшие кольцевые комплексы Хоггара, принадлежащие меловой системе (Remy, 1960). Таким образом, вся эта серия гранитных массивов формировалась в течение длительного времени, возможно с конца карбона до мела включительно.

В связи с приведенными данными о возрасте гранитоидов Нигерийско-Камерунской зоны уместно вспомнить, что в свое время Холмс и Каэн (Holmes, Kahen, 1957) определяли возраст тех же гранитов, по монахиту равным 485 млн. лет. Поэтому Джекобсон и другие (Jacobson *et al.*, 1958) склонны были относить эти интрузии к верхам докембрия или к низам нижнего палеозоя, а З. М. Колотухина и другие (1964) позднее отмечали, что в работе Апельцина и Фельдмана (1958), посвященной колумбитоносным гранитам, «довольно необоснованно принимается мезозойский возраст нигерийских гранитов» (с. 83).

Принадлежность комплекса гранитоидов к единой вулканической области подтверждается исследованиями Тернера (Turner, 1963), Блейка (Black, 1963) и других геологов, устанавливающих тесную связь гранитных интрузий с вулканогенными породами, а также возникновение гранитов в процессе образования кальдерных опусканий. Блейк и Жиро (Black, Girod, 1970) отмечают, что начальная стадия в развитии магматических комплексов была отмечена экструзиями обширных масс кислых лав и спекшихся туфов, ныне лишь частично сохранившихся от размыва в результате опускания по системе кольцевых разломов. Возникшие таким образом риолиты представлены двумя группами. Первая группа — более ранняя — образовалась в результате внедрения через центральное жерло или ряд жерловин, удлиненных вдоль кольцевых трещин. Более поздние порфириовидные риолиты внедрились в связи с кальдерными опусканиями. Интрузивные поздние риолиты образуют дайки, пластовые тела и заполняют неглубокие кальдеры внутри ранних вулканических накопленний. За редким исключением (например, Билет, где маломощные конгломераты неопределенного возраста подстилают риолиты) риолитовые лавы залегают прямо на докембрийских породах, что подтверждает вторжение гранитоидов, сопровождающих риолиты, в область фунда-

мента, лишенную осадочного палеозойского или мезозойского чехла.

Кольцевые дайки представляют типичную черту строения магматических комплексов рассматриваемой вулканической области. Обычно они имеют диаметр от 8 до 20 км, но встречаются исключения. Так, например, кольцевая габбровая дайка Межье-Межье достигает 65 км в поперечнике, а аналогичное тело щелочных гранитов Зарнисского комплекса не превышает 2 км. Внешние контуры большинства комплексов округлые или полигональные из-за обилия линейных даек, в том числе развигивающихся и по первоначальным кольцевым разломам. Граниты и сиениты встречаются также в виде штоков и боссов, образующих глубинные звенья кольцевых интрузий. Конические слои, в общем, редки. В ряде случаев устанавливается последовательное смещение кольцевых интрузий с течением времени, вследствие чего общие удлиненные контуры интрузивного тела оказываются состоящими из системы кольцевых комплексов, расположенных в непосредственном соседстве друг с другом и частично взаимно перекрывающихся. По Тернеру (Turner, 1963) могут быть выделены два типа кольцевых даек. Первый — начальные периферические кольцевые дайки, преимущественно вертикальные, заполняющие кольцевые трещины; они достигали, по-видимому, земной поверхности и сопровождали образование кальдеры в вулканическом процессе. Второй — более поздние внутренние кольцевые дайки, часто наклоненные наружу; на верхних уровнях они питали пологие пласты, распространяясь вкрест простиранья комплекса.

Более 95% пород рассматриваемой области представлено риолитами, кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами, гадингситовыми и биотитовыми гранитами. Остальные 5% пород — анортозиты и оливиновые габбро. В некоторых массивах Аира господствуют щелочные граниты.

В химическом отношении комплекс пород, по Блейку и Жиро (Black, Girod, 1970), характеризуется примерно равным соотношением натрия и калия, с некоторым избытком натрия, малым содержанием извести и с повышенной щелочностью. По цветным минералам различаются две группы — миаскитовая с геденбергитом, гадингситом и биотитом и агпайтовая с эгирином, рибекитом, астрофиллитом и редким нерсерсукидом. Для фемических минералов типична низкая магнезиальность; вследствие чего в них обычны файалит, геденбергит, натрово-железистый амфибол и богатая железом слюда. В комплексе развита высокая фтористость. Присутствуют флюорит, топаз, криолит, томсенолит, а также редкоземельные и радиоактивные минералы — пироксид, фергусонит, монацит, ксенотим, алланит и зуксенит. В наиболее молодых гранитах присутствует колумбит, а в грейзенах, сопровождающих граниты, — касситерит.



Общий объем вулканогенных пород области составляет ориентировочно около 0,5 тыс. км<sup>3</sup>.

Отдельные мезозойские вулканические поля и зоны могут быть отмечены еще и в некоторых других районах Африки. В частности, к ним следует, по-видимому, относить преимущественно карбонатитовые кольцеобразные вулканические структуры центральной части Анголы, Конго (Леопольдвиль), Мали и других районов, а также сравнительно изолированные вулканические каналы, сопровождаемые дайками в Юго-Западной Африке и на других территориях.

Наиболее выразительным является вулканическое поле Центральной Анголы, линейно удлинненное, как отмечает Хоутон (1966) по данным Соуса-Мачадо, в северо-восточном направлении, почти параллельно общей ориентировке Нигерийско-Камерунской вулканической области и вулканическому полю Юго-Западной Африки. В пределах этого поля выделяется более 10 кольцевых вулканических структур, в которых встречаются трахиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты и брекчии. На северо-восточном продолжении Ангольского вулканического поля расположен грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлиты, принадлежащие кимберлитовой провинции бассейнов Чикапа и Лвашимо. Группы кимберлитовых трубок известны также и в Конго. На территории Анголы кимберлитовые трубки имеют возраст, определяемый в широких рамках от перми до мела. Во всяком случае, в брекчиях встречаются обломки осадочных пород пермского возраста, а базальные конгломераты верхнего мела содержат алмазы, пироп и другие минералы, типичные для кимберлитов.

В Юго-Западной Африке, южнее Виндхука, отмечены многочисленные вулканические каналы и дайки, секущие отложения системы Дамара. Самый крупный канал, как отмечает Хоутон (1966), имеет около 2 км в поперечнике и сложен трахитами, фонолитами, туфами, и брекчиями. Общий порядок внедрения этих пород такой: шонкиниты и лимбургиты, фонолиты, трахиты. Кроме того, здесь известны штоки, дайки и силлы трахитов, силлы и дайки фонолитов, штоки и дайки вулканических брекчий.

Трахиты и фонолиты имеются и в округе Рехобот Юго-Западной Африки, где они образуют силлы и потоки, а между Берсебой и Гибеоном расположен сложный вулканогенный комплекс, представляющий тоже определенный интерес. Здесь вершина горы, поднимающейся на 550 м над окружающей равниной, занята впадиной, окруженной гребнем твердых брекчий и туфов, падающих к центру впадины, имеющей около 3 км в поперечнике. Ядро этой структуры сложено ту-

фами и агломератами, рассеченными жилами барита и флюорита. Неподалеку отсюда размещаются мелкие побочные жерла и многочисленные кимберлитовые трубки. Мезозойский возраст этих разнообразных пород предполагается, но есть высказывания по поводу возможного третичного времени их образования.

Гарсон и Смит (Хоутон, 1966) предполагают, что в Восточной и Южной Африке карбонатитовые тела сосредоточены вдоль двух дугообразных зон. Эти зоны можно, по-видимому, рассматривать как крупные и протяженные разломы, сопровождаемые вулканическими образованиями. Обе зоны резко удлинены в северо-восточном направлении и прослеживаются на протяжении свыше 3000 км. Западная дуга по данным, приведенным у Хоутона, проходит от Калькфельда на юго-западе через Керимаси, Панда, Белангида, Олдоньо, Руди, Сукусу, Напак, Окороу, Нкумбва, Нгуалла, Галлапо, Керимаси, Хомо, Букусу до Тороро. Восточная дуга начинается на юго-западе Круйдфонтемом и следует на северо-восток через Магнет-Хайтс, Чишанья, Дорова, Сонгве, Тундулу, Канганкунде, Лухомберо, Сазерленд, Приски, Спицкоп, Палабора, Шава, Муамбе, Нсенгва, Ширва, Липучу до Мрима.

Среди единичных выходов вулканогенных пород можно указать еще нефелиновые базальты, залегающие среди меловых отложений на западном побережье Африки близ Сан-Николау, а также отмеченные Бендером (Bender, 1968) в Иордании триасовые трахиты, среднеюрские и верхнемеловые долериты и другие породы.

Мезозойские вулканогенные породы известны на севере Африки также в горах Атласа. Их отмечают (Шуберт, Формюр, 1964) в Предрифской зоне в бассейне Мекнеса-Феса, вдоль северного его края, где в скважине меловые отложения трансгрессивно залегают непосредственно на триасовых базальтах; предполагается, что юрские толщи здесь полностью размыты. Большие площади покрыты базальтовыми потоками, залегающими среди триасовых красноцветных терригенных отложений в собственно Атласской области, где имеется система грабен и впадин, заполненных соответствующими комплексами пород. Таким образом, относительно небольшая мезозойская вулканическая область Атласа может быть очерчена по этим более чем скромным данным. В ее пределах объем продуктов вулканической деятельности, судя по этим данным, не превышает, вероятно, 5000 км<sup>3</sup> преимущественно базальтовых лав.

В целом же общая картина распространения мезозойских вулканогенных пород на Африканском континенте определяется исключительно широким проявлением Карусского вулканизма на юге, а также мелового вулканизма на Мадагаскаре и юрского в Нигерийско-Камерунской области.

## Кайнозойские вулканические области

Кайнозойские вулканические породы в Африке сосредоточены преимущественно на севере материка и на восточной его окраине. Наиболее обширные территории заняты этими породами в той части континента, где обширная возвышенность «Высокой Африки» расчленена системой рифтовых впадин, следующих в почти строго меридиональном направлении от Красного моря и Аденского залива на севере до Мозамбикского побережья на юге. Именно здесь может быть выделена огромная Восточно-Африканская вулканическая область, имеющая сложное строение и состоящая из ряда более или менее резко обособленных вулканических полей. На севере эта область частично переходит на юго-западную окраину Аравийского полуострова (в районе Баб-Эль-Ман-

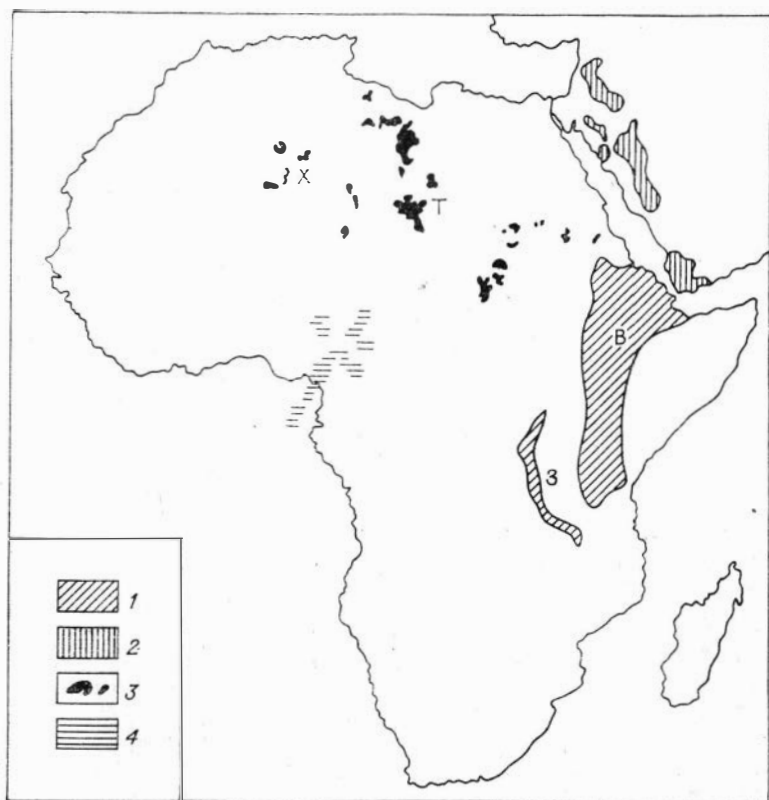


Рис. 7. Вулканические области Африки в кайнозое.

1 — Восточно-Африканская (В — Восточная ветвь, З — Западная), 2 — Аравийская, 3 — вулканические поля Северной Африки (X — Хоггар, Т — Тибести), 4 — Нигерийско-Камерунская.

дебского пролива), а затем ее продолжает собственно Аравийская вулканическая область, охватывающая территорию, занятую группой разобщенных вулканических полей, прослеживаемых от г. Мекки на юго-востоке до г. Дамаска на северо-западе.

В северной части материка сосредоточены многочисленные вулканические поля, тяготеющие преимущественно к небольшим горным массивам или плато, расположенным, в частности, в Хоггаре, Тибести, Аль Харудже, Аль Асваде, Джебель Савде, Джебель Нефузе близ Триполи, Джебель Марре (провинция Дарфур), к северу и северо-востоку от Хартума (по берегам Нила и к востоку от него по направлению к берегам Красного моря), в горах Атласа и некоторых других местах. На западе материка расположена Камерунская вулканическая область, как бы врезанная в материк со стороны Гвинейского залива.

Восточно-Африканская вулканическая область имеет общее протяжение свыше 3500 км при наибольшей ширине на севере, достигающей почти 600 км. В пределах области могут быть выделены две главные ее части: восточная и западная. Восточная, главная часть области, представляет огромное непрерывное вулканическое поле длиной более 2000 км, постепенно сужающееся по направлению с севера на юг от наибольшей (отмеченной выше) ширины до  $\approx 200$ —250 км на юге, где небольшими пережимами это поле как бы разобщено на отдельные звенья.

В пределах поля наиболее древние вулканогенные породы сосредоточены, главным образом, на севере, где обширное вулканическое плато расчленено впадиной Афара и Эфиопской рифтовой долиной на западное (более обширное) — Эфиопское и восточное (меньшее) — Сомалийское поля. Предполагается, что общее поднятие вулканического плато сопровождалось опусканием Афарской впадины и Эфиопской рифтовой долины. Высоты этого плато составляют около 2500 м, а многочисленные вершины на нем достигают 3500 и даже 4000 м, тогда как поверхность лавовых покровов и пластов песчаника во впадине Афара располагается примерно на 500—600 м высоты над ур. моря. От Красного моря эта впадина отделена хр. Данакиль с высотами до 2000 м. Бессточные озера внутри впадин снижаются до 150 м (оз. Аббе) и даже уходят ниже уровня моря. Вследствие этого для осевой зоны впадин, так называемой Фосса-Данакилия, следующей вдоль юго-западного края Данакильского хребта, характерны отрицательные отметки; вдоль этой зоны расположены озера Ассале и Джульетти с отметками соответственно —116 и —80 м. Близ западного окончания залива Таджура находится, кроме того, оз. Ассаль с отметкой 173 м ниже ур.

моря. По направлению к Эфиопской рифтовой долине высоты увеличиваются; уже в южной части Афарской впадины они больше, чем на севере, а высоты основания Эфиопской долины составляют примерно 1400—1600 м. Тем не менее разница высот основания рифтовых впадин и расчлененного ими плато сохраняется и здесь, достигая значений свыше 1000 м.

Вулканическое плато сложено так называемой «трапповой серией», распространенной не только на Эфиопском и Сомалийском полях, но также и на юге Аравийского полуострова в Йемене. Общие сведения о вулканогенных породах этого плато приведены Гессом (Gass, 1970), более точные данные об их составе — Мором (Mohr, 1971), дополнительные материалы помещены в многочисленных трудах (Barbergi e. a., 1972a, b; Justin e. a., 1975; Mc Dougall e. a., 1975; Fino e. a., 1973; и др.). Приведенные в этих работах данные показывают, что господствующим типом пород, слагающих «трапповую серию», являются базальты; тем не менее наряду с ними, как это установлено наиболее полно для Эфиопского поля, сравнительно широко распространены кислые породы, преимущественно игнимбриты комендитового и пантеллеритового состава.

Эфиопское поле представляет наиболее обширную часть вулканического плато и, по данным Гесса (Gass, 1970), его площадь совместно с Сомалийским полем превышает 750 000 км<sup>2</sup>, тогда как в юго-западной Аравии, Йемене и других областях вулканогенные породы распространены на площади всего лишь 30 000 км<sup>2</sup>.

Началу вулканической деятельности предшествовала общая пенеplanation, вследствие чего вулканогенные породы срезают поверхность мезозойских отложений. Мощность серии этих пород наибольшая в Эфиопии; она постепенно уменьшается по направлению к югу (к Кении), северу и западу (к Судану). В Йемене наибольшие мощности сосредоточены на юго-западе, а к северу и востоку происходит их сокращение. По мнению Гесса, нет сомнений в том, что прежде «трапповая серия» распространялась на территорию, занятую ныне Красным морем, Аденским заливом, а также Эфиопской рифтовой долиной, но это представление дискуссионно.

Несмотря на расчленение вулканического поля разломами и опускание рифтовой зоны, общее залегание вулканогенных пород в целом почти горизонтальное.

Мор (Mohr, 1970) первоначально считал возможным разделить «трапповую серию» Эфиопии на две части: нижнюю мощностью от 200 до 1200 м, широко распространенную и представленную однообразными потоками афанитовых щелочных базальтов, излившихся вдоль трещин; и верхнюю

мощности до 2600 м, более разнообразную, преимущественно с порфировидными базальтами, излившимися через центральные каналы; хотя в этой верхней части разреза серии содержатся кислые и ультрабазитовые варьеты, но они тоже имеют в целом щелочную тенденцию. Позднее Мором (Mohr, 1971) для Эфиопского рифта и смежных плато была предложена единая стратиграфическая схема, включающая следующие подразделения (снизу вверх):

1. Трапповая серия флуд-базальтов, перекрывающая большую часть Эфиопии. В ней господствуют щелочные оливковые базальты, переслаивающиеся с агломератами. Мощность толщи увеличивается к краям рифтовых впадин. Возраст эоцен — олигоцен.

2. Щитовая группа. Продолжение траппового вулканизма в форме центрального типа извержений с щелочными оливковыми базальтами и гавайитами. Заключительная фаза представлена комендитами и толентами, преимущественно в дайковых сериях. Возраст — миоцен.

3. Афарская серия. Флуд-базальты и муджиериты с ограниченной заключительной кислой фазой в центральном и восточном Афаре. Миоцен — плиоцен.

4. Серия Твайт. Обширные щелочные кислые игнимбриты в южной и центральной Эфиопии и возможное продолжение деятельности в Афаре. Плиоцен.

5. Аденская серия. Трещинные и малые центрального типа базальты и кислые спекшиеся туфы и лавы (местами сопровождающие образование кальдер) в рифтах. Немногочисленные центрального типа базальты, базаниты, тефриты, фонолиты и нефелиниты плато. Верхний плиоцен — квартал.

Рассматривая в таком виде общую историю развития вулканизма Эфиопии, Мор обращал внимание на отмеченную также его предшественниками преимущественную роль щелочных риолитов в этой области. Щелочной характер базальтов резко выделяет эту область по сравнению с преимущественно толентовыми флуд-базальтами других континентальных областей. Типичные базальты Эфиопского плато содержат лабрадор (частично двух генераций) и в подчиненном количестве форстеритовый оливин. Однако в области активной вулканической цепи Эрта-Аль на севере Афара преобладают пикритовые базальты и обогащенные железом олигоклазовые базальты, подчеркивающие их толентовую тенденцию. Аналогичным образом в Главной Эфиопской рифтовой долине оливин в базальтах более обычен и более богат железом (файалит 30 — 40), а авгит содержит меньше титана, чем в плато-базальтах.

Вулканогенные породы среднего состава (с  $\text{SiO}_2$  от 54 до 65%) в Эфиопии, как отметил Мор, очень разнообразны. В рифтовых впадинах встречаются два типа трахитовых ас-

социаций: витритовые трахиты, представляющие результат фракционирования магмы, давшей базальты Эрта-Аль, и более кислые щелочные трахиты, тесно связанные с пантеллеритовыми центрами. На плато средние лавы обычно образуют формы, отвечающие большей вязкости магмы, чем требуемая для образования потоков, свойственных впадинам. Средние породы плато, по Мору, резко отличаются от рифтовых аналогичных пород присутствием нефелина (Le Bas, Mohr, 1969). Отношение калиевого полевого шпата к натровому плагиоклазу также выше в породах плато. Наоборот, файалитовый оливин и меланократовый состав таких пород более типичен для рифтовых впадин.

Среди кислых пород в Эфиопии обычны пехштейны и спекшиеся туфы, содержащие эгирин-авгит, эгирин, баркевикит, косирит и лавенит. Гистограммы распространения вулканогенных пород Эфиопии и Йемена показывают относительную бедность лавами, содержащими 51—58%  $\text{SiO}_2$ . Вместе с тем выявляется общее преобладание базальтов над кислыми лавами в соотношении 6 : 1.

Среди кислых пород в Йемене известны гранитные лакколлиты, синхронные, как полагает Жюкен (Geukens, 1966), «трапповой серии», и современные гранитные протрузии. Гранитные лакколлиты, внедренные в верхнеюрскую (мальм) карбонатную толщу к северу от области распространения базальтов, а также в трапповую серию, имеются в районе Амрана, в Джебель Рамиде к югу от Хюса и близ Джебель Мафлука. В контакте с вмещающими породами граниты приобретают мелкозернистое строение, но их влияние на вмещающие породы ограничивается незначительным расстоянием. Современные граниты деформируют трапповую серию, что определяет послетрапповый их возраст. Некоторые интрузии таких гранитов достигают 10 км в длину и нескольких километров в ширину, но нередко они образуют узкие дайки мощностью всего лишь 0,1—1,5 м. Лейкократовые голокристаллические современные граниты содержат кристаллы турмалина или амфибола.

В поле траппов Йемена располагаются и современные вулканы, приуроченные к районам Амрана, Магиба и Дамара. В этих вулканах обильна пирокластика, представленная туфами и агломератами, нередко содержащими включения глыб гнейсов и гранитов фундамента. В Дамаре в настоящее время сохраняются фумаролы.

Сравнение химических составов вулканогенных пород плато и рифтовых долин привело Мора к следующим выводам.

Рифтовые базальты обнаруживают толеитовую тенденцию по сравнению со щелочными оливиновыми базальтами плато. Это выражается в химизме пород более высоким содержанием Si, Fe, Ca и низким — щелочей, особенно калия.

Средние породы рифтовых долин не обнаруживают резкого пересыщения по сравнению с их аналогами на плато, в них выше Fe, Mg, Ca и меньше Al и особенно щелочей; к тому же они менее окислены.

Кислые породы рифтовых долин богаче Fe и Na и беднее Al, чем их аналоги на плато, хотя известны и отклонения.

Для базальтов рифтовых долин толеитовая тенденция показана Мором весьма наглядно, и выявлена на основании химических характеристик принадлежность этих пород к оливиновым толеитам по Грину (Green, 1970) в отличие от щелочных оливиновых базальтов плато. Аналогичными сравнениями выявлены Мором также черты сходства базальтов, собранных при дагировании со дна Красного моря и Аденского залива, с базальтами рифтовых долин и, кроме того, близость оливиновых толеитов к границе с кварцевыми толеитами. По сравнению с океаническими базальтами рифтовые их аналоги обогащены щелочами, особенно K, Fe, Ti и, таким образом, характеризуются составом, промежуточным между океаническими и плато-базальтами, что видно и по средним содержаниям Si, Ca, Na и K, а также по значению Qz Ниггли.

Как подчеркивает Мор, отмеченная Мак Бирнеем и Гессом (Mc Birney, Gass, 1957) смена в Атлантическом и Тихоокеанском срединных хребтах толеитов дна рифтовых впадин щелочными базальтами на склонах поднятий типична и для Эфиопских впадин и смежного плато, однако здесь имеются фундаментальные различия: породы Эфиопского плато имеют сиалический состав. Предполагается, что петрохимические данные подтверждают представление Бейкера и др. (Walker e. a., 1971), основанные на интерпретации геологических и геофизических данных, о том, что под Африканскими рифтовыми впадинами кора утоняется и соответственно питающие очаги под впадинами расположены на меньших глубинах, чем под плато.

Гесс (Gass, 1970) предполагал по поводу взаимоотношений между толеитовыми и щелочными базальтами в Эфиопско-Йеменской области, что щелочные базальты извергались в ранний период времени, когда господствовали вертикальные поднятия, тогда как океаническая кора Красного моря, Аденского залива и Афарской депрессии образовалась во время латеральных перемещений сиалических блоков в поздне третичное время, и именно тогда возникли толеитовые лавы. Однако, как подчеркнул Мор, поднятия происходили в течение всего третичного и четвертичного времени, а также во время образования разрывов, возникавших при латеральных перемещениях в рифтовых впадинах и трогах.

Средние по кислотности вулканогенные породы, по Морю, весьма различны по химизму в рифтовых впадинах и на пла-



то. Различия в содержании щелочей, Al, Fe и Ca исключительно выразительны, так как средние породы плато более щелочные и менее железистые, чем их рифтовые аналоги. Резко выделяется обогащение щелочами трахитов и фонолитов плато. Нормативное Qz Ниггли выявляет резкое пере-  
сыщение пород, типичных для плато, по сравнению с трахитами рифтовых впадин. На Эфиопском плато, кроме того, не только базальты, но и средние породы обладают превышением калия над натрием по сравнению с рифтовыми аналогами.

Что касается кислого вулканизма, то обилие кремнезема затрудняет определение отличий между соответствующими породами плато и рифтовых впадин по содержанию различных компонентов. Тем не менее Мор приводит данные о том, что комендиты более типичны для плато, пантеллериты для впадин. Подобно базальтам и средним породам кислые серии плато содержат более высокие отношения Al/Fe, чем рифтовые их аналоги. То же должно быть отмечено для отношения K/Na, но для кислых пород речь идет об обогащении в рифтовых зонах натрием, а не калием. Это обогащение натрием особенно типично для пантеллеритов Фантала, где окись натрия может превышать 7%.

Для всей системы рифтовых впадин и плато Восточно-Африканской вулканической области существенно важен вопрос о происхождении кислых пород, исключительно широко распространенных в ее пределах. Этот момент особенно резко подчеркивал Мор (Mohr, 1971), который специально проанализировал возникающие в таком аспекте проблемы. По его данным, хотя обилие риолитовых игнимбритов вообще характерно для эпейрогенной тектоники континентов, тогда как в океанических областях их объем и состав отличаются повышенной щелочностью, о чем писал Мак Бирни (Mc Birney, 1969), тем не менее в Эфиопии, где кора на плато является континентальной (кроме предположительно квазиокеанических рифтовых впадин), кислые породы обладают не только большим объемом, но так же, как и в океанах, отличаются высокой щелочностью. Большая часть этих огромных по объему (примерно 50 000 км<sup>3</sup>) кислых пород не сопровождается синхронными базальтами, поэтому Мор считает невозможным объяснить их происхождение путем фракционирования базальтовой магмы.

Что касается ассимиляции (Barberi e. a., 1970) и анатексиса (Tazieff, Varet, 1969) континентальной коры, то, по мнению Мора, такие представления могут быть привлечены для объяснения химизма афарских кислых пород, обладающих стронциевым отношением  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,704 - 0,716$  лишь частично, так как они не применимы к тем породам кислого состава, которые тяготеют к Эрта-Альской и Алаит-

ской зонам предполагаемого раздвигания, где это отношение составляет  $Sr^{87}/Sr^{86}=0,702-0,707$ . К тому же Мак-Бирни (Mc Birney, 1969) — защитник концепции, предполагающей существенное значение анатексиса для континентальных игнимбритов, в совместной с Вильямсом работе (Williams, Mc Birney, 1969, с. 58) завершил обсуждение этой проблемы выводом о том, что гондурасские игнимбриты в соответствии с взглядами Баттея (Battey, 1966) образовались вследствие прогрессивной дифференциации в недрах Земли, приведшей к образованию сиалического материала, присоединившегося к основанию коры и приобретенного в соответствующей обстановке характер «вулканической» магмы.

Известно, что Сигурдсон (Sigurdsson, 1967) обсуждал происхождение кислых пород Исландии, где предполагалось отсутствие довулканической сиалической коры, и пришел к выводу, что здесь нет альтернативы для фракционирования базальтовой магмы. И хотя, как отмечают Мор и Гибсон (Mohr, 1971; Gibson, 1969), он устранил затруднения в доказательствах того, что исландские пехштейны образовались в результате частичного плавления твердых базальтов, но этот механизм неприложим, по мнению Мора, к кислым породам Эфиопского плато. Предполагая, что в благоприятном случае для получения кислой магмы должно расплавиться примерно 5% базальтов, нетрудно подсчитать, что для выплавления  $50\,000\text{ км}^3$  эфиопских неогеновых кислых пород потребуется  $1\,000\,000\text{ км}^3$  базальта. Однако, как подчеркивает Мор, игнимбриты верхнего плиоцена превышают объем, равный  $50\,000\text{ км}^3$ , и если они покрывают сейчас примерно  $150\,000\text{ км}^2$  в южной и центральной Эфиопии, то для частичного их выплавления из базальтов потребуется подстилающая плита в 6 км мощностью, что при известном геотермическом градиенте рифтовой зоны делает предположение о таком механизме образования кислых пород невероятным.

Если допускать, что континентальная кора под Афарской впадиной в основном отсутствует (Mc Kenzie et al., 1970; Mohr, 1971; и др.), то идея анатексиса как источника не только рифтовых кислых пород, но также и кислых пород плато должна быть отвергнута. Если же предполагать, что обе группы пород обладают фундаментальными различиями происхождения, то между ними должны проявиться существенные химические различия, чего в действительности нет. Поэтому наиболее вероятной Мор считает концепцию Баттея (Battey, 1966) и представление о мантийном происхождении эфиопских кислых пород. Слабое приращение кислого материала в основании коры (Sigurdsson, 1967; Hurley, 1968) вызывает, по Мору, появление тонкого сиалического слоя с первичным изотопным отношением; возрастание же теплового потока во время рифтообразования приведет к плавлению

значительной части такого кислого сиалического пласта и будет способствовать появлению кислой магмы. Эта гипотеза может пояснить, как считает Мор, присутствие щелочных сиенитовых и гранитных ксенолитов во многих Эфиопских вулканогенных кислых породах (Cole, 1969) и совпадает с гравитационной моделью Восточно-Африканского рифта, представленной Совербатсом (Sowerbutts, 1969).

Как считает Мор, отсутствие больших объемов игнимбригов на дне океанов (впрочем, и там роль кислых пород пока еще явно недооценивается; Лучицкий, 1973) может быть объяснено относительно большой скоростью раздвигания и миграции кверху мантийного материала, значительно превышающей слабо проявленный тектонический процесс, типичный для Восточно-Африканской рифтовой системы (Mc Kenzie e. a., 1970; Vaker e. a., 1971). Таким образом, сохранение сиалического слоя под срединно-океаническим хребтом затруднено, тогда как мощное нагромождение коры и вследствие этого слабый термический градиент под Эфиопским поднятием приводят, по Морю, к усилению щелочности кислых пород еще до главного рифтообразования в плиоплейстоцене.

В настоящее время имеются многочисленные калий-аргоновые и другие определения возраста вулканогенных пород Эфиопского плато и рифтовых впадин. В частности, Джонс и Рекс (Jones, Rex, 1974) установили возраст базальтов плато, непосредственно налегающих на мезозойские отложения, в пределах от 20 до 30 млн. лет (олигоцен — ранний миоцен). Позднее Джонс (Jones, 1976) привел серию радиометрических датировок, определяющих возраст господствующих базальтовых излияний плато в пределах 19—25 млн. лет, синхронно по отношению к аналогичным образованиям Афарской впадины и с общим омоложением по направлению с севера на юг. Только в районе Волькефит Пасс был отмечен возраст базальтов плато 31—35 млн. лет.

Ранее Джустин с соавторами (Justin e. a., 1975) указали, что южнее базальтового хребта, протягивающегося от г. Адис-Абебы до г. Дебра Берхан (Эфиопия), располагаются два обширных игнимбриговых плато, сходных между собой по составу и поэтому считавшихся ранее стратиграфическими эквивалентами. Между тем установлено, что обе группы пластов разделены базальтами, принадлежащими так называемому «термаберскому» типу центрального вулканизма, проявившемуся в этом районе позднее, чем в других районах Эфиопского нагорья. Оба игнимбриговых комплекса сложены трахитами, трахилипаритами и щелочными риолитами. Ранее их возраст определялся (Miller, Mohr, 1966) в 4,5 млн. лет, затем (Vrook e. a., 1970) для самых низких горизонтов аналогичной серии был установлен возраст 21 млн. лет, а для верхних — 9 млн. лет. По более поздним данным (Justin e. a.,

1975) нижние игнимбриты, залегающие на базальтах «аладжийской серии» и перекрытые «термаберскими» базальтами, по калий-аргоновым определениям имеют возраст 15,4—15,8 млн. лет, «термаберские» базальты — 13 млн. лет, а верхние игнимбриты серии Балчи от 11 до 7,7 млн. лет. Наиболее древние основные породы плато по этим данным имеют возраст 23,4 — 25,1 млн. лет, а кислые — 22,4 млн. лет, что отвечает миоцену. Таким образом, возрастным интервалом для вулканогенных пород Эфиопского плато устанавливается здесь в рамках миоцен — плиоцен. По направлению на юг (к Адис-Абебе) и на запад верхние риолиты оказываются более молодыми, чем в районе Дебра Берхана. Впрочем, Джустин и др. (Justin e. a., 1975) указывают, что центральный базальтовый вулканизм районов Анкобер-Меджес и Комболча Элоа по радиометрическим данным (Meggie e. a., 1972) охватывает интервал времени от 28 до 18 млн. лет.

Серия независимых радиометрических данных возраста вулканогенных пород (Barberi e. a., 1972), все в рамках 23—25 млн. лет, наглядно подтверждает, что Афарская впадина, врезанная в Эфиопское плато, начала опускаться в нижнем миоцене, причем с момента зарождения и до настоящего времени вулканизм и седиментация морских, озерных, эвапоритовых и континентальных отложений происходили в этой впадине одновременно. Наиболее древние продукты вулканизма (24 млн. лет), находимые в ее пределах, это базальтовые потоки, излившиеся во время отложения нижних слоев красноцветной серии, которая ныне выходит двумя параллельными полосами вдоль краев впадины в ее северной части. Характерно, что такие красноцветные отложения отсутствуют на Эфиопском плато и на Данакильском горсте. Возраст этих отложений определяется в рамках 2,4—5,4 млн. лет. Внутри намечающегося таким образом прогиба, имеющего СЗ простирание и сложенного на крыльях красноцветными отложениями, залегают морские четвертичные отложения с кораллами и гипсами (Barberi e. a., 1972), и именно в этой внутренней зоне прогиба расположены базальтовые вулканические хребты Эрта-Аль, Тат-Али и др., которые относятся к проявлениям океанического вулканизма, имеющим возраст менее 1 млн. лет, частью современным. От хр. Эрта-Аль в юго-восточном направлении прослеживается вплоть до берегов Индийского океана зона разлома, заложившаяся в докембрии и продолжающая развитие в современную эпоху (Purgell, 1976). Опираясь на новые радиометрические определения, Джонс (Jones, 1976) подтвердил данные Барбери и др. (Barberi e. a., 1972a, b) о начале формирования Аденской впадины около 25 млн. лет тому назад и о последующей синхронности вулканизма в ее пределах и на плато. Возраст же наиболее древних базальтов плато в разрезах, вскрывае-

мых Голубым Нилом между оз. Тана и Суданом, установлен в тех же пределах 23—27 млн. лет (Mc Dougal e. a., 1975).

Первоначально предполагалось, что Афарская впадина относится к «открытым воронкам» Африканской рифтовой системы (Mohr, 1967, 1971; Baker, 1970), связывающим эту систему с океаническими рифтовыми долинами Аденского залива и Красного моря в единый узел с «тройной точкой» в области сочленения всех этих трех рифтовых зон. Однако Барбери, Тазнев и Варе (Barberi e. a., 1972) указали на существенное отличие реальных отношений между этими зонами от предполагаемых концепцией Мора и Бейкера. Они считают, что Аденский залив и рифтовая система Красного моря относятся к единой мегаструктуре, представляющей типичный срединно-океанический хребет и вовлекающей в общее развитие Афарскую впадину. Эфиопская долина принадлежит типу континентальных рифтовых систем. Строение Афарской впадины существенно иное, чем Эфиопской рифтовой долины.

В более поздней работе Барбери и др. (Barberi e. a., 1975) эта идея получила новое развитие и, таким образом, сложилось следующее представление об основных чертах строения Афарской впадины и ее отношениях с окружающими структурами. Выявилось, прежде всего, что эта впадина привлекает внимание не только как единственное место на земном шаре, где океаническая кора прослеживается на континент и где континентальная и океаническая рифтовые впадины соприкасаются непосредственно, но еще и потому, что в ее пределах исключительно широко распространены комендиты и пантеллериты. Соответственно работающие в Афарской впадине петрологи даже удивляются, когда им говорят, что такие породы редки.

Кроме того, по радиометрическим данным было установлено, что эта впадина начала формироваться в нижнем миоцене, вероятно, одновременно с Красным морем и имеет типичные черты континентальной рифтовой структуры. Поэтому наиболее раннюю стадию формирования впадины отмечают интрузии щелочных гранитов, сопровождаемые их эффузивными аналогами. В миоцене и плиоцене в пределах впадины образовались три вулканических комплекса, выступающих только по окраинам Афарского треугольника: базальты Адолей, риолиты Мабла и базальты Дала. Четыре млн. лет назад трещинный вулканизм обусловил образование обширных масс базальтов и игнимбритов (афарская стратоидная серия). Этот вулканизм продолжался с перерывами до четвертичного времени. Предполагается, что в целом вулканическая деятельность сопровождалась прогрессивным утонением континентальной коры, возникшим при общем растяжении Афро-Аравийского блока.

В весьма недавние эпохи (около 1 млн. лет назад), по Барбери и др., произошло расчленение континентальной и образование океанической коры. В связи с этим в полосе, протянувшейся от залива Зула на северо-западе до залива Таджура на юго-востоке, совпадающей, в общем, с зоной Фосса Данакилия и соответственно с областью наибольшего опускания поверхности Афарской впадины до отметок, расположенных местами более чем на 100 м ниже ур. моря, образовалась серия преимущественно базальтового ряда вулканогенных пород и связанных с центральными аппаратами комендитов и пантеллеритов. Барбери и др. (Barberi e. a., 1972a, 1975) относят вулканизм осевой зоны Афарской впадины к океаническому типу и отмечают его распространение в хребтах Эрта-Аль, Алаит, Тат-Аль, Сев. Лоджия, Дама-Аль, Манда и в грабене Ассаль, расположенном близ залива Таджура.

В подтверждение таких представлений они указывают (Barberi e. a., 1972a) на имеющиеся в настоящее время аэромагнитные (Girdler, 1970; Girdler, Hall, 1972) и гравиметрические данные (Makris e. a., 1972). Ссылаются, в частности, на сильные положительные граваномалии, наблюдающиеся вдоль осевой зоны, т. е. вдоль Фосса Данакилия, и на магнитные аномалии, меняющие в той же зоне свое простирание от юго-восточного в северной части впадины до широтного на юге. Возможная роль повышения теплового потока в этой области подчеркивается, как отмечают Барбери и другие, распространением различных термальных проявлений — фумарол- и подобных им образований.

При общем преобладании базальтовых лав в области предполагаемого проявления океанического типа вулканизма отмечается также присутствие ферро-базальтов и трахитов. Существенны тем не менее низкие отношения стронциевых изотопов, указывающие на вероятное мантийное происхождение всех этих вулканогенных пород.

К ряду континентальных продуктов вулканической деятельности Барбери и др. (Barberi e. a., 1972, 1975) относят вулканогенные породы, расположенные вдоль окраин Афарской впадины. Здесь размещаются центральные вулканические комплексы с кальдерной вершиной, сопровождаемые кислыми лавовыми куполами и потоками, игнимбритовыми пластами, пемзами и базальтовыми лавовыми полями. Соотношения изотопов стронция в этих породах варьируют от низких (мантийных) показателей в основных породах до высоких (коровых) в кислых продуктах вулканизма. Поэтому предполагается, что в формировании этих комплексов принимали участие процессы контаминации коры.

Стратоидный вулканизм в представлении Барбери и других широко распространен в центральной и южной частях

Афарской впадины. Это мощные серии трещинных базальтов (траппов), сопровождаемые игнимбритами и центральными кислыми комплексами. Некоторые кислые вулканы выделяются крупными размерами, например Гед Алу или Айэлу, имеющий высоту до 2000 м. Другие постройки значительно меньше, они напоминают тип вулкана Новарупта на Аляске. Возраст вулканогенных пород от 0,4 до 11,1 млн. лет, хотя начало их образования может быть отнесено к более ранним периодам времени (25 млн. лет?). Характерно распространение среди кислых пород пантеллеритов.

Краткий очерк Афарской впадины следует дополнить некоторыми сведениями по характеристике вулканического центра Бойна, а также Ассаб, расположенного к северу от Таджурского залива на юго-восточном продолжении Данакильских Альп.

Вулканический центр Бойна детально изучен Барбери, Феррари и др. (Barberi e. a., 1975) в геохимическом плане, и это исследование представляет интерес в двух аспектах. Во-первых, Бойн приводится в качестве примера вулканогенных образований, принадлежащих океаническому типу (Barberi, Varet, 1970) и расположенных вблизи осевой зоны Афарской впадины. Во-вторых, вулканогенные породы Бойна с их базальт-пантеллеритовой серией иллюстрируют особенности процесса фракционирования базальтовой магмы, объясняющего своеобразие вулканогенного комплекса этого центра. Важным результатом детального геохимического изучения пород вулканического центра Бойна являются созданные на этом основании представления о формировании пантеллеритов и коендитов в результате кристаллизационной дифференциации и последовательного фракционирования базальтовой магмы в неглубоких вулканических очагах. Это представление, противоречащее отмеченным выше взглядам Мора (Mohr, 1971), подтверждается, как считают авторы этой концепции, в частности, тем, что вулканический центр Бойна находится в зоне утонения коры (Markis e. a., 1972) и аномально высокого теплового потока, выявленного по наблюдаемой на поверхности термальной активности (Marinelli, 1971).

Что касается хр. Ассаб, то он интересен в другом плане. Петрологические исследования в его пределах подчеркивают щелочную природу свойственных ему лав, среди которых присутствуют пикритовые базальты с тенденцией к анкарамитам, щелочные оливиновые базальты, гавайиты и разнообразные породы состава от муджиеритов до трахитов. В пределах хр. Ассаб может быть выделено три зоны распространения вулканогенных пород (с ЮЗ на СВ). В первой из них распространены купола трахитов, неправильные по форме и удлиненные в северо-западном направлении, обла-

дающие плоской кровлей. В центральной зоне преобладают трещинные лавы и шлаковые конусы, а также фреатические кратеры; здесь господствуют анкарамитовые до гавайитовых базальты, местами содержащие мафические и ультрамафические модули. Покровы достигают 60 м мощности. Наконец, третья зона, сходная с центральной, характеризуется распространением базальтовых излияний, завершаемых формированием шлаковых конусов.

Химические анализы пород выявляют их щелочной характер. Местами в породах присутствует нефелин. В отличие от гавайских лав в ассабских породах больше глинозема, общего железа и извести; более кислым является состав трахитов. Возможная причина отличий от гавайских лав — расположение в условиях «континентального» основания, скрытого под лавами Ассабского хребта. Вся серия пород стратоидного вулканизма, включая базальты и пантеллериты, сходна с породами, типичными для Эфиопской рифтовой долины.

Следует подчеркнуть, что общая миграция вулканически активных зон и эволюция извержений с начала рифтообразования способствовали возникновению мозаики разновозрастных продуктов вулканической деятельности, местами переслаивающихся (на севере Афарской впадины) с кластическими красноцветными и другими осадками или эвапоритами. С момента зарождения впадины и до настоящего вулканизм и седиментация морских, озерных, эвапоритовых и континентальных фаций, как отмечают Барбери и др. (Barberi *et al.*, 1970), происходило, в общем, одновременно, вследствие чего дальние корреляции для рассматриваемого комплекса отложений и вулканогенных образований по меньшей мере затруднены. В этих условиях применение таких названий, как «трапповые серии», «афарские базальты», «аденская серия» и т. п., недостаточно обосновано. Все наблюдаемые последовательности имеют местное значение и не могут экстраполироваться на большие территории. Можно утверждать, что в процессе развития вулканической деятельности наметились три характерных ее проявления: океанический, континентальный, стратоидный.

Обращаясь далее к так называемой Главной Эфиопской долине, т. е. к северной части рифтовой зоны, продолжающей в южном направлении Афарскую впадину, можно видеть (Gibson, 1975; Di Paola, 1971, 1972; Brotzu *et al.*, 1974a, b; и др.), что здесь еще сохраняются черты, характерные для рассмотренных выше участков Восточно-Африканской вулканической области. Типичным является господство ассоциаций пантеллеритов и комендитов с базальтами при относительно ограниченной роли нефелинсодержащих вулканических пород. Появившиеся в последнее время работы, посвященные петро-



графическому описанию вулканических построек, расположенных в пределах Главной Эфиопской рифтовой долины, а также на вулканическом плато, в которое она врезана, позволяют отметить некоторые особенности вулканизма этой территории. В частности, по данным Гибсона (Gibson, 1975), вулкан Фантал, принадлежащий поясу разломов Вонджи, в котором отдельные постройки разделены интервалами 30—50 км и представляют дискретные центры кислого вулканизма, может служить одним из примеров, иллюстрирующих характерные черты таких центров. В процессе образования этого вулкана существенную роль играли потоки спекшихся туфов, возникших в связи с кальдерным развитием. Все эти туфы относятся к типичным ультращелочным кислым пепловым потокам, сливающимся в общее поле, окружающее подножие вулкана, в котором отдельные потоки наклонены под углом  $25^\circ$  к горизонту. Посткальдерные породы представлены двумя контрастирующими типами. Более древней является серия трахитов, принадлежащих остаткам бывшего здесь ранее лавового озера. Относительно более молодые породы — пантеллеритовые лавы, изливавшиеся через ряд жерл на склонах вулкана и через главный его канал. В пантеллеритах содержатся энigmatит, кварц, феррогеденбергит и натровый санидин, а также иногда щелочной амфибол. Состав включений в туфах указывает на то, что главный конус его сложен не базальтовыми потоками, а кислыми лавами. Этим он отличается от вулканов хр. Эрта-Аль в Афарской впадине, где многочисленные поздние ультращелочные лавы располагаются на крупном преимущественно базальтовом конусе. Базальтовых потоков на Фантале немного. Именно это составляет, как пишет Гибсон, главное затруднение при объяснении происхождения типичных для него пантеллеритов за счет кристаллизационного фракционирования первичной базальтовой магмы.

Более полное представление о вулканизме Главной Эфиопской рифтовой долины можно получить по данным Бротцу с соавторами (Brotzu e. a., 1974a, b) и Ди Паолы (Di Paola, 1971, 1972). Как отмечают Бротцу и др. (Brotzu e. a., 1974), в дополнение к ранее приведенным данным Морбиделли и Пичирильо (Morbidelli, Piccirillo, 1973) в горах Босети, расположенных в осевой части Главной Эфиопской рифтовой долины, сосредоточен ряд преимущественно небольших эруптивных центров, в которых имеются лавы и пирокластика, отвечающие двум стадиям развития. Первая стадия представлена в основном трахитами, кроме которых широко распространены пантеллериты и щелочные риолиты, а также частично куполовидные структуры, сложенные базальтами. Ко второй стадии относятся пирокластические породы и лавы двух крупных структур — Босети Баричиа на севере и Босети Джура на юге, между которыми расположены муджиеритовые лавовые

потоки. Босети Барична сложен серией щелочных риолитов с трахитовой тенденцией, сопровождаемых ультращелочными и щелочными риолитовыми лавами. Вулкан Босети Джуда сложен такими же породами, а также небольшими куполовидными телами пантеллеритов. В нем широко распространены пемзовые потоки с прослоями обсидиановых лав. Преобладающими породами являются щелочные и ультращелочные риолиты с трахитовой или пантеллеритовой тенденцией, пантеллериты, отчасти щелочные базальты и муджиериты. В щелочных риолитах встречается оливин. Установлено отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равное для вулкана Фантал (близкое к вулкану Босети) 0,7074—0,7048, несколько большее, чем в базитовых породах мантийного, как полагают, происхождения, известных в Данакильской депрессии, где то же соотношение равно 0,7022—0,7050; в краевом вулканическом массиве Прюве оно составляет 0,7110—0,7158, что считается типичным для пород, возникающих вследствие контаминации коры.

Для базальтовых серий северной части Главной Эфиопской рифтовой долины, по данным Бротцу с соавторами (Brotzu e. a., 1974b), указывается мощность 500—600 м и состав преимущественно из флуд-базальтов с редкими шлаковыми прослоями, представляющих тип переходных базальтов. В этой серии щелочно-оливиновые базальты (с модальным и нормативным нефелином) переслаиваются с породами низов и средней части разреза, а в верхних его частях присутствуют андезитовые базальты и фонолитовые тефриты. Среди переходных базальтов по петрографическим и химическим данным устанавливаются породы щелочной и толеитовой тенденций.

К югу от гор Босети, внутри Главной Эфиопской рифтовой долины, господствуют игнимбриты, тогда как на примыкающих к долине плато сосредоточены огромные скопления базальтовых лав (Di Paola, 1972). Немногочисленные петрохимические данные указывают на щелочной характер базальтов плато, несколько более щелочной, чем во впадинах, где сосредоточены преимущественно породы, промежуточные между базальтами и толеитами. Сравнительно немногочисленны пантеллериты. Предполагается, что общая последовательность событий в этой части рифтовой зоны была такой: 1. Трещинные излияния с эксплозиями преимущественно игнимбритового материала, возникшего вследствие вулкано-тектонических обрушений. 2. Образование центральных кислых вулканов. 3. Базальтовые трещинные излияния. 4. Образование современных преимущественно пантеллеритовых центров в ассоциации с «субисторическими» базальтовыми трещинными излияниями.

Ди Паола считает возможным выделить следующие ассоциации пород: базальты и игнимбриты трапповых плато; рифтовую пирокластическую формацию; базальтовые гиалокла-

ситы, современные базальты; трахитовые потоки и купола.

Ассоциация базальтов и игнимбригов относится к наиболее древним вулканическим образованиям Эфиопии с возрастом от ранего эоцена до позднего миоцена. Новейшими данными выявлено, что вулканическая деятельность на плато продолжалась до плиоцена. В районе, изученном Ди Паолой, мощность базальт-игнимбриговой серии около 100 м, но в провинции Волла более обычна мощность от 2000 до 3000 м.

Рифтовая пирокластическая ассоциация включает типичные игнимбриги, «силлары» и слонстые пемзы плиоценового возраста. Мощность этой ассоциации 150—200 м. В ней встречаются лахары. Отмечены также риолитовые лавовые купола до 500 м высотой. Современные базальты образуют в рифтовой долине потоки до 80 км длиной при ширине 10 км. В общем разнообразии пород отмечены базальты, гавайиты, трахиты, риолиты, щелочные риолиты, пантеллериты.

Ди Паола предполагает, что щелочные кислые породы образовались в этом районе вследствие дифференциации крупного базальтового магматического тела, подобного тому, которое было обнаружено геофизическими исследованиями Бейкера и Волленберга (Baker, Wohlenberg, 1971) в рифтовой зоне Грегори и обладающего плотностью 3,05 и шириной 10 км на глубине от 2,5 до 30 км. Вследствие этого Ди Паола считает наиболее приемлемой концепцией, объясняющей происхождение щелочной базальтовой магмы в основании коры или верхней мантии, плавление, возникающее при короблении коры. Это соответствует взглядам Бейли (Bailey, 1964), предложившего модель, которая, по мнению Ди Паолы, может противостоять представлению о тектонике растяжения, обычно допускаемой для Эфиопской рифтовой долины.

Еще далее к югу от изученного Ди Паолой участка Главной Эфиопской рифтовой долины, т. е. к югу от 7° с. ш., восточная ветвь Восточно-Африканской вулканической области прослеживается на протяжении свыше 1000 км, вплоть до оз. Натрон и вулкана Килиманджаро. В этом именно направлении происходят существенные изменения состава пород и образуемых ими ассоциаций.

Наиболее характерной особенностью южного продолжения рассматриваемой вулканической области следует считать появление обширного миоценового фонолитового плато. Поэтому, например, Кинг (King, 1970), ссылаясь на Бейкера (Baker, 1965), указывает для южных районов следующую схему последовательного развития вулканической деятельности:

Четвертичные	{	Трахиты, фонолиты, риолиты	Преимущественно центральные вулканы и небольшие вулканические конусы
		Базальты и базаниты	

Плиоцен- миоценовые	}	Трахиты и трахитовые пирокласты, крупные трахитовые вулканы
		Позднетретичные базальты
		Трахиты, фонолиты, нефелиниты, древние центральные вулканы
		Главное фонолитовое плато
		Ранние базальты, базаниты, нефелиниты некоторых центральных вулканов

Кинг подчеркивает, что главное фонолитовое плато образовалось в результате излияния обширных потоков затопления (флуд-излияний), через систему многочисленных трещин, расчленивших Кенийский свод в период времени, датированный радиометрическими определениями в интервале от 14 до 11 млн. лет. Ранние члены указанной выше последовательности распространились на обширные пространства, заполняя начавшие формироваться рифтовые впадины, причем фонолиты прослеживаются сейчас далеко за пределами этих впадин на плато. При последующем рифтообразовании, как отмечает Кинг, более поздние вулканические образования нередко сосредоточивались внутри впадин.

Вулканогенные породы восточной ветви рассматриваемой вулканической области являются щелочными и богатыми натрием, но среди них Кинг считает возможным выделить две генетически разнородные серии. Одна — резко щелочная нефелиновая (анкаратритов — меланефелинитов — нефелинитов — фонолитов) и другая — умеренно-щелочная (щелочных базальтов — трахибазальтов — щелочных трахитов — натровых риолитов). Характерны исключительно крупные объемы кислых и средних щелочных пород по отношению к базальтам. Общий объем вулканогенных пород Восточной группы рифтовых впадин Кинг оценивает в 600 000 км<sup>3</sup>, но она, вероятно, достигает 1 млн. км<sup>3</sup>.

Многочисленные вулканы центрального типа могут быть разделены здесь по возрасту на более древние, возникшие до главного сбросообразования, и молодые, относящиеся к более позднему времени. Наиболее молодые вулканы, плейстоценовые до современных, нередко тяготеют к главной рифтовой зоне, но встречаются и вдали от нее. Характерно присутствие в агломератах и туфах блоков ийолитов, якупирангитов, бититовых пироксенитов, фенитов и карбонатитов. В то же время в вулканах Мосонок и Керимаси встречаются экструзивные карбонатиты, а вулкан Олдоиньо-Ленгаи извергал в совсем недавнее время (в 1967 г., в частности) карбонатитовые пеплы и натро-карбонатитовые потоки.

Характерные черты фонолитовых вулканов отмечены Леба (Le Bas, 1970) на примере позднемиоценовой постройки Ньямаджи, расположенной в рифтовой долине Кавирондо в Кении. Калий-аргоновые датировки по двум определениям устанавли-

вают ее возраст в 10,6 и 18,3 млн. лет. Вулканический комплекс Ньямаджи состоит из агломератов, брекчий и туфов, извергнутых из центрального жерла, тогда как одновременные лавы излились через трещины, ныне представленные дайками. Пирокластические породы распространились на площади около 30 км<sup>2</sup>, на которой образовался чехол мощностью до 25 м. Пирокластический материал представлен обломками ийолитов, фонолитов, нефелинитов, трахитов, карбонатитов, гранитов, а также полевошпатовых и эгирин-содержащих фенитов. Цементом обычно служит карбонатная или полевошпатовая масса.

Нефелинитовые лавы преобладают в низах системы покровов, тогда как верхнюю часть их разреза образуют фонолиты. Относительно более древние нефелинитовые дайки редки, фонолитовые же дайки более обычны. Лавы и дайки содержат ксенолиты того же состава, что и обломки в пирокластике. Наблюдаются многочисленные нежки нежерлового типа, среднего диаметра 200—500 м, сложенные преимущественно стекловатыми (до очень тонкозернистых) фонолитами, группирующимися вдоль меридиональных и широтных направлений, которым подчинены и дайки. Эти направления, характерные также для расположенного неподалеку ийолитового комплекса Усаки и карбонатитов Васаки, резко отличаются от ориентировки оси рифтовой долины Кавирондо, следующей с ЮЗ на СВ.

Мощности вулканогенных пород значительны и достигают более 1500 м, например, севернее Найроби. Наиболее крупные вулканы Кения (5200 м) и Килиманджаро (5895 м) расположены восточнее главной рифтовой зоны. Извержения на горе Кения продолжались до позднего плейстоцена и были представлены базальтами и фонолитами и их пирокластикой, но из паразитических конусов изливались базальтовые и трахибазальтовые, отчасти также трахитовые и фонолитовые лавы.

Южная часть Восточно-Африканской вулканической области (ее восточной ветви), расположенная главным образом на территории Кении и соответствующая, в общем, рифтовой долине Грегори, изучалась в сравнительно недавнее время достаточно обстоятельно различными исследователями, в том числе Н. А. Логачевым (1974), участником советской комплексной Восточно-Африканской экспедиции, работавшей в период 1967—1969 гг. на территории Танзании, Кении, Уганды, Руанды и Бурунди. Имеется ряд работ, в которых рассматриваются различные петрологические проблемы Кенийского рифтового вулканизма (Williams, 1965, 1969, 1970, 1972; King, Chapman, 1972), вопросы стратиграфии и геохронологии (Bishop *et al.*, 1969; King, 1970; Baker *et al.*, 1971, 1972), структурной эволюции рифтовой зоны (Baker, Wohlenberg, 1971), петрохимии отдельных вулканических центров и полей (Sagger-

son, Williams, 1964; Nash e. a., 1969; Williams, 1969; King, Chapman, 1972; и др.).

В обобщающем очерке Вильямса (Williams, 1972) приведены данные и об объемах вулканических масс, возникших в Кенийской рифтовой зоне в период ее образования. Характеризуя кайнозойский вулканизм этой зоны, Вильямс подчеркивает существенные различия между широко распространенными вулканогенными образованиями трещинных или мультицентральных извержений и лавами и пирокластическими породами центральных вулканов. Вулканиды затопления (флуд-вулканиды) четко распадаются на ряд стратиграфических групп, тогда как центрального типа вулканы с трудом параллелизуются друг с другом по возрасту. К тому же, центральные вулканы часто оказываются более сложными по составу, чем трещинные, поэтому для них не всегда легко установить количественное соотношение между различными группами слагающих этих вулканы пород. Так как Вильямс является одним из немногих исследователей, заинтересованных в возможно более строгом определении именно количественных соотношений между различными по составу продуктами извержений, и посвящает этому вопросу специальное исследование применительно к Кенийской рифтовой зоне, то, естественно, этот вопрос представляется ему исключительно важным, с чем нельзя не согласиться. Используя соответствующие карты распространения вулканогенных пород Кенийской рифтовой зоны, Вильямс оценивает следующим образом объемы вулканических масс. В миоцене общий объем этих масс составил  $60\,000\text{ км}^3$  (в пределах территории, ограниченной  $5^\circ$  с. ш. и  $3,5^\circ$  ю. ш. и  $34$  и  $39^\circ$  в. д.) при соотношении базальтов к фонолитам примерно  $35\,000 : 25\,000\text{ км}^3$ ; в плиоцене около  $27\,000\text{ км}^3$  с соотношением: базальтов  $11\,000$ , риолитов и др.  $10\,000$ , трахитов  $5\,000$  и фонолитов около  $1\,000\text{ км}^3$ ; четвертичное время около  $20\,000\text{ км}^3$ , в том числе базальтов около  $15\,000$ , трахитов примерно  $5\,000$  и фонолитов менее  $1\,000\text{ км}^3$ .

Наиболее ранние базальты извергались из многочисленных центров в обширной депрессии на северо-западе Кении в период, предшествовавший первой фазе поднятия Центральной Кении в позднем миоцене. Возраст этих базальтов изотопными методами определяется в рамках  $14$ — $23$  млн. лет. Они представляют наиболее продолжительную и широко распространенную группу излияний в рифтовой зоне. Синхронными по отношению к этим базальтам являются центральные лавовые излияния Кенийско-Угандинской окраины рифтовой зоны, представленные нефелинитами и их пирокластикой и сопровождаемые щелочными интрузивными комплексами с карбонатитами. Такие вулканиды в Кении достигают объема около  $5\,000\text{ км}^3$ . В позднем миоцене ( $11$ — $13,5$  млн. лет), перед главной фазой рифтообразования, на свободном подня-

тии Южной и Центральной Кении происходили обширные излияния фонолитовых лав из многочисленных центров, в результате чего образовалось «фонолитовое плато» с общим объемом около 25 000 км<sup>3</sup>.

Плиоценовый вулканизм следовал зоне развития меридионального трога, возникшего вследствие образования сбросов и флексур. Этот трог рассек Кенийский свод в главную фазу поднятия, продолжавшегося в течение позднего плиоцена и раннего плейстоцена. Плиоценовые флуд-базальты с общим объемом 11 000 км<sup>3</sup> сосредоточились преимущественно в рифтовой впадине. Их излияния происходили 5 млн. лет тому назад. На краях рифтовых впадин они ложились местами прямо на докембрийский фундамент. Восточнее рифтовой зоны плиоценовые базальтовые потоки малой мощности тоже располагались прямо на докембрийских гнейсах.

В Северо-Западной Кении риолиты, игнимбриты и муджиериты, перекрывающие миоценовые базальты, относятся, вероятно, к раннему плиоцену, и их присутствие сближает некоторые черты вулканизма Кении и Эфиопии. Общий объем этих пород примерно составляет 10 000 км<sup>3</sup>.

Фонолитовые лавы в плиоцене (5—7 млн. лет) встречаются значительно реже, чем в миоцене: их объем не превышает нескольких сотен кубических километров. В течение плиоцена были извергнуты массы около 4000 км<sup>3</sup> трахитов, приуроченных преимущественно к опущенным участкам рифтовой зоны. Некоторые трахитовые лавы принадлежат среднему плиоцену (7 млн. лет), но более существенную роль играют игнимбриты с подчиненными им лавами (2,5—5 млн. лет), заполняющие дно рифтовых впадин и местами перекрывающие краевые части плато; эти породы образуют нижнюю часть плейстоценовой трахитовой группы.

Трахитовый вулканизм, начавшийся в плейстоцене, продолжался все четвертичное время, в плейстоцене, когда примерно 6000 км<sup>3</sup> трахитовых лав и игнимбритов распространились поперек дна рифтовых впадин в Южной Кении. В позднем плейстоцене и голоцене господствовал преимущественно трахитовый вулканизм, который сопровождался образованием кальдер вдоль дна рифтовой зоны. Риолитовые потоки объемом в немногие сотни кубических километров отмечены в такой же обстановке южнее экватора; они имеют преимущественно позднечетвертичный возраст. К тому же времени, когда в рифтовой зоне формировались трахитовые и риолитовые вулканогенные образования, в пределах плато, из многочисленных центров были извергнуты базальтовые лавы и пирокластика объемом примерно в 14 000 км<sup>3</sup>. Плейстоценовые и голоценовые вулканы центрального типа дали около 3000 км<sup>3</sup> продуктов извержений, тогда как аналогичные вулканы в плиоцене, по Вильямсу, извергли около 31 000 км<sup>3</sup> лав и пирокластики, имеющей разнообразный состав.

Сравнение петрохимических особенностей пород различного возраста привело Вильямса к следующим выводам. Среди базальтов могут быть выделены четыре группы пород по характеру распределения фигуративных точек анализов на диаграммах щелочи — кремнезем. Дорифтовые миоценовые базальты более недосыщены и более резко щелочные по отношению к более поздним базальтовым лавам. Постмиоценовые базальты (плиоцен — голоцен) в рифтовой зоне содержат более 44% кремнезема и соответственно менее недосыщены, чем четвертичные базальты восточнее рифтовой зоны. Рифтовые базальты, кроме того, содержат щелочей в количестве 2,5—6,5%, тогда как за пределами рифтовых впадин щелочи варьируют в базальтах в более узких пределах — 3—4,5%.

Постмиоценовые базальты рифтовых окраин ассоциируют обычно с центральными вулканами и отличаются значительными вариациями химического состава даже в пределах одного и того же центра. Так, например, в вулкане Абердер, по Вильямсу, содержание кремнезема в базальтах варьирует от 41 до 48%.

Трахитового ряда породы в центре рифтовой зоны оказываются более щелочными, чем на южном ее окончании. Для фонолитов характерны большие вариации в содержании кремнезема, от 46 до 59%, хотя господствуют породы с 52% кремнезема. Миоценовые фонолиты плато содержат кремнезем в количествах, варьирующих в пределах всего лишь 54—55,5%. Содержание щелочей колеблется в рамках 12—15%, но лавы, расположенные западнее современной рифтовой долины, обычно более щелочные. Постмиоценовые фонолиты рифтового дна содержат 56—59% кремнезема, тогда как западнее рифтовой зоны оно падает до 54%. Фонолиты к востоку от рифтовой зоны содержат 50—59% кремнезема, что свойственно, в частности, вулканам гор Кенин и Килиманджаро.

Общее соотношение объемов различных пород суммировано Вильямсом в следующем виде:

	Основных	Силикатных кислых
Миоцен . . .	1,5	1
Плиоцен . . .	0,7	1
Квартер . . .	2,1	1

Более подробно эти соотношения представлены по его данным ниже (табл. 3).

Приводимые Вильямсом сведения об объемах вулканогенных пород весьма показательны, так как лишней раз знакомят с теми трудностями, которые возникают при обсуждении вопросов происхождения кислых и средних пород из базальтовой родоначальной магмы при учете реальных объемов из-



Таблица 3

Размещение вулканической активности и примерные объемы (км<sup>3</sup>) и скорости накопления (км<sup>3</sup> · млн. лет) вулканитов в Кении (по Williams, 1972)

Возраст	Размещение главной вулканической активности		Объем						Примерные скорости накопления
			вулканов затопления				централь-ных вул-канов	общий	
	вулканизм затопления	главные центральные вулканы	базальты	трахиты, риолиты, игнимбриты	фонолиты	всего			
Квартер (0—2,5 млн. лет)	Внутри рифта и восточнее	Внутри рифта и восточнее	14 000	6 000	Небольшие фонолитовые потоки, включая трахиты	20 000	3 000	23 000	9 200
Плиоцен (2,5—12 млн. лет)	Внутри рифта	Внутри рифта и восточнее	11 000	14 000	Немн. сотни	25 000	31 000	56 000	5 900 (12 500)*
Миоцен (12—23 млн. лет)	Просто-рифтовая зона	Западнее рифта	35 000	Ред.	25 000	60 000	5 000	65 000	5 900
Сумма . . . . .			60 000	20 000	25 000	105 000	39 000	144 000	

\* Скорость накопления, включая всю плиоценовую активность в течение периода 2,5—7 млн. лет.

вергаемого вулканического материала. В сущности, общее количество базальтов всего лишь в 1,5 раза превышает массу фонолитов, трахитов, риолитов и игнимбригов, которые, как обычно считают, могут считаться кристаллизационными дифференциатами базальтовой магмы, а соотношение базальты — трахиты, риолиты, игнимбриги составляет всего лишь 3:1.

Геохимическое изучение вулкана Силали в Кении (McCall, Hörnung, 1972), расположенного в центральной части рифтовой долины Грегори, выявило бимодальный характер типичных для него продуктов извержений. Поэтому предполагается, что трахиты, комендиты, фонолитовые трахиты и фонолиты, а также соответствующего состава туфы, в общем, весь комплекс щелочных пород, сопровождающих базальты, гавайиты и муджиериты вулкана Силали, образовался вследствие обособления в глубинном базальтовом магматическом резервуаре куполовидного очага, в котором обогащение щелочами произошло за счет газового переноса. Таким образом, вся эта серия щелочных и кислых пород возникла в верхне-мантийном резервуаре из родоначальной базальтовой магмы, а не путем плавления или ассимиляции сиалической коры. Впрочем, и такое предложение не выводит нас из затруднений в объяснении количественных соотношений между базальтами и щелочными породами.

Приведенные выше данные могут быть дополнены некоторыми сведениями по характеристике вулканизма Кенийской рифтовой зоны, помещенными в работе Н. А. Логачева (1974), посвятившего главное внимание вопросам стратиграфии и тектоники отложений, вмещающих вулканогенные породы. В его изложении наглядно подчеркивается, что в южной части Кенийской рифтовой зоны в миоцене массовые трещинные излияния покровного типа были представлены фонолитами и фонолитовыми трахитами, излившимися на поверхность предмощного выравнивания. Таким образом, по направлению к крайнему югу Восточно-Африканской вулканической области роль щелочного вулканизма усиливается в наибольшей степени. К среднему и нижнему плиоцену Н. А. Логачев относит вулканы Олоргежайлие, Лендерут, Шомболи, Мосоник, Садиман, Эсимингор, Бурко, Мондули (?), Хананг (?) и Квараха (?), а также ограниченные трещинные излияния к западу от оз. Натрон: нефелиниты, меланефелиниты, мончикиты, базальты, трахиты, карбонатиты, агломераты, туфы. В конце неогена, как он указывает, началось формирование серии преимущественно базальтовых лав, которым были подчинены трахиандезиты и трахиты. К югу от оз. Магади базальтовая серия господствует внутри рифтовой долины. Нижняя часть разреза базальтовой серии имеет мощность 150—200 м; она состоит из переслаивающихся базальтовых лав, агломератов, туфов и пачек осадочных пород, количественные соотношения

между которыми сильно варьируют в различных участках рифтовой зоны. Верхняя часть разреза этой серии составляет в среднем 200—300 м, но по направлению к кратерам синхронных щитовых вулканов она возрастает в 2—3 раза и более. В этой серии преобладают лавы преимущественно базальтов, хотя встречаются и потоки андезитовых лав, трахитов, пласты трахитовых игнимбритов и изредка тонкие потоки фонолитов. Пирокластические породы редки.

Вслед за базальтовой серией сформировалась серия трахитов плато, которые широко распространены также на дне рифтовой долины в районе оз. Магади. Мощность серии достигает 250—300 м. Более поздние извержения, четвертичные, связаны, как отмечает Н. А. Логачев, с деятельностью преимущественно центральных вулканов как внутри рифтовой зоны, так и за ее пределами. Центры извержений постепенно мигрировали на восток и северо-восток.

Общий объем вулканогенных пород Восточно-Африканской области достигает, как отмечено выше, 1 000 000 км<sup>3</sup>; среди этих пород господствуют базальты (около 800 000 км<sup>3</sup>), им уступают распространенные тоже в огромных массах риолиты, комендиты, пантеллериты (около 150 000 км<sup>3</sup>) и сосредоточенные преимущественно на юге области фонолиты и другие щелочные породы (до 50 000 км<sup>3</sup>). Таким образом, эта область грандиозна по размерам и отличается удивительным своеобразием типичного для нее комплекса пород.

Западная часть Восточно-Африканской области несопоставимо меньше главной, восточной ее ветви. К тому же она существенно обособлена от нее и включает группу более или менее четко разобщенных вулканических полей. Общее отношение этих полей к единой вулканической области Восточной Африки определяется скорее их структурным размещением в пределах грандиозной системы рифтовых впадин, чем какими-либо иными данными.

Важно отметить, что состав вулканогенных пород этой западной части обширной вулканической области существенно своеобразен, так как именно на западе, главным образом, вблизи озер Эдуарда и Киву, распространены лейцитовые и калисилитовые породы, пересыщенные калием.

В западной части области расположены две группы вулканических полей. Первая прослеживается на протяжении свыше 450 км почти от оз. Альберта на СВ, до района, удаленного на 50—70 км к западу от оз. Танганьика на ЮЗ. Вторая группа размещается у северного окончания оз. Ньяса и представляет обособленный горный массив. Северо-восточная группа вулканических полей сосредоточена в одном из наиболее возвышенных участков западной рифтовой зоны Восточной Африки, где наиболее крупные горные вершины дости-

гают 4500—5000 м абс. высоты. Здесь может быть выделено три наиболее крупных вулканических поля с размерами конусов 50—100 км в поперечнике: Торо-Анкольское на СВ, Бирунга (Буфумбира) в центре и Южно-Кивинское на ЮЗ.

В Торо-Анкольском поле распространены преимущественно лейцитовые и мелилитовые базальты, содержащие в ряде случаев калисилит и нефелин. Породы относительно богаты не только калием, но и окисью бария и резко недосыщены кремнеземом. Многие из них ультраосновные и содержат от 35 до 40% кремнезема; содержания свыше 45% кремнезема в породах редки (Тернер, Ферхуген, 1961; Turner, Verhoogen, 1960). Во многих породах (катунгитах) оливин и пироксен или мелилит в виде кристаллов погружены в стекло, химически эквивалентное фельдшпатоидам. Полевые шпаты в них полностью отсутствуют. Среди ксенолитов кроме ультраосновных пород встречаются граниты. Калисилит встречается в пирокластике, которую Комб (Combe, 1930) считал преимущественно карбонатитовой, но в настоящее время ее рассматривают как результат излияний карбонатитовых лав (Von Knorring, Du Bois, 1961; King, 1970).

В поле Бирунги расположен ряд вулканов, среди которых широко известны Ньямлагира и Нирагонго (с лавовым озером). Ньямлагира сложен калиевыми лавами типа лейцитовых базанитов, Нирагонго — в основании натриевыми и мелилито-нефелиновыми базальтами и калиевыми нефелинолейцитовыми базальтами с нефелином, содержащим до 40% калисилита. Вулкан Нахимби, расположенный в том же поле, не извергал ничего, кроме натриевых лимбургитов. В целом же, как подчеркивают Тернер и Ферхуген (1961), вулканы поля Бирунги дают замечательный пример того, как расположенные очень близко вулканы могут в продолжение длительного времени давать лавы, совершенно различные по химическому и минералогическому составу.

Южно-кивинское поле протягивается от оз. Киву на юг, в сторону оз. Танганьика. Вулканы этого поля сложены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами в сопровождении толеитовых базальтов и отчасти натрово-калиевых трахитов. В трахитах оз. Киву содержится больше натрия, чем в калиевых трахитах Бирунги. Местами распространены богатые калием необычайно кислые риолиты с магнетитом и графитом.

Совсем иной состав пород характерен для крайнего южного вулканического поля западной ветви Восточно-Африканской вулканической области, расположенного у северного края оз. Ньяса. Здесь сосредоточена вулканическая группа Рунгве (вулкан с абс. высотой 3175 м), в которой расположены преимущественно умеренно-щелочные базальты, фонолиты и трахиты, а также более резко щелочные нефелиниты.

Лавы сопровождаются пирокластикой. Максимальная вулканическая активность здесь проявилась в плейстоцене, хотя началась она еще в плиоцене (или в позднем миоцене) и продолжалась в течение исторического времени (Harkin, 1959; King, 1970).

В работе Н. А. Логачева (1974) отмечаются и другие характерные черты вулканогенных образований западной ветви Восточно-Африканской вулканической области. В частности, он указывает типичные для района озер Эдуард — Альберт (массив Рувензори) господство туфов, сопровождаемых большим количеством взрывных кратеров, а также обилие своеобразных типов пород, получивших название катунгиты (их состав выше был указан), угандиты (меланократовые оливиновые лейциты без мелилита) и мафуриты (в отличие от угандитов вместо лейцита содержат калцисилит). На участке Катве-Кикоронго (к северу от оз. Эдуард) он отмечает, кроме того, анкаратритовые лавы. Вулканические конусы обычно размещаются вдоль линейных зон СВ простирания. Много хорошо сохранившихся туфовых конусов. Возраст всех вулканогенных образований этого района не менее 11 000 лет.

Район озер Киву и Танганьика, по Н. А. Логачеву, включает вулканические поля Бирунга и Южное Киву. Возраст ранних проявлений вулканизма здесь определен в 1,5 млн. лет (поздний плейстоцен); извержения продолжают и в настоящее время. Для Южного Киву вероятен, как отмечает Н. А. Логачев, среднеплейстоценовый возраст ранних проявлений вулканизма, так как для собранных им в верховьях р. Рузизи к югу от г. Букаву образцов получены калий-аргоновые датировки 6,5 и 7,6 млн. лет. К западу от оз. Киву группа вулканов, принадлежащих массивам Кахуси и Биенга, по Каэну (Каэн, 1958; Cahen, 1954), резко отличается составом от вулканов других полей. Они представлены, главным образом, риолитами и кислыми пирокластическими породами, а также кварцевыми порфирами и микрофельзитами. Во всех этих породах калий резко преобладает над натрием. Возраст пород отвечает среднему — верхнему плейстоцену. Обычно риолиты залегают на размытой и выравненной поверхности базальтовых покровов.

Своеобразие западной ветви рассматриваемой вулканической области достаточно наглядно следует из приведенных выше данных, показывающих, что при сохранении некоторых общих черт (сочетание базальтов и щелочных базальтов с щелочными риолитами) с восточной зоной здесь проявляются резко выраженные признаки калиевой специализации. Общий объем продуктов вулканической деятельности в западной ветви Восточно-Африканской области не превышает 50 000 км<sup>3</sup>

и составляет, таким образом, не более 5% вулканогенных пород восточной, главной ветви.

К Восточно-Африканской вулканической области на севере примыкают вулканические поля Красного моря, пока еще слабо изученные, но привлекающие всеобщее внимание вследствие локализации их, в частности, вдоль осевой рифтовой зоны этой обширной, резко удлиненной в северозападном направлении впадины. Известно, что во время рейса судна «Вальдивия» в 1971—1972 гг. именно в центральной части осевого грабена Красного моря и отчасти на островах были собраны образцы пород, подвергшиеся специальному изучению (Schneider, Wachendorf, 1973). Из 19 образцов 15 оказались базальтами, 2 — риолитами, 1 — обсидианом и 1 — гиалокласитом. Возраст базальтов, по палеонтологическим данным, считается плейстоценовым, частично голоценовым. Состав их отвечает в осевой зоне оливинсодержащим толеитам, на меньших глубинах — щелочным представителям пород этого ряда. На этих меньших глубинах распространены также базальтовые туфы и гиалокласиты. Риолиты содержат кристаллы санидина, плагиоклаза и пироксена, погруженные в микрозернистую массу гранофирового или микрофельзитового облика. Акцессорно в них отмечены щелочные роговые обманки и эгирин-авгит (?).

Более древние базальты обнаружены в ряде скважин, вскрывающих соответствующего состава покровы в разрезе олигоценых отложений на западном побережье Красного моря, где возраст базальтов подтвержден также радиометрически (Coleman, 1974). Глубоководное бурение «Гломар Челленджера» по трассе *Leg 23 B* показало, что в осевом трого Красного моря под тонким слоем осадков располагаются базальты. В пределах трого и вдоль него наблюдаются полосовые и магнитные аномалии и положительные гравитационные аномалии до 100 мгалл. К этой же зоне тяготеют повышенные значения величины теплового потока, а также широко известные концентрированные солевые рассолы с температурой свыше 40—60°C, которые могли возникнуть вследствие миграции солей из расположенной под дном Красного моря на глубинах до 3 км мощной эвапоритовой толщи. Высокие температуры в скважинах (до 200°C) и признаки течения солей, устанавливаемые сейсмоотраженными профилями, подтверждают возможность такой миграции (Coleman, 1974), хотя высокие концентрации в рассолах металлов (свинец, цинк и др.) могут указать на возможное влияние ювенильных вулканических эксгаляций на процессы перемещения и накопления солей в придонной части моря.

Для Красного моря лишь очень условно можно принять вероятный общий объем базальтовых лав в неоген-четвертичное время свыше 60 000 км<sup>3</sup>.

Непосредственным продолжением Восточно-Африканской вулканической области в северном направлении является расположенная по другую сторону Красного моря обширная Аравийская вулканическая область. Ее общее протяжение от берегов Красного моря на ЮВ в районе, расположенном восточнее Мекки, до Дамаска на СЗ, превышает 1500 км. К этой области относится ряд крупных вулканических полей, хотя и разобщенных, но в целом образующих сложную систему, ориентированную в СЗ направлении и протягивающуюся от северного окончания Восточно-Африканской вулканической области почти непосредственно вплоть до Альпийской складчатой системы. В отличие от Восточно-Африканской вулканической области, от той ее части, которая распространяется на восточное побережье Красного моря в районе Йемена, в собственно Аравийской вулканической области господствуют базальты; риолиты и щелочные породы здесь сравнительно немногочисленны. Имеются достаточно полные данные о северной части Аравийской области, в особенности по морфологии и тектоническому положению вулканогенных образований, изложенные в работе Разваляева, Поникарова и Козлова (1967). По их данным, здесь расположены обширные базальтовые плато, увенчанные древними вулканическими конусами. Излияния происходили в миоценовое, плиоценовое и четвертичное время. В миоценовых отложениях отмечены отдельные маломощные потоки базальтов в Северо-Западной Сирии. Среднемиоценовые базальты широко распространены в юго-западной и северо-западной частях страны. В районе Дамаска они резко несогласно налегают на меловые и палеогеновые отложения и переслаиваются со среднемиоценовыми красноцветными терригенными породами, содержащими остатки остракод. Наряду с нормальными базальтами известны также анальцимовые базальты и тешениты. В северо-западной части Сирии оливиновые базальты переслаиваются с гелльветскими известняками. Общая мощность среднемиоценовых базальтов не превышает 400 м.

Верхнемиоценовые базальты сосредоточены на севере Сирии и Ливана, отчасти в Израиле. Они тяготеют к обширному Алеппскому плато, участвуют в строении впадины Мертвого моря и Аккара. На поверхности плато базальтовые покровы обычно сопровождаются небольшими шлаковыми конусами высотой в несколько метров.

Мощность верхнемиоценовых базальтов во впадине Аккар, превышает 150 м, на Алеппском плато она сокращается до 50 м.

В плиоцене базальтовые излияния распространились на значительные территории. Они образуют обширные плато, местами сопровождаемые сильно эродированными вулканическими аппаратами, группирующимися в ряды, ориентиро-

ванные в СЗ направлении. Наряду с нормальными базальтами имеются тешениты, нефелиновые базаниты и другие щелочные породы. Наибольшая мощность в Джебель-Друзе достигает 700—800 м, на плато Шин она превышает 300 м. К четвертичному времени относятся особенно интенсивные вулканические процессы. В Хауране нижнетретичные базальты образуют крупное плато, над поверхностью которого на десятки метров возвышаются вулканические конусы с пологими склонами и сглаженной вершиной. В строении конусов участвуют лавовые потоки и пирокластический материал. Преобладают базальты нормального ряда; щелочные разновидности пород не установлены.

Среднечетвертичные базальты также образуют плато и невысокие конусы из лав и шлаков. В среднем плиоцене вновь появляются наряду с нормальными нефелиновые базальты. Голоценовые вулканогенные породы распространены особенно широко; они слагают огромные покровы на юго-западе Сирии и отдельные небольшие центральные аппараты на северо-востоке. Общая площадь, покрытая излияниями, превышает 6000 км<sup>2</sup>. По Дюбертре (Dubertret, 1933; Wolfart, 1967), в Джебель-Друзе и в северо-восточной Иордании только верхнетретичные базальтовые излияния охватывают территорию в 33 000 км<sup>2</sup>. Общий же объем базальтовых излияний Аравийской области, вероятно, значительно превышает 60 000 км<sup>3</sup>. Во всяком случае только для Западно-Аравийской (Левантийской) зоны, включающей грабены Акабского залива, Мертвого моря, Бекаа и Рхата, В. В. Кулаков и И. А. Михайлов (1975) определяют объем базальтовых излияний в 25 813 км<sup>3</sup>, что примерно отвечает размерам опущенной по разломам системе впадин.

Между северным окончанием Восточно-Африканской вулканической области и складчатыми структурами Атласа располагаются многочисленные вулканические поля Северной Африки. Они распределены очень неравномерно на обширной территории, достигающей 3000 км в длину и около 1000 км в поперечнике, вытянутой к СЗ. Все эти поля приурочены к поднятиям, разобщающим отдельные впадины и расчленяющим фундамент древней платформы на отдельные более или менее обособленные звенья. Выходы вулканогенных пород обычно тяготеют к наиболее возвышенным участкам поднятий, резко выдающимся формам современного рельефа. Особенно типичны в этом отношении вулканические поля нагорья Хоггар (Ахаггар) на западе рассматриваемой территории, где вершины достигают 3000 м над ур. моря (гора Тахит), нагорья Тибести с высотами до 3415 м (гора Эми-Куси), района горы Марра (3088 м) на юго-востоке, отчасти также поля, расположенные к северу и востоку от г. Мурзука, в районе горы Эль-Увенайт (1934 м) и др.



Вулканическому полю Хоггара посвящено детальное исследование Жиро (Cirod, 1971), в котором рассмотрен массив Атакор. Общая площадь вулканического поля достигает здесь примерно  $150 \times 450$  км, но на всем этом пространстве расположен ряд разобщенных массивов, к числу которых относится и Атакор с размерами  $40 \times 80$  км, несколько удлиненный в СВ направлении. Другие крупные массивы этого поля — Эджере, Адрад, Адже, Тахальра. Лавы Атакора имеют миоценовый возраст до четвертичного. Они расположены на гранито-гнейсовом основании, приподнятом в области распространения вулканогенных пород относительно смежных территорий на высоту до 1000 м, подобно тому, как и на других массивах рассматриваемого вулканического поля. Это поднятие, воздымавшееся, как предполагает Жиро, со скоростью около 1 см в столетие, относится к раннему плиоцену. Преобладающий состав лав преимущественно базальтовый со сравнительно редкими промежуточными типами — гавайитами и муджнеритами, а также фонолитами и трахитами. Гавайиты и муджнериты извергались в течение верхнего миоцена, фонолиты и трахиты — в виллафранское время. Базальты Атакора недосыщены кремнеземом и относятся к ряду анальцимовых базальтов и базанитоидов, содержащих феррисалит, керсутит, титаномагнетит, ферриплеонаст, циркон и олигоклаз. В некоторых щелочных базальтах содержатся включения гранатовых пироксенитов, которые, как отмечает Жиро, образовались при давлениях до 18 кбар. Основная масса щелочных базальтов состоит из анальцима, щелочных полевых шпатов и биотита и принадлежит ассоциации, типичной для фонолитов. В некоторых случаях эта ассоциация представлена стеклом соответствующего состава.

Фонолиты и трахиты варьируют от миакситового до агпайтового типа. Агпайтовая тенденция выражается присутствием акмита, арфведсонита, катафорита, энигматита, эвдиалита и лавенита. Как полагает Жиро, происхождение фонолитов может быть объяснено на основе представлений Бейли о влиянии на процесс обособления щелочного расплава аркообразных поднятий, типичных для Атакора и других массивов Хоггара, где фонолиты обычно внедряются в виде пробок (plugs) в наиболее приподнятые участки. Некоторые трахиты и кварцевые трахиты содержат файалит и геденбергитовый пироксен; другие, не отличающиеся по химическому составу, — арфведсонит.

Подводя итог проведенному исследованию, Жиро подчеркивает сходство вулканогенных пород Атакора с породами, типичными для океанических областей, островных дуг и срединно-океанических хребтов. Поэтому он считает, что земная кора не оказала существенного влияния на химизм и магматическую эволюцию Атакора. В работе Жиро подсчитаны

количества разных пород, слагающих изученный им участок массива Атакор и приведены следующие цифры: щелочные базальты — 80%, гавайиты и муджиериты — 2, фонолиты — 13 и трахиты — 5%. Общий объем вулканогенных пород около 250 км<sup>3</sup>. Характерны два максимума на кривой распространения пород с различным содержанием кремнезема; на 43% (базальты) и на 60% (фонолиты и трахиты), при разделяющем их минимуме, отвечающем 53% кремнезема. Такой бимодальный характер кривой указывает, по Жиро, на вероятное существование двух различных питающих глубинных магматических очагов.

Вулканизм нагорья Тибести известен особенно хорошо по работам Винсента (Vincent, 1970). Здесь горный массив, расположенный на половине расстояния между оз. Чад и Средиземным морем, охватывает площадь около 100 000 км<sup>2</sup>, примерно третью часть которой занимают вулканогенные породы. Все эти породы сосредоточены в наиболее высоких частях горного массива, преимущественно на высотах свыше 2000 м.

В пределах массива на неплененизированной поверхности докембрия залегают сосредоточенные на его периферии отложения кембрия и ордовика, преимущественно представленные песчаниками и конгломератами, мощностью в несколько сотен метров. По залеганию этих отложений внутри нагорья устанавливается сочленение под прямым углом двух флексур, одна из которых ориентирована в СЗ, другая в СВ направлении. К сочленению флексур и приурочено вулканическое поле Тибести. В центральной части нагорья на поверхности докембрия несогласно залегают нубийские песчаники, вероятно, нижнемелового возраста. На юго-востоке те же песчаники несогласно перекрывают верхнедевонские и карбоновые отложения. На севере и северо-западе к нагорью примыкают ливийские эоценовые слои, мощность которых не превышает нескольких десятков метров. Предполагается, что ранние базальты Тибести параллелизуются с их аналогами в Эгейе, расположенной к северу, где, по имеющимся данным (Leuberge, 1946), они перекрывают средний эоцен. Таким образом, интенсивный вулканизм начался в раннетретичное время, хотя главная часть базальтов относится к четвертичному периоду.

По данным Винсента (Vincent, 1970), количественные соотношения между различного состава породами определяются данными табл. 4.

В низах вулканогенного разреза средние породы отсутствуют; здесь преобладают риолиты серии SC (I—III) и базальты — андезиты серий SN<sub>1</sub> и SN<sub>2</sub>, образующие соответственно 37 и 61% общего объема извергнутых масс. Гистограмма базальты — андезиты обнаруживает два пика, отвечающих двум

различным ассоциациям пород, что типично не только для Тибести, но и для вулканогенных пород Ливии с его вулканическим полем Эгей. Для пород верхней части разреза гистограммы показывают преобладание базальтов и трахиандезитов.

В общей последовательности формирования вулканогенных серий Винсент выделяет четыре стадии: плато-вулканизма, крупных центральных вулканов, современных игнимбритовых вулканов и заключительного вулканизма.

К первой стадии, представленной проявлениями плато-вулканизма, относится так называемая «première série noire» или «First Black Serie» с дифференциатами, а также ранние игнимбриты.

Первая черная серия (First Black Serie), как выяснилось на примере Урари, преимущественно базальтовая, но на юге господствуют ранние игнимбриты. В целом же, соотношения, устанавливаемые по результатам картирования, оказываются сложными вследствие неравномерного переслаивания базальтов с игнимбритами. Базальты первых серий — это преимущественно флуд-базальты с оливином и титанистым авгитом. Они содержат нормативный нефелин, который непосредственно не наблюдается. Среди базальтовых серий встречаются небольшие по объему нежки (plugs) щелочных трахитов, трахифонолитов и фонолитов, придающих характерный облик «Атакорскому» вулканизму. Для риолитов характерно присутствие санидина и тридимита.

Стадии центральных вулканов соответствует формирование: а) щитовых вулканов гавайского типа и кислого вулканизма кальдер, б) крупных куполов поднятия, в) небольшого количества «кумулятивных куполов» с кислыми породами. Наиболее типичны щитовые вулканы гавайского типа. Четыре из них особенно выразительны: Тироко, Тун, Ойое и Йега. Три последних образуют четко выраженную зону примерно 100 км протяжением, следующую вдоль разлома Джебигюе в СВ направлении. Все эти вулканы сходны между

Таблица 4

Распространение вулканогенных образований в нагорье Тибести (по Vincent, 1970)

Вулканогенные серии	Площадь, км <sup>2</sup>	Объем, км <sup>3</sup>	Объем, %	Среднее содержание кремнезема
SH	380	38	1,2	58,6
SN <sub>3</sub> —SN <sub>4</sub>	1 400	25	0,8	46,5
SC (I, II, III)	14 730	1150	37	72
SN <sub>2</sub>	4 500	900	29,25	50,2
SN <sub>1</sub>	10 000	1000	32	58,4
Общее количество		3100 км <sup>3</sup>		46,2

Примечание. SN — черные серии (базальты, андезиты); SC — светлые серии (игнимбриты, риолиты); SH — гибридные серии (преимущественно трахиандезиты).

собой, их основание составляет примерно 40 до 60 км в поперечнике, а крутизна склонов варьирует в пределах 10—15° при общем выпуклом профиле постройки. Лавы этих вулканов являются оливиновыми базальтами, пироксеновыми андезитами и редкими бескварцевыми дацитами. Преобладают базальты с вкрапленниками лабрадора до 20 мм длиной, содержащие также стекло, оливин и бедный кальцием авгит. Эти базальты принадлежат Второй Черной Серии (Second Black Serie) и представляют ряд толеитовых пород с нормативным гиперстеном, обычно с диопсидом и кварцем. Типичной чертой является калиевая тенденция пород, в которых содержится в среднем 1,59%  $K_2O$ , что отвечает 10% нормативного ортоклаза. По 14 анализам вычислено среднее содержание нормативного кварца — 5%. Крупные купола поднятия, примером которых могут служить Абеки и Дадои в Западном Тибести, изучены лишь частично. Известно, что Абеки начал свою деятельность до образования Второй Черной Серии. Лавы этих вулканов представлены щелочными или ультращелочными риолитами и блоками кварцевых сиенитов, встречающихся в вулканических брекчиях.

В изолированных «кумулятивных куполах» вязкая лава распространялась латерально от центра извержений. Наилучший пример их — Сосо. Риолиты этих куполов, стекловатые близ поверхности и гранофировые на глубине, обычно бедны ферромагнезиальными минералами.

Стадия современных игнимбритовых вулканов выражена распространением исключительно сильно уплощенных куполов, сосредоточенных в обширных кальдерах; эти плоские постройки обычно называются «щитовыми слоями» (shield-sheets или boucliers-nappes). Щитовой слой (SC IIIa) Вуна моложе эрозионной поверхности, срезающей гавайского типа вулканы и предшествует периоду врезания четвертичных долин. Этот слой покрывает 2600 км<sup>2</sup> поверхности и имеет объем около 130 км<sup>3</sup>. Щитовой слой Джириге (SC IIIb) имеет четвертичный возраст и распространяется в периферические долины, где образует «силлары». Перекрываемая им площадь равна 3200 км<sup>2</sup> при объеме около 150 км<sup>3</sup>. Как и для древних игнимбритов, характерно распространение ультращелочных риолитов, подобных комендитам и пантеллеритам.

Избыток щелочей для этих пород все же менее типичен, чем низкое содержание глинозема и высокое — железа, достигающее 3—6%, кроме обсидианов.

Заключительный вулканизм охватывает не более 2% общей массы проявлений и представлен преимущественно базальтами (SN<sub>3</sub> и SN<sub>4</sub>) и гибридными вулканитами (SH), главным образом, трахиандезитами. В целом современные базальты принадлежат щелочной ассоциации, сходной с ранними базальтами, но более бедной кремнеземом и более ка-

левой. Базальты образуют ряд небольших вулканов стромболианского типа.

Гибридный вулканизм (SH) пространственно связан с игнимбритовыми кальдерами и представлен несколькими крупными конусами высотой более 3000 м; например, вулканы Мусгу, Тими, Тусид. В частности, Тусид является единственным конусом Тибести, который можно рассматривать как действующий, находящийся в пассивной фазе. Гибридные вулканы извергали лавы калиевых трахиандезитов, обычно с ромбическим ортоклазом, сочетающиеся с обращенными сериями, состоящими из пелейского типа куполов, перекрываемых лавами, более жидкими, чем андезиты. Активность в кратере Тру-о-Натрон в начальной стадии сопровождалась выбросами ромбопорфировых сиенитов и микросиенитов. Винсент считает, что это может быть объяснено дифференциацией магмы в неглубокой камере, где материал мог выбрасываться после кристаллизации расплава. В целом же этот гибридный вулканизм Винсент сопоставляет в генетическом плане с вулканизмом Монт-Дор, вызванным обрушением грабена Бурбуль (Glangeaud, 1943, 1946).

Сравнивая с другими областями третичного вулканизма, Винсент приходит к тому, что Тибести близок к Шотландским Гебридам: а) последовательным механизмом извержений, с характерной сменой платобазальтов центральными основными вулканами, а затем кислым вулканизмом и образованием кальдер; б) типом вулканических ассоциаций, включающих щелочные базальты, сопровождаемые толеитами, а также независимой кислой ассоциацией. Эквиваленты таких риолитов Тибести, независимых от центральных основных вулканов, все же неизвестны в Шотландии и мало распространены в Исландии.

С Эфиопией и смежными территориями сходство обнаруживается в большей степени. В Камеруне тоже известны две базальтовые ассоциации с калиевой тенденцией (Géze, 1943; Jérémine, 1943) и с центральными вулканами и кальдерами.

В размещении преимущественно базальтовых, отчасти фonoлитовых и других даек отмечена известная приуроченность к более или менее резко выраженным флексурам, а также к кальдерам, где встречаются типичные конические слон и кольцевые дайки. Исследования привели к выводу о двухстадийном образовании кальдер (Vincent, 1960, 1970): в начальную стадию возникало общее вздутие, затем следовала вулканическая стадия, сопровождаемая извержением риолитов и образованием кальдеры. Роланд (Roland, 1973) считает, что появление кальдеры Тру-о-Натрон в Тибести обусловлено обрушением, не связанным с выбросами пирокластики.

К северо-западу от нагорья Тибести расположены вулканические поля уже упоминавшегося района Эгей, а также другие: Намус, Харудж, Сауда и вблизи Триполи-Чириан. Все

эти поля сложены, по-видимому, преимущественно базальтами поздне-третичного — четвертичного возраста и по размерам несколько уступают полям Тибести и Хоггара (может быть, за исключением Харуджа, где общая площадь, занятая вулканогенными породами, почти такая, как и в Тибести). Все эти поля размещены вдоль относительно приподнятой зоны, разделяющей впадины Мурзук и Северо-Сахарская на западе и Кафра и Ливийско-Египетская на востоке.

К юго-востоку от Тибести, восточнее впадины Кафра и южнее Ливийско-Египетской впадины к северной части Восточно-Африканской вулканической области примыкает обширная территория, в пределах которой также размещается ряд вулканических полей — Марра, Кутум, Мейдоб, Тория, Марафиб, Байуда, Свейнат — и ряд изолированных выходов вулканогенных пород, прослеживаемых вплоть до берегов Красного моря (Almond, 1975).

Наиболее значительным по размерам является вулканическое поле Марра в провинции Дарфур Западного Судана (Vail, 1973). Это поле прослеживается почти на 200 км в меридиональном направлении при ширине около 80 км и в его пределах сосредоточен стратифицированный комплекс, достигающий 2000 м мощности, представленный базальтами, пирокластическими породами и трахитами. Подобно другим отмеченным выше вулканическим полям здесь также наблюдаются возвышенности, приподнятые над уровнем моря на 1000—3000 м. Наиболее высокая вершина достигает высоты 3042 м.

В районе Марра на докембрийском фундаменте несогласно залегают нубийские песчаники, в 160 км восточнее содержащие меловую фауну. Эти песчаники подверглись размыву и пепеленизации до начала вулканической деятельности, продуктами которой явились базальтовые лавы (их потоки достигают 80 км в длину), разнообразные туфы, пемзы, пеплы, лапилли и вулканические стекла, а также трахиты, встречающиеся в виде сравнительно небольших потоков и образующие экструзии. В трахитах содержатся фенокристы полевого шпата (санидин или анортотлаз), биотит, эгирин и рибекит, изредка кварц. В некоторых трахитах, близких к сельвсбертитам, отмечены, кроме того, авгит, коссирит, катафорит, арфведсонит и оливин. Среди лавовых образований присутствуют андезинсодержащие кениты с фенокристами андезина, анортотлаза и оливина, заключенными в основной массе из анортотлаза, санидина, оливина, авгита и измененных роговых обманок и биотита.

Наряду с лавовыми потоками довольно много конусов, даек и некков. Нередко они группируются вдоль линий, следующих в СЗ направлении. К наиболее южным проявлениям вулканической деятельности относятся фумаролы, располо-

женные близ оз. Дериба, а также термальные источники.

Вулканизм продолжался, как предполагал Эндрью (Andrew, 1948), в течение миоцена — плиоцена. Однако хорошая сохранность вулканических построек и нынешние проявления фумарол делают вероятным предположение о затухании вулканизма лишь в историческое время (Burton, Wickens, 1966; Vaile, 1973). Как полагает Вейл (Vaile, 1973), вулканическое поле Марра расположено на пересечении двух постмезозойских разломов: одного, следующего в СВ направлении от горы Камерун южнее оз. Чад к вулканическим полям Марра, Байуда и далее к Красному морю; другого, ориентированного в ЮВ направлении от северной Ливии (район Триполи) через Хараз, Эгейи к вулканическому полю Марра и далее к горе Эльгон в Восточно-Африканской рифтовой зоне. О первой системе разломов писал ранее Уайтмен (Whitmen, 1971), о второй — Ильес (Illies, 1969).

К северо-востоку от Марры сравнительно хорошо изучено вулканическое поле Байуды, расположенное в 300 км к северу от Хартума (Almond, 1973). Здесь имеется около 100 небольших моногенетических «стромболианских» вулканов, большей частью представленных шлаковыми конусами высотой в немногие сотни метров, а также простых лавовых потоков, соразмерных этим конусам. Многие эксплозионные кратеры, образовавшиеся в поздние этапы развития поля, окружены тонкозернистой слоистой тефрой, одевающей склоны шлаковых конусов и лавовые потоки. Наибольшая концентрация вулканов прослеживается в зоне 60° СЗ простираения, где вулканические породы покрывают площадь 48×11 км, образуя чехол мощностью свыше 200 м.

Предполагается, что вулканическая деятельность в поле Байуды продолжалась до позднего плейстоцена или до нынешнего времени, а началась в миоцене, но, возможно, ранее — в меловую эпоху. Состав пород, как показали химические анализы, отвечает базанитам и нефелиновым базальтам, а также нефелиновым гавайитам (Almond, 1975). Характерно высокое содержание окиси калия. В базанитах содержатся фенокристы оливина и клинопироксена, в основной массе много пироксена. Таким образом, породы имеют черты, типичные для оливиновых мелабазальтов. Трахибазальтовые лавы имеют те же вкрапленники, хотя в них клинопироксен более обычен, чем оливин, а в основной массе много микролитов плагиоклаза. Нередки крупные ксенокристы оливина с включениями бурой шпинели, окруженные магнетитом, ортопироксеном, оливином и клинопироксеном.

В работе Альмонда (Almond, 1975) приведены химические анализы еще и пород Чириана в Ливии близ Триполи, где указано среднее содержание для 14 базанитов и щелочных базальтов, а также для 11 ранне-третичных лав плато Харуджа в Ливии — среднее для 12 базанитовых лав, Тория в Суда-

не — базанитоидная интрузия в нубийских песчаниках (Alton, 1967), Марафиб в Судане — среднее для 4 молодых лавовых потоков (Vaile, 1972).

Рассчитывая на среднюю мощность около 0,5 км для вулканических полей Северной Африки, можно получить общий объем вулканогенных пород, равный примерно 30 000 км<sup>3</sup>. Принятая мощность значительно превышает ту, которая была указана в подсчетах Винсента (Vincent, 1970) — около 0,1 км. Однако представляется, что такая малая средняя мощность, как 0,1 км, для вулканогенных комплексов Северной Африки вряд ли может быть распространена на другие вулканические поля, тем более, что и для Тибести она, вероятно, существенно преуменьшена.

Камерунская вулканическая область, где активный вулканизм проявился еще в мезозое, в кайнозойское время приобрела резко выраженный линейный характер при общей северо-восточной ориентировке. Протяжение этой области по простиранию — почти 1000 км от горы Камерун до впадины оз. Чад, а с системой островов Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе и Аннобон, продолжающей ее на юго-западе в Атлантическом океане, она достигает не менее 2000 км при наибольшей ширине около 100 км. В пределах области сосредоточены, во-первых, третичные гранитоиды, во-вторых, третичные и четвертичные вулканогенные образования, представленные преимущественно базальтами.

Третичные гранитоиды представлены по крайней мере двадцатью небольшими плутонами (Black, Girard, 1970), возраст которых определен изотопными методами (Lassere, 1966). Исследование этих плутонов выявляет тесные связи между кальдерообразованием и внедрением гранитоидов. Начальная стадия вторжения гранитной магмы была отмечена экструзиями обширных масс кислых лав и спекшихся туфов, ныне лишь частично сохранившихся в результате опусканий вдоль кольцевых разломов. Риолиты обычно представлены двумя различными группами пород. Ранние риолиты типичны для спорадической активности через центральные жерла вулканов или вдоль кольцевых разломов. Позднейшие, порфиоровые риолиты внедрились вследствие кальдерного опускания. Интрузивные поздние риолиты встречаются в виде даек, конических пластов и неглубоких скрытых кальдерных камер. За единственным исключением, когда риолиты подстилаются конгломератами и туфами, кислые породы залегают прямо на докембрийском фундаменте, что свидетельствует об их образовании в зоне поднятия древнего цоколя.

Кольцевые дайки типичны для рассматриваемой серии кислых пород, так же как и для тяготеющих к той же зоне мезозойских гранитоидов. Для большинства даек установлено внедрение в существовавшие ранее кольцевые разломы. Вслед-



ствии формирования ряда подобных разломов возникают эллиптические системы даек. Гранитоиды образуют обычно простые штоки, а также конические слои, нередко подчиняясь общей кольцевой структуре магматического комплекса. Большинство гранитных тел обнаруживает общую северо-западную ориентировку, совпадающую с направлением господствующих разломов. Однако наблюдаются группировки массивов вдоль зон СВ простираения.

Свыше 95% пород рассматриваемой группы принадлежит ряду риолитов, кварцевых сиенитов, щелочных, гастингситовых и биотитовых гранитов; около 5% пород представлено анортозитами и оливиновыми габбро. Внедрение кварцевых сиенитов обычно предшествовало щелочным гранитам, а гастингситовых гранитов — биотитовым их аналогам. Среди гранитоидов выделяют (Borley, 1963; Fabries, Rocci, 1965) миаскитовые серии с геденбергитом, гастингситом и биотитом и агпайтовые серии с эгирином, рибекитом, арфведсонитом, энigmatитом, астрофиллитом и редким нарчасукитом. Характерно высокое содержание среди аксессуарных минералов флюорита, топаза, криолита и томсенолита, а также пироклора, фергусонита, монацита, ксенотима, алланита и эвксенита. Молодые граниты области отличаются исключительно высоким содержанием колумбита. В грейзенах нередок касситерит. Для габбро типично присутствие кроме андезин-лабрадора также оливина ( $Fe_{35}$ ), титанистого авгита, амфибола и биотита. Анортозиты крупнозернисты и сходны с аналогичными породами, известными в Гардаре (Гренландия).

Более поздний третичный, а также четвертичный вулканизм в Камерунской вулканической области тяготеет, как и в других рассмотренных выше районах, к зонам поднятий. В пределах области обособляются три главных вулканических поля: южное, собственно Камерунское, Биу, расположенное вблизи оз. Чад, и Нгаундере, смещенное несколько к востоку от основной зоны северо-восточного простираения. Главные типы пород принадлежат щелочной базальт-трахитовой ассоциации, включающей преимущественно основные лавы (базаниты, базанитоиды, анкаратриты), сравнительно немногочисленные промежуточные разновидности пород (гавайиты, муджиериты), а также ультращелочные породы (ультращелочные фонолиты, комендиты, пантеллериты). Агпайтовая тенденция этих пород выражена присутствием таких минералов, как эгирин, арфведсонит, катафорит, энigmatит, эвдиалит и лавенит. На горе Камерун известны породы, еще более бедные кремнеземом и калием. Так, например, Еремин (Jégémine, 1943) указывал здесь нефелиниты, лейцититы и гаюинофиры, сходные с теми, которые типичны для Восточной Африки. Присутствие крупных центральных вулканов с развитыми кальдерами свидетельствует, как считает Дюморт (Black, Girod,

1970), о вероятной связи между молодыми гранитоидами кольцевых комплексов и обычными оливиновыми базальт-трахитовыми сериями. Базальты обычно сопутствуют стратовулканам стромболианского типа. Высота отдельных конусов превышает 200 м, мощность потоков достигает 20 м. В лавах содержатся многочисленные нодулы и эвгедральные интрателлурические кристаллы керсутита, феррисалита, циркона и ферриплеонаста (Wright, 1968). Щелочной характер базальтов Камеруна резко отличает их от мезозойских толеитов бассейна Таудени.

В рассматриваемой зоне возвышаются крупные вулканические конусы, среди которых гора Камерун, являющаяся действующим в настоящее время вулканом, достигает 4070 м над ур. моря. Лавы этого вулкана представлены лейцититами, нефелинитами с лейцитом и манчжуритом, гаюинофирами или гаюиносодержащими манчжуритами, присутствующими наряду с меланократовыми плагиоклазовыми базальтами, трахиандезитами и трахибазальтами (Richard, e. a., 1957). На островах, продолжающих камерунскую зону в ЮЗ направлении, расположены потухшие вулканы, возвышающиеся на высоту до 2850 м над ур. моря (Фернандо По), лавы которых представлены базальтами, трахидолеритами, трахитами, а также эгириновыми трахитами (Wolff, 1931).

Если учесть, что общее протяжение зоны достигает 1500 км при средней ширине около 50 км и что в пределах такой полосы около 20% занято вулканогенными породами, то можно оценить общий объем этих пород равным примерно 7500 км<sup>3</sup>.

Среди кайнозойских вулканических полей севера Африки особо выделяются структурным положением те, которые расположены в горных цепях Атласа. Эти вулканические поля сосредоточены в альпийской складчатой области и подчинены, в общем, закономерностям ее внутреннего строения. Известно, что в Атласских горах и в предгорьях Рифа вулканическая деятельность неоднократно проявлялась в третичное и раннетретичное время, когда образовались преимущественно базальтовые и анкаратритовые вулканы (Шуберт, Фор-Мюре, 1964).

Различной сохранности кайнозойские вулканические постройки имеются в разных участках рассматриваемой территории, причем они группируются преимущественно вдоль продольных по отношению к складчатым структурам направлений, но местами следуют, как считают, также поперечным разломам. Молодые вулканические постройки имеются на Средиземноморском побережье Телль-Атласа, где в миоцене образовались гранитные лакколиты и где сохранились также разрушенные вулканические конусы, но особенно широко распространены они западнее, начиная от мыса Труа-Фурш и далее на юго-запад. Для этой западной территории типичны

проявления трахибазальтового вулканизма, завершаемого базальтовыми излияниями (Шуберт, Фор-Мюре, 1964). Возраст всех этих вулканогенных образований тоже миоцен-четвертичный. В Мелильи было установлено, что лавы и туфы залегают среди верхнемиоценовых (мессинских) отложений, а последние потоки базальтов встречаются в основании плиоцена. В абсолютных цифрах возраст туфов Мелильи определен в  $7,6 \pm 0,4$ — $6,8 \pm 0,5$  млн. лет, для туфов вулкана Гийиз указывают возраст  $7,4 \pm 1,2$  млн. лет. Все эти датировки отвечают концу миоцена, т. е. периоду угасания складчатых деформаций. В дальнейшем, как отмечают Шуберт и Фор-Мюре (1964), вулканическая деятельность возобновилась в начале плиоцена и продолжалась, возможно даже в четвертичное время в форме излияний базальтовых лав.

В северной альпийской зоне Туниса имеются также разнообразные проявления кислого вулканизма, представленные риолитовыми и дацитовыми лавами, известные в виде куполов и потоков по периферии района Могод.

В районе Шотт-Эль-Ходна высокое плато Атласа пересечено меридиональными разломами, на которых расположены вулканы. Продукты вулканических извержений перекрывают здесь плиоценовые осадки. Между высоким Атласом и Анти-Атласом размещается высокая вулканическая вершина Джебель-Сирва (3300 м), от которой на северо-восток к Средиземноморскому побережью протягивается цепь молодых вулканов. Вблизи пересечения атласских и рифских складчатых структур расположена крупная группа вулканов Азру и Джебе-Хамри с хорошо сохранившимися кратерами. Лавы этих вулканов покрывают обширные поверхности мелового плато Ито и плиоценовую равнину Мекнеса, заполняя даже речные долины. По приведенным выше данным, а также по результатам геологического картирования достаточно отчетливо вырисовывается кайнозойская Атласская вулканическая область, в пределах которой размещаются более или менее крупные вулканические поля с разобщенными постройками или их группами, образующими в целом характерную нестратифицированную неоген-четвертичную вулканическую формацию преимущественно базальтового состава. Общий объем продуктов вулканической деятельности для этой области может быть оценен весьма приближенно в 5000—7000 км<sup>3</sup>.

## АВСТРАЛИЯ

Складчатые фанерозойские структуры сосредоточены на Австралийском континенте, главным образом на востоке. Остальная часть материка представлена обширной древней плат-

формой, состоящей из двух более или менее самостоятельных блоков,— северного и южного, разделенных системой сравнительно простых кембрийских складок бассейна Амадеус, вытянутых в широтном направлении.

Восточный складчатый пояс на севере охватывает систему горных гряд Большого водораздельного хребта, а на юге следует вдоль хребтов Голубые горы и Австралийские Альпы. Ширина этого пояса, известного под названием Тасманской складчатой области или геосинклинали Тасман, превышает 500 км, а общее протяжение составляет более 3000 км. К югу его продолжает о. Тасмания. В западном направлении собственные Тасманской складчатой области сложные структуры скрываются под чехлом молодых (мезозойских и кайнозойских) осадков бассейнов Большого Артезианского и Марри. На востоке складчатые структуры срезаются акваториями Кораллового и Тасманова морей. Тасманская складчатая область включает две тектонические зоны: западную — лахландскую, следующую от о. Тасмания на юге через штаты Виктория, Новый Южный Уэльс и Квинсленд на севере, и восточную — геосинклинали Новой Англии. В лахландской зоне складчатость завершилась в основном в начале среднего девона, в геосинклинали Новой Англии в конце пермского времени.

Параллельно Тасманской складчатой области западнее бассейна Марри от о. Кенгуру и полуостровов Йорк и Флёрё на юге начинается более древняя складчатая система Аделаиды, сформировавшаяся в позднем докембрии. Эта система прослеживается к северу в пределах хребтов Маунт-Лофти и Флиндерс в меридиональном направлении, а затем она изгибается в районе Брокен-Хилла и образует ряд ответвлений. Восточная ветвь имеет тенденцию к слиянию с Тасманскими складками. Центральная ветвь, огибающая Брокен-Хилл, где предполагается существование срединного массива, следует СВ направлению и скрывается под осадками Большого Артезианского бассейна. Западная ветвь прослеживается вдоль хребтов Пик и Денис; в этом направлении складчатость постепенно затухает. Отсюда к центральной части древней платформы прослеживается система разломов, следующая к обширной впадине Амадеус, заполненной осадочными толщами позднего докембрия и кембрия и имеющей общую широтную ориентировку. На древнем докембрийском блоке, расположенном к северу от впадины Амадеус, размещается крупный прогиб, опоясывающий на юге залив Карпентария; на востоке этот прогиб граничит с Тасманской складчатой системой. Южный блок древней платформы разделен прогибами меридиональной ориентировки на небольшую восточную и обширную западную части. Восточная часть блока вблизи впадины Амадеус сильно приподнята, а южнее

выходы докембрийских комплексов древнего фундамента частично скрываются под чехлом более молодых, преимущественно четвертичных отложений. Западная же часть южного блока испытывает значительное погружение, главным образом, вдоль побережья Индийского океана, где располагаются впадины Карнарвон и Перт, заполненные мезозойскими и кайнозойскими осадками. Что касается прогибов, следующих меридиональному направлению и расчленяющих Австралийскую платформу, то на севере их представляет прогиб Каннинг с его сложным разрезом осадочных толщ от девона до мела, а на юге — бассейн Юкла с меловыми и третичными отложениями. На юго-восточной окраине Австралии расположены еще третичные бассейны Отуэй, Бассов и Гиппсленд, наложенные на Тасманские складчатые структуры. Южная часть Бассова бассейна находится уже на о. Тасмания, куда продолжается система этих структур.

Несмотря на известные осложнения, общее строение Австралийского материка сравнительно простое. Он почти целиком представляет древнюю платформу, сложенную складчатым докембрием, и только восточное его обрамление образует палеозойские складчатые структуры. Исключительно четко выраженной типичной чертой вулканизма, свойственного Австралии, следует считать широкое распространение наиболее древних фанерозойских проявлений, относящихся к кембрию, главным образом к нижнему его отделу. Своеобразие вулканических проявлений Австралии подчеркивается тем, что только здесь известны классические континентальные трапповые излияния, принадлежащие кембрийской системе. Вулканическая активность характеризует и последующие этапы геологического развития континента, особенно интенсивно в пределах системы Аделаиды и Тасманской складчатой области. Наиболее поздние проявления относятся к третичному времени. Современные вулканы в Австралии отсутствуют.

Сведения по геологии Австралии изложены на русском языке в немногих работах, среди которых могут быть упомянуты сборник переводных статей «Вопросы геологии Австралии (1965)», большой очерк Богданова (1967), посвященный палеозою востока Австралии и Меланезии, обобщающий труд Брауна, Кэмпбелла и Крука (1970), в оригинале изданный в 1968 г., очерк редкометальных месторождений Австралии, подготовленный З. Е. Колотухиной, Л. И. Клаповской и А. В. Рожанцом (1974), и другие материалы, помещенные в виде статей в различных журналах. За последние годы в общем геологическом изучении Австралии наметился существенный прогресс, связанный с проведением большого количества геолого-съёмочных работ преимущественно на востоке материка, но также и в других его частях, представляющих практический интерес. В итоге появились обстоя-

тельные очерки обширных территорий, регулярно публикуемые в капитальных изданиях Австралийского геологического общества (Bull. Bureau Mineral Resources Geol. a. Geophys). В журнале этого общества (Journal Geol. Soc. Australia) постоянно освещаются, кроме того, принципиальные вопросы геологии материка. Столкнувшись с исключительным обилием вулканогенных пород, австралийские геологи посвятили им много внимания, вследствие чего их успехи в области палеовулканологии оказались весьма значительными.

### Палеозойские вулканические области

Палеозойские вулканические области сосредоточены на севере Австралии, а также в юго-восточной и восточной ее частях, в системе Аделаиды и в Тасманской складчатой области. На севере размещается вулканическая область Антрим, охватывающая обширную территорию в районах Кимберли и Виктория Ривер между заливами Жозефа Бонапарта и Карпентария. Общая площадь трапповых полей, частично погребенных под чехлом кембрийских и меловых отложений, здесь превышает 400 000 км<sup>2</sup>. Эти поля вскрыты под более молодыми осадками буровыми скважинами (Dunn, Brown, 1969). В разрезах вулканических полей преобладают горизонтально лежащие покровы базальтов, не-



Рис. 8. Вулканические области Австралии в палеозое.

1 — Антрим, 2 — Тасман, 3 — Южно-Австралийская, 4 — Восточно-Австралийская.

редко (до трети) амигдалоидных, переслаивающихся с немногочисленными прослоями туфов и агломератов, а также песчаников. Залегающие в основании разреза песчаники с пачками конгломератов и осадочных брекчий содержат знаки ряби; выше по разрезу в них наблюдается косая слоистость, а сверху обычны более тонкозернистые песчаники с прослоями строматолитовых кремнистых сланцев и алевритов. На докембрийских толщах вся эта серия пород залегают резко несогласно; вышележащие кембрийские известняки отделены перерывом от базальтовых покровов. Общая мощность плато-базальтового комплекса в Восточном Кимберли составляет 1000 м, отдельные лавовые потоки достигают 30 м и более. Местами мощность возрастает до 2000 м. На востоке района Виктория Ривер мощность сокращается до 200—300 м. Возраст плато-базальтов раннекембрийский, но переслаивание с осадками, содержащими фауну, неизвестно, а абсолютных датировок, по Данну и Брауну (Dunn, Brown, 1969), также нет. Однако в Восточном Кимберли траппы несогласно перекрывают сланцы с возрастом  $666 \pm 56$  млн. лет, и во многих местах на них залегают среднекембрийские известняки с фауной. По сообщению Смита и Робертса (Smith, Roberts, 1963), восточнее Брюнет Даун траппы переслаиваются с низами разреза среднего кембрия, но Данн и Браун считают это маловероятным.

Базальты трапповых полей преимущественно кварцсодержащие толеитовые, но местами в них присутствует оливин. Имеются также немногочисленные выходы санидиновых трахитов. По Эдварду и Кларку (Edward, Clarke, 1949), среди совершенно неизмененных траппов Восточного Кимберли имеются оливиновые и андезиновые базальты. Большинство траппов из района Виктория Ривер и восточнее подверглись вторичным изменениям, связанным с серицитизацией полевых шпатов и хлоритизацией темноцветных компонентов. Имеющиеся химические анализы подтверждают (Dunn, Brown, 1969) существенное значение таких изменений, выраженных избыточным содержанием воды и двуокиси углерода. Большинство пород содержит нормативный кварц в количестве от 4 до 15%, но в Хелен Спринге его не больше 5%. Отмечается общее сходство состава пород плато Антрим Австралии и Колумбийского плато Северной Америки.

Для базальтов Австралии характерно субаэральное происхождение, что подтверждается как наличием переслаивающихся с ними косослоистых песчаников, так и отсутствием подушечных лав, палагонитов и подобных им образований. Однако для поздних стадий накопления траппов можно предполагать излияния в морских условиях. То же возможно и для южных районов области, в частности для района Хелен Спрингс.

Общие очертания вулканической области Антрим для нижнекембрийского времени определяются отчасти тем, что по направлению на юг, к бассейну Амадеус, и на восток, к Тасманской складчатой области, в разрезах кембрия вулканические породы полностью исчезают. Однако западное ограничение области и ее северное продолжение остаются недостаточно ясными.

При мощности около 1000 м общий объем нижнекембрийских траппов Австралии определится в 400 000 км<sup>3</sup>, что соответствует тем данным, которые характеризуют другие трапповые области. Хотя Данн и Браун (Dunn, Brown, 1969) считают мощность траппов превышающей 1000 м, в расчетах Виверса (Veivers, 1976) она принята равной 250 м, вследствие чего этот исследователь предполагает, что общий объем траппов равен примерно 100 000 км<sup>3</sup>. В подсчет Виверса входят также траппы бассейна Офисир, расположенного на южном крыле прогиба Амадеус, объем которых не более 5000 км<sup>3</sup>. Однако траппы южного района могут быть и докембрийскими (Compton, 1974).

Нижнекембрийский возраст имеет также вулканическая область Тасман, расположенная на о. Тасмания, в западной его части. Вулканогенные породы здесь сосредоточены в восточной части Дандаского трога, расположенного между антиклинориями Роки Кеп и Тайен. В западной части этого трога располагаются осадочные толщи с линзовидными телами серпентинитов (Corbett *et al.*, 1974). Общее протяжение вулканической зоны достигает в пределах Тасмании почти 200 км при ширине до 10—15 км. На юге эта зона следует меридионально, а на севере Тасмании дугообразно изгибается к востоку, опоясывая Тайенский антиклинорий. Южное продолжение зоны скрыто под океаническими водами, восточное же продолжение (на севере острова) погребено под более молодыми отложениями.

По результатам картирования эффузивов Маунт Рида, проведенного Корбетом и другими (Corbett *et al.*, 1974), в средней части зоны в районе Квинстона и к северу от него выделяются три главных эффузивных комплекса: центральный комплекс кислых лав (преимущественно кварцевых кератофиров), вскрывающихся между горой Гексли на юге и Красными Холмами на севере, на большом протяжении перекрытых оуэнскими конгломератами (ордовик—девон); Квинстонская пирокластика (главным образом кислые туфы), сопровождающая лавовый пояс на западе; Тиндальская группа (конгломераты, туфы и др.). Центральный комплекс состоит из кислых лав, которым сопутствуют туфы и пачки осадочных пород. Лавы представлены тремя типами пород: 1) массивные породы с вкрапленниками альбита, называемые Соломоном «калиевыми риолитами» (Solomon, 1960).



или «дарвинскими кератофирами»; 2) кварцевые порфиры с округлыми вкрапленниками кварца; 3) полевошпатовые порфиры, сильно измененные, серицитизированные, с хлоритом и вторичным кварцем. Все лавы содержат вкрапленники альбита. Основная масса пород тонкозернистая кварц-полевошпатовая. Комплекс Квинстонской пирокластики фациально изменчив, переслаивается с подчиненными осадочными породами и лавами; этот комплекс прослеживается вдоль западной окраины лавового пояса, сменяя его по латерали. Также вероятно латеральное замещение этим комплексом осадочных толщ, следующих вдоль западной окраины Дандасского трога. Среди пород, принадлежащих комплексу Квинстонской пирокластики, преобладают кварц-кератофировые туфы и агломераты, образовавшиеся в результате пеплопадов и деятельности пепловых потоков. Основные (спилитовые) пирокластические породы редки, так же как и прослои осадочных пород. Наиболее обычны туфы и брекчии, варьирующие по зернистости и содержащие в ряде случаев лавовые бомбы. В большинстве туфов встречаются обломки кристаллов альбита и кварца, а также серицит, хлорит, присутствующие в основной массе пород. В ряде случаев наблюдаются пемзы с фрагментами фьямме.

Тиндальская группа включает серию конгломератов и туфов. Их мощность варьирует в пределах от нескольких десятков до 300 м. В основании группы прослеживается несогласие, отделяющее ее от лавовых образований, особенно хорошо устанавливаемое, когда в основании разреза Тиндальской группы залегают конгломераты. Предполагается, что возраст конгломератов этой группы позднедокембрийский, а оуэнских конгломератов позднекембрийский — ранее ордовикский. Туфы Тиндальской группы состоят из альбита, кварца, местами содержат клинопироксен, а также вторичные минералы — щелочной шпат, эпидот, хлорит, термолит-актинолит и карбонаты. В отличие от более древних туфов серицит не характерен. Конгломератам подчинены прослои игнимбритов.

Среди вулканогенных пород встречаются тела интрузивных пород, представленных кварц-полевошпатовыми и роговообманково-пироксеновыми порфирами, а также адамеллитами. Сложенные этими породами тела обычно удлинены в меридиональном направлении и линзообразны. Некоторые из них достигают 5 км в длину.

Браун, Кэмпбелл и Крук (1970) значительно большую роль приписывают основным эффузивам и считают, что все эти эффузивы принадлежат единой спилитовой формации, но отмечают вместе с тем существенное распространение кислых пород. Они предполагают, что кислые породы тяготеют к краю антиклинория Тайен, тогда как основные породы

сосредоточены в трогее Дандас. Для группы Дандас обычны, как указывают эти исследователи, спилиты, кератофиры и кварцевые кератофиры, но известны также риолиты и трахиты. Толща же эффузивов Маунт-Рид представлена лавами, пирокластами и игнимбритами с составом андезиты до кварц-полевошпатовых порфиров, кератофиров и риолитов. Возраст всей серии вулканогенных пород определяется интервалом конец среднего — начало верхнего кембрия.

Н. А. Богданов (1967), ссылаясь на Кемпена и его соавторов (Самрапа е. а., 1960; Самрапа, King, 1963) и Бенкса (Banks, 1962), для западной части о. Тасмания приводит сводный разрез общей мощностью 7000—7500 м, в котором нижнюю часть (1200 м) образует толща раннекембрийских сланцев, алевролитов и известняков с прослоями туфоогенных пород, среднейю (1000 до 2500 м) — отмеченные выше вулканогенные породы Маунт-Рид, известные также на о. Кинг, и верхнюю — осадочная серия песчаников и алевролитов, вверху разреза с прослоями туфов и основных пород.

Вероятным северным продолжением Тасманской вулканической области является южная часть Австралийского материка в районе штата Виктория, где кембрийские вулканогенные породы наблюдаются вдоль оси гора Вильям — гора Хиткот и линии горы Веллингтон, а также в долинах рек Гленелг и Хопкинс на западе штата Виктория и в районе залива Уарата (Браун и др., 1970; Brown e. a., 1968). Здесь известны «зеленокаменные породы», представленные основными лавами и пирокластами с подчиненными прослоями яшм, общей мощностью около 1500 м. Над ними залегают (Богданов, 1967) пепловые туфы Гарвей-Галли с прослоями известняков с фауной верхнего кембрия. Таким образом, общее протяжение Тасманской вулканической области, с учетом ее северного продолжения на материке, превышает 800 км.

Имея в виду сравнительно небольшие размеры области Тасман (200×15 км) и мощности разрезов вулканогенных пород до 2000 м, можно приблизительно определить объем этих пород равным 6000 км<sup>3</sup>.

Отдельные вулканические поля кембрийского времени намечаются также в хр. Мутуинджи в 120 км к СВ от Брокен-Хила, где нижнекембрийские эффузивы указывают в разрезах с известняками и песчаниками, содержащими археоциат, и в узкой зоне севернее Брисбена, где к кембрию относят зеленокаменные породы, полностью или частично измененные андезитовые лавы, мощностью 2500 м. Среди додевонских образований Центрального Квинсленда Пейн (Paine, 1969) указал линзы кислых, до средних, вулканогенных пород, содержащихся в серии немых осадочных и метаморфических толщ южнее Чертерс-Тауэрс. Пред-

полагается позднекембрийский возраст этих вулканогенных пород (сообщения Вебба), однако если бы это подтвердилось, то можно было бы говорить о первых находках кембрийских отложений на севере Тасманской геосинклинали, в Квинсленде. Эти вулканогенные породы интродуцированы среднеордовикскими гранитами.

При бурении в юго-восточной части Большого Артезианского бассейна кембрийские вулканогенные породы обнаружены в районе Гиджалпа и в 75 км к СЗ от него близ Калладейна на глубинах свыше 2000 м. Кембрийские отложения, смятые здесь в пологие складки, содержат прослои туфовых известняков, алевролитов и песчаников с обломками вулканогенных пород, а также туфов и агломератов. Пирокластика представлена преимущественно средними и кислыми породами. Возраст вмещающих отложений — средний и верхний кембрий (Forbes, 1969). Более древние туфовые породы (нижний и средний кембрий) выявлены в хр. Флиндерс (Dalgarno, 1964). Сравнительно большой мощности толща нижнекембрийских трахитовых лав (около 600 м) отмечена к СЗ от Труро в южной части складчатой системы Аделаиды (Coats, 1959; Forbes, 1969). В лавах содержатся вкрапленники кварца, санидина и плагиоклаза. Породы подверглись зеленокаменному изменению с образованием хлорита и эпидота. В составе пород установлено до 7,20% окиси натрия.

Общий характер распространения кембрийских вулканогенных пород на юге Австралии подчеркивает возможную принадлежность всех этих пород к обширной единой Южно-Австралийской вулканической области с размерами 800—900×1800—2000 км и с весьма неравномерным распределением в ней вулканогенных образований, занимавших в пределах области, вероятно, около десятой части ее площади. Состав вулканогенных пород существенно варьировал: наряду с основными и отчасти средними породами были широко распространены кислые вулканыты, представленные лавами и разнообразными туфами. В пределах области существовали первично разобщенные вулканические поля, расположение которых было в какой-то мере подчинено тектоническим закономерностям, ныне с трудом устанавливаемым; в более позднее время эти поля были деформированы и дополнительно расчленены эрозией. К числу первичных структурных закономерностей размещения вулканогенных пород, вероятно, относится приуроченность их к трогу Дандас в Тасмании.

Если подсчитывать объемы всех полей Южно-Австралийской вулканической области исходя из приведенных выше данных о размерах занимаемой ими площади, то, принимая среднюю мощность разрезов вулканогенных толщ равной всего лишь 500 м, можно оценить общий объем продуктов

вулканической деятельности в нижнем, отчасти в среднем и верхнем кембрии, равным примерно 75 000 км<sup>3</sup>.

В ордовике вулканизм продолжается в северо-восточной части намечающейся таким образом Южно-Австралийской вулканической области. Главные проявления в этом регионе были сосредоточены вблизи поднятия Молонг-Канберра, расположенного западнее Голубых гор. Здесь вдоль сочленения трога Уогга с названным поднятием расположены толщи пород, принадлежащие формации Окдейл, представленные спилитами, кварцевыми кератофирами, туфами, граувакками и линзами известняков, относящимися к нижнему ордовику. Вулканические извержения продолжались в этом районе также в среднем и верхнем ордовике. К верхнему ордовику, в частности, относятся андезиты, андезитовые туфы и кератофиры, переслаивающиеся с известняками, песчаниками и глинистыми сланцами (так называемые туфы Малонгали и формация Ангаллонг). Эта вулканогенная толща достигает мощности 1000 м. Характерна резкая фациальная изменчивость разрезов. К югу вулканогенные породы исчезают и в районе Канберры верхнему ордовику отвечает менее чем 100-метровая толща черных сланцев.

Мощные (до 2000 м) вулканогенные накопления типичны и для трога Хилл-Энд, расположенного восточнее поднятия Молонг-Канберра. Здесь тоже преобладают андезиты, наряду с которыми присутствуют более кислые породы.

Н. А. Богданов (1967), ссылаясь на Опику, отмечает, что в среднеордовикской толще мощностью 3500 м в Снежных Альпах кремнистые и глинистые сланцы переслаиваются с андезитовыми и диабазовыми лавами и их туфами. Крук с соавторами (Crook e. a., 1973) также приводит данные о толще Кайандра и о среднеордовикских слоях Дейримен из района Тантагара к ЮЗ от Канберры, в которых имеются вулканогенные литарениты с пепловым материалом.

Литарениты содержат обломки преимущественно основных пород, клинопироксена и альбита. Предполагается, что распространение литаренитов указывает на активный базальтовый вулканизм, происходивший синхронно на смежных территориях. Пакем и Фалвей (Pakham, Falvey, 1970), а также Крук с соавторами (Crook e. a., 1973) считают вероятным существование в юго-восточной части Лахландской геосинклинали в среднем ордовике морского бассейна с океанической корой, частично перекрытой чехлом вулканогенных, в том числе пирокластических пород и кремнистых осадков, слагающих Дейрименские и Кайандроские слои. Возраст океанической коры, как отмечают названные авторы, не древнее кембрия. Остается, впрочем, неизвестным, как указывают Крук и другие, был ли этот сегмент коры частью океанического бассейна или краевого моря. Западная окраи-

на района Кайандры, по их мнению, представляла в то время подводный кряж, отмеченный зоной вулканов, протягивающейся на север с уменьшающейся глубиной, вплоть до перехода к гирлянде островов в районе антиклинали Молонг. Этот кряж был лишен терригенных осадков на большей части территории, вплоть до позднего ордовика; сопровождающий этот кряж трог прослеживается западнее Канберры.

Считая размеры отдельных трогов примерно соответствующими Дандасскому трогу Тасмании, можно оценить вероятный объем ордовикских вулканогенных пород равным 25 000 км<sup>3</sup>.

В силуре вулканическая деятельность лишь отчасти проявилась на о. Тасмания и распространилась преимущественно на юго-восточную и восточную окраины материка. В северо-восточной части Тасмании отмечены соответственно силурийские туфогенные образования и игнимбриты (Богданов, 1967), а на юго-востоке Австралии, в Лахландской геосинклинали — силурийские вулканогенные породы, охватывающие сравнительно обширные территории (Brown e. a., 1968; Crook e. a., 1973). Так, к югу от так называемого «шельфа» Ясс, наметившегося в силурийское время, вулканогенные породы были сосредоточены вдоль двух зон, одна из которых (восточная) следовала через Куму до Делигита и Бомбалы на юге, вторая (западная) проходила через Яррангобиль, достигала р. Мита-Мита и уходила отсюда в штат Виктория. Силурийские вулканогенные породы, представленные здесь кислыми эффузивами Мита-Мита, сменяющимися вверх по разрезу примерно километровой толщиной конгломератов, несогласно залегают на крутопадающих ордовикских отложениях. К северу отсюда, на «шельфе» Ясс в лландовери также преобладали проявления кислого вулканизма, доступные для изучения по их распространению в разрезах ряда формаций, таких как Хокинс, Дуро, Ясс и Лейдло.

Еще далее на север, вдоль поднятия Молонг-Канберра и на его крыльях, верхнелландоверийские — нижнелудловские отложения содержат в небольшом количестве туфовый материал; разрез силура здесь заканчивается туфовыми сланцами Уоллас, возраст которых, возможно, частично является девонским. Между Веллингтоном и Оринджем в ряде мест главная часть разреза нижнего и среднего силура сложена вулканогенными породами. В крыле поднятия близ Канберры туфы подчинены осадочной толще среднего и верхнего силура мощностью около 1500 м. Туфы здесь кислые, раскристаллизованные; наряду с ними присутствуют маломощные риолитовые лавовые потоки.

К востоку от поднятия Молонг-Канберра, в трогe Хилл-Энд, на протяжении почти 200 км прослеживаются мощные

толщи силурийских эффузивов и граувакк. По направлению к поднятию Кейперти, расположенному еще далее на восток, они выклиниваются. Тем не менее близ Маджи среди терригенных осадочных толщ отмечены андезитовые лавы и их туфы, а у Дженелана под известняками с силурийской фауной залегают аргиллиты с прослоями кислых лав и туфов, а также спилиты. Западнее поднятия Молонг-Канберра, в троге Каура, значительная часть верхнесилурийского разреза сложена преимущественно дацитовыми брекчиями и туфами, а также риолитами, местами чередующимися с прослоями глинистых сланцев и песчаников. Еще далее на запад, в троге Кобар, изученном пока недостаточно, известны «порфиры», местами образующие силлы, а в троге Трандл, вдоль восточного его края, близ Паркса и Форбса отмечены андезиты в ассоциации с глинистыми сланцами и известняками. В целом, хотя на всей рассмотренной выше территории преобладают кислые эффузивы и их туфы, в ряде районов распространены также андезиты. Их отмечают, в частности, в троге Каура близ Кановиндры, где имеются еще и трахиандезиты, миндалекаменные базальты и андезитовые брекчии и туфы, у Яррангобиля на востоке и в других местах. Как указывают Браун, Кэмпбелл и Крук (1970), значительная часть обломочного материала трог Хилл-Энд тоже сложена андезитами, вероятно, снесенными с поднятия Каперти, а по северному окончанию этого поднятия андезитовые лавы, туфы и брекчии переслаиваются с мелководными осадками.

Характеризуя силурийский вулканизм Восточной Австралии Н. А. Богданов (1967) подчеркивает ряд особенностей его проявления в южной части Лахландской геосинклинали. Он отмечает, в частности, распространение туфогенных песчаников и сланцев в осадочных разрезах хребтов Барроу и Канбеллего, где мощность соответствующих толщ достигает 1000—1500 м совместно с осадочными породами. Для Ясской структуры он указывает мощность 2000 м для нижней части разреза, сложенной песчаниками, сланцами, известняками и наполовину покровами кварцевых порфиров, их туфов, туфовых песчаников и сланцев. Выше залегают терригенные и карбонатные породы, местами чередующиеся с вулканогенно-осадочными породами (например, пачка порфиритов в свите Ясс мощностью 300 м). Как отмечает Н. А. Богданов (1967), вулканогенных пород особенно много в районе Канберры, где в основании уинлока свита Сент-Джонс-Четч (мощностью 100 м) содержит туфовые алевролиты, порфириты и их туфы, выше сменяющиеся дацитами, риолитами и фельзитами, а затем порфиритами и их туфами, лавовыми агломератами и туфовыми песчаниками общей мощностью 250 м. В разрезах верхнего силура того же райо-

на вулканогенных породах еще больше. В их основании залегают риолиты и их туфы с прослоями яшм, туфовых песчаников и сланцев, выше которых расположены известняки, а затем кварцевые порфиры мощностью 250 м, при общей мощности разреза силура в районе Канберры около 1500—1600 м.

В тропе Хилл-Энд, по Н. А. Богданову (1967), непосредственно к востоку от Веллингтона имеется вулканогенная толща Белл-Крик мощностью 500 м, сложенная риолитовыми лавами и туфами; в толще преобладают пирокластические породы. Аналогичные по составу преимущественно туфы и туфовые песчаники залегают в верхней части разреза верхнего силура (толща Турондейл мощностью 1000 м). Венчающие силурийский разрез туфы кислых эффузивов, туфовые конгломераты и брекчии, а также покровы риолитов на поднятии Молонг имеют мощность около 500—800 м.

В обобщающей сводке по палеовулканологии Нового Южного Уэльса Бренеджен (Branadgan, 1969) обращает внимание на распространение в пределах Лахландской геосинклинали ордовикских андезитов и базальтов, а также силурийских дацитов, входящих в состав мощных толщ, представленных как лавовыми, так и пирокластическими образованиями. Наиболее древними являются вероятные раннеордовикские вулканогенные породы на центральном западе штата. Они представлены андезитами и их туфами, а также базальтами. В более поздних силурийских сериях количество базальтов уменьшается. В целом же устанавливается преемственная связь вулканогенных образований от нижнего ордовика до девона; соответственно наблюдается непрерывный ряд разновозрастных вулканогенных образований, встречающихся в различных районах в разное время, но таким образом, что в общем ряду частичное сокращение районов распространения вулканогенных пород отмечено только в среднем ордовике и нижнем силуре. По районам, расположенным севернее Нового Южного Уэльса, имеются лишь фрагментарные и проблематические данные о распространении вулканогенных пород на территории геосинклинали Новая Англия или на возможном продолжении Лахландской геосинклинали. Во всяком случае, в Южном Квинсленде Стивенс (Stevens, 1969) указывает зеленокаменные серии, первоначально представленные основными лавами и их туфами, расположенные в блоке Д'Эгюилер близ Брисбена, предположительно раннепалеозойские. Несколько более молодую группу менее изменчивых пород, частично подушечных лав, а также пирокластических накоплений, он отметил в группе Неранлейх-Фернвал. Эти вулканогенные серии увеличиваются в мощности в ЮЗ направлении и известны в ряде участков Д'Эгюилерского и Бинглейского блоков. Предполагается,

что возраст этой группы пород силурийский. В Техасском блоке, расположенном западнее Варвика, немногочисленные средние до основных вулканогенные породы, переслаивающиеся с морскими осадочными пачками, сопоставляются с той же группой Неранлейх-Фернвал; их возраст здесь считается силурийским или девонским, что отчасти подтверждается фауной и структурным положением пород.

Между Гладстоном и заливом Брод в Центральном Квинсленде известны редкие туфы, приуроченные к кровле очень мощной серии кремнистых и кластических пород, по-видимому, не более молодых, чем силур. В 110 км западнее Таунсвилла в отдельных блоках, сложенных предположительно раннесилурийскими известняками, имеются андезиты. В районе Рокхемптона между Маунт Морган и Калиоп известны кислые спекшиеся туфы и кислые до средних лавы в ассоциации с позднесилурийскими — среднедевонскими отложениями.

В Северном Квинсленде в районах, примыкающих к долине р. Будекин, к силуру относится эффузивная серия Эверет-Крик, представленная вулканогенными брекчиями, залегающими среди песчаников, алевролитов и известняков, вверх по разрезу они сменяются альбитизированными андезитами и базальтами, долеритами, лаваагломератами, туфами и туфовыми граувакками (White, Wyatt, 1960). Мощность разреза вулканогенных пород, более или менее интенсивно рассланцованных, здесь достигает 1000 м (White, 1965). К юго-востоку от Эверет-Крик известна серия Маунт Виндзор, включающая дациты, андезиты и пирокластические породы, в зонах разломов подвергшиеся милонитизации (Dickins, Malone, 1973). Они несогласно залегают на докембрийских эффузивах и прорваны равенсвудскими гранодиоритами с возрастом 420 млн. лет, вследствие чего могут оказаться и досилурийскими. Примерно в 200 км севернее р. Будекин расположены палеозойские толщи, принадлежащие формациям Чилагое и Маунт Гарнет. В них содержатся мощные пачки измененных базальтов. Ранее предполагался силурийский возраст этих формаций (Богданов, 1967), однако Кайзер и Лукас (Kayser, Lucas, 1968) указали для них более вероятный возрастной диапазон верхний силур — нижний девон, а Мерсден (Marsden, 1972) отнес их к нижнему девону. Краткие сведения о них соответственно приведены ниже при характеристике раннедевонского вулканизма.

Еще дальше на север в районе мыса Мелвил, по Бруксу (Brooks, 1960), распространены предположительно силурийские альбитизированные туфы и кварцевые порфиры среди филлитов, слюдистых сланцев и известняков. Брукс считает возможным относить к силуру также риолиты и андезиты



района Лионтаун, хотя возраст этих пород строго не известен. Наконец, следует иметь в виду, что для Северного Квинсленда Бренч указывает (Branch, 1969) вулканизм, начавшийся в позднесилурийско-раннедевонское время, когда базальтовые лавы, ныне преобразованные в спилиты, агломераты и туфы, были извергнуты в районе Брокен Ривер. Вулканогенные породы здесь переслаиваются с известняками. В течение позднего силура — раннего девона редкие потоки базальтовых лав изливались также в Пери-Крик. В целом в ордовикское и силурийское время прослеживается общее смещение вулканизма, приведшее к распространению его на восточную окраину материка и обусловившее более четкую приуроченность его к Тасманской складчатой области. Вследствие этого, если для ордовика еще можно было говорить о затухании вулканизма в Южной вулканической области, то для более позднего времени речь может идти скорее о перемещении вулканических проявлений на восток и на север, что привело в дальнейшем, в конце нижнего палеозоя, к сосредоточению вулканизма на востоке Австралии. Соответственно к началу девона постепенно определились контуры Восточно-Австралийской вулканической области. Эта область охватывает территорию, занятую Тасманскими складчатыми структурами, исключая ее южную часть, т. е. территорию о. Тасмания, где ордовикские и силурийские вулканические проявления почти совсем отсутствуют; именно поэтому удобнее называть эту область не Тасманской, а Восточно-Австралийской.

Принимая ориентировочно размеры трогов такие же, как и для ордовика Южно-Австралийской области, общий объем силурийских вулканогенных пород можно оценить равным примерно 50 000 км<sup>3</sup>.

Восточно-Австралийская вулканическая область характеризуется многократными вулканическими проявлениями, мигрировавшими в течение длительной истории ее развития сравнительно сложным путем. Первоначальные центры вулканизма в этой области были сосредоточены, как отмечено выше, в районе шельфа Ясс, в Новой Англии и в Северном Квинсленде, но в позднейшее время вулканическая деятельность активизировалась и распространилась на более обширные территории. Впрочем, совершенно не исключено, что начало вулканической активности в Восточно-Австралийской области относится к кембрию, когда вулканизм мог охватить не только те площади, которые известны сейчас на юге по реликтам вулканогенных образований, но также отдельные территории расположенные на востоке Австралии между штатом Виктория на юге и Северным Квинслендом. К сожалению, наши знания о кембрийской истории вулканизма на востоке Австралии пока еще недостаточны.

Восточно-Австралийская вулканическая область имеет общее протяжение свыше 2000 км при ширине, достигающей по крайней мере 500 км. В ее пределах сосредоточен ряд вулканических полей, существовавших в разное время, но в целом охватывающих по продолжительности интервал времени от нижнего палеозоя до перми.

В девонское время (Grown e. a., 1968) наиболее ранние вулканические проявления затронули поднятия Кейперти вблизи побережья Тасманова моря в районе Канберры-Сиднея, а к югу от этого района также поднятия Теймас-Молонг и Бакан. Характерен преимущественно кислый состав вулканических извержений девонского времени в этих районах, хотя известны и андезитовые продукты вулканической деятельности. На поднятии Теймас-Молонг и к западу от него наблюдаются риолиты и дациты, а восточнее — кератофиры и кварцевые кератофиры. Восточнее Молонга и Веллингтона мощность толщи граувакк, аспидных сланцев и преимущественно дацитового состава вулканогенных пород достигает 8000 м. Вулканогенные породы приурочены к низам разреза этой толщи. На юге поднятия Кейперти широко распространены кислые эффузивы, называемые риолитами Иден. Мощность их около 150 м, возраст, по Стейнеру (Steiner, 1972), среднедевонский до верхнего девона.

В восточной части штата Виктория (вулканогенные породы Сноуи-Ривер), а также в штате Новый Южный Уэльс по рекам Мурримбриджи и Гудрадигби (группа Блэк-Рейндж), вблизи Оринджа (риолиты Буллс-Кемп) и около Веллингтона (вулканогенные породы Куга-Берга) мощность вулканогенных толщ местами достигает (Сноуи-Ривер) 4000 м. Вулканогенные породы Сноуи-Ривер представлены главным образом риодацитами. Обычны пирокластические породы и пепловые образования палящих туч. Сравнительно немногочисленны лавы латитов, кварцевых андезитов, риолитов и базальтов.

В геосинклинали Новая Англия на территории Нового Южного Уэльса, по Бренеджену (Branagan, 1969), наиболее древняя палеозойская вулканическая деятельность представлена ранне- и среднедевонскими спилитами района Нундль. Эти породы сосредоточены в западной зоне, тогда как восточнее наблюдаются преимущественно осадочные толщи. Браун, Кэмпбелл и Крук (Grown e. a., 1968) отмечают в Новой Англии также кислые туфы и андезитовые лавы и туфы, подчиненные переслаиванию известняков, кремнистых и аспидных сланцев. Отмечается, что близ Уорика есть толща андезитов и спилитов мощностью 2000 м, а в районе Тамворса распространены кератофиры и спилиты, подчиненные кремнистым аргиллитам, грауваккам и известнякам, образующим толщу мощностью свыше 3000 м.

Краткий очерк палеогеографических условий в южной части Лахландской геосинклинали в раннем и среднем девоне дан Вебби (Webby, 1972), показавшим, что раннедевонская вулканическая активность привела к образованию преимущественно средних и кислых типов пород в области, примыкающей к поднятиям Вейдж и Джирилембон, отделяющим Мельбурнский трог и бассейн Кобара на западе от трогов Ковра и Хилл-Энда на востоке. В Мельбурнском трогге в западной части синклинория Валгалла отмечены дайки предверхнедевонских кварцевых диоритов и лампрофиров. Пучки даек кварцевых диоритов, роговообманковых и полевошпатовых порфиритов имеются также на южной окраине блока Снежных гор.

В бассейне Кобар, по данным Вебби, сосредоточены тела кварцевых порфиров и основных даек, внедренных в осадочные толщи раннего девона, но не прорывающих верхнедевонские отложения. К югу от Кобара, в районе Эрдльтона и Элбари имеются кислые породы предположительно силуро-раннедевонского возраста, которые параллелизуются либо с вулканогенными породами силура (серия Мита-Мита), либо с верхне- или среднедевонскими эффузивами Брункера. Во всяком случае, риолиты подстилают верхнедевонские отложения.

На южной окраине блока Снежных гор (Южная Виктория) в нижнем девоне образовалась мощная толща неморских конгломератов, песчаников, алевролитов и небольшого количества игнимбритов и накопилась серия риодацитов и туфов с подчиненными риолитами, андезитами, кератофирами и базальтами общей мощностью свыше 300 м. На западной окраине того же блока в районе Тальбинго к раннему девону относится группа Борейг мощностью около 2400 м. Она включает залегающие в ее основании бадонгские риолитовые лавы, туфы и агломераты, затем — седлские риолитовые туфы, туфовые брекчии и вулканогенные конгломераты, выше по разрезу — ландерскрикскую серию измененных туфов и кварцитовых песчаников с конгломератами и алевролитами, базальты Тальбинго и наконец, в кровле — кумберлендские риолиты. Вся эта серия представляет вероятный аналог вулканического комплекса Снежных гор Восточной Виктории. В районе Канберры переслаиваются дацитовые потоки и пирокластические породы Экли, залегающие на позднем силуре и имеющие мощность 210 м. На них располагаются пепловые туфы, пласт которых в 15 м мощности отвечает заключительной стадии субаэральных эксплозий предполагаемого в этом районе вулкана Экли. На северной окраине Снежных гор в нижней части группы Блэк Рейндж имеются туфовые конгломераты. В районе Темаса эта группа распадается на две: нижнюю — нарангулевских риолитов, верхнюю — туфов Маунтин-Крик. Последние включают черные сланцы, грубо

и тонкослоистые туфы, граувакки и красные сланцы. В районе Ясс известны жединские и зигенские кислые и средние эффузивы.

На восточной окраине Снежных гор вулканическая деятельность была только в среднем и верхнем девоне, когда накопились преимущественно риолитовые толщи (риолиты Идена и др.). Раннедевонские кислые и средние вулканогенные породы известны на плато Паркерс, расположенном восточнее оси поднятий Вага — Джирилембон, где сосредоточено большое количество гранитных интрузий, не прорывающих верхний девон.

В троге Ковра, следующем в меридиональном направлении еще далее на восток от этой оси, жединская и зигенская части разреза общей мощностью до 200 м, представлены следующими тремя формациями (снизу вверх): 1) Ферхилская — граувакки и туфовые песчаники, кислые туфы; 2) осадочная; 3) Мендежери Парк — переслаивание известняков, туфовых песчаников и небольшого количества сланцев. Юго-восточнее Камнока размещается толща, мощностью свыше 2400 м, туфовых сланцев, алевролитов, андезитовых туфов и конгломератов с андезитовыми гальками. Аналоги этой толщи известны близ Менилдры, а западнее последней к девону относятся даледерские риолиты, кварцевые порфиры и вулканические брекчии. Предполагается их синхронность риолитам Ферхилской формации. С риолитами связаны, по-видимому, граниты и кислые вулканогенные породы Хиандра-Крик. К западу и к югу от поднятия Молонг распространены балкемпские нижнедевонские туфы риолитов и дацитов, коррелируемые с даледерскими риолитами. Мощность их в этом районе более 300 м. На восточном склоне поднятия базальные слои девона представлены формацией Куга Бурга, состоящей преимущественно из средних пород, образующих толщу мощностью свыше 600 м. Залегающая, по-видимому, выше кугабургских вулканогенных пород формация Набриджин тоже содержит тонкие прослои андезитов. За счет размыва поднятия в конгломератах этой формации содержатся гальки различных эффузивных пород.

В трогe Хилл Энда, расположенном восточнее поднятия Молонг, сосредоточены на севере кугабургские вулканогенные породы, а на юге толща дацитовых туфов и граувакк и алевролитов мощностью 450 м, параллелизуемых с балкемпскими породами. На восточной окраине трога развит мощный комплекс граувакк и кислых пирокластических пород. Выделенная здесь группа Крадин состоит из вулканогенных и терригенных пород, разделяемых на две формации. Нижняя — Тарондальская — содержит породы, материал которых представлен преимущественно продуктами разрушения кислых вулканогенных пород. Верхняя — Уотербичская — в основ-

ном терригенная. Выше залегают туфы Меррионс мощностью 600 м, среди которых встречаются немногочисленные дацитовые потоки и прослой граувакк. Предполагается, что главный центр извержения в это время размещался восточнее или южнее Софелы.

Самое восточное в рассматриваемой серии поднятие Каперти имеет вид резко удлиненной вулканической гряды, в пределах которой развиты туфы Меррионс мощностью более 450 м. Кроме них в трого сосредоточены вайнбарнские туфы мощностью 600 м, литологически сходные с меррионскими. В районе Кинс Пинча около 1800 м осадков и вулканогенных пород образовалось из продуктов разрушения вулканической гряды. Верхняя часть разреза кинспинчской серии представлена мощными пачками основных пород.

В целом, на юге Лахландской геосинклинали в раннем и отчасти среднем девоне вулканическая активность была весьма значительной и охватила не только трого, но и разделяющие их поднятия, главным образом к востоку от бассейна Кобар и южного его продолжения — Мельбурнского трого. Северное продолжение раннедевонских вулканических проявлений, типичных для восточной зоны Лахландской геосинклинали, скрыто на значительном протяжении под чехлом более молодых отложений Большого Артезианского Бассейна. Однако западная зона, включающая бассейн Кобар, почти полностью лишенная раннедевонских вулканогенных пород, может быть прослежена на север по направлению к бассейну Эдавейл. Как отмечает Вебби (Webby, 1972), в этом бассейне, в отличие от районов тяготеющих к Кобару, раннедевонский вулканизм был достаточно интенсивным. Вследствие этого в Эдавейлском бассейне распространены андезиты и их туфы, принадлежащие низам разреза формации Гамбердо эмса, имеющей мощность 2400 м. Эти вулканогенные породы переслаиваются с подчиненными им аркозами, а в восточном направлении замещаются осадками, содержащими обломки вулканогенных пород (Marsden, 1972).

Интенсивный раннедевонский вулканизм характеризует также бассейн Друммонда и поднятие Анаки, продолжающих на севере Лахландскую геосинклираль, а также геосинклираль Новой Англии. В Друммондском бассейне, в частности, в ранне- и среднедевонских морских отложениях с известняками содержатся прослой кислых и средних лав, а также трахиандезиты и андезитовые базальты, но типичные базальты редки (Webby, 1972). На поднятии Анаки интенсивный вулканизм сопровождался накоплением грубообломочных пород — конгломератов, песчаников, а также граувакк с обломками вулканогенных образований. По Твидейлу (Tweedale, 1960), вдоль западного края поднятия Анаки в бассейне Друммонд в раннем и начале среднего девона образовались

мощные накопления (около 1300 м) осадков и вулканогенных пород, принадлежащие формации Данстебл. Вулканогенные породы, сосредоточенные преимущественно в верхней части разреза этой формации, представлены андезитами, риолитами, туфовыми конгломератами и риолитовыми брекчиями. На небольшой площади данстеблские вулканогенные породы выходят также вдоль оси антиклинали Нагоя на юге поднятия Анаки, где андезитовые лавы переслаиваются с пирокластическими породами и линзами известняков и кремнистых сланцев (Dickins, Malone, 1973). Среднедевонские риолиты имеются еще близ Глендеравел Хомстеда, а андезиты и андезито-базальты около Флетчер Дул (Olgers, 1972). Ранне- и среднедевонские вулканогенные породы, сосредоточенные в пределах геосинклинали Новой Англии, известны в троге Тамворс на юге, а также в бассейне Яррол и Равенсвудском блоке на севере. Несколько особняком стоит бассейн Ходжкинсон, расположенный на восточном побережье материка к северу от Равенсвудского блока. В нем вулканогенных пород несравненно меньше, чем в главной части геосинклинали Новой Англии.

Трог Тамворс и бассейн Яррол сходны по геологической истории и включают серию отложений от девона до карбона, содержащих большое количество вулканогенных пород (Maggsden, 1972). В трог Тамворс, а также в расположенном от него к северо-востоку районе Варвика ранне- и среднедевонские вулканогенные породы входят в состав Тамворской и Силвервудской групп. Эффузивные породы в Тамворском трог неизвестны, но образуют существенную часть разрезов близ Варвика. Преобладают породы, содержащие лито- и кристаллокластический вулканогенный материалы андезитового и дацитового состава. Отмечены также кератофиры. Предполагается, что характерные черты отложений группы Тамворс могут быть объяснены накоплением их в результате опускания морского сублиторального шельфа, располагавшегося близ края геосинклинали Новая Англия, главная часть которой размещалась восточнее.

Силвервудская группа имеет мощность около 4400 м и состоит преимущественно в нижней части из андезитовых кристалло- и литокластических туфов, переслаивающихся с осадками, содержащими грубую пирокластику и прослои андезитов и известняков. Вся эта серия носит название конольских вулканитов. Другую часть разреза представляет формация Розенталь-Крик. Она имеет мощность 1200 м и содержит переотложенный вулканический детритус в осадочной толще, который становится более мелким к кровле формации, и сопровождается большим количеством даек известково-щелочного типа. При общем сходстве ранне- и среднедевонских разрезов вулканогенных серий трог Тамворс для них харак-

терно, в отличие от бассейна Яррол, преобладание пирокластического материала. Интрузии для этого трога не типичны, как считает Мерсдин (Marsden, 1972).

В бассейне Яррол вулканогенные породы подчинены серии отложений общей мощностью до 7500 м, охватывающей возрастной диапазон от позднего силура до среднего девона. Предполагается, что первая фаза вулканизма здесь была кислой до средней, промежуточной между вулканогенными породами группы Куртис Айсленд и постживетской андезитовой фазой. Область распространения вулканогенных пород достигает размера 200×50 км. В ее пределах наиболее древними являются вулканогенные породы Марльборугского блока и области Крейджиле, где наблюдается кератофиристо-спилитовая серия пород 2500 м мощностью, с известняками и другими осадочными породами с фауной, определяющей их возраст в рамках от позднего силура до живета. Характерна региональная неустойчивость разрезов при сравнительном обилии в них вулканогенных пород. Исключения представляют слои Бермунду, в которых осадочные породы обнаруживают тем не менее вулканическое происхождение, и область Мундубера, где неизвестны мощные вулканогенные толщи. Вулканогенные породы содержат преимущественно обломочный материал, образовавшийся в результате спекания материала пепловых потоков, отчасти также вследствие выпадения пепла из воздушной среды. Преобладают кислые породы, риолитовые, до средних (дациты, андезиты), хотя известны и более основные породы. Слои Маунт Холли состоят преимущественно из туфовых осадков и известняков. Осадки включают конгломераты и арениты с обломками андезитов и кристаллов полевых шпатов.

Вулканизм в бассейне Яррол завершился интрузиями гранитоидов и внедрением ультрабазитов. В районе Крумбит — Кения известны, кроме того, проблематичные крумбитские слои с вулканогенными породами, главным образом андезитами и базальтами мощностью до 1800 м; низы этих слоев содержат известняки с живетской фауной, а верхняя их часть соответствует франскому ярусу или более молодым стратиграфическим подразделениям.

В области Равенсвудского блока и Брокенриверского рифта, представляющего поперечную структуру в геосинклинали Новой Англии, расположенную в районе Траунвила, небольшое количество базальтовых лав подчинено мощной (до 12 000 м) ранней фазе седиментации, соответствующей морскому «флишу» и шельфовым осадкам. Предполагаемый возраст образовавшейся серии отложений — поздний силур до раннего девона. К раннему девону относятся также гранитоиды с возрастом от 390 до 405 млн. лет. Много гипербазитовых интрузий. Олджерс (Olgers, 1972), ссылаясь на Мейна, отмечает,

что на Равенсвудском блоке слои Кеп Ривер содержат риолиты, сопоставимые с аналогичными породами группы Маунт Виндзор.

Севернее расположен бассейн Ходжкинсона, в котором вулканогенные породы подчинены формациям Чилагое и Маунт Гарнет, фациально замещающим друг друга. Главная масса вулканогенных пород сосредоточена в мощной формации Чилагое; в Маунт Гарнет таких пород меньше (Kayser, Lucas, 1968). Мерсдин (Marsden, 1972) считает, что обе формации относятся к раннему девону, и что формация Маунт Гарнет образовалась несколько позднее, в течение периода времени, заканчивающегося поздним эмсом. Кайзер и Лукас предполагают возможным позднесилурийский — раннедевонский возраст формаций. Помимо преобладающих в составе формаций альбитизированных и хлоритизированных базальтов, в очень небольшом количестве в них присутствуют кварцевые и безкварцевые кератофиры, риолиты и средние породы. Формация Чилагое состоит из преобладающих вулканогенных пород с линзами и прослоями известняков при малом количестве терригенных пластов. Формация Маунт Гарнет почти не содержит известняков и состоит, главным образом, из терригенных пород. Присутствие обломочного материала эффузивов в породах северной части бассейна вызвано, как полагает Мерсдин (Marsden, 1972), размывом существовавшей в раннем девоне узкой линейно вытянутой в СЗ направлении гирлянды вулканических островов. В области Равенсбургского блока и Брокенриверского рифта имеются гранитные интрузии с возрастом 330 млн. лет.

Заканчивая общий обзор девонской истории северо-восточной Австралии, Мерсдин (Marsden, 1972) предпринял попытку сопоставить имеющиеся данные с тем, что известно в настоящее время в отношении окраин континентов, и с гипотетическими построениями в духе плитной тектоники. По его мнению, додевонская и девонская история окраины материка может быть истолкована следующим образом. Геосинклиналь Новая Англия обнаруживает черты сходства с современными островными дугами, по отношению к которым определенным образом размещаются древний глубоководный желоб и океаническое дно, а также внутренние краевые моря и континентальный платформенный массив. Соответственно он выделяет для раннего девона на севере, примерно на широте Таунсвилла, невулканический край платформы, а на юге, в районе трогов Ковра, Хилл Энд и поднятий Молонг и Каперти — вулканический край платформы, а затем следующие элементы строения: островные вулканические дуги (Сильвервудская группа бассейна Яррол) с примыкающими к ним комплексами продуктов размыва вулканогенных накоплений (Тамворский трог), а также краевое море (?), ныне погребенное



под более молодыми осадками бассейна Боуэн, поэтому дискуссионное. Со стороны раннедевонского океана располагался глубоководный желоб, который заполнялся флишевыми толщами (центральный комплекс и другие толщи). Мерсдин считает, что Тамворский трог располагается западнее островной вулканической дуги, типичной для бассейна Яррол, чем обусловлены различия в составе вулканогенных пород обеих структурных зон. Взаимоотношения вулканогенного заполнения Тамворского трога с вулканической зоной трогов Ковра и Хилл Энда при таком построении, как подчеркивает Мерсдин, остаются неясными. Тем не менее общая картина представляется ему достаточно наглядной, поэтому на помещенной в его работе палеогеографической схеме (Marsden, 1972) показаны все соответствующие зоны и выделена гипотетическая зона поддвижения (Subduction Zone), сохраняющая положение и в более поздние периоды времени, в конце раннего девона вплоть до позднего франсиана, когда на юге в платформенной части вулканизм прекратился, но на севере, наоборот, проявился сравнительно интенсивно. Эта гипотетическая зона поддвижения располагалась вдоль восточного края материка параллельно ему со стороны океана в расстоянии первых десятков километров от современной береговой линии. Складчатость конца среднего девона, известную под названием Табберабберской, Мерсдин считает одним из свидетельств перемещения австралийской плиты, сопровождавшимся активной вулканической деятельностью. Впрочем, все эти построения и аналогии с современными краями континента тихоокеанского типа, с зонами Беньофа отнюдь не могут считаться убедительным подтверждением перемещения австралийской плиты, так как подобные зоны, как и приведенные Мерсдином палеотектонические реконструкции края Австралийского континента, не требуют обязательного приложения представлений о плитной тектонике. Возможны и иные толкования наблюдаемых соотношений, основанные на представлении об устойчивости краев континента, подобных тихоокеанскому, как давно уже предполагалось Г. Штилле, Н. С. Шатским и другими исследователями.

Оценивая общий объем ранне- и среднедевонских продуктов вулканической деятельности в Лахландской геосинклинали Восточно-Австралийской области, следует иметь в виду, что они распространились в это время на обширных территориях, вследствие чего превысили, по-видимому,  $45\,000\text{ км}^3$ , тогда как в геосинклинали Новая Англия этот объем был ниже и составил примерно  $15\,000\text{ км}^3$ . В этих расчетах принято, что на всей территории Восточно-Австралийской вулканической области, составляющей около  $1\,000\,000\text{ км}^2$ , 10% было занято вулканогенными породами, образующими разрезы до 600 м мощности.

В верхнедевонское время палеогеографическая и тектоническая обстановка в Восточно-Австралийской вулканической области существенно изменилась. На месте замкнувшихся вследствие орогенеза древних трогов и прогибов (бассейнов) стали формироваться толщи преимущественно континентальных и частично паралических осадков (Grown *et al.*, 1968). Сравнительно широкое распространение приобрели красноцветные континентальные толщи, которым в ряде районов Лахландской, в частности, геосинклинали подчинены различного состава вулканогенные породы.

На крайнем юге, в восточной части штата Виктория, также известны вулканогенно-красноцветные ассоциации в разрезах среднего девона, где кислые вулканогенные породы сменяют сверху красноцветные отложения. По направлению на запад переслаивающиеся терригенно-красноцветные и вулканогенные породы образуют вулканогенно-осадочный комплекс мощностью свыше 1000 м. В центральной части штата и на территории, расположенной восточнее и северо-восточнее Мельбурна (Grown *et al.*, 1968), обычно сочетание риодацитов, тосканитов, риолитов и базальтов (эффузивы Сербериян и Данденонг), приуроченных к кальдерным опусканиям.

Браун (Grown, 1962) отметил сравнительно широкое распространение в ряде районов штата Виктория разнообразных игнимбритов. Они образовались вслед за поздне-среднедевонской (Табберабберской) орогией, обусловившей складчатость серии отложений от кембрия до среднего девона. В этих районах и возникли крупные кальдерные опускания, в которых накопились значительной мощности игнимбритовые толщи. Для изученного участка, расположенного в 150 км к северо-востоку от Мельбурна, Браун указал серию риодацитов, переслаивающихся с грубообломочными терригенными породами, так называемыми риодацитами и конгломератами Холанд-Крика. Он считал, что игнимбриты здесь возникли из палящих туч. Эти породы прорваны гранитными интрузиями, на которых, отделяясь эрозиейной поверхностью, залегают красноцветные нижнекаменноугольные отложения. Мощность разрезов, вскрывающих серию Холанд-Крик, достигает 1500 м. Залегающие в верхней части вулканогенные породы занимают около 800 м мощности. Общее количество извергнутого материала достигает, по Брауну, 100 км<sup>3</sup>. Характерно отсутствие вулканогенных пород среди обломков в конгломератах.

Вебби (Webby, 1972) также указывает в центральной части штата Виктория мощную толщу кислых лав, возникшую в позднем девоне, частично в кальдерных опусканиях, окаймленных кольцевыми дайками. Наиболее крупный мэрисвильский изверженный комплекс образовался на эродированной

и неплененизированной поверхности силурийских и нижнедевонских отложений. Комплекс содержит интрузии гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, а также разного состава дайки. В кальдере Цербера такой комплекс имеет мощность 1800 м и включает серию вулканогенных и осадочных пород. В основании разреза этой серии залегает 6-метровый слой конгломератов, затем около 300 м риолитов и риодацитов, перекрытых, в свою очередь, примерно такой же мощности толщей алевролитов и песчаников (с рыбами), а также основными лавами и игнимбритами, над которыми располагается мощная (900—1000 м) ингимбритовая толща. Наряду с гранитами кальдерных опусканий много крупных верхнедевонских гранитных тел. Возраст кальдерных лав варьирует; местами они относятся к верхнему девону — нижнему карбону, как, например, у Менсфилда.

В течение того же интервала времени (верхний девон — нижний карбон) в районе Макалистера, Эвона и Митчел Ривер вдоль грабена ССВ простираения накопились континентальные грубообломочные толщи с прослоями риолитов и небольшим количеством туфов и базальтов группы Эвон Ривер. Риолиты утоняются к востоку и отсутствуют восточнее Митчел Ривер. В Грампианской области Западной Виктории, по Вебби, кислые вулканогенные породы и осадочные толщи лежат несогласно на нижнем палеозое. Эти риолиты (роклендские) сопровождаются риодацитами, в небольшом количестве трахитами, агломератами и туфами, залегающими в основании разреза. Выше размещается мощная (около 6000 м) серия песчаников, алевролитов, аргиллитов и редких прослоев конгломерата, в верхах которой имеется карбоновая фауна.

В районе прибрежного пояса близ Идена верхнедевонские отложения распадаются на две формации: Лошьельскую и Мерримбала. Лошьельская залегает несогласно на риолитах Идена и состоит из кислых и основных лав, переслаивающихся с аркозами, конгломератами и красными сланцами. Формация Мерримбала — красноцветная (Webby, 1972).

По данным Н. А. Богданова (1967), ссылающегося на Хиллса и Томаса, во впадинах штата Виктория резко несогласно по отношению к нижнему и среднему девону и независимо от древних структурных ситуаций залегают преимущественно красноцветные толщи, в ряде случаев сопровождаемые вулканогенными породами. В долине р. Голбёри основание верхнего девона представлено конгломератами (6—8 м), залегающими несогласно на подстилающих породах, выше которых располагаются риолиты, дациты и их туфы мощностью 350 м, а затем — туфовые песчаники и пепловые туфы, над которыми лежат базальты и андезитобазальты, а также пепловые туфы (примерно 180 м). Верхняя часть разреза верхнего девона — континентальные риолиты, дациты и тоскани-

ты, чередующиеся с песчаниками и туфами (1000 м). Такие разрезы верхнего девона и нижнего карбона с мощностями порядка 1500—1600 м типичны для всего тектонического шва, разделяющего зоны нижнепалеозойского прогиба и поднятий в пределах Лахландской геосинклинали.

В 150 м к юго-востоку, у пос. Таббераббера, Н. А. Богданов отмечает, по данным Хиллса и Томаса, фашиально изменчивые толщи мощностью 700—800 м, содержащие риолиты и порфириды, а также пачки игнимбригов и туфов.

Восточнее блока Снежных Альп в позднедевонское время продолжался вулканизм, наблюдавшийся ранее в среднем девоне, вследствие чего образовались риолиты Эдена, залегающие на континентальных отложениях и переслаивающиеся с немногочисленными риолитовыми туфами, вулканическими брекчиями и фельзитами. Риолиты интродуцированы гранитами. Вулканогенные комплексы известны также в значительном удалении на севере, в бассейне Друммонд Центрального Квинсленда, к западу от поднятия Анаки. В этих комплексах много прослоев туфов, а также андезитовых и риолитовых лав. В целом же, состав верхнедевонских пород этих территорий варьирует от преобладающих дацитов (часто с гиперстеном), риодацитов, тосканитов и риолитов, обычно представленных игнимбритами, до базальтов, известных на юго-востоке Нового Южного Уэльса.

Как отмечает Пейн в специальном палеовулканологическом очерке (Paine, 1969), в Центральном Квинсленде позднедевонские вулканогенные породы, ассоциирующиеся с каменноугольными и отделенные несогласием от подстилающих толщ, образуют мощные серии, включающие вулканогенные комплексы, подчиненные континентальным отложениям бассейна Друммонд, но наблюдаемые также среди морских и континентальных толщ ряда районов геосинклинали Новая Англия на востоке материка. В бассейне Друммонд вероятные позднедевонские вулканогенные породы залегают в основании разреза; их вероятными эквивалентами являются аналогичные породы оз. Галилей в районе Буханена, западнее Друммонда. К позднему девону относятся, по-видимому, также вулканогенные породы, расположенные узкой полосой СЗ простираясь вдоль западной окраины поднятия Анаки по границе его с Друммондским бассейном, выделяемые под названием вулканитов Силвер Хилл (Bowen, 1973). Эта группа отложений представлена риолитами, трахитами, андезитами, базальтами, агломератами, конгломератами, песчаниками и сланцами общей мощностью 1000—1500 м. Предполагается, что вместе с вулканогенными породами группы Тереза-Крик и слоями Маунт Ренкин весь этот сложный комплекс в позднем девоне перекрывал обширные площади на поднятии Анаки. Нынешние отдельные разрозненные выходы этих

пород на поверхность относятся к останцам размыва обширной вулканической провинции, располагавшейся на большей части территории, занятой Клермонтским блоком, который в прошлом был сложен преимущественно кислыми и средними породами. Такое представление подтверждается данными об интенсивном размыве вулканогенных пород в период отложения осадков формации Телемон, залегающей на вулканитах Силвер Хилла. Среди отложений этой формации наблюдается обильный переотложенный материал вулканогенных пород группы Силвер Хилл.

Вулканогенные породы Тереза-Крик известны на сравнительно ограниченной площади близ Клермонта, к юго-западу от него. Среди них имеются андезиты, трахиандезиты, риолиты, дациты, их туфы, аркозы, граувакки и алевролиты. Олджерс (Olgers, 1972) выделяет нижнюю часть разреза Тереза-Крик, состоящую из андезитов и трахиандезитов, прорванных гранитами, и верхнюю, коррелируемую с Силвер Крик, сферолитов, спекшихся туфов и риолитовых брекчий, несогласно налегающих на граниты. Что касается слоев Маунт Ренкин, то они образуют многочисленные более или менее значительные поля (останцы размыва на поднятии Анаки) и представлены разнообразными породами, в том числе риолитами, дацитами, натровыми обсидианами, андезитами, кислыми и средними пирокластическими породами, агломератами, конгломератами, лапиллиевыми туфовыми аренитами и алевролитами. В осадочных породах много обломков вулканогенных пород. Мощность всей этой толщи более 4800 м. Возраст по остаткам флоры определяется как верхний девон — нижний карбон. Верхнекарбонные вулканогенные породы Бугонунна и пермские отложения залегают на слоях Маунт Ренкин несогласно.

Мерсдин (Marsden, 1972) предполагает, что на поднятии Анаки состав вулканогенных пород варьировал по составу от кислых на севере до более основных на юге. Поэтому формация Маунт Виетт содержит только кислые породы, а формация Сант Энн (2100 м) насыщена редкими кислыми породами внизу, а сверху состоит из кислых туфов с небольшим количеством риолитов и дацитов. Южнее все эти породы сменяются преимущественно риолитами, трахитами, отчасти базальтами группы Силвер Хилл. На крайнем же юге, в антиклинали Маунт Бофорт, преобладают базальты и трахиты с небольшим количеством риолитов в кровле. Кульминация фазы кислого вулканизма сопровождалась гранитными интрузиями, внедрившимися в области поднятия Анаки и имеющими возраст по калий-аргоновым датировкам 330 млн. лет.

Мерсдин предполагает, что вулканогенные породы Тереза-Крик тоже были прорваны гранитами Ретрет в южной части поднятия Анаки и перекрыты вулканогенными породами Сил-

вер Крик, которые, таким образом, являются, по его мнению, более молодыми. Возраст гранитов, прорывающих породы группы Тереза-Крик, по аналогичным определениям 395 млн. лет.

В районе, расположенном восточнее поднятия Анаки, вулканизм отличался некоторыми типичными особенностями. Начальный этап здесь ознаменовался (Marsden, 1972) образованием формации Маунт Уайт, являющейся аналогом слоев Кемпуайн или Миртевальн бассейна Бардекин. Песчаники и агломераты этой формации содержат обломки вулканогенных пород и гранитов. К тому же времени, как считает Мерсдин, относятся вулканогенные породы северной окраины Равенсвудского блока, а в западной части Боуэнского бассейна аналогичные девонско-карбоновые породы хр. Комет, скрытые под покровом пермских отложений мощностью свыше 1000 м; впрочем, эти породы некоторые исследователи сопоставляют с данстеблскими вулканогенными образованиями.

В пределах геосинклинали Новая Англия позднедевонские вулканогенные породы распространены во многих районах. В тропе Тамворс формация Болдуин состоит из аргиллитов и грубо- до тонкозернистых аренитов, «агломератов» по Бенсону, состоящих преимущественно из кластического детритуса андезитовых пород и плагиоклазов. Мощность сложенных ими толщ варьирует от 900 до 1500 м. В южной части бассейна Яррол на значительном протяжении, от района, расположенного южнее Марльборуха, и примерно до 22° ю. ш. на севере, прослеживается сравнительно широкая полоса распространения коннорских вулканогенных пород (Dickins, Malone, 1973). Это преимущественно риолиты, дациты, трахиты, андезиты и соответствующего состава пирокластические породы, окремненные и прорезанные кварцевыми жилами, туфовые песчаники и конгломераты. Точных данных об их возрасте нет; известно, что на них несогласно залегают нижнепермские отложения, а на юге их прорывают граниты с возрастом 305 млн. лет. Возможна гетерогенность их возраста, поэтому их сопоставляют либо с верхнесилурийскими — нижнедевонскими вулканогенными породами, либо с девонско-карбоновыми слоями Кемпуайн. Последние расположены на побережье к северу и югу Мекея и интрудированы уранахским комплексом, вместе с которым перекрыты нижнепермскими отложениями. Слои Кемпуайн представляют северное продолжение бассейна Яррол и имеют возраст верхний девон — нижний карбон, подтверждаемый остатками фауны и флоры. Состав пород — основные и кислые эффузивы, конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки. Мощность близ Сарина около 7300 м, близ Прозерпины свыше 3000 м (Marsden, 1972).

Мерсдин выделяет в южном бассейне Яррол вулканогенную группу Ди, преимущественно андезитовую, с туфами, а

также вулканогенную группу Баудлер Крик с кластическим материалом андезитовых лав и их туфов. Имеются и более основные породы. Группа Ди относится к франскому ярусу, что подтверждается остатками флоры. Мерсдин отмечает, кроме того, распространение вулканогенных пород среди отложений формации Дауэс Рейндж; эти породы содержат кластический материал андезитового состава. На востоке прогиба Яррол в основании девонского разреза залегают андезиты и их туфы, переслаивающиеся с лаваагломератами и известняками. В верхах разреза наблюдаются андезитовые туфы и туфовые мергели и сланцы. Общая видимая мощность вулканогенных пород, относимых здесь к среднему и верхнему девону, достигает 1500—2000 м (Богданов, 1967). К югу и северу от Рокхемптона в толще аспидных сланцев и филлитов, по Н. А. Богданову, много прослоев риолитов, андезитов и их туфов, а также кремнистых сланцев и яшм, реже известняков.

В области Брокенриверского рифта и Равенсвудского блока к постживетскому времени Мерсдин (Marsden, 1972) относит внедрения гранитов с возрастом 360—380 млн. лет, а также эруптивные проявления в Джорджтауне, где вулканогенные породы группы Ньюкастл Рейндж с тем же возрастом накопились в кальдерообразной зоне опускания. Породы здесь, преимущественно авгитовые андезиты до риодацитов, переслаиваются с осадками, образуя толщу мощностью около 1000 м. Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равное 0,707, указывает, по Мерсдину, на по меньшей мере слабую контаминацию докембрийских пород в процессе образования группы вулканогенных пород Ньюкастл Рейндж. В красноцветах франского яруса отмечены продукты разрушения вулканогенных пород, возможно принадлежащих групп Маунт Виндзор (Marsden, 1972).

На крайнем севере, в Ходжкинсонском бассейне Мерсдин отмечает лишь небольшое количество основных вулканогенных пород. Кайзер и Лукас (Kaysner, Lucas, 1968) указывают, что в основании разреза мощной (8—10 км) толщи тонкослоистых турбидитов, аренитов и конгломератов залегают кварцевые и бескварцевые кератофиры, риолиты, а также типичные спилиты. Возраст этой толщи верхнедевонский, Блейк (Blake, 1972) предполагает возможным даже нижекарбоновый.

Рассматривая общие черты геологической истории, Браун, Кэмпбелл и Крук (Brown, Campbelle, Crook, 1968) обращают внимание на сравнительно четкие различия между вулканическими провинциями, наметившимися в позднедевонское время в Восточно-Австралийской области: на западе — риодацито-риолито-базальтовой, на востоке — андезитовой. Реальные данные тем не менее не столь очевидны, чтобы представить возможным выделение двух таких провинций.

Ориентировочная оценка общего объема позднедевонских вулканогенных пород Восточно-Австралийской вулканической области может опираться главным образом на те данные, которые имеются для раннего и среднего девона. Поэтому нет оснований считать эти объемы сколько-нибудь отличающимися от свойственных Лахландской (45 000 км<sup>3</sup>) и Новоанглийской (15 000 км<sup>3</sup>) геосинклиналям в раннем и среднем девоне.

Вулканизм карбонового времени в Восточно-Австралийской вулканической области преимущественно связан с девонской вулканической деятельностью. Вследствие этого в некоторых районах (например, на поднятии Анаки, по данным Brown, Campbelle, Crook, 1968) граница между девоном и карбоном проходит внутри вулканогенного разреза.

В Новом Южном Уэльсе, по Нейшеру (Nasheg, 1969), вулканогенные породы имеются среди морских и континентальных отложений карбона; в долинах Хантера и Майалла они перекрывают площадь свыше 1500 км<sup>2</sup>. Большой мощности толщи аналогичных пород наблюдаются в синклинали Верри, а далее на север они прослеживаются за р. Намой. Вулканогенные породы обычно переслаиваются с терригенными отложениями, частично имеющими ледниковое происхождение. Общая насыщенность разрезов вулканогенными породами колеблется в пределах от 30 до 90% (в среднем 58%) при мощностях от 200 до 2100 м. Лавы имеют преимущественно андезито-риолитовый состав и варьируют от пироксеновых андезитов (61% SiO<sub>2</sub>), роговообманковых андезитов (64% SiO<sub>2</sub>), дацитов (68% SiO<sub>2</sub>) и тосканитов (73% SiO<sub>2</sub>) до риолитов (75—77% SiO<sub>2</sub>). Встречаются также трахиандезиты и базальты. Наблюдаемые местами кератофиры представлены гидротермально измененными породами. Наряду с лавами много ингимбритов риолитового, тосканитового, дацитового и роговообманково-андезитового состава. Общая изменчивость состава пород выражена возрастанием кремнезема к концу карбона. Тем не менее в пермское время вновь появляются трахиандезиты и базальты. Приведенные Нейшером химические анализы устанавливают значительную изменчивость состава вулканогенных пород.

В Квинсленде главная масса карбоновых вулканогенных пород сосредоточена вдоль окраин бассейнов Боуэна и Друммонд, а также по краям разделяющего их поднятия и в геосинклинали Новая Англия. Вдоль западного края поднятия Анаки, по данным Дикинса и Мелона (Dickins, Malone, 1973), над конгломератами и песчаниками в разрезе нижнего карбона залегают породы Дакебрукской формации, состоящей из красноцветных песчаников, алевролитов и сланцев, которым подчинены туфы, а также редкие прослои известняков. Эта часть разреза мощностью 2000 до 2800 м залегает несогласно



на верхнедевонских отложениях формации Телемон с наклоном на запад и, таким образом, образует восточное крыло бассейна Друммонд.

Севернее, непосредственно на поднятии Анаки, располагается сравнительно обширная область распространения вулканогенных пород группы Балгонана. По направлению на запад мощность их уменьшается и они перекрывают отложения Друммондской группы, в состав которой входит Дакебрукская формация. Балгонанские породы залегают между нижнекарбонowymi и нижнепермскими отложениями и прорваны гранитами с возрастом 285 млн. лет, определяющим верхнюю хронологическую границу вулканогенных пород. Считается, что их возрастные рамки лежат в пределах 295—285 млн. лет. Преобладают в разрезе риолиты, образующие систему покровов и экструзивных тел, а также пепловые и игнимбритовые потоки. Встречаются, кроме того, дациты, тосканиты и трахиандезиты. Около половины вулканогенного разреза сложено туфами и конгломератами, представляющими древние грязевые потоки.

На восточной окраине бассейна Боуэна в слоях Торсдаль района Билоелы среди конгломератов, песчаников и алевролитов залегают кислые и средние эффузивы, возраст которых считается карбонowym, ближе не определенным.

В геосинклинали Новая Англия в Южном Квинсленде в нижнекарбонowych отложениях известны тонкие прослои риолитов и измененных средних и основных миндалекаменных пород и пирокластических образований, входящих в состав морских отложений Бекона и несогласно перекрывающих эквиваленты Нерангейл-Фернвала ((Stevens, 1969). Предположительно визейские туфовые песчаники с подчиненными трахитовыми потоками и дацитовыми игнимбритами известны южнее бассейна Яррол среди круто падающих морских отложений горы Барней. В южной и центральной частях трога Тамворс (Brown e. a., 1968) накопились мощные толщи (более 2500 м) полимиктовых песчаников и конгломератов, содержащих большое количество вулканогенного материала. Предполагается, что накопление этих толщ было синхронным вулканическим проявлениям на поднятиях, расположенных западнее и восточнее трога. В долине р. Хантер соответственно сохранились и переслаивающиеся пачки андезитов, тосканитов и туфов, например, местами в области Стенхоп — Госфорс, образующих толщи до 2000 м мощности (Nasher, 1969). Вулканическая деятельность такого рода продолжалась по крайней мере в течение визе и намюра.

Робертс и Оверсби (Roberts, Oversby, 1973) дали наглядный очерк палеогеографии для раннего карбона южного окончания геосинклинали Новая Англия. Серия составленных ими схем позволяет представить общий характер распре-

ления вулканогенных пород в этой зоне в турнейское и визейское время для территории, примыкающей к Ньюкастлу и протягивающейся от р. Хантер на юго-западе до Баррингтона на северо-востоке, совпадающей с юго-восточным окончанием Тамворского трога. На схемах показано дугообразное расположение вулканических полей в западной и южной частях трога, а также распределение на крайнем западе, а в позднем визе и на юге, вулканов, опоясанных игнимбритами. В восточном направлении вулканические поля и игнимбиты сменяются вулканогенно-терригенными и карбонатными толщами. Предполагаемая береговая линия проводится на схемах между игнимбритами и терригенным комплексом осадков. К концу карбона на так называемой «платформе Гирван» в результате интенсивных базальтовых и риолитовых извержений накопились вулканогенные толщи мощностью до 1000 м (вулканогенные породы Глостер и Алум-Маунтин).

В Центральном Квинсленде (Paine, 1969) установлен перерыв между ранним и поздним карбоном, после которого проявилась активная вулканическая деятельность, сопровождаемая неглубокими интрузиями. В позднем карбоне здесь образовались в континентальной обстановке кислые пирокластические потоки и кислые до средних пеплопадовые пирокластические породы и лавы. Эти породы, прорванные гранитными интрузиями, сохранились между Кейрном на западе и Кулоном на юго-востоке. Можно полагать, что, по крайней мере частично, к верхнему карбону относятся кислые и средние лавы и пирокластические породы, распространенные между камбунскими андезитами и обурнским комплексом. Верхнекарбонные пирокластические породы имеются также в центральной и южной частях бассейна Боуэн.

В Северном Квинсленде районы Брокен Ривер и бассейна Ходжинсон испытали послескладчатое развитие, в связи с которым образовались кислые эффузивы, включая спекшиеся туфы, одновременно с пресноводными осадками. Кислый позднепалеозойский вулканизм Северного Квинсленда продолжался, начиная со среднего карбона до поздней перми. В связи с этими вулканогенными образованиями, включавшими наряду с вулканическими также плутонические комплексы, оказались перекрыты площади свыше 1100 км длиной и 400 км шириной. Главный импульс вулканической активности соответствовал позднему карбону, когда образовалось не менее 8000 км<sup>3</sup> риодацитовых спекшихся туфов, накопившихся в обширных кальдерах и кальдерных опусканиях (Branch, 1966, 1969). Около 2700 км<sup>3</sup> вулканогенных пород скрывают в Джорджтауне сравнительно устойчивый блок, расположенный в 260 до 400 км южнее бассейна Ходжинсона и западнее Брокен Ривера. Другие 4500 км<sup>3</sup> вулканогенных пород сохранились на юге провинции вдоль Фазербед-Булгонунского ли-

неамента в виде зоны, имеющей протяжение 750 км при ширине 65 км.

На мысе Йорк около 900 км<sup>3</sup> вулканогенных пород наблюдается в нечетко выраженной рифтоподобной структуре длиной 350 км и шириной 80 км. Во всех этих районах вулканогенные породы сопровождаются субвулканическими штоками адамеллитов. Общая эволюция вулканизма здесь завершилась слабыми до средних проявлениями вулканизма в ранней и поздней перми.

Учитывая данные Бренча (Branch, 1966) об огромных массах риолитовых и риодацитовых игнимбритов Северного Квинсленда (только в кальдерах и кальдерных опусканиях этого региона 8000 км<sup>3</sup>), сведения о больших мощностях карбоновых вулканогенных пород в различных частях области и о значительной насыщенности разрезов этими породами в Новом Южном Уэльсе и на других территориях, можно полагать, что в карбоне объемы продуктов вулканической деятельности мало отличались от тех, которые были типичны для позднего девона (60 000 км<sup>3</sup>), однако этот расчет не включает приводимых ниже данных Бренча о позднекарбонном — раннепермском вулканизме Джорджтауна.

Вулканическая деятельность на территории Джорджтауна в позднем карбоне — ранней перми обстоятельно охарактеризована Бренчем (Branch, 1969) в работе, посвященной вулканическим кальдерам, кольцевым комплексам и сопровождающим их гранитам. Бренч показал, что Джорджтаун является одним из наиболее выдающихся примеров, иллюстрирующих строение такого типа структур, отнюдь не уступающих по своему значению примерам кольцевых структур Шотландии, известных по описаниям Бейли, Андерсона и других исследователей, аналогичных структур Африки и других районов мира. Джорджтаун поражает грандиозностью вулканических проявлений, обусловивших образование кальдер и кольцевых структур, а также размерами возникших структур и охватом обширной территории вулканизмом в таких специфических его формах, какими являются процессы образования игнимбритов, кольцевых комплексов, кальдер и т. д. После детального изучения, проведенного Бренчем, этот район стал едва ли не лучшим образцом, иллюстрирующим механизм образования такого рода структур и происхождение обширных игнимбритовых полей.

Изученная Бренчем территория Джорджтауна расположена западнее прибрежных городов Кэрнса и Таунсвилла в Северном Квинсленде и охватывает площадь свыше 1 200 000 км<sup>2</sup>. Верхнепалеозойские вулканогенные породы на этой территории занимают площадь около 35 000 км<sup>2</sup>, включая кислые породы и гранитные интрузии. Вулканогенные породы здесь представлены преимущественно риодацитовыми спекшимися

туфами с подчиненными им риолитами, трахиандезитами, андезитами и базальтами, принадлежащими к известково-щелочной серии пород. Интрузии по составу соответствуют главным образом адамеллитам, отчасти гранитам и гранодиоритам.

Нобль (Noble, 1970) отметил, что среди химических анализов пород Джорджтауна, приведенных Бренчем, имеются такие, которые по высокому содержанию общего железа и кремнезема и относительно малому количеству глинозема, окиси магния и кальция могут быть сопоставлены только с пантеллеритами и их глубинными аналогами. Он указал, кроме того, образец кроудонского вулканита, по химическому составу отвечающего комендитовому туфу. Бренч еще ранее обратил внимание на спорадическое присутствие арфведсонита в некоторых породах, а также на соответствующий щелочной индекс в них. Нобль считает, что объем щелочных и субщелочных пород в Джорджтауне должен быть значительным и что вслед за этими породами формировались гранитоиды нормального ряда. По подсчетам Бренча, около 60 000 км<sup>3</sup> риодацитовых спекшихся туфов заполняет область изученных им 11 кальдерных опусканий длиной от 15 до 135 км. В этой ассоциации имеется шесть кольцевых комплексов, сопровождающих кальдеры, пять из которых сложено вулканогенными и плутоническими породами, шестая же только глубинными породами. Структурное положение кальдер и кольцевых комплексов контролируется разломами, возникшими в докембрийском фундаменте до их образования. Предполагается, что штоки среднезернистых адамеллитов, внедрившихся в вулканогенные породы кальдер и кольцевых комплексов, кристаллизовались под чехлом спекшихся туфов мощностью 200—700 м. Начальные извержения были связаны с внедрением вязкой кислой магмы через жерла, расположенные вдоль периферических разломов; местами в кальдерах возникали озерные осадки. С ростом текучести магмы появлялись пузыристые риодацитовые потоки и пеплопадовые туфы и брекчии. С ними переслаивались и затем перекрывали их тонкие слои риодацитовых спекшихся туфов мощностью менее 35 м. В заключение происходили извержения риодацитовой жидкой магмы, проникавшей через периферические трещины в огромных количествах, образуя грандиозные массы спекшихся туфов, давших внутрикальдерные накопления мощностью свыше 500 м. Наконец, в подземных кальдерных опусканиях формировались гранитные штоки.

Общая последовательность образования кольцевых комплексов сходна с той, которая свойственна кальдерам; по Бренчу, она состоит из трех фаз. Первая — ранняя вулканическая. Она выражена извержениями кислых продуктов вулканической деятельности через малые центральные каналы.

Вторая — кальдерная. Ей соответствуют извержения андезитовой до риолитовой пеплопадовой пирокластике и умеренных размеров пепловые потоки, проникавшие через вулканические кольцевые трещины, заполненные жидкой кислой магмой. Третья — подземного кальдерного опускания. Эта фаза связана с интрузиями кольцевых даек и штоков.

Бренч предполагает, что магма проникала в кальдеры, вызывая вулканическую деятельность, из главной глубоко расположенной камеры; в то же время магма, обусловившая вулканическую активность в кольцевых комплексах, обособлялась преимущественно из камер, расположенных на небольшой глубине, где эта магма была дифференцирована. К началу третьей фазы камеры верхнего уровня получали дополнительное питание из глубоких уровней, что приводило к нарушению эволюции комплексов и появлению поздних даек и штоков, сформированных дериватами этой магмы.

Образование кислой магмы комагматических гранитов и пирокластических потоков является, по Бренчу, следствием общего геосинклинального развития Тасманской зоны. Во время орогенической фазы развития палеозойской геосинклинали в смежных участках докембрийского фундамента в нижней части коры произошло обособление путем фракционирования кислой магмы от основной. Определение мантийно-стронциевого отношения ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ -0,701) для риодацитовых спекшихся туфов подтверждает, как подчеркивает Бренч, эту гипотезу. По изотопным данным, кислая магма накапливалась примерно в течение 50 млн. лет, но оставалась на месте, пока не началась послескладчатая фаза развития, когда и произошло ее внедрение за время в 30 млн. лет или меньше. Образование кислой магмы вызвало сводовое поднятие коры и привело ее в состояние растяжения. Магма поднималась вдоль ранее существовавших разломов и достигала поверхности, вследствие чего давление в глубинной камере падало. Это способствовало накоплению летучих, что вызывало образование пирокластических потоков. Там, где в глубинном очаге происходило истощение магмы, погружение отдельных блоков приводило к образованию кальдерных опусканий. Это обуславливалось неустойчивым состоянием коры и способствовало поднятию магмы на более высокие уровни зоны кальдерного опускания. На разных стадиях богатая летучими магма извергалась, образуя пирокластические потоки. Наконец, магма интродировала в слои пирокластических потоков, что вызвало образование адамеллитов. Одновременно с гранитными телами северо-восточной части Джорджтауна граниты внедрялись и в смежной части палеозойской геосинклинали вследствие анатексиса.

Специальное исследование изотопных стронций-рубидиевых отношений, проведенное Блейком и Ричардсом (Black, Ri-

chards, 1972) на примере Фазербедской зоны кальдерных опусканий, привело к несколько иным выводам в отношении возраста гранитов и значения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . По их данным, образование зоны началось интрузией гранитов с возрастом 328 млн. лет, вслед за чем примерно на 30 млн. лет позже возникло обширное вулканическое поле с кольцевыми структурами детально изученное и оконтуренное Бренчем (Branch, 1966), имеющее возраст 299 млн. лет. С вулканогенными породами связаны внедрение более поздних гранитов и рудная минерализация района, относящиеся к дате 296 млн. лет. Третьим эпизодом явилось внедрение еще одной группы гранитов с возрастом 280 млн. лет (граниты Мариба и др.). Опираясь на эти данные и на сопоставления изотопных стронций-рубидиевых характеристик различных гранитов Фазербедской зоны, Блейк и Ричардс высказали сомнения в отношении возможностей выделения двух групп гранитов, отличающихся генезисом, возникших в одном случае вне геосинклинальной области за счет источников магмы, расположенных на уровне низов коры или верхней части мантии (граниты Элизабет Крик), и во втором — геосинклинальных, образование которых обусловлено плавлением коры в складчатой зоне (граниты Херберт Ривер). Полученные ими начальные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  также отличаются от указанных Бренчем и равны  $0,710 \pm \pm 0,002$ , что, по Блейку и Робертсу, мало отвечает представлению о формировании гранитов в верхней мантии Земли.

На крайнем севере восточного побережья Австралии, близ Айрон Рейнджа и мыса Гренвилл, а также в проливе Торреса, на площади 200 км<sup>2</sup> распространены кислые породы с возрастом предположительно карбоновым до нижнепермского (Willmot e. a., 1973). Область распространения этих пород продолжается, по-видимому, под проливом Торреса, так как аналогичные риодациты и дациты по результатам нефтяных исследований известны на юго-западе Папуа под мезозойскими и более молодыми осадками. Вулканогенные образования проникли здесь, вероятно, через докембрийскую плиту. Они представлены преимущественно спекшимися кислыми туфами и потоками риолитов, а также сравнительно немногочисленными андезитами.

В проливе Торреса вулканогенные породы выступают на ряде островов, где установлены игнимбриты, образовавшиеся из отдельных центров. Наряду со спекшимися туфами риолитов есть риолиты и подчиненные им пемзовые потоки, брекчии, делленитовые, риодацитовые и дацитовые спекшиеся туфы, андезиты и базальты. Изотопных определений возраста всех этих пород пока нет. Предполагается образование их в верхнем карбоне вместе с комагматичными гранитами. Химические анализы пород указывают на высокоглиноземистый состав базальтов и андезитов и на близость всей серии к тем, которые

известны в Джорджтауне по описаниям Бренча, а также на принадлежность их к известково-щелочному ряду пород.

Общий объем позднекарбонowych — раннепермских вулканогенных пород определить трудно вследствие того, что значительные площади их скрыты под водами пролива Торреса. Можно только предполагать, что этот объем составляет не менее 10 000 км<sup>3</sup>.

В пермское время вулканическая активность сохранилась на обширных территориях Восточной Австралии. В Новом Южном Уэльсе (Nasher, 1969) вулканогенные породы соответствующего возраста были сосредоточены в основном в двух районах: в северной части штата и вдоль южного побережья.

Вулканогенно-осадочные толщи ранней перми обычны для сиднейской части Боуэнского бассейна, расположенной близ Ньюкасла (Maupе e. a., 1974), где имеются лакколиты, силлы, некки, потоки лав и туфы, а также бентонитовые прослои среди угленосных отложений. Предполагается (Joplin, 1964), что эти интрузии и излияния образовались из шошонитовой магмы, но некоторые из них имеют фельзитовый состав (Nasher, 1969). Аналогичные толщи известны в низовьях р. Хантер, восточнее Мусвелбрука и в ряде мест протяженной зоны, следующей от Винджена и до Богарби. Во всех этих районах встречаются базальты, андезиты, трахиты и риолиты, но преобладают оливинсодержащие и богатые плагиоклазом базальты. Такие породы отмечены в сериях лохинварской и эландейлской, принадлежащих Дальвудской группе северо-западного края бассейна Медови, где они ассоциируют с покровами риолитов. Вулканогенные породы, образующие главную часть Дальвудской группы, эквивалентны тем, которые наблюдаются в районах, расположенных между Мусвельбруком и Богарби. Основание этой группы не вскрыто в Мусвельбруке, но базальты подстилаются осадками и покровами риолитов нижней части угольных разрезов Грета. Мощность базальтов, андезитов и трахиандезитов в районе Винген-Верис Крик варьирует между 750 и 2000 м. Среди разнообразных типов вулканогенных пород Нейшер (Nasher, 1969) указывает преобладание оливиновых и безоливиновых базальтов. Оливинсодержащие базальты отличаются щелочным характером, в них присутствуют немного биотита, щелочные полевые шпаты и анальцим. Андезиты преимущественно пироксеновые. Риолиты обычно слоисты. В породах немного вторичных минералов — кальцит, пренит, анальцим, цеолиты, датолит, хлорит, смектит и халцедон.

В Новой Англии (Nasher, 1969) базальная часть «серии Драке» состоит из риолитовых потоков, брекчий и агломератов, а выше они перекрываются лавами, туфами и брекчиями предположительно «кератофирового» состава совместно с ан-

дезитами и базальтами. По Дэвиду, эти вулканогенные породы относятся к основанию пермских разрезов.

Вдоль южного побережья Волонгонгом и Новрой распространены немногочисленные потоки и небольшие силы латитов и сопровождающих туфов и туфовых осадков. Джоуплин (Jorlin, 1968) считает их шошонитами; их выделению в Австралии он посвятил ряд специальных работ. Все эти породы имеют порфириковую структуру, содержат крупные лейсты лабрадора и мелкие фенокристы диопсидового авгита и немного измененного оливина. Основная масса различных шошонитов варьирует и может быть ортофировой, субофитовой, интерсертальной или трахитовой. Слагающие основную массу минералы — микролиты плагиоклаза, щелочной полевои шпат, гранулярный авгит, железистый рудный минерал и апатит. Встречается небольшое количество стекла. Химический состав шошонитов, как отмечает Нейшер, ссылаясь на табличные данные химических анализов, существенно изменчив, в частности содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 51 до 59%. Породы заметно обогащены калием и содержат больше кальция и алюминия, чем щелочные базальты. В некоторых породах встречаются миндалины, заполненные карбонатами, альбитом, кварцем, хлоритом, ломонитом и пренитом.

В целом крупный прогиб Ньюкасл, протягивающийся в Восточной Австралии между 20 и 39° ю. ш. и известный в северной части под названием бассейна Боуэна, а на юге именуемый Сиднейским прогибом, сопровождается по окраинам вулканогенными толщами, состоящими из пирокластических пород и лав. Эти толщи несогласно налегают на эффузивы Булгонунна, возраст которых считается карбоновым. На востоке прогиба преобладают андезиты и риолиты, на севере — базальты. Вулканогенные породы переслаиваются с конгломератами, песчаниками и алевролитами, а близ северного окончания прогиба с углями. Вся эта вулканогенно-осадочная ассоциация известна под названием нижних слоев Боуэна. Мощность ее в среднем 3000 м, но местами достигает 6000 м. Возраст ассоциации определяется в рамках стефанский — сакмарский ярусы пермской системы. Интервалу артинский — казанский ярусы в прогибе отвечают песчаники и конгломераты с кластическим эффузивным материалом. На восточной окраине бассейна Боуэна выделяются андезиты Камбуна, слои Раннес, а также вулканиты Лизи Крик и слои Кармеллы (Dickins, Malone, 1973), отличающиеся некоторыми характерными особенностями. Андезиты Камбуна содержат глоссоптериевую флору и нижнепермскую морскую фауну. Состав их определяется присутствием андезитов, базальтов туфов, агломератов и известняков. Область распространения — восточное крыло бассейна между Краковом и Вуменом.

Слои Раннес выступают в узкой зоне между Гувигеном и



Монто Шит западнее Марльборуха. Они подчинены серии осадочных толщ пермского возраста. Состав их — аргиллиты, арениты и другие обломочные породы (преимущественно тонкозернистые) с прослоями эффузивов, туфов, лав и агломератов. Эффузивы кислые до средних.

Вулканиты Лизи Крик первоначально назывались нижними боуэнскими эффузивами. Так же, как и слои Кармеллы, они относятся к нижней перми. По составу слои Кармеллы — это конгломераты, граувакки, туфы, алевролиты и аргиллиты. Они прослеживаются вдоль побережья сравнительно широкой полосой от Марльборуха до залива Репульс. Обе группы вулканогенных пород континентальные, пальцеобразно сочленяющиеся между собой. Среди вулканогенных пород Лизи Крик имеются андезиты, базальты, трахиты, небольшие кислые лавовые потоки, кристаллические породы, конгломераты, песчаники и алевролиты. Обширные поля заняты этими породами преимущественно на востоке бассейна от широты Сант-Лауренса на значительном протяжении к северу.

На юге прогиба Ньюкасл (в Сиднейской его части) в Дальвудских отложениях, представленных конгломератами, песчаниками и аргиллитами, мощностью 1800 м, наблюдаются сравнительно многочисленные прослои базальтовых и риолитовых лав и их туфов. Местами базальты образуют толщи мощностью до 1500 м. Более молодые базальты переслаиваются с углями. В конце ранней перми широкие излияния базальтов и андезитов распространились также в район Яррола в Квинсленде. Здесь в терригенной толще с глоссоптериями залегают риолитовые туфы, а выше — спилиты, андезиты, туфы андезитов и вулканические брекчии. Мощность пермских пород вулканогенной толщи в прогибе Яррол почти 4000 м. Эта толща прослеживается вдоль западной зоны геосинклинали до Рокхемптона на севере. Восточнее, в долине р. Брисбен мощность пермских отложений возрастает. В терригенном разрезе здесь прослеживается тоже переслаивание с туфами и лавами андезитов и диабазов. Мощность не менее 6000 м (Богданов, 1967).

В Южном Квинсленде пермские вулканогенные породы тесно связаны с триасовыми, что позволило Стивенсу (Stevens, 1969) дать их совместное описание. По его данным, в большинстве разрезов пермских отложений на южном прибрежном участке в блоках Д'Эгюилер и Ярам, а также в сбросовых блоках южнее Варвика присутствуют андезиты и риолиты. В блоке Крессбрук-Баураба свыше 1680 м вулканогенных пород (андезиты Киппер Крика, риолиты Хемптон Род, частично формация Бокс Галли) образовалось тоже в пермское время. Нижняя часть разреза этих вулканогенных пород, возможно, позднекарбоновая. Вероятные пермские андезиты и риолиты имеются также севернее, в районе Ярама.

На западной окраине блока Д' Эгюлер тонкие риолитовые потоки известны в слоях Марумба, а в Норсбрукском блоке и южнее среди брукфилдских вулканитов имеются андезиты и риолиты. На восточной окраине блока Д' Эгюлер выделяются две измененные андезитовые формации (Цедартон и Белторпа), которые являются вероятными эквивалентами более северных андезитовых и спилитовых полей. В этой местности в морских отложениях раннего триаса отмечают трахитовые потоки и пирокластику (вулканиты Урамера); аналогичные породы известны и в блоке, расположенном западнее Марльборуха.

Южнее Варвика распространены преимущественно риолиты и дациты, в меньшей степени андезиты и базальты. Такие породы известны, в частности, в Риолитовом хребте, а также в блоке, расположенном восточнее. Пермские морские и пресноводные осадки с небольшими прослоями туфов и лав выступают местами в Техасском блоке, где кислые потоки и пирокластика преобладают над андезитами. Западнее нижнепермская пирокластика имеется в бассейне Боуэн-Сарет.

В Центральном Квинсленде раннепермские извержения распространены восточнее линии, следующей от Таунсвилла к Кракову. Более кислые породы здесь сосредоточены вдоль побережья, а средние располагаются западнее. На севере этого района встречаются главным образом андезиты, хотя известны также базальты и кислые породы. Позднепермские базальтовые и спилитовые подушечные лавы и пирокластические породы извергались вдоль линии, связывающей Марльборух с Билоела, кислые же до средних пирокласты морского происхождения имеются в своде Обари. Пресноводные условия восстановились и в более позднее время, когда вулканическая деятельность, продуктами которой явились туфы и риолиты, сосредоточилась преимущественно на юго-востоке бассейна Боуэн; в центре этого бассейна накопились в это время малокремнистые пепловые туфы. Впрочем, риолитовые туфы и потоки имеются и в северной части бассейна Боуэн. Позднепермские туфы распространены, кроме того, юго-западнее Кеп Ривер близ Пентланда, где отмечены и риолиты. Дикинс и Мелон (Dickins, Malone, 1973) отмечают в пределах Эунгелла-Краковского подвижного пояса роквудские вулканогенные породы, представленные преимущественно спилитовыми подушечными лавами и агломератами, вулканическими брекчиями, туфовыми песчаниками и алевролитами, залегающими несогласно на слоях Раннес, силуро-девонских породах, серни бассейна Яррол и юламбийских конгломератах. Эти породы взаимно перекрываются и пальцеобразно сочленяются с формацией Бумер. На р. Фицрой контакт обеих серий согласный, они интродуцированы гранодиоритами. Мощность спилитовых лав более 900 м. Вся серия этих пород приурочена

к прогибу, испытывавшему сильное опускание в ранней верхней перми вследствие разломов. В Ходжкинсонском бассейне известен сложно построенный разрез пермских отложений, в котором выделяется ряд групп вулканогенных пород (Keyser, Lucas, 1968): Нихум, Наньета, Сандей Крик, Глен Гордон, Уэлш Буфф, Келлон, Скердонс и Кларет Крик. Группа Нихум верхнепермского возраста представлена преимущественно кислыми лавами и туфами с подчиненными средними (роговообманковые андезиты) и основными породами, чередующимися с аркозами, слюдистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями и конгломератами. Группа Наньета имеет мощность до 200 м при средней 50 м; по Бренчу относится к среднему карбону, по Блейку коррелируется с вулканогенными породами Глен Гордон и Фазербед. Группа Сандей Крик охватывает серию дацитов, деленитов, риодацитов, риолитов с подчиненными трахитами, а также кварцевыми трахитами; мощность до 200 м. Группа Глен Гордон включает делениты, риодациты, дациты, риолиты, небольшое количество трахиандезитов, сравнительно редкие пирокластические породы. Мощность свыше 500 м. Интродуцированы гранитами Элизабет Крик. Группа Уэлш Буфф представлена преимущественно риодацитами, а также спекшимися туфами общей мощностью свыше 400 м. Бренч считал, что их прорывают граниты Элизабет Крик, и относил к среднему или верхнему карбону; но известны случаи налегания их на эти граниты, поэтому, как отмечают Кайзер и Лукас, возможна принадлежность вулканогенных пород Уэлш Буфф к нижней перми. Группа Келлон сложена деленитами, риодацитами и трахиандезитами. Мощность около 130 м. Породы этой группы прорваны гранитами Элизабет Крик. Группа Скердонс также состоит из деленитов, риодацитов, риолитов и вулканических агломератов общей мощностью до 400 м. Эти породы представляют вероятные аналоги фазербедских риолитов. Группа Кларет Крик включает делениты, риодациты, вулканические брекчи и риолиты. В целом состав всех этих групп варьирует от риолитов до андезито-базальтов, хотя господствуют делениты или кварцевые латиты (риодациты по Бренчу) с подчиненными риодацитами и риолитами.

Блейк (Blake, 1972) отметил в Северном Квинсленде еще кислые вулканогенные породы, выделенные под названием Слаутер Крик и Каррамба. Слаутеркрикские кислые лавы образуют толщу около 100 м мощности между Хербертоном и Ватсонвилем. Эти лавы сопровождаются синхронными дайками, силлами и неправильными интрузивными телами. Вулканогенные породы Каррамба — это пропицитизированные «риолиты» с возрастом, скорее всего, нижнепермским, поскольку их прорывают граниты Элизабет Крик. Блейк указал также распространение в Северном Квинсленде малых интру-

зий, представленных гранофирами, кварцевыми диоритами, дайками риодацитов, андезитов и долеритов, в отдельных случаях длиной до 8 км при ширине 150 м.

На крайнем севере восточного побережья Австралии верхнепалеозойские вулканогенные породы известны близ Айрон Рейндж, на мысе Гренвилл и в проливе Торреса. Возраст этих пород варьирует в пределах средний карбон — нижняя пермь. Преобладают кислые породы — риолиты, игнимбриты, делениновые, риолитовые и дацитовые спекшиеся туфы; имеются также андезиты и базальты. Здесь установлены три района распространения такого типа пород: Джанет Рейндж, Кенгуру Ривер и мыс Гренвилл (Willmott e. a., 1973).

В обобщающей работе Брауна, Кэмпбелла и Крука (Brown e. a., 1968) очерк пермского вулканизма заканчивается выводом о том, что в пределах Восточно-Австралийской вулканической области можно выделить четыре разнородные вулканогенные ассоциации. Первая из них сосредоточена в северной части Квинсленда на площади в несколько тысяч квадратных километров, где преобладают фельзиты, риолиты и игнимбриты, залегающие несогласно на среднем палеозое и на докембрии. Эти эффузивы перекрывают слои с глоссоптериевой флорой, но точный разрез их не установлен. Вторая ассоциация расположена в прогибе Ньюкасл и представлена нижнепермскими эффузивами. Местами эту ассоциацию слагают базальты (р. Хантер и северо-запад бассейна Боуэн), но в других участках к ней относятся базальты и андезиты (северная часть Нового Южного Уэльса), андезиты (р. Даусон) или переслаивающиеся андезиты, риолиты и трахиты (северо-восток бассейна Боуэн). Вулканогенный материал обычно присутствует в виде обломков также в песчаниках, хотя такие породы могли образоваться и за счет размыва вулканогенных толщ. Позднепермский вулканизм охватил обширные площади только на южном побережье Нового Южного Уэльса. Третья ассоциация характеризует трог Яррол, где местами наблюдаются верхнепермские андезиты и базальты, образующие разрезы мощностью в несколько тысяч метров. Наконец, четвертая ассоциация типична для поднятия Южное побережье — Новая Англия и для впадин, следующих восточному склону названного поднятия. Здесь распространены преимущественно риолиты и кварцевые профирсы, а также их туфы. Местами же, например в бассейне Мэриборо, встречаются андезиты и их туфы.

Общий объем пермских вулканогенных пород достаточно велик, о чем можно судить по большим мощностям вулканогенных разрезов и широкому распространению этих пород в основании Боуэнского бассейна и на других территориях. Однако указать соответствующие цифры можно лишь ориентировочно, в пределах 35—40 тыс. км<sup>3</sup>.

Приведенные выше общие представления об особенностях пермского вулканизма следует дополнить еще ссылкой на некоторые характерные черты палеозойского вулканизма в целом. Прежде всего обращает внимание сравнительно устойчивое сохранение активного вулканизма, по крайней мере, с конца силура, когда на юге Австралии вулканическая деятельность в основном затухла, на востоке материка, причем примерно в одних и тех же районах, в течение 250—300 млн. лет. Этими районами являются крупные Лахландская и Новоанглийская геосинклинали в пределах локальных более или менее строго очерченных вулканических полей. В Лахландской геосинклинали главные поля, если следовать с юга на север и с запада на восток, это группа чередующихся трогов и поднятий штатов Виктория и Новый Южный Уэльс: 1) трог Мельбурн и сменяющие его в северном направлении трого Кобар и Эдавейл; 2) расположенное восточнее поднятие Кондоболин; 3) платформа Бакан-Томас-Молонг, трог Хилл Энд и следующее к востоку поднятие Кейперти; 4) на севере — бассейн Друммонд и смежное с ним расположенное восточнее поднятие Анаки. В южной части геосинклинали Новая Англия расположен трог Тамворс, который по направлению к северу сменяется трогом Яррол, а затем, на крайнем севере, вдоль побережья — бассейном Ходжкинсона, скорее связанным с бассейном Друммонд на юге, чем с этой геосинклиналью.

Хотя состав продуктов вулканической деятельности и интервал вулканической активности в каждом поле отличались чертами своеобразия, общим является, по-видимому, более ранний переход к континентальному вулканизму в Лахландской геосинклинали (в конце девона), а также значительно большая степень метаморфизма в вулканогенных породах геосинклинали Новая Англия, где состав вулканических продуктов был более основным. К сожалению, пока нет достаточно полных и строгих количественных параметров, определяющих масштабы вулканической активности и соотношения между породами различного состава. На этом фоне резко выделяется, судя по всей совокупности имеющихся сейчас данных территория Джорджтауна, расположенная на севере Лахландской геосинклинали, где резко преобладают кислые породы, впрочем, вообще широко распространенные в различных участках этой геосинклинали.

Другой привлекающей внимание чертой палеозойского вулканизма Восточно-Австралийской вулканической области является общее уменьшение активности к концу палеозоя. Вследствие этого уже в пермское время вулканические поля в значительной мере сократились по сравнению с предшествующими карбоновыми и девонским периодами. Естественно, что в дальнейшем, в мезозое, произошло дальнейшее угасание вулканизма.

## Мезозойские вулканические области

Главная область распространения триасовых вулканогенных пород, как и в предшествующее время, была расположена на востоке материка, вдоль побережья Тасманова моря. Западная граница этой области следует почти прямолинейно от залива Брод к Ньюкастлу. По направлению на запад вулканогенные породы сменяются континентальными красноцветными отложениями, тяготеющими к Сиднейскому прогибу, впадине Лорн, бассейну Боуэн и шельфу Спрингшур-Корфилд или, как его сейчас называют, бассейну Гелили. В итоге вулканические поля в триасовое время были сосредоточены к востоку от зоны распространения красноцветов, в бассейне Кларенс-Мортон, в южной части бассейна Мэриборо и в бассейне Молгелди (Brown e. a., 1968). Повсеместно вулканогенные породы в этих районах переслаиваются с песчаниками и конгломератами аллювиального генезиса.

На севере бассейна Кларенс-Мортон известны андезиты, отчасти базальты и риолиты Ниара, относящиеся к нижнему триасу. Аналогичный возраст и состав имеют вулканогенные породы в районе Норт-Арм бассейна Мэриборо и в бассейне Молгелди. Однако в южной части бассейна Кларенс-Мортон вулканогенные породы Чилинья представлены главным об-

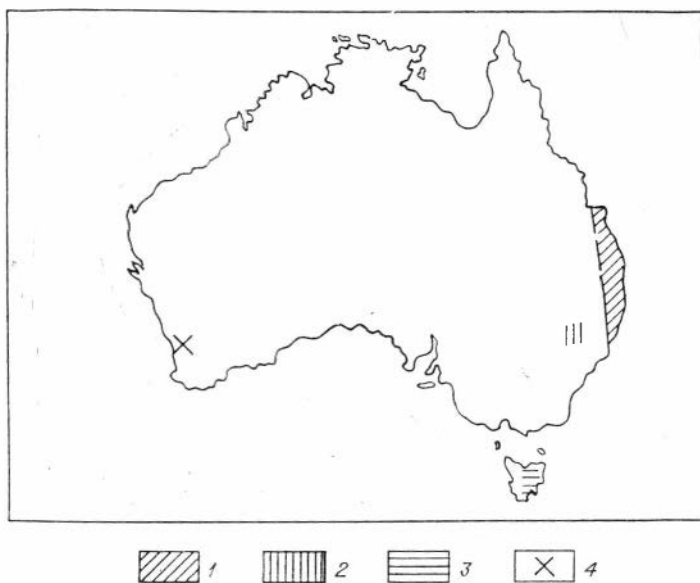


Рис. 9. Вулканические области Австралии в мезозое.

1 — Кларенс-Мортонская, 2 — Герраунилская, 3 — Тасманская, 4 — бассейн Перт.

разом риолитами. Наибольшая мощность вулканогенных накоплений наблюдается в северном ответвлении бассейна Кларенс-Мортон, в грабене Экс. Наименьшую роль в разрезе триасовых отложений вулканогенные породы играют в бассейне Мэриборо, где наблюдается переход к морским фациям.

В разрезах средне- и верхнетриасовых отложений вулканогенные породы сохранились в небольших количествах лишь в бассейне Моглелди, где они переслаиваются с углями и песчаниками.

Следует обратить внимание на то, что ограниченная роль триасового вулканизма подчеркивается не только малым распространением вулканогенных пород, особенно в среднем и верхнем триасе, но и отсутствием соответственно датированных интрузий (Brown e. a., 1968). Впрочем, предположительно к триасу относят некоторые интрузивные массивы грабена Экс, сложенные трахитами, дацитами и габбро.

Общий характер проявлений триасового вулканизма свидетельствует о принадлежности его к эпохе угасания вулканической активности на всей территории Восточно-Австралийской вулканической области. Поэтому вряд ли следует говорить о самостоятельной триасовой области, которую можно было бы называть, скажем, Кларенс-Мортонской. Объем триасовых вулканогенных пород, судя по относительно ограниченной площади распространения, не превышает, вероятно, 2000 км<sup>3</sup>, причем главная масса этих пород относится к нижнему триасу.

В юрское время вулканизм в Австралии еще более сократился как в отношении времени проявления, так и в отношении площадей его распространения. Указывается раннеюрский возраст базальтов Тоуаллам в бассейне Кларенс-Мортон и считаются синхронными вулканогенные породы Геррауилла на крайнем юге Большого Артезианского бассейна. При общей мощности разреза юрских отложений в этих бассейнах около 600 м мощность вулканогенных пород достигает 180 м, т. е. составляет около одной трети всех раннеюрских накоплений (Brown e. a., 1968). Хотя в дальнейшем, в течение средне- и позднеюрского времени, бассейны седиментации в Австралии существенно расширились, вулканическая деятельность более не возобновлялась вплоть до мелового периода.

Особое место в развитии юрского вулканизма занимает о. Тасмания, где именно в это время, как полагают Браун и соавторы (Brown e. a., 1968), в пермо-триасовом бассейне на значительных территориях произошло внедрение толентовых долеритов в виде серии пластовых тел общей мощностью до 450 м (Edwards, 1942; Mc Dougall, 1962). Возраст этих пород, определенный изотопными методами, составляет

160—165 млн. лет (Mc Dougall, 1962). На о. Кенгуру базальтовый поток мощностью 15 м также имеет возраст 165—175 млн. лет (Schmidt, 1976).

Близки им по возрасту, по-видимому, микросениты, тешениты и другие небольшие интрузии, известные в окрестностях Сиднея и в южной части одноименного бассейна (Evernden, Richards, 1962). Предполагается также распространение гранитов и связанных с ними порфиритов и андезитов в бассейнах Мэриборо и Кларенс-Мортон (Grown e. a., 1968). Несколько маломощных (менее 1 м) лампрофировых даек с возрастом 145—155 млн. лет отмечено в районе Бендиго штата Виктория (Schmidt, 1976). В итоге в юрское время среди слабых и немногочисленных проявлений вулканизма в Восточно-Австралийской вулканической области в некоторых районах особо может быть отмечена вулканическая активность. Один из этих районов расположен на юге Большого Артезианского бассейна и может представлять самостоятельную Герраудиллскую вулканическую область с эпизодическим в известном смысле (Луцицкий, 1969) развитием вулканизма.

Другой район представляет отмеченная выше Тасманская трапповая вулканическая область с рекуррентным вулканизмом. Общий объем раннеюрских вулканогенных пород Герраудиллской области и Кларенс-Мортон не превышает 1000—2000 км<sup>3</sup>. Для юрских траппов Тасмании объем составляет примерно 20 000 км<sup>3</sup>. Эпизодический характер носят вулканические проявления также в северной части прогиба Каннинг, где известны экструзивные бисмалиты лейцитовых лампрофиров, прорывающих пермские отложения, возраст которых изотопными методами определяется как позднеюрский (Prider, 1960). Этот район может быть выделен в качестве Фицройской вулканической области с объемом вулканогенных пород не более 100 км<sup>3</sup>.

Крайне ограниченный вулканизм характеризует и меловое время, в течение которого слабая вулканическая деятельность установлена лишь в нижнем мелу бассейна Мэриборо на восточном побережье Австралии и в бассейне Перт на западе материка. В бассейне Мэриборо может идти речь, по-видимому как и для юры, о рекуррентных проявлениях вулканизма. Здесь известна меловая толща, начинающаяся андезитовыми эффузивами мощностью 1350 м (Грейемс-Крик), в состав которой входят лавы, туфы и их переработанные аналоги, а также некоторое количество трахитов и риолитов. Эти вулканогенные породы прослеживаются, вероятно, на северо-восток на расстояние более 80 км, где они залегают в основании разреза, вскрытого скважиной Рок-Айленд № 1 (Grown, Campbell, Crook, 1968). Вулканоген-



ные породы Грейемс-Крик несогласно налегают на юрские угленосные отложения Тиаро и перекрываются морскими глинистыми и кремнистыми сланцами аптского возраста.

В бассейне Перт эпизодические проявления вулканизма выражены распространением толентовых базальтов Банберм, залегающих в виде прослоев среди песчаников и алевролитов формации Яррагди, относящейся к слоям, переходным от верхов юры к неокому. В этом районе следует, по-видимому, выделить на площади около 2000 км<sup>2</sup> вулканическую область Перт с возрастом базальтовых потоков общей мощностью не более 100 м, примерно 90 млн. лет (Schmidt, 1976).

Изотопными методами определен меловой возраст некоторых интрузий. Так, на южном побережье Нового Южного Уэльса такой возраст имеют в Маунт-Дромедери шошонитовый комплекс, в Пойнт-Сигнете (Тасмания) интрузии Сигнет, представленные сиенитами и щелочными сиенит-порфирами, а в районе Юнгелла (штат Квинсленд) некоторые граниты (их возраст установлен нижнемеловой). Все эти примеры относительно слабой вулканической деятельности мелового времени могут рассматриваться как рекуррентные проявления вулканизма.

Объем вулканогенных пород в районе Мэриборо может достигать, по-видимому, 1500 км<sup>3</sup>, в бассейне Перт он ограничен, вероятно, первой сотней километров.

В целом по сравнению с палеозойским периодом мезозойское время на всей территории Австралии представляло эпоху явного угасания вулканической деятельности, лишь изредка нарушавшегося отдельными вспышками рекуррентного вулканизма. В наибольшей степени такая вулканическая активность проявилась на ограниченной территории о. Тасмания в связи с трапповыми внедрениями, происшедшими 160—165 млн. лет назад.

### Кайнозойские вулканические области

В кайнозое вновь резко усилилась вулканическая деятельность на территории материка. Вследствие этого в Восточно-Австралийской области и в Тасмании резко расширились районы распространения вулканогенных пород и возникла система соответствующих вулканических полей. Однако за пределы Восточно-Австралийской вулканической области и в это время вулканическая деятельность не распространилась.

В общем очерке Брауна, Кэмпбелла и Крука (Brown, Campbell, Crook, 1968) была предпринята попытка разделения всех кайнозойских вулканогенных пород этой области на три группы: 1) сильно насыщенные базальты, образу-

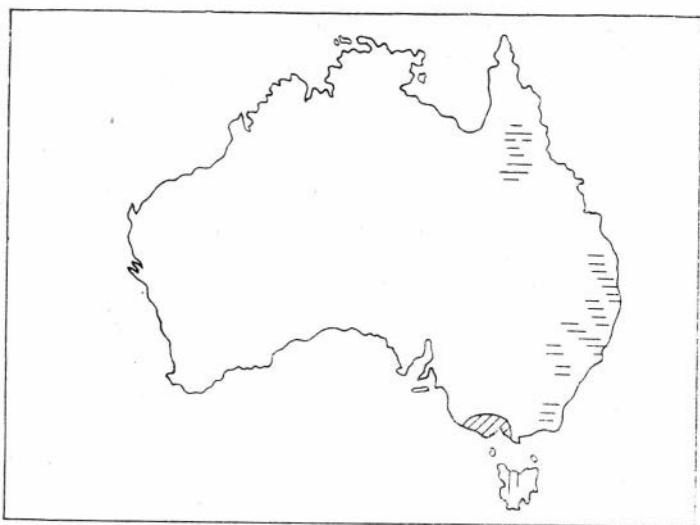


Рис. 10. Вулканические поля Австралии в кайнозое.  
1 — Тасманское, 2 — Отвейское, 3 — Восточно-Австралийские.

щие обширные лавовые потоки и многочисленные силлы; 2) щелочные базальты и ультращелочные трахиты, развитые более ограниченно, и 3) толеитовые базальты, встречающиеся значительно реже, чем лавовые потоки, и входящие в состав некоторых интрузивных комплексов.

Первая группа — недосыщенных базальтов — слагает значительную часть плато Северного Квинсленда, территории Новой Англии и нагорий Тасмании, а также о. Лорд-Хау. К этой группе относятся, возможно, и древние базальты Виктории. В Северном Квинсленде и частично в Тасмании эта группа базальтов имеет, как считают названные авторы, позднегеретичный — плейстоценовый возраст, но главная масса таких базальтов в Новом Южном Уэльсе, отчасти в Тасмании, а также на о. Лорд-Хау, вероятно, относится к олигоцену — раннему миоцену, в то время как древние базальты Виктории являются палеоценовыми и эоценовыми; предполагается, кроме того, раннегеретичный или более древний возраст наиболее ранних базальтов о. Лорд-Хау. В ряде районов распространения недосыщенных базальтов, в частности на о. Тасмания, можно встретить более или менее резко выраженные вулканические центры, но в Новом Южном Уэльсе они плохо выражены, поэтому здесь считают вероятным излияние лав через систему трещин. Обычный состав пород отвечает оливниновым базальтам, наряду с которыми распространены также анальцимовые ба-

зальты, базаниты и лимбургиты. Предполагается также, что дифференцированные силлы тешенитов, которые считали раньше третичными, могут быть, судя по калий-аргоновым определениям, юрскими и меловыми. Эти силлы внедряются в мезозойские и пермские песчаники Нового Южного Уэльса, а местами вторгаются в толщи оливиновых базальтов.

Вторая группа базальтов, сопровождаемая ультращелочными трахитами, сосредоточена в области Спрингшур — Клермонт центральной части Квинсленда, в горах Канобласс, Уоррамбангл, Нендиуор Нового Южного Уэльса и в районе распространения более молодых базальтов Виктории. Эта ассоциация базальтов образует обширные покровы на площадях в тысячи квадратных километров.

Состав пород — оливиновые базальты, олигоклазовые базальты (муджиериты) и трахибазальты, местами встречаются эгириновые и рибекитовые трахиты и фонолиты. Они образуют щитовые постройки (например, гора Нендиуор) и цепочки жерловин (горы Глассхаус севернее Брисбена и др.).

Группа толентовых базальтов наиболее характерна для юго-восточной части Квинсленда.

К кайнозойским проявлениям вулканической деятельности Браун, Кэмпбелл и Крук (Brown, Campbell, Crook, 1968) относят также наблюдаемые в некоторых районах кольцевые дайки, конические пласты, силлы и штоки гранофилов, риолитов и долеритов, известные, по описаниям Стефенсона (Stephenson, 1959), в районе Маунт Берней Нового Южного Уэльса и по данным Стивенса (Stevens, 1962), в окрестностях горы Эльфорд на юго-востоке Квинсленда.

Эти интрузии прорывают юрские отложения, но верхняя возрастная их граница строго не определена. Особого внимания заслуживают риолиты, залегающие среди базальтовых толщ, общей мощностью до 1000 м, известные в хр. Макфермон, расположенном вдоль границы Квинсленда (Joplin, 1964).

После опубликования общего очерка Брауна, Кэмпбелла и Крука (Brown, Campbell, Crook, 1968) появился ряд публикаций, посвященных кайнозойским вулканогенным образованиям различных районов Восточно-Австралийской вулканической области. В частности, они касаются Тасмании, бассейна Отвей, расположенного на юге области, вулканических полей Нового Южного Уэльса, районов, прилегающих к Брисбену, а также Северного Квинсленда. Во всех этих позднейших работах приведены существенно новые сведения об особенностях состава вулканогенных пород и морфологии вулканических построек.

По Тасмании соответственно получены данные изотопных определений, позволяющие провести сравнение возра-

стных отношений базальтов с аналогичными породами материка (Sutherland, Green, Wyatt, 1973). Изученные в таком плане базальты Тасмании приурочены к большому озеру, расположенному в центральной части плато. Они представлены толеитовыми и оливин-толеитовыми базальтами, а также промежуточными по составу породами. Ранее их считали плиоценовыми или более молодыми, но калий-аргоновые датировки явно указывают на возраст базальтов, отвечающий примерно границе олигоцена и миоцена (22—23 млн. лет). Этот возраст подтверждается и палеомагнитными данными.

Общая характеристика состава базальтов Тасмании в настоящее время дает основание для разделения их на три группы несколько иного типа, чем указывалось Брауном, Кэмпбеллом и Круком (Brown, Campbelle, Crook, 1968). Среди них могут быть выделены породы толеитового, щелочно-базальтового и щелочного ряда.

Хотя базальты Тасмании сходны по составу с аналогичными породами материка, тем не менее возрастные их соотношения привлекают внимание, так как указывают на близость этих пород к аналогичным породам Нового Южного Уэльса и Квинсленда, а не ближайшей к Тасмании территории штата Виктория. Действительно, возраст тасманских базальтов близок к возрасту заключительных проявлений базальтового вулканизма Нового Южного Уэльса, а также к пику широкого распространения базальтов этого района и Квинсленда, тогда как возраст базальтов Виктории плиоцен-четвертичный. Вспышка толеитового вулканизма в середине третичного периода среди более устойчиво господствующих щелочных и других базальтов также характерна именно для Тасмании, Нового Южного Уэльса и Квинсленда, а не для базальтов Виктории, хотя в общем каждая провинция обладает своими типичными чертами.

Эти различия сейчас приобретают существенное значение в связи с предполагаемой миграцией Австралийского материка в соответствии с построениями, направленными на разработку концепций плитной тектоники. Так, в частности, Фогт и Конолли (Vogt, Conolli, 1971) предполагают миграцию Австралийской плиты на север над магматической горячей точкой (пятном — hot spot), дающей общее омоложение базальтов в южном направлении. Однако, как отмечают Сазерленд, Грин и Виетт (Sutherland, Green, Wyatt, 1973), такое построение явно противоречит данным о возрасте базальтов Австралии, полученным на основании изотопных исследований. Анализ построений Фогта и Конолли, а также других исследователей (Griffiths, Varne, 1972; Mc Dougall, Slessor, 1972; и др.) привело Сазерленда, Грина и Виетта (Sutherland, Green, Wyatt, 1973) к выводу о том,

что если источником континентального вулканизма в целом можно предполагать раздвижение Тасманова моря и Австрало-Антарктической области, то в такие предположения должны быть внесены существенные коррективы.

Хотя некоторые проявления вулканизма датируются близко к началу главного момента раздвижения, однако большая часть таких проявлений не обнаруживает прямой связи с начальной фазой раздвижения, вследствие этого можно предполагать, что высокий тепловой поток, представляемый вулканизмом, лишь косвенно отражает тепловые и тектонические процессы, сопровождающие длительное раздвижение. В период раздвижения Тасманова моря (80—65 млн. лет) в Восточной Австралии имел место только спорадический вулканизм, главная же масса вулканических проявлений образовалась после того, как началось главное раздвижение Австрало-Антарктической зоны (55—60 млн. лет). Соответственно наиболее обширные проявления вулканизма относятся к олигоцену—миоцену, когда впервые появились в существенном выражении экструзии толеитовых базальтов, внедрение которых началось в позднем олигоцене и было вызвано, как предполагается (Sutherland, Green, Wyatt, 1973), подкоровым плавлением. Сильный среднетретичный вулканизм соответствует в тех же предположениях существенным изменениям в ориентировке кривой перемещения магнитного полюса и, может быть, косвенно связан с этим перемещением, установленным по тасманским и австралийским базальтам (Wellman *et al.*, 1970). В конце миоцена вулканизм в Восточной Австралии заметно сократился и существенно продолжался на краю поднятия Лорд Хау, а также, вероятно, в плиоцене Тасмании. Возобновление вулканизма достигло повторного максимума в последние 5 млн. лет, но было сосредоточено главным образом в Северном Квинсленде и Виктории. В обоих штатах известны неотектонические проявления. Толитовый вулканизм представлен в Виктории, но не имел существенного значения в молодых вулканических полях Квинсленда. О синхронной активности известно на Австралийских островах Норфолькского хребта, где возраст базальтов определяется в рамках 3,1—2,3 млн. лет. Главный Тасманский вулканизм проявился после того, как началось раздвижение между Австралией и Антарктикой, и значительно позднее последних резких эпейрогенических движений, которые уменьшились после того, как началось раздвижение; впрочем, сопровождение тектоники вулканизмом было затем скоррелировано.

В итоге Сазерленд, Грин и Виетт (Sutherland, Green, Wyatt, 1973) подчеркивают, что базальтовый и прочий вулканизм в Восточной Австралии лишь частично мог сопро-

вождать предполагаемый дрейф, начавшийся 80 млн. лет тому назад, а в целом он не был связан непосредственно с началом событий, обусловленных гипотетическим раздвижением океанического дна. Большинство вулканогенных пород образовалось после того, как Австралия и Антарктика резко обособились. При общем соответствии вулканические процессы протекали независимо в каждом штате. Толентовый вулканизм обнаруживает два резких пика. Местная тектоника сопровождает последний этап вулканизма. Таким образом, имеются совершенно четкие данные, которые не согласуются с идеальными моделями перемещения материка над мантийным плюмажем, подобно тому, как это представлялось, например, Дунканом и его соавторами (Duncan *et al.*, 1972) для Европейского вулканического базальтового пояса, а также Фогтом и Конолли (Vogt, Conolli, 1971). Подобные упрощенные модели явно несостоятельны. Впрочем, Сазерленд, Грин и Виетт (Sutherland, Green, Wyatt, 1973) отмечают, что остается еще возможность передвижения континента над сложной системой мантийных плюмажей, но соответствующие построения нуждаются в серьезном обосновании дальнейшими исследованиями.

Новые данные имеются также и по океаническим пространствам, примыкающим к Австралии с востока. Сейчас стало известно (Slater, Goodwin, 1973), что между восточным побережьем материка и подводным поднятием Лорд Хау вдоль меридиональной линии расположена цепочка гайотов, поднимающихся над абиссальной равниной. Драгирование показало, что склоны этих гайотов сложены щелочными оливиновыми базальтами третичного возраста. Опираясь именно на эти данные, Фогт и Конолли (Vogt, Conolli, 1971) высказали предположение о меридиональном дрейфе Австралии над мантийным плюмажем, о чем мы уже упоминали выше. Плоские вершины гайотов сложены рифовыми коралловыми известняками, образовавшимися, по-видимому, в позднем миоцене или плиоцене. В позднем плиоцене — плейстоцене, коралловые известняки быстро погрузились на сравнительно большие глубины и были перекрыты глобигериновыми илами. Причины такого быстрого погружения бывших атоллов на значительные глубины (от 50 до 500 фатомов) неизвестны, но авторы предполагают, что оно было вызвано изостатическими процессами, которые сопровождалось, как они считают, подкоровыми нисходящими течениями, компенсировавшими подъем лавы в гайотах.

На южной оконечности Австралии в штате Виктория расположен Отвейский бассейн, примерно половина прибрежной части которого покрыта плиоценовыми до современных лавами и пирокластическими породами Ньюверской вулканогенной серии (Wopfner, Douglas, 1971).

Детальное картирование показало, что вулканические равнины сложены многочисленными лавовыми покровами и потоками; среди них наблюдаются различные центры извержений, представленные маарами, туфовыми кольцами, шлаковыми конусами, а также более сложными постройками. Эти разнообразные постройки послужили Ольеу, Джойсу и Синглетону (Ollier, Joice, 1964; Ollier, 1967; Singleton, Joice, 1969) эталонами для детальных систематических описаний различных форм, иллюстрирующих разнообразие центров извержений, широко распространенных не только в Отвейском бассейне, но и в других вулканических районах Австралии и других континентов. В Отвейском бассейне особенно много трещинных излияний, сопровождаемых образованием щитовых вулканов.

Среди базальтовых излияний Отвейского бассейна выделяются две возрастные группы: относительно более древние, с возрастом конец раннего эоцена до среднего миоцена, и молодые ньюверские базальты с возрастом поздний плиоцен до квартера.

Первую группу представляют оливиновые, титанавгит-оливиновые, лимбургитовые и оливин-анортоклазовые базальты, залегающие на нижнемеловых отложениях Отвейской группы и подстилающие латеритизированные карбонатные породы предполагаемого Лонгфордия. По единичным изотопным определениям (17 млн. лет для камптонитовой дайки) и по стратиграфическим соотношениям возраст этой группы базальтов определяется в рамках ранний эоцен — средний миоцен.

Вторая группа — ньюверские базальты — представлена рядом разновозрастных подразделений. Наиболее ранние из них относятся к позднему плиоцену до раннего плейстоцена. Они подстилают базальты, принадлежащие квартеру, и образуют нежки и дайки, интрузирующие карбонатные породы (гамбьерские известняки). Среди этих базальтов имеются лабрадорские породы. Ранние ньюверские базальты Юго-Восточной Виктории, как предполагают (Wopfner, Douglas, 1971), коррелируются с ранними фазами ньюверских вулканогенных пород Центральной и Западной Виктории, а возраст последних изотопными методами определен равным 4,35 млн. лет (верхний плиоцен).

Ирвинг (Irving, 1974) детально изучил мегакристы в ньюверских базальтах. По его данным, плиоцен-гологеновые ньюверские базальты Виктории и Южной Австралии относятся к смешанной толенто-щелочной базальтовой серии, но изученные им мегакристы встречаются только в щелочных лавах этой серии.

Среди мегакрист установлены глиноземистые клино- и ортопироксены, анортоклаз, керсутит, феррокерсутит, титанистый биотит и флогопит, а также апатит.

Все названные минералы встречаются преимущественно в эруптивных центрах, сопровождаемых щелочными базальтами. Ирвинг считает, что минеральные ассоциации возникли либо в условиях выпадения кристаллов из базальтового (частично базанитового) расплава при давлениях от 10 до 20 кбар (клино- и ортопироксены совместно с ультрамафическими ксенолитами глиноземно-авгитовой серии), либо в иных условиях. Так, он предполагает, что магнезиальный керсутит и титанфлогопит из Анаки (Виктория) являются вероятной близиквидусной фазой, ассоциирующейся с нефелиновыми муджнеритами, хотя условия образования не могут быть для них точно определены. Ассоциация феррокерсутит+титанбиотит+анортоклаз+апатит, известная в Анаки, может быть истолкована как следствие образования осадка, возникшего при давлении менее 12 кбар. На основе изучения ассоциаций, повторяющихся в различных месторождениях Нового Южного Уэльса, предполагается, что глиноземистый клинопироксен и титанфлогопит являются близиквидусной фазой «мокрой» оливин-нефелиновой или оливин-анальцимовой магмы при высоких давлениях. Характерной чертой провинции ньюверских базальтов Ирвинг считает устанавливаемую для них несовместимость между кристаллами мегакристных ассоциаций и вмещающими базальтами.

Большое внимание различные исследователи уделили также базальтам Нового Южного Уэльса. Общий очерк их распространения и наиболее существенные данные о составе этих пород приведены Мидлмостом (Middlemost, 1974) в связи с проблемой классификации вулканогенных пород. Отметив некоторые черты, характерные для всего разнообразия фанерозойских вулканогенных пород Нового Южного Уэльса (обилие риолитов и дацитов по сравнению с субщелочными базальтами, андезитами и исландитами, отсутствие высокоглиноземистых базальтов и андезитов, обилие щелочных базальтов и нефелинитов по сравнению с субщелочными базальтами, относительно широкое распространение трахибазальтов, трахитов и тристанитов, существенная роль лейцититов по сравнению с другими вулканическими провинциями мира), Мидлмост подчеркнул, что в миоцене массовые проявления риолитовых и дацитовых экструзий были ограничены в Новом Южном Уэльсе центральными вулканическими комплексами, подобными известным близ Кеноболеса западнее Оренджа, Нендивера восточнее Неребри и в бассейне Лорн северо-восточнее Ньюкастла. Эти породы были описаны Мак Дугалом и Вилкинсоном (Mc Dougall, Wilkinson, 1967) и Стюартом (Stewart, 1969).

Несравненно большим распространением отличаются щелочные базальт-нефелиновые ассоциации вулканогенных



пород, образующие в Новом Южном Уэльсе полосу, следующую от границы штата Виктория на юге до Квинсленда на севере на расстоянии до 300 км к западу от побережья. Большинство этих пород имеет третичный возраст и принадлежит ряду континентальных субэвральных образований. Однако частично такие породы относятся к мезозою. По Мидлмосту, ссылающемуся на Даланти (Dulhunty, 1965, 1972), мезозойскими являются соответствующего состава породы Сиднейского бассейна, районов, расположенных к северу и югу от Кунаберебрена, а также бассейна Кларенс-Мортон на северо-востоке штата.

В ассоциации со щелочными базальтами и нефелинитами обычно наблюдаются трахибазальты, гавайиты, трахиты, тристаниты, фонолиты и бенмориты. Гавайиты в этой серии пород представляют особый интерес, так как Вилкинсон и Бинс (Wilkinson, Binns, 1969) пришли к выводу о том, что раннемиоценовые гавайиты из Киогля (северо-западнее Лисмора) представляют собой отщепления, проникшие к поверхности из верхней мантии.

Щитовой вулкан Варрамбангль западнее Кунаберебрена является хорошим примером средне-позднемиоценового вулканического комплекса, содержащего обширные массы тристанитов, трахитов, трахитовой тефры и фонолитов. Хокли (Hockley, 1972, 1973) отметил, что среди пород этого вулкана выявляются две ветви дифференциации.

Одна ветвь следует к богатым  $\text{SiO}_2$  трахитам, тогда как вторая — к фонолитам. Среднемиоценовый вулканогенный комплекс Нендивера, по Эбботу (Abbot, 1969 a, b) расположенный восточнее Нереври, а также, как указывает Мидлмост (Middmost, 1974), позднемиоценовый аналогичный комплекс Кеноболлес западнее Оренджа по химическим особенностям пород сходны с Веррамбанглем. В обоих комплексах содержатся трахиты и риолиты.

Особую группу пород, по Мидлмосту, представляют лейцититы Нового Южного Уэльса. Они принадлежат ряду базальтов, но характерным для них являются содержания более 4% окиси калия и менее 2,5% окиси натрия. Эти породы имеют обычный для калиевых серий химический состав; возраст их позднемиоценовый. Выходы лейцититовых пород группируются вдоль меридиональной зоны, имеющей около 400 км в длину и расположенной на 150 км западнее главной области распространения миоценовых базальтов (Middmost, 1974), между Гриффитом на юге и Кобаром (восточнее его) на севере.

Мидлмост предполагает, что так же как и в других районах мира, калиевые лейцититы и лейцититовые базальты возникли в результате внедрения магмы, проникшей в земную кору с глубин, превышающих 300 км. Возражая против об-

шей идеи образования этих пород, так же как и других базальтов, в результате простого перемещения Австралийского континента к северу, Мидлмост считает тем не менее, что различия во взаимоотношениях между вулканическими полями могут быть объяснены существованием системы сложно построенных мантийных плюмажей, способствовавших образованию магматических расплавов и их миграции к поверхности. В частности, по его мнению, лейцитовые магмы были генерированы из неправильного глубоко расположенного мантийного плюмажа или из серии мелких плюмажей, поднимавшихся с глубин порядка 300 км. Большие шитовые вулканы Твид, Нендивер, Веррамбангль и Кенобоме также, как он предполагает, образовались из магм, генерируемых мантийными плюмажами, или из отдельного стационарного плюмажа, начинавшегося под движущейся к северу континентальной плитой. Составы пород вулканогенных комплексов, слагающих эти вулканы, указывают, как подчеркивает Мидлмост, на то, что магмы, из которых они возникли, уравнивались с твердой фазой, находившейся в верхней мантии на относительно небольших глубинах ( $\pm 80$  км).

Петрологические проблемы лейцитовых пород Нового Южного Уэльса были рассмотрены Кандери (Cundari, 1973) и Уэссом (Wass, 1973). Кандери отметил, что количественно лейцитосодержащие лавы составляют не более 0,5% общей массы кайнозойских вулканогенных пород, распространенных на площади около 28 500 км<sup>2</sup> на территории центральных и южных возвышенностей складчатого пояса Нового Южного Уэльса. Пенепленизированная поверхность палеозойских геосинклинальных толщ, прорванных гранитами, здесь несогласно перекрыта маломощным чехлом кайнозойских отложений, рассеченных системой разломов преимущественно СЗ простирания. Главная масса выходов лейцитовых лав подчинена этому направлению, однако стратиграфические корреляции между различными выходами и между их аналогами в штате Виктория изучены недостаточно строго, как, впрочем, не вполне определенной является принадлежность этих лав к кайнозою. Как отмечает Кандери, бесспорно, что они моложе девонских отложений, входящих в состав складчатого фундамента. Однако горизонтально лежащие кайнозойские отложения близ Маунт Бигалора, по Бренеджену (Branagen, 1969), подстилаются «лейцитовыми базальтами». Тем не менее Валланс (Vallance, 1969) подчеркнул, что кайнозойские вулканогенные породы этого района обычно характеризуются такими же взаимоотношениями с окружающими породами, как и другие бесспорно кайнозойские вулканогенные комплексы, а по геоморфологическим данным докайнозойский возраст лейцитовых лав мало вероятен. Такие представления подкрепляются калий-аргоновыми определениями, установ-

ливающими для всех этих пород возраст в пределах от 14 до 10 млн. лет, за исключением одной пробы, установившей дату 194 млн. лет. Большинство вулканических построек расчленено эрозией, причем по ориентировочным расчетам около трети вулканогенных образований было удалено в процессе денудации. Количество рыхлого пирокластического материала незначительно, вследствие чего эксплозионный индекс оценивается Кандери меньше 1%.

Лейцитовые лавы обычно состоят из клинопироксена, лейцита, оливина, железо-титанистых рудных зерен и небольшого количества слюды и амфибола. В качестве аксессуаров присутствуют полевые шпаты, нефелин и апатит. Модальные аналитические данные показывают значительные вариации состава пород при относительно устойчивом содержании лейцита в количестве 15—35%. Средние показатели дают (в %): лейцита — 24, клинопироксена — 40, оливина — 14, железо-титанистого рудного минерала — 12, слюды и амфибола — 5, щелочных полевых шпатов и нефелина — 3, общее количество мафических минералов — 73. Предполагается, что источник магмы, питавшей лавовые излияния лейцититов, находился на глубинах не менее 100 км, что отвечает верхнему пределу зоны низких скоростей в мантии, определенной геофизическими методами в районе распространения этих пород (Day, 1969). Приведенные выше данные о лейцитовых лавах Нового Южного Уэльса изложены Кандери (Cundari, 1973), материалы которого могут быть дополнены ссылкой на исследование особенностей состава железо-титанистых минералов этих лав, осуществленные Уэссом (Wass, 1973).

Существенные дополнения к ранее известным сведениям приведены Стивенсом (Stevens, 1970) по миоценовым лавам и эруптивным центрам, расположенным около Брисбена. В этом районе распространены обширные вулканические поля, прослеживаемые на протяжении сотен километров, следующие от побережья Тихого океана южнее Брисбена в СЗ направлении через г. Тувумба и горный массив Бунья. Наряду с обширными лавовыми полями здесь имеется ряд близповерхностных интрузий, в том числе кольцевых комплексов и щитовых вулканов. Лавовые поля и малые интрузии, прорывающие палеозойское и мезозойское складчатое основание, по изотопным калий-аргоновым определениям относятся к раннему миоцену. Возможно разделение всех вулканогенных пород на две группы, каждая мощностью 1000—1200 м: группа Главного вулканического хребта сосредоточена к западу и юго-западу от Брисбена, группа щитового вулкана Твид или Маунт Варинг расположена к югу от Брисбена. В северной части вулкана Твид вулканогенные породы и небольшое количество подчиненных им осадочных пород известны под названием Ламингтонской группы пород.

Во всей этой области распространения вулканогенных пород господствуют базальты, но в Главном вулканическом хребте имеются также немногочисленные трахиты и щелочные риолиты, а Ламингтонская группа включает два риолитовых горизонта.

Главный вулканический хребет образует горную гряду ССЗ простирания; большинство потоков, сохранившихся на западном его склоне наклонены полого, тогда как на востоке наклоны лавовых потоков более значительны. В центральной части щитового вулкана Твид размещается горный массив Маунт Варнинг, окруженный эрозионной кальдерой около 30 км в поперечнике. Лавовые потоки наклонены во все стороны от краев кальдеры наружу под углом  $3^\circ$  и прослеживаются на расстояние 48 км. Центральный массив состоит преимущественно из глубинных пород и включает разновидности, отсутствующие среди лавовых потоков, но по своему положению и структурным особенностям вполне соответствующие корневым зонам щитового вулкана. Среди глубинных пород есть такие, которые образуют систему сложных кольцевых даек. Два кольцевых комплекса расположены к СЗ от Маунт Варнинга, между лавовыми полями Главного хребта и Ламингтонской группой пород; это Маунт Барней и Маунт Эльфорд. Известны и другие кольцевые комплексы. Многочисленные малые интрузии (куполообразные и вертикальные цилиндрические массивы, силлы и дайки) распространены между лавовыми полями обеих групп пород. Наиболее крупные массивы состоят из риолитов и трахитов, наряду с которыми обычны также базальты и долериты, встречающиеся преимущественно в виде силлов и даек.

Для большинства интрузивных пород возраст определен только калий-аргоновым методом в пределах от 21 до 25 млн. лет; относительно более древними являются щелочные риолиты Глас Хаус, трахиты Флиндерс Пик и Маунт Эдвардс, а также гранофиры Маунт Барней.

Главный пик Маунт Варнинг сложен трахиандезитами, ниже которых располагаются сиениты и габбро. Трахиандезиты граничат по крутым контактам с вмещающими породами и, несомненно, являются интрузивными. Вокруг пика следует серия кольцевых даек, для которых установлена такая последовательность образования пород: 1) базальты и трахиты, 2) габбро, 3) сиениты и щелочно-сиенитовые граниты, 4) оливиновые монзониты, трахиандезиты и тосканиты, 5) микрограниты и микрографические риолиты. Все эти интрузивные породы кристаллизовались, как предполагается, под прочной крышкой мощностью примерно 1000 м, во всяком случае не меньше 300 м. После внедрения интрузивный комплекс был поднят, по расчетам Стивенса, на высоту около 600 м над прежним уровнем образования.

Центральный комплекс Маунт Барней, расположенный в 60 км к СЗ от Маунт Варнинг, включает горный массив гранофилов, окруженный кольцевыми разломами, кольцевыми дайками и силлами гранофилов и многочисленными коническими пластами долеритов, окаймляющими центральный вулканический массив, интродированный диоритом. Стивенс считает, что, судя по структурным особенностям пород и общей структуре местности, можно предполагать поднятие центрального комплекса после его образования над поверхностью мезозойских и карбоновых отложений. Стефенсон (Stephenson, 1959) предполагал, что такое поднятие кольцевого комплекса достигало почти 2500 м.

В центральном комплексе Маунт Эльфорд размещаются микродиориты, небольшое количество гранофилов, дацитов и андезитов, окруженных дайками или кольцевыми силлами риолитов и трахитов, а также базальтов. Многочисленные интрузивы трахитового, базальтового и риолитового состава имеются в районах распространения преимущественно базальтовых полей рассматриваемой области. По особенностям химического состава породы Главного вулканического хребта принадлежат ряду оливиновых базальтов — трахитов — щелочных риолитов, включая гавайиты, муджиериты, а также пироксеновые мела и лейкотрахиты, с вариациями содержания кремнезема от 50 до 60% без перерыва. Базальтовые лавы Ламингтонской группы представлены щелочными оливиновыми базальтами, отчасти толеитами и породами, промежуточными между ними по составу.

В Северном Квинсленде установлено распространение также раннеэоценовых вулканогенных пород (Mc Dougall, Slessar, 1972) с возрастом  $32 \pm 0,4$  млн. лет. Такие породы, представленные трахитами, содержащими фенокристы калиевого полевого шпата, и трахиандезитами, известны на мысе Хиллсборуха севернее Мекея. По-видимому, они сингенетичны интрузивным сиенитам этого района. Современные данные указывают, как подчеркивают Мак Дугалл и Слесар, на развитие кайнозойской вулканической деятельности в Квинсленде в два этапа. Первый относится к олигоцену и широко представлен в южной части штата. Второй последовал после перерыва и связан с обширными излияниями базальтовых лав в плиоцен-четвертичное время, главным образом в Северном Квинсленде. Мощность лавовых потоков на мысе Хиллсборуха варьирует в пределах 10—50 м и в совокупности достигает 250 м. Лавы преимущественно трахитовые до трахибазальтовых. В основной их массе изредка встречается анальцит.

В целом, широкое распространение кайнозойских лавовых полей характерно для восточной окраины Австралии, где наряду с господствующими базальтами известны трахиба-

зальты, трахиандезиты, трахиты и риолиты, а также интрузивные аналоги большинства таких пород.

Все эти лавовые поля представляют, таким образом, рекуррентные проявления вулканической деятельности, наложившиеся на древнюю вулканическую область, формировавшуюся в течение нижнего и среднего палеозоя, но также затронутую активными вулканическими процессами в позднем палеозое, а затем в кайнозойское время.

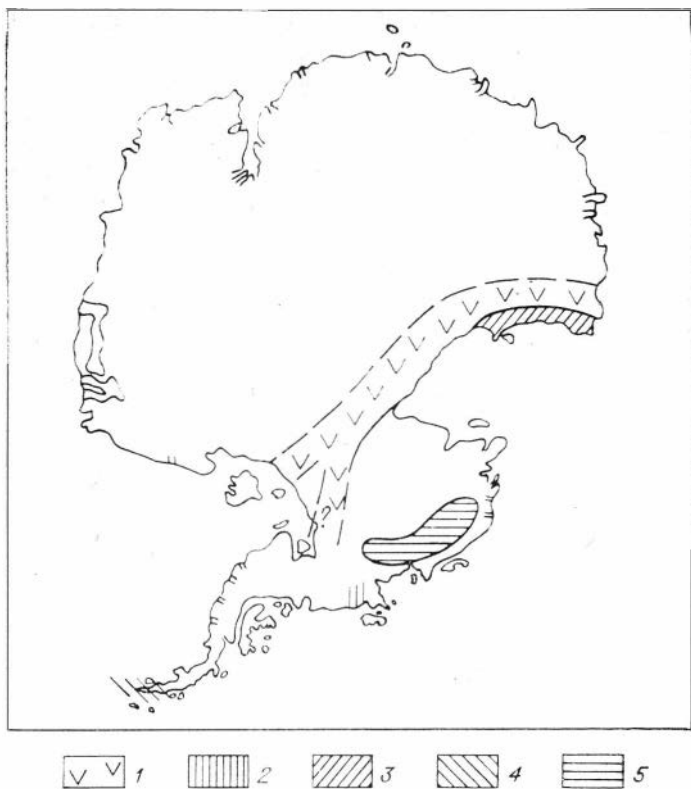
Общий объем продуктов вулканической деятельности в кайнозое исчисляется ориентировочно не менее 50 000 км<sup>3</sup>, из которых около 20 000 км<sup>3</sup> относится к четвертичному периоду.

## АНТАРКТИДА И ДРУГИЕ ТЕРРИТОРИИ

Наряду с рассмотренными выше континентами — Африканским, Южно-Американским и Австралийским — к южным материкам относится еще и Антарктида, по которой имеются сравнительно немногочисленные данные в связи с тем, что огромные пространства здесь скрыты под сплошным ледяным чехлом. Однако, говоря о южных материках, нельзя обойти молчанием и территорию Индии, точнее Индостанского полуострова. Хотя это всего лишь часть Евразийского материка, тем не менее во всех построениях, предполагающих дрейф континентов, ее включают в состав южной группы материков как один из элементов, слагавших в прошлом праcontinent Гондвану. Так или иначе, Индостанский полуостров отделен от северных материков системой складчатых структур, возникших в обширном поясе Тетиса, обособляющем систему северных и южных материков на всем его протяжении от Бенгальского залива на востоке до Атлантического океана на западе. Как и по Антарктике, сведения по фанерозойским вулканическим проявлениям Индостана, в общем, ограничены, поэтому в данном разделе они помещены совместно с антарктическими. Здесь же рассмотрены и некоторые данные по вулканизму островов Новой Зеландии.

### Антарктида

В Антарктике докембрийский фундамент древней платформы, большей частью скрытый под ледниковым покровом, расчленен на две части — западную и восточную — палеозойским складчатым поясом, следующим от Земли Виктории по направлению к западной части Земли Королевы Мод. Общее протяжение этого относительно молодого складчатого пояса превышает 4000 км при ширине, достигающей



*Рис. 11.* Вулканические поля Антарктики.

1 — нижнепалеозойские с наложенными мезозойскими, 2 — мезозойское Гор Джонса, 3 — кайнозойские Земли Виктории, 4 — кайнозойские Земли Грейама, 5 — кайнозойские Земли Мэри Бэрд.

200 км. По направлению к горам Элсворт прослеживается ветвь этого пояса, протягивающаяся через названную горную гряду в СЗ направлении, но не прослеживаемая на побережье и, таким образом, по-видимому, круто поворачивающаяся затем на соединение с фанерозойскими складчатыми структурами Земли Грейама, связывающими складчатый пояс Антарктики через островные дуги с Андийскими горными сооружениями Южной Америки.

Наиболее древние фанерозойские вулканогенные породы сосредоточены, как можно полагать по имеющимся сейчас данным, в пределах кратко охарактеризованного складчатого пояса. Самые молодые породы того же типа распространены преимущественно в области, занятой докембрийским фундаментом древней платформы. Впрочем, они имеются и внутри складчатого пояса, особенно в пределах западной его ветви,

ближе к андийскому окончанию, а также на южных Шетландских островах.

В складчатом поясе древнейшие фанерозойские толщи принадлежат кембрию, содержащему археоциатовую фауну, в известной мере сходную с австралийской (Oliver, 1964). Такие толщи распространены на восточной окраине моря Росса в районе ледников Нимрод и Бирдмор, в Планкет Пойнте, в нунатаке Вичевей восточнее ледника Фильхнера и в других местах; эта полоса распространения кембрийских отложений прослеживается, видимо, также на дне моря Уэделла, где археоциатовая фауна обнаружена при драгировании. Найденные остатки археоциатовой и отчасти трилобитовой фауны не всегда достаточно строго привязаны к разрезам осадочных толщ, так как нередко встречаются в глыбах карбонатных пород, подвергшихся более или менее значительным перемещениям. Тем не менее предполагается, что все известные находки относятся к серии отложений, более древней, чем широко распространенные песчаники Бикон. Эта серия согласно налегает на мощные толщи метаморфизованных граувакк и аргиллитов и перекрывается известняковыми конгломератами (формация Шеклтон и ее аналоги). По Лэрду (Laird, 1964), метаграувакки и метааргиллиты относятся к группе Бирдмор, а карбонатные породы к группе Бирд, к верхней части разреза которой принадлежат конгломераты, песчаники и глинистые сланцы формации Старсхот.

В районе ледника Нимрод осадочным пачкам формации Старсхот подчинены немногочисленные покровы риолитов и трахитов (Laird, 1964), сильно измененных вторичными процессами, хлоритизированных и альбитизированных. В северной части Земли Виктории, в районе ледника Такера среди метаморфизованных граувакк и аргилитов, относящихся к формации залива Робертсона, предположительно верхнекембрийской — кембрийской, отмечены спилиты и другие лавы (Le Cochteur, Leitu, 1964), подвергшиеся сильным вторичным изменениям. Спилитовые лавы формации Дик в районе ледника Бирд на юге Земли Виктории более определенно принадлежат кембрию. Они залегают среди филлитов, содержащих прослой известняков, между подстилающими их шеклтонскими известняками (кембрий) и перекрывающими пластами кембрийских же конгломератов Дуглас. В горах Элсворт в разрезах кембрийских толщ имеются прослой бентонитов, а в терригенных породах содержится пирокластическая (Craddock, Anderson, Weber, 1964). Многочисленные дайки, силлы и покровы сильно измененных диабазов и базальтов, а также кислых эффузивов кембрийского возраста известны и в районе гор Пинескола (Schmidt e. a., 1964; Равич, Грикуров, 1970), отдельные пластовые залежи диаба-



зов здесь достигают мощности 35 м. Предположительно раннепалеозойские вулканогенные породы, подвергшиеся интенсивному метаморфизму, имеются, кроме того, в районе залива Маргариты на Земле Грейама. Таким образом, в пределах палеозойского складчатого пояса прослеживаются кембрийские зеленокаменные вулканогенные породы с составом преимущественно базальтовым, но местами, по-видимому, варьирующим до трахитов и риолитов. Этих вулканогенных пород в общем немного, но в целом они очерчивают обширную нижнепалеозойскую вулканическую область Антарктики, охватывающую не только главную часть палеозойского складчатого пояса, но, видимо, также и его западное ответвление. Знания о внутреннем строении намечаемой вулканической области пока еще ограничены, вследствие чего можно высказать лишь самое общее предположение о вероятном сходстве ее с синхронной вулканической областью Юго-Восточной Австралии и Тасмании.

В итоге деформаций, завершившихся в период так называемой орогении Росса, кембрийские толщи приобрели складчатую структуру и были расчленены разломами. В возникшую систему складок внедрились гранитоиды харборского интрузивного комплекса, среди которых преобладали граниты, адамеллиты, гранодиориты, а также аплиты и пегматиты, лампрофиры и микродиориты, местами габбро.

Общий объем преимущественно нижнекембрийских вулканогенных пород достигает 120 000 км<sup>3</sup>, если считать, что около 20% палеозойского складчатого пояса занято именно этими породами, образующими разрезы до 1000 м мощности.

Остается неясным стратиграфическое положение сильно измененных зеленокаменных диабазовых порфиритов и риолито-дацитовых порфиров в районе хр. Колер на Земле Мэри Бэрд, для которых указываются радиометрические датировки 295 и 370 млн. лет (Лопатин, Поляков, 1976).

Резко несогласно на подстилающих породах и отделяясь от них поверхностью размыва залегают отложения, принадлежащие, как предполагается, девону до верхней перми и выделяемые обычно под названием отложений группы Бикон. В районе ледника Дарвина можно видеть (Haskell, Kennet, Prebble, 1964) более 600 м мощности слои этой группы, налегающие на неровную, с колебаниями до 1,5 м, поверхность основания, в котором граниты подверглись выветриванию на глубину 1—5 м. Низы разреза слоев группы Бикон представлены здесь конгломератами Браун Хиллс мощностью 34 м, над которыми располагаются песчаники Хатертон. Мощность песчаников около 450 м; в верхней части их разреза содержатся остатки фауны, включая форму *Beakonites antarcticus* Vialov. Еще выше залегают дарвинские тиллиты,

27 м мощностью, несогласно перекрывающие хатертонские песчаники; над тиллитами располагаются угленосные отложения Мистхунд мощностью 94 м, залегающие над дарвинскими тиллитами тоже несогласно, с базальными конгломератами в основании; кверху они сменяются песчаниками с небольшими линзами угля до 20 см мощности. В низах разреза песчаников встречены хорошо сохранившиеся остатки *Gangamopteris*. Разрез отложений группы Бикон завершается маломощной пачкой (30 м) песчаников и алевролитов формации Эллис, отделенной от угленосных отложений Мистхунд 300-метровой толщей долеритов.

Разрез, установленный в районе ледника Дарвина, принципиально важен для анализа особенностей вулканизма Антарктики по двум причинам. Во-первых, в этом разрезе выявляется, что 600-метровая толща отложений группы Бикон лежит, в сущности, почти горизонтально (таким образом, несогласия, которые отмечены выше, являются стратиграфическими); во-вторых, именно в этой спокойно залегающей толще сосредоточены мощные пласты, силлы и другие интрузивные образования, в том числе дайки, сложенные долеритами. Эти долериты, называемые феррарскими, интродуцируют в низы разреза отложений группы Бикон, но присутствуют в форме плоскопараллельных тел, силлов и линз, связанных с питающими их дайками. Суммарная мощность феррарских долеритов достигает почти 1000 м.

На крайнем севере Земли Виктории аналогичные долериты феррарской группы залегают над маломощной (10—15 м) пачкой аркозовых конгломеративных песчаников группы Бикон, перекрывающих гранитный фундамент. Гейр (Gaig, 1964) считает возможным выделить в этом районе феррарские долериты — интрузивные образования и феррарские базальты — продукты излияний. Базальтам подчинены прослои конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, причем вся эта ассоциация предположительно считается юрской, так как ее аналоги близ пролива Мак Мердо залегают на отложениях с юрской флорой. Впрочем, вполне вероятно, что возраст ассоциации может быть гетерогенным и в отдельных районах Арктики может оказаться и более древним. Феррарские базальты здесь преобладают и достигают мощности не менее 1500 м. Мощность отдельных потоков достигает 50—60 м. Господствуют миндалекаменные базальты различного типа с волокнистыми цеолитами (сколецитом), халцедоном, кварцем и кальцитом в миндалинах. Осадочные прослои, разделяющие покровы базальтов, обычно не превышают 20 м. Местами в них содержатся линзы угля и гальки феррарских базальтов, что не оставляет сомнений в их эффузивной природе. Первоначальная мощность базальтовой толщи была значительно большей, так как верхняя часть

разреза (выше 1500 м) срезана эрозией. По составу базальты встречаются как оливиновые, так и содержащие вкрапленники только пироксена и плагиоклаза. Общее протяжение горной гряды, сложенной базальтами, свыше 100 км. Углы наклона пластов не превышают 2—4°.

В районе ледника Нимрод покровные базальты залегают над мощной (до 2000 м) толщей терригенных осадочных пород группы Бикон, в верху разреза со среднетриасовой макрофлорой, и образуют серию пластов от 3 до 250 м, в среднем 30 м, при общей мощности до 1000 м (Grindley, Mc Gregor, Walcott, 1964). Базальты толеитовые с авгитом, пижонитом и лабрадором, а в интерстициях с микропегматитом. В крупных пластах встречается гиперстен. Большинство пород содержит миндалины, заполненные цеолитами (стильбит, эпистильбит, гейландит, морденит и шабазит), а также халцедоном, кварцем и хлоритом. Гринли, Мак Грегор и Уолкотт называют всю эту серию базальтов киркпатрикскими и особо выделяют феррарские долериты, образующие систему силлов, даек, штоков и лакколитов, интрузирующих в отложения группы Бикона. Мощность силлов варьирует от 10 до 500 м, при средней 60—200 м. Состав долеритов тот же, что и базальтов, но в них обычно больше гиперстена и присутствует немного зеленого биотита и роговой обманки. Оливин отмечен только в одном силле.

Сходные черты строения типичны для вулканогенных образований района, расположенного между ледниками Маусон и Пристли на Земле Викторих. Здесь феррарские долериты, залегающие в виде даек, силлов и неправильных интрузивных тел, внедряются в граниты основания, а также в породы группы Бикон. Отдельные силлы достигают мощности 300 м. Обычно в них наблюдается столбчатая отдельность. Что касается киркпатрикских базальтов, то они образуют потоки мощностью от 3 до 60 м, при средней около 30 м. Часто встречаются миндалекаменные породы с цеолитом, халцедоном и кварцем. В линзах редких глин и туфов присутствуют остатки остракод и конхострак.

Феррарские долериты и базальты отмечаются и в других районах палеозойского складчатого пояса. Оценивая возраст отложений, принадлежащих группе Бикон, следует отметить остатки морской нижнедевонской фауны в горах Хорляк. Гринли и Уоррен (Grindley, Warren, 1964) указывают, что нижняя часть разреза этой группы содержит остатки ранне- или среднедевонских растений, свойственных разрезам типа Биконских высот в верховьях Феррарского ледника. Мало-мощная серия красных или зеленых алевролитов среди песчаников содержит также остатки пресноводных средне- до позднедевонских рыб; эта серия залегает в 800 м выше основания разреза, поэтому предполагается, что наиболее древ-

ние породы этих разрезов могут относиться к силуру. Возраст тиллитов считается пермо-карбонным на основании сопоставлений с разрезами тиллитов Двайка в Южной Африке и телхирских тиллитов Южной Индии. Таким образом, можно наглядно видеть, что сопоставительные построения уже заранее предполагают сходство и синхронность отложений всех этих частей ныне разобщенных материков.

Пермский возраст залегающих выше угленосных отложений подтверждается находками растительных остатков глоссоптериево-гангамоптерисового типа, известной во многих районах Антарктического складчатого пояса и за его пределами. В ряде районов известны также разрезы с остатками триасовой и раннеюрской флоры. Для Маусонских тиллитов возраст остается не вполне точно определенным. Известно, что только в одном месте они залегают на размытой поверхности пермских угленосных отложений. Вместе с тем они переслаиваются с лавами Феррарской группы и в верхней части разреза содержат вулканогенный материал, отсутствующий в основании. Что касается кирпатрикских базальтов, то в районе ледника Бирдмер они залегают на размытой поверхности триасовых отложений, в верховьях ледника Маусон на слоях с раннеюрской флорой, а в северной части Земли Виктории переслаиваются с поздне триасовыми и раннеюрскими отложениями. Для феррарских долеритов залива Ренник и Земли Георга V, пролива Мак Мердо и Вердморской ледниковой области калий-аргоновым методом определен возраст в пределах от 150 до 191 млн. лет (Старик и др., 1959; Webb, 1962; и др.). В среднем возраст отвечает дате примерно 160 млн. лет, что совпадает с данными о раннеюрском возрасте кирпатрикских базальтов.

В работе Гамильтона (Hamilton, 1964) дан краткий очерк диабазовых пластовых залежей в районе ледника Тэйлор в южной части Земли Виктории. По его данным, среднеюрские диабазовые силлы залегают среди осадочных толщ группы Бикон; здесь распространены также дайки диабазов в гранитах основания. Большинство силлов имеет мощность от 90 до 450 м, но многие дайки не превышают нескольких метров в толщину. Отдельные силлы прослеживаются на протяжении до 100 км, что при значительной их мощности дает объемы магматических масс, достигающие по подсчетам Ганна и Уоррена (Gunn, Warren, 1962) более 4000 км<sup>3</sup>. Внутри крупных силлов кристаллизация приводит к образованию габбро, тогда как по направлению к периферии они становятся мелкозернистыми и переходят в обычные диабазы. В породах содержатся авгит и пижонит, в подчиненном количестве гиперстен. Химический состав пород свидетельствует об их толеитовом характере и о большом количестве содер-

жащегося в них кремнезема, достигающем 52—56%. Таким образом, они являются, в сущности, кварцевыми диабазами.

В итоге на обширной территории палеозойского складчатого пояса прослеживается система плосколежащих осадочных толщ, разделенных перерывами и венчаемых сериями базальтовых лав, корневыми зонами которых являются силлы, дайки и иной формы интрузивные тела, сложенные долеритами. Вся эта территория, охватывающая значительные площади на огромном протяжении от северной оконечности Земли Виктории по направлению к расположенным к северу от полюса районам Земли Королевы Мод, представляет обширную мезозойскую антарктическую вулканическую область Земли Виктории. В пределах этой области вулканизм завершился в раннеюрское время, но не исключена возможность того, что начало вулканической деятельности относится к несколько более раннему времени, к триасу или даже к перми. Вполне вероятно, что вообще возраст базальтов и долеритов на всей этой территории неоднороден и что среди этих пород имеются и среднепалеозойские вулканы.

Встреченные в районе гор Петаксент (южная часть гор Пенсакола) дайки и силлы диабазов свидетельствуют о продолжении этой вулканической области еще дальше в СЗ направлении. Возможно распространение ее к побережью моря Уэдделла, где мощные (до 350 м) долеритовые и диоритовые силлы образуют многочисленные внедрения в спокойно лежащие осадочные толщи, представляющие вероятную аналогию слоям группы Бикон, хотя здесь нет угленосных пермских отложений, а низы разреза осадочного комплекса представлены красноцветными терригенными породами. В этом районе известны также базальтовые лавы и туфы.

Имея в виду значительные мощности траппов и их широкое распространение в пределах палеозойского складчатого пояса можно ориентировочно оценить общий объем траппов в 60 000 км<sup>3</sup>.

Можно, по-видимому, выделить в Антарктике еще мезозойскую вулканическую область Гор Джонса, расположенную к западу от складчатого пояса, следующего в Антарктику из Анд через Южно-Сандвичевы и Южно-Оркнейские острова к Земле Грейама. В районе Гор Джонса предположительно триасовые граниты пересечены сериями базальтовых даек и штоков, содержащих фенокристы лабрадора и клинопироксена. Наряду с базальтами здесь присутствуют разнообразные фельзитовые дайки, секущие граниты и базальты, а также экструзивные образования. Дайки фельзитов варьировать по составу от риолитов до квар-

цевых латитов. Химический состав пород отвечает преимущественно оливиновым и обычным базальтам, но наряду с ними присутствуют олигоклазовые андезиты с содержанием кремнезема около 50%, а также дацитовые андезиты, трахиандезиты, дацитовые и риолит-кварц-дацитовые брекчии и риолиты (Graddock, Bastien, Rutford, 1964).

Кроме даек, силлов и других интрузивных тел в Горах Джонса имеются неправильно-слоистые вулканические брекчии, туфы и потоки лав с составом от риолитов до кварцевых латитов и, возможно, дацитов. По калий-аргоновым определениям возраст кварц-латитовых порфиров оказался равным  $104 \pm 4$  млн. лет, а оливиновых базальтов —  $22 \pm 12$  млн. лет. Таким образом, возраст вулканогенной толщи определяется верхней границей в 22 млн. лет, а нижняя граница устанавливается по налеганию ее на граниты, возраст которых датируется тем же методом в  $199 \pm 6$  млн. лет (Graddock, Bastien, Rutford, 1964).

Вероятным восточным продолжением этой области следует считать территорию полуостровов Мартин и Бэр в западной части Земли Мэри Бэрд, а также острова Терстон, где Лопатин и Поляков (1976) указывают распространение кислых и средних лав, образующих систему почти горизонтально лежащих покровов. Здесь отмечены андезитовые порфириты, двупироксеновые андезиты, а также риолито-дацитовые порфиры, входящие в состав эффузивного комплекса, предполагаемой мощности не менее 500 м. Радиометрические определения указывают на юрский возраст пород — 145 и 200 млн. лет. В районе Берега Рупперта те же исследователи отмечают метаморфизованные диабазовые порфириты и трахиты, а также порфириовидные плагиобазальты с возрастом (по радиометрическим данным) 115—155 млн. лет, не отражающим, по их мнению, истинное стратиграфическое положение вулканогенных комплексов. Ранее предполагалась принадлежность этих комплексов рифею — нижнему палеозою (Климов, 1967), но Лопатин и Поляков сопоставляют их с метаморфизованными вулканогенными сериями хр. Колер и считают радиометрические датировки свидетельством радиогенного омоложения пород под влиянием метаморфизма со стороны мощных интрузий кварцевых сиенитов. Имеются также предположения в отношении возможного мезозойского (юрского?) возраста вулканогенных комплексов (Graddock, 1970; Made, Willans, 1972).

Кайнозойские вулканические области Антарктики играют существенную роль в общем развитии этого континента. Их возраст варьирует от раннетретичного до нынешнего времени. В общем сводном разрезе фанерозойских отложений третичные вулканогенные породы выделяются под названием макмердских вулканитов. Харрингтон (Harrington, 1958) опре-

делял эти породы как четвертичные или позднечетвертичные вулканогенные образования, распространенные в Архипелаге Росса и на других островах моря Росса, на островах Баллени и Скотта и частично на побережье Земли Виктории. В настоящее время аналогичные им породы выделяют на относительно обширных территориях Антарктики.

Подобного типа вулканогенные породы известны, в частности, на крайнем севере Земли Виктории в районе ледников Ренник, Кэмпбелл и Авиатор (Gaig, 1964). Здесь в этой группе пород обнаружены кениты, трахиты и фонолиты; наряду с лавами имеются агломераты, лапилли и туфы, а также игнибриты. В фонолитах присутствует эгирин-авгит. Среди ксенолитов установлены эссекситовые оливиновые габбро и содалитовые сиениты с мелкими кристаллами эгирин-авгита и амфиболоподобным минералом. Вулканические постройки в этом районе продолжают, по-видимому, на юг к группе Эребуса, Террора и Дискавери. Гейр предполагает, что вулканы Мак-Мердо скорее четвертичные, чем третичные, так как они лишь в малой степени подверглись влиянию процессов денудации.

Между мысом Эдер и проливом Мак-Мердо на востоке моря Росса, а также предположительно в районе островов Баллени Харрингтон с соавторами (Harrington *et al.*, 1964) описал аналогичную группу вулканогенных образований. По их данным, эта группа продолжает на юг три главных базальтовых поля, расположенных на полуостровах Эдер, Хеллет и Даниэль, а также на о. Поссешен. На п-ове Хеллет обнаружены оливиновые и плагиоклазовые базальты, трахитобазальты, гавайиты, муджиериты, лейцитовые и кварцевые трахиты, сходные с аналогичными породами мыса Эдер, островов Поссешен и пролива Мак-Мердо, описанными Дэвидом (David, Smeeth, Shofield, 1895), Приором (Prior, 1898), Смитом (Smith, 1954), а также Тиррелом (Tyrrell, 1937) и позднее выявленными на Земле Бэрд. Во всех этих районах наблюдаются шлаковые конусы и купола, неки и другие постройки, частично скрытые под ледниковым чехлом. В этом районе имеются, кроме того, крупные пачки базальтовых туфов, достигающие на скале Робертса более 100 м мощности.

У подножия Пика Лютера в бухте Эдисто морена содержит обильный пепловый и лапиллиевый базальтовый материал. Все эти разнообразные вулканические проявления относятся главным образом к допозднечетвертичному времени, так как перекрыты мощным ледниковым покровом. Поэтому предполагается миоценовый или раннеплиоценовый их возраст. Наиболее свежие шлаковые конусы и туфовые образования в морене указывают, что вулканизм продолжался и в позднечетвертичное время, вероятно в голоцене. Он со-

хранился и в настоящее время, так как именно в данном районе размещаются Эребус и действующие вулканы островов Баллени — Пик Фримана высотой 3650 м над ур. моря, о. Бакль (1239 м) и о. Стардж (1524 м). Эти вулканы (Berninghausen, Padang, 1960) сложены шлаковыми оливинсодержащими базальтами. Эребус, возвышающийся на высоту 4023 м, содержит тефровые образования — глыбы пемзовых лав, волосы Пеле, пемзы и осколки кристаллов, лавы — наиболее древние трахитовые, более поздние кениты и оливиновые базальты. Эребус — самый активный вулкан Антарктики.

Вулканы группы Мак-Мердо известны также между ледниками Маринер и Трафальгар северной части Земли Виктории (Couteur, Leith, 1964), между ледниками Маусона и Пристли, близ горы Мельбурн, где есть базальтовые туфы и оливиновые базальты предположительно плейстоценового возраста. Во всяком случае, эти вулканогенные породы относятся к той же серии, что и встреченные в долине Тейлора. По данным Смита (Smith, 1954), на п-ове Хат Пойнт и на западе о. Росса они образуют конусы, прорывающиеся через ледниковые морены названной долины.

Для щелочно-базальтовых вулканических полей группы Мак-Мердо в северной части Земли Виктории имеются данные, характеризующие особенности структурного их положения (Kyle, Cole, 1974). Прежде всего, отмечается вероятное по геофизическим данным утонение земной коры от 40 до 27 км при переходе от пролива Мак-Мердо к Трансарктическому палеозойскому складчатому поясу. Предполагается, что о растяжении в этой зоне свидетельствует удлиненный в меридиональном направлении грабен Ренник. Кроме того, устанавливается приуроченность вулканогенных пород к четырем так называемым провинциям (лучше, по-видимому, говорить о полях): Баллени, Халетт, Мельбурн и Эребус. Каждая из этих «провинций» тяготеет к определенным разломам, которые могут относиться к трансформным (Баллени, возможно Халетт), к краевым ограничениям грабенов (Мельбурн) или к их пересечениям (Эребус). Для «провинции» Эребус характерны радиальные разломы, располагающиеся под углом  $120^\circ$  относительно друг друга. Предполагается, что магма поднималась с глубин 50—100 км, где образовывалась вследствие частичного плавления мантии.

Общий характер распространения рассмотренных выше кайнозойских вулканогенных пород показывает, что здесь размещается четко выраженная кайнозойская вулканическая область северной части Земли Виктории, расположенная вдоль западной окраины палеозойской складчатой зоны. Возраст пород, слагающих эту область, охватывает сравнительно широкий интервал времени



от миоцена до современной эпохи. Площадь, на которой распространены вулканогенные породы, достигает почти 1000 км в длину при ширине около 100 км.

По этим данным можно приблизительно оценить общий объем вулканогенных пород в 50000 км<sup>3</sup>.

В течение мезозоя и в кайнозойское время сформировалась также обширная вулканическая область на территории Антарктического полуострова, на Земле Грейама. В верхнеюрское время широкое распространение здесь получили андезиты, дациты, риодациты и риолиты (Adie, 1964), как предполагается тесно связанные с гранитоидами андийского батолита, прослеживающегося в этот район из Андийских Кордильер. Для многих пород этой группы имеются химические анализы, указывающие на их принадлежность к обычной известково-щелочной серии пород. Химическое разнообразие пород такое же, как и для гранитоидов андийского батолита, тоже известных на Земле Грейама. Все эти породы имеют сходство и с юрскими вулканогенными породами Патагонской Кордильеры. Характерен также дайковый комплекс, включающий микродиориты.

Вулканическая деятельность на Антарктическом полуострове продолжалась в меловое время. На это указывают мощные вулканогенные толщи Тринити на Земле Грейама, содержащие андезитовые и риолитовые лавовые потоки, туфы и дайки мелового возраста (Halpern, 1964), прорванные гранитами, вскрывающимися также и в других районах этой области, в частности на восточном берегу Земли Александра. Интрузии с возрастом 75—100 млн. лет представлены гранитами, гранодиоритами, диоритами и габбро, частично также щелочными гранитами.

В кайнозое вулканическая деятельность распространилась на обширную территорию, вследствие чего не только во многих районах Антарктического полуострова, но и на островных дугах, связывающих его с Южной Америкой, активность сохранялась в течение значительной части третичного и четвертичного времени, вплоть до современной эпохи. Таким образом, заложившаяся в мезозое вулканическая область Земли Грейама сохраняла свою роль весь кайнозой. К ней, в частности, относятся вулканогенные породы о. Майо (Короля Георга), представленные авгитовыми и оливиновыми базальтами, андезитами, их туфами и другими пирокластическими породами бурдигальско-гельветского возраста (нижний миоцен). Ей же принадлежат разнообразные современные проявления вулканической деятельности. Действующие вулканы в этой области имеются на островах Десепсьон, Бриджмен, Кристенсен. Линдеберг, а также в Южно-Сандвичевой группе на островах Беллинсгаузена, Бристоль (вулкан Дарнлей), Саундерс (гора Мишель), Кандлемас, Маунт Ходсон (вулкан высо-

кий), Лесков и Завадовский. Во всех вулканах, как уже отмечалось нами, известны скопления тефры, гиалодациты и олигоклазовые трахиты (о. Десепсьон), базальты, нередко богатые оливином, трахибазальты, пироксеновые андезиты совместно с дацитами (о. Беллинсгаузена) и другие породы щелочно-известкового ряда.

Общий объем вулканогенных пород этой области примерно соответствовал тому, который характеризует Землю Виктории, поэтому он может быть весьма ориентировочно оценен в 50 000 км<sup>3</sup>.

Особое место среди кайнозойских вулканических областей занимает обширное поле распространения эоцен-четвертичных вулканогенных пород на побережье Земли Мэри Бэрд (Лопатин, 1972; Лопатин, Поляков, 1976). Здесь на протяжении свыше 1500 км между горами Хадсон и Джонс на востоке и Фосдик на западе в почти широтном направлении прослеживается огромное вулканическое плато, занимающее площадь более 200 000 км<sup>2</sup>, сравнительно плохо обнаженное, сложенное преимущественно базальтовыми туфами и лавами, залегающими на довулканическом цоколе огнейсованных гранодиоритов, диоритов и габбро, а также на предположительно меловых гранитоидах (основание вулканов Алдаз и Галла). Плато расчленено на блоки постмиоценовыми разломами, вследствие чего гипсометрия основания вулканогенного разреза сильно варьирует. В строении разреза преобладают базальтовые гиалокласиты, нередко с палагонитом, а также с нодулями перидотитов, габбро, габбро-анортозитов, анортозитов и других основных и ультраосновных пород; иногда с обломками базальтов, трахитов и гранитов. Гиалокласитовые породы — туфы базальтового состава, представляют тип преимущественно подледных образований, возникших в результате деятельности, в частности, йокульхлаупов. Общая мощность вулканогенного разреза лежит в пределах от 400 до 2 000 м, но местами, по-видимому, превышает эти пределы. Многочисленные радиометрические определения датируют возраст пород в рамках эоцен — средний плиоцен (от 5 до 42 млн. лет). Отдельные обломки базальтов в туфах датируются возрастом 85 млн. лет (Le Masurier, 1972) и даже 110 млн. лет (Лопатин, Поляков, 1976); эти обломки принадлежат, по-видимому, мезозою.

На вулканическом плато располагается стратовулканический комплекс, как его называют Лопатин и Поляков (1976), представленный многочисленными базальтовыми стратовулканами — огромными конусами, возвышающимися на высоту более 4000 м над ур. моря и достигающими в цоколе ширины 30—35 км. Предположительно считается, что наиболее древними породами этого комплекса являются трахиты, трахидациты, пантеллериты и риолито-пантеллериты (хр. Эгзекьютив-Комитти). Несколько более молодыми являются щелочные

трахиты и фонолиты-кениты (анортотлазовые трахиты) горы Сидли и вулкана Хамптон, переслаивающиеся с гиадокласитовыми и другими туфами. Наиболее молодыми считаются трахиандезиты горы Сидли. Впрочем, общая возрастная корреляция вулканогенных пород затруднена из-за ограниченных радиометрических определений, указывающих тем не менее на возрастной диапазон стратовулканического комплекса в пределах 0,240—6,0 млн. лет (Le Masurier, 1972; Лопатин, Поляков, 1976). Наиболее молодым среди вулканогенных образований является, по Лопатину и Полякову (1976), комплекс побочных извержений. К нему отнесены продукты деятельности паразитических, латеральных, субтерминальных, эксцентрических и радиальных кратеров и конусов, а также экструзивные купола, осложняющие строение стратовулканов. Состав пород, слагающих эти постройки, преимущественно трахибазальтовый пирокластический, включающий также базальты.

Лопатин и Поляков (1976) предполагают, что радиометрические определения могут быть объединены в группы, указывающие на существование следующих этапов развития вулканической деятельности: начального с возрастом 45—53 млн. лет, и позднего — 3—31 млн. лет, распадающегося на олигоценый (примерно 30 млн. лет), миоценовый (20 млн. лет), плиоценовые, отвечающие 9 и 7 млн. лет. Приведенные в указанной работе многочисленные химические анализы пород позволили ее авторам прийти и к выводу о том, что родоначальная щелочная оливин-базальтовая магма в процессе дифференциации последовательно фракционирует в двух направлениях: 1) фельдшпатоидном (трахибазальты — базаниты — фонолиты — кениты) с умеренным обогащением кремнекислотой и сильным — щелочами и глиноземом; 2) типичном пантеллеритовом (трахибазальты — щелочные трахиты — пантеллериты) с высоким содержанием кремнекислоты и щелочей. Петрохимические черты пород, как считают Лопатин и Поляков, близки к соответствующим породам из ассоциаций, типичных для о. Пантеллерия, Аравийского полуострова и Восточно-Африканского грабена, хотя следует заметить, что для полноты сходства не хватает того обилия кислых пород комендит-пантеллеритового ряда, которое характеризует сравниваемые этими авторами районы Африканского материка.

Выделяемая Лопатиным и Поляковым обширная территория распространения вулканогенных пород может быть названа, кайнозойской вулканической областью Земли Мэри Бэрд.

Общий объем вулканогенных пород этой области оценивается Лопатиным (1973) в 400000 км<sup>3</sup> на том основании, что они распространены на площади более 200000 км<sup>2</sup> при мощности 1500—2000 м.

Главную часть территории Индостанского полуострова занимает древняя платформа, строение которой определяется широким распространением докембрийских метаморфических и интрузивных комплексов, резко несогласно перекрытых горизонтально залегающими фанерозойскими осадочными толщами. В пределах этой территории, не распространяющейся на расположенные севернее горные сооружения, размещается область, обычно сопоставляемая с другими континентами южного полушария, входящими в состав предполагаемого прамагнетика Гондваны, расчлененного, как считают, в постгондванское время вследствие раздвижения океанического дна и дрейфа континентов. В этой области в течение всего фанерозоя сохранялось, в общем, спокойное состояние в отношении проявления активной вулканической деятельности, за исключением сравнительно ограниченного интервала времени, отвечающего меловому периоду, отчасти юре. Такая относительно кратковременная вспышка вулканизма на этой территории тем более впечатляет, что на смежных к северу территориях складчатого обрамления вулканическая активность проявлялась в фанерозое многократно.

Поразительная по объему извергнутых масс почти единовременная на обширной территории активность издавна привлекала внимание многих исследователей, тем более, что возникшие в процессе извержений обширные горизонтально залегающие покровы и пластовые залежи обладают удивительно однообразным составом, отвечающим преимущественно толеитовым базальтам. В Индии эти продукты извержений широко известны под названием траппов Декана (Blanford, 1867). Им посвящена обширная литература. обстоятельные петрографические описания траппов были даны более полувека назад Вашингтоном (Washington, 1922). Позднее Кришнан (Krishnan, 1949) дал краткий обобщающий очерк траппов Декана, существенно дополняющий первый геологический очерк Бленфорда. Различные аспекты проблемы траппов Индии рассматривались Фермором (Fermor, 1934), Матуром (Mathur, 1934) и другими исследователями. В 1969 г. в Индии был созван Международный симпозиум по траппам Декана и других регионов мира, материалы которого опубликованы в виде ряда статей в Вулканологическом Бюллетене (Bulletin Volcanologique, 1972).

Общая площадь траппов, по Чаттерджи (Chatterjee, 1972), превышает 512 000 км<sup>2</sup> и охватывает территорию, занимающую, как отмечает Вест (West, 1972), 9 $\frac{1}{2}$ ° по долготе и 15° по широте. Помимо наблюдаемых на поверхности выходов, в настоящее время установлено значительное распространение погребенных траппов, скрытых под чехлом третичных отложений

в Камбейском заливе и на прилегающей к нему части суши на глубинах 4000—5000 м (Raju, Chaube, Chowdhary, 1972). В пределах этого бассейна они занимают площадь 35 000 км<sup>2</sup> между 21 и 24° с. ш. и 71°30' и 73°30' в. д. На севере погребенные траппы в пределах Камбейского прогиба достигают р. Банас, но не распространяются далее в этом направлении. К югу они прослеживаются в Аравийское море до широты Бомбея и, вероятно, следуют на соединение с Лакадивско-Керальским грабеном. Во всяком случае, имеются различные данные, подтверждающие значительное распространение траппов вдоль западного побережья Индостана на юг. Характерна, в частности, резко увеличивающаяся мощность траппов близ Бомбейского побережья (1500 м вскрыто непосредственно, но по оценкам она достигает 3000 м), быстро уменьшающаяся к востоку. Рэй указывает наибольшую мощность траппов — 3660 м (Ray, 1967). По данным отраженной сейсмоки, продолжение траппов устанавливается до 18° с. ш., т. е. южнее Бомбея. Истолкование бомбейских гравитационных аномалий привело Веста (West, 1959) к выводу о том, что вдоль побережья здесь располагается огромное дайкообразное тело, вероятный источник излияний, распространявшихся к востоку и к западу от нее. Бурение в Камбейском прогибе в области побережья показало, что кровля траппов погружена в устье Нармада на 5200 м, а отдельные скважины вскрыли их в этом прогибе на глубину до 1000 м. Учитывая данные магнитных аномалий и наблюдения над изменчивостью мощностей на поверхности, Раджу, Шоб и Хаудери (Raju, Chaube, Chowdhary, 1972; Avasthi e. a., 1972) построили схему изопакит для траппов Камбейского прогиба, из которой явствует, что наибольшие мощности (свыше 2000 м) характеризуют траппы, залегающие в осевой зоне в районе Ахмадабада и непосредственно к югу от устья р. Нармада. Предполагается, что прогиб осложнен краевыми разломами, а также поперечными сбросами, наиболее крупным из которых является следующий вдоль долины р. Нармад в ЮЗ направлении.

На крайнем востоке главной области распространения траппов мощность их сокращается у Амаркантака до 200 м, а близ Нагпура она немногим превышает 100 м. Трапповые плато сильно расчленены эрозией, поэтому можно предполагать, что первоначальная площадь их распространения превышала нынешнюю.

Наиболее древняя часть системы трапповых излияний расположена далеко к востоку от главных полей их распространения в Бихаре (траппы Раджмахала) и Асаме (траппы Силета). Предполагается, что траппы этих двух районов имеют юрский возраст (Talukdar, Murthy, 1972), так как подстилают верхнемеловые отложения, отделены от них перерывом и содержат прослой осадочных пород с юрской (нижний или средний от-

дел) флорой. Траппы образуют узкую широтно-ориентированную полосу 60 км длиной и 4 км шириной, ограничивающую с юга плато Шилонг. Их наибольшая мощность составляет 550—600 м. Они залегают на эродированной поверхности докембрийского основания и отделены поверхностью размыва от перекрывающих отложений верхнего мела — эоцена. На юге пологое залегание отложений сменяется более крутым, обращенным в сторону обширной приустьевой депрессии р. Ганга. Таким образом, на юге траппы ограничены флексурой, переходящей в разлом. Вполне возможно, что траппы продолжают под чехлом третичных отложений также к югу от этой флексуры. Во всяком случае, их залегание строго подчинено изгибу флексуры и в ее пределах наклоны трапповых пластов резко увеличиваются. В области флексуры и в кристаллическом фундаменте вдали от нее к северу наблюдаются многочисленные дайки мощностью от 0,3 до 7 м с простиранием, преимущественно перпендикулярным общей ориентировке трапповых пластов, которые они повсеместно пересекают. Мощность покровов обычно равна 5—7 м, поверхность их указывает на принадлежность лав к типу «аа».

По составу траппы Силета преимущественно обычные базальты с ограниченным сопровождением щелочными базальтами (нефелиновыми тефритами), риолитами и кислыми туфами. Среди фенокрист в базальтах обычны лабрадор и авгит, кроме которых может присутствовать или отсутствовать оливин. В щелочных базальтах, отмеченных только в двух покровах, содержатся вкрапленники диопсида в тонкозернистой массе, состоящей из нефелина, эгирин-авгита, анальцима (?) и магнетита. Плаггиоклаз в них редок. Химический состав базальтов отвечает толеитовому ряду, в щелочных породах основная масса по нормативным данным отвечает содержанию 10—12% нефелина.

Раджмахальские траппы (Talukdar, Murthy, 1972; Mukherjee, 1973) в отличие от силетских распространены в меридиональной зоне, имеющей ширину около 300 км и протяжение свыше 130 км. Мощность траппов Раджмахала тоже около 600 м. Эти траппы залегают не только на докембрийском фундаменте, но и на перекрывающих его отложениях перми и триаса. Край Раджмахальского вулканического поля ограничен меридиональными разломами. На востоке они перекрыты аллювием. Отмечается общий слабый наклон базальтовых пластов в сторону Бенгальского бассейна, вследствие чего предполагается (Talukdar, Murthy, 1972), что они представляют лишь небольшую вскрытую на поверхности часть траппового поля, скрытого под мел-третичными и четвертичными отложениями этого бассейна, сравнительно круто наклоненными, судя по аэромагнитным и сейсмическим наблюдениям, в глубь последнего. Для раджмахальских траппов тоже характерны много-

численные дайки базальтов. Считается, что, как и дайки, сопровождающие силетские траппы, они являются послелавовыми. Отмечается синхронность излияний и дайковых внедрений с вертикальными перемещениями, вызванными гидростатическим давлением магмы, возникающей на глубине вследствие повышения температуры и плавления.

Объем трапповых излияний в восточной части полуострова, в районах Раджмахала и Силета не менее 25 000 км<sup>3</sup>.

Главные трапповые поля сосредоточены в западной части Индостана. Наиболее крупными являются обширные плато собственно Декана, включающее Западные Гаты в Махаращре, а также плато Мальва, отделенное от первого хр. Сатпура и реками Нармада и Тапи. К менее значительным относятся плато п-ова Саураштра или Катиавар на западе и Мадла на востоке. Для всех этих полей типичным является распространение преимущественно толеитовых базальтов; характерно тоже расчленение этих полей на более или менее резко выраженные тектонические блоки. Вследствие вертикальных перемещений отдельные участки в пределах этих полей опущены и отличаются большими мощностями трапповых толщ, другие, наоборот, приподняты и отличаются малыми мощностями трапповых разрезов. В соответствии с такими особенностями строения лавовых плато в пределах области распространения траппов наблюдаются гравитационные максимумы и минимумы (Qureshy, 1965).

Трапповые излияния, как и в восточных трапповых полях, сопровождаются многочисленными дайками, нередко группирующимися в пучки. Обычная ориентировка даек в западной части трапповых полей вдоль побережья меридиональная, а в долинах Нармада и Тапти — восток-северо-восточная, так как дайковые серии группируются, соответственно, вдоль разломов, следующих аналогичным направлениям. Как предполагал Оден (Auden, 1949), на западе Индии большинство постлавовых дайковых роев связано с Панвелской флексурой, ограничивающей на западе трапповое поле Декана и обуславливающей резкое погружение базальтов в западном направлении под окраинную часть Аравийского моря.

Оден (Auden, 1949) и Гленни (Glennie, 1932), а также Вест (West, 1959) считали, что интенсивные положительные гравитационные аномалии, наблюдаемые вдоль западной окраины Индостана и вдоль долин Нармада и Тапти, обусловлены поднятием симатических магм в сиалическую кору; предполагается, что это поднятие не сопровождалось соответствующим топографическим воздыманием на поверхности коры. Во всяком случае, совпадение положительных гравитационных аномалий с дайковыми пучками представляется, в общем, очевидным. Помимо дайковых пучков, в области распространения трапповых полей наблюдаются сравнительно многочисленные

и разнообразные интрузивные тела иного типа: кольцевые дайки, силлы, лакколиты, штоки, некки, небольшие неправильные массивы и т. д. Пластовые тела обычно сложены толеитовыми базальтами, тогда как морфология других интрузивных образований чаще всего свойственна кислым и щелочным породам, достаточно широко, как сейчас выявлено, распространены в пределах трапповых полей.

Выделяется по крайней мере две области преимущественного сосредоточения кислых и щелочных пород среди трапповых полей Индостана: одна из них — западная прибрежная зона, другая — территория, тяготеющая к долине р. Нармады и расположенная на п-ове Саураштра, как бы на продолжении к западу широтной зоны, примыкающей к этой реке. По-видимому, только район Кади к северу от Камбея стоит несколько особняком по своему пространственному положению. Среди пород, отклоняющихся по составу от базальтов, сейчас известны не только кислые и щелочные, но также и ультраосновные породы. Кислые породы приурочены преимущественно к западной окраине траппового поля Декана, что отмечено было ранее многими исследователями (Mathur, 1934; Vemban, 1947; West, 1958; и др.). Небольшое количество кислых интрузий имеется в низовьях р. Нармады, а на п-ове Саураштра известна крупная (около 10 км в поперечнике) кольцевая дайка кислых пород в районе Гайрнер Хиллс (Subba Rao, 1964), где она сопровождается габбровыми породами и обнаруживает общие черты сходства с аналогичными ассоциациями Шотландии (Subba Rao, 1972a). Кислые породы обычно встречаются в интрузивных формах залегания; потоки их сравнительно редки. Тем не менее известны разнообразные фельзиты, риолиты, риодациты, обсидианы, пехштейны, делениты и трахиты, слагающие отдельные потоки. Отмечено распространение местами игнибритов и риолитовых туфов. Такие породы образуют, кроме того, дайки, лакколиты и иные интрузивные тела. Преимущественно в аналогичных интрузиях встречаются аплиты, микропегматиты, микрограниты, гранофиры и даже граниты. Предполагается, что все эти кислые породы возникли в трапповых полях различными способами (Subba Rao, 1972b): в результате фракционной кристаллизации и гравитационного оседания минералов ранних фаз образования, вследствие чего создавался кислый остаточный расплав; путем плавления сиалической коры под влиянием тепла внедряющейся базальтовой магмы; вследствие плавления или частичной ассимиляции до-трапповых пород; под влиянием мобилизации и гидротермального изменения осадочных пород. Соответствующие примеры, как считает Субба Рао, могут быть указаны в различных участках трапповых полей.

Щелочные породы в траппах Индии тоже разнообразны по составу. Среди них известны (Subba Rao, 1972b) недосыщен-



ные базальты, в том числе оливиновые, анальцимсодержащие и нефелиновые, муджиериты, трахиты, базаниты анальцимсовые и лейцитовые, камптониты, мончикиты, эссекситы, тешениты, лимбургиты, тингуаиты псевдолейцитовые и нефелинсодержащие, лампрофиры, сиениты, нефелиновые и нефелинсодалитовые сиениты, а также ийолиты. Все эти породы встречаются в виде даек и изредка образуют покровы (оливиновые базальты, лимбургиты, анальцимсодержащие базальты, трахиты). Субба Рао (Subba Rao, 1972в) подчеркивает малую вероятность образования щелочных пород из первичной щелочной оливин-базальтовой магмы и приводит ряд доводов, подтверждающих возможность их образования вследствие диссоциации полевых шпатов в присутствии летучих компонентов, в результате щелочного метасоматоза и, в особенности, в связи с синтексисом известняков, ксенолиты которых, подвергшиеся резорбции, наблюдаются в ряде случаев в щелочных породах и базальтах. Высказанные ранее Субба Рао взгляды (Subba Rao, 1965), поддержанные другими исследователями (O'Hara, 1965; West, 1967), предполагающие возникновение щелочных пород из магматических очагов, обособившихся вдоль зон разлома, он считает в более поздней работе (Subba Rao, 1972) мало правдоподобными. По его мнению, такие предположения не объясняют причин изменчивости состава щелочных пород вдоль этих зон. Среди щелочных пород трапповых полей особое место занимают карбонатитово-щелочные комплексы Гуджарата (Deans, Powell, 1968; Sukheswala e. a., 1972). В этом районе развиты карбонатиты и сопутствующие им породы, а также долериты, базальты, пироксениты, тингуаиты, камптониты, керсантиты, ийолиты и плагиоклаз-кальцитовые породы. В большинстве случаев породы образуют дайки или некки. Карбонатиты представлены альвикитами и бефорситами. В бефорситах содержатся флюорит, кварц, барит и пирохлор. Установлено присутствие ниобия. Имеются дайки карбонатитов с сидеритом, кальцитом, апатитом и кварцевыми агрегатами, а также гематитом. Плагиоклаз-кальцитовые породы обычно обнаруживают реликтовую структуру базальтов. Возраст щелочно-карбонатитового комплекса датируется цифрами  $37,5 \pm 2,5$  млн. лет (конец эоцена), тогда как базальтовая магма, как указывают Сукесвала и Авазия (Sukheswala, Avasia, 1972), формировалась в интервале  $70 \pm 5$ — $55 \pm 4$  млн. лет.

Образованию карбонатитов сопутствовали, как считают эти исследователи, процессы фенитизации базальтов щелочными растворами.

В трапповой серии на западе Деканского поля известны пикритовые базальты, изученные в системе покровов, расположенных в районе Игатпури в штате Махараштра (Mishra, 1972). Такие породы, с содержанием полевых шпатов менее 30%, представлены тремя разновидностями: океанитами с

обильным оливином в фенокристах и полным или почти полным отсутствием авгита, анкараритами с преобладанием в фенокристах авгита по отношению к оливину и мирмеситовыми пикритовыми базальтами; в последних наблюдается умеренное количество небольших фенокристов оливина, отдельные покровы пикритовых базальтов варьируют по мощности в пределах от 8 до 25 м.

Траппы Индии в настоящее время хорошо изучены в геохимическом отношении. Все они относятся к ряду толеитовых базальтов, хотя имеются соображения, указывающие на отсутствие резких различий между толеитовыми и оливиновыми базальтами, а также данные о распространении в трапповых полях Индии не только толеитовых, но и оливиновых базальтов (Sinha, 1972; Chose, 1972).

В заключение следует привести сведения о возрасте траппов Индии. Он считается меловым до эоцена или низов олигоцена для главных трапповых полей запада, тогда как для восточных полей, как выше уже отмечалось, установлен более древний, скорее всего юрский, возраст траппов. Во всяком случае, известно, что на востоке (район Силета и Раджмахала) верхнемеловые отложения залегают на траппах, а на западе (главные поля) траппы лежат на меловых отложениях. Однако на западе же, в Камбейском прогибе, траппы погребены под мощной толщей третичных отложений, возраст которых по фауне, найденной в пробах, извлеченных буровыми скважинами, определен в рамках верхний палеоцен — эоцен; под слоями с такой фауной расположен отделенный перерывом маломощный слой «трапповых вакк», который может относиться к нижнему палеоцену. Этот лишенный фауны слой залегают на траппах, также отделяясь от них перерывом. Таким образом, внутри Камбейского прогиба и на его окраинах залегающие в кровле траппов слои не синхронны; хронологические различия лежат в пределах верхний палеоцен (внутри прогиба) — средний эоцен (края прогиба). Так как в основании траппов на западе залегают меловые отложения, относящиеся к низам верхнего отдела, то можно считать сравнительно строго установленным стратиграфическими построениями возраст главных трапповых полей Индии поздневерхнемеловым — раннетретичным. Тем не менее необходимо учитывать более древний, скорее всего юрский, во всяком случае несомненно доверхнемеловой возраст траппов на востоке, вследствие чего следует, по-видимому, ограничивать интервал времени, отвечающий периоду трапповых излияний, более широкими рамками, лежащими в пределах от юры до раннего палеогена.

По палеомагнитным данным (Pal, Bhimasankaram, 1972), в области западных траппов полей могут быть выделены четыре группы трапповых излияний. Первая группа отвечает позднему мелу (70—75 млн. лет), вторая — концу позднего

мела или началу палеогена (65 млн. лет), третья — раннему палеоцену и эоцену (60 млн. лет), четвертая — позднему эоцену (около 40 млн. лет). Эти определения нуждаются в контроле, который может быть получен по результатам изотопных датировок.

Общий объем траппов на западе Индии не менее 550 000 км<sup>3</sup> только в пределах континентальной области их распространения.

Вишну предполагает (Vischnu, 1973), что этот объем достигает 1 000 000 км<sup>3</sup>, хотя и отмечает наибольшую мощность траппов 2150 м на западе области, близ побережья (в районе Бомбея) и быстрое сокращение мощности по направлению к востоку, при отмеченном выше размере занятой траппами площади 512 000 км<sup>2</sup>. По его мнению, небольшие изолированные поля на восточном побережье Индии в районе Раджамунди обособлены эрозией, но это представляется маловероятным.

### Новая Зеландия

Наиболее древние вулканогенные породы (порфириды, диабазы, метабазалты), сопровождаемые в провинции Нельсон серпентинитами, в Новой Зеландии предположительно относят к девону.

Бесспорно палеозойскими являются вулканогенно-осадочные толщи, залегающие в основании пермского разреза, известные на островах Южном и Северном. В синклиналиях провинций Нельсон и Саутерленд общая мощность базальтовых покровов достигает 15 000 м. Эти базальты синхронны или несколько древнее крупных гипербазитовых интрузий провинций Нельсон, Ред Хилл и запада Отаго. Вулканогенным разрезам подчинены спилиты с серпентинитами и толщами вулканогенных граувакк. Мощность этих разрезов в провинции Нельсон достигает 2400 м. В конце ранней перми вулканизм здесь внезапно прекратился. В провинциях Отаго и Саутленд имеются крупные лакоолитоподобные тела перидотитов, пироксенитов, габбро и норитов, реже альбитовых гранитов, внедренных в туфовые граувакки, туфы и спилитовые лавы.

Более молодые серии пород включают пирокластические брекчии, спилитовые и андезитовые туфы, спилитовые подушечные и андезитовые лавы. К концу ранней перми вулканическая деятельность здесь тоже прекратилась.

В триасовых разрезах морских отложений вновь появляются многочисленные прослои спилитовых и вариолитовых базальтов, ассоциирующихся с туфовыми граувакками. В осадочных толщах геосинклинальной зоны Новой Зеландии отмечаются прослои андезитовых и дацитовых туфов. Возможно, что к триасовому периоду относится также внедрение некоторых гранитов.

В юре происходили интрузии долеритов, ультраосновных пород и габбро, принадлежащих, как полагают, к интервалу средняя юра — нижний мел. В поздней юре накапливались подушечные базальтовые лавы, агломераты и туфы. На о. Южном к поздней юре — маастрихту принадлежат туфы и лавы гиперстеновых андезитов, дацитов и биотит-гранатовых риолитов.

Вулканическая деятельность сохранялась также в раннемеловое время; она сопровождалась ультраосновными интрузиями, но была более разнообразной, чем в предшествующие эпохи.

В раннетретичное время продолжались излияния преимущественно базальтовых лав, тяготеющих, как считают, к островным грядам. Вулканизм был сосредоточен главным образом в провинции Нортсленд. Однако в районе Ист-Кейп распространены также риолитовые лавы и бентониты (вероятно, по кислым эффузивам). На о. Южном по-прежнему господствовали базальтовые излияния.

Позднетретичное время ознаменовалось обилием базальтовых лав и туфов, наряду с которыми широко распространились андезиты, образующие систему зон. К плиоцену относятся массовые излияния дацитов, а затем риолитов, но андезитовые лавы и туфы продолжают формироваться и в это время. К началу позднего плиоцена или раннего плейстоцена на юге провинции Окленд базальтовый и андезитовый вулканизм проявились с наибольшей интенсивностью. Именно в это время здесь и в соседних районах образовались цепи крупных конических вулканов ЮВ простирания. Вдоль верхнеплиоценовой береговой линии состав продуктов вулканизма варьировал от базальтов на севере, в 60 км к западу от Кристчепа, до трахитовых и фонолитовых лав позднего миоцена до раннего плейстоцена южнее, в районе Денидин. На севере провинции Отаго и п-ове Банкс к концу плиоцена изливались базальтовые лавы.

В раннечетвертичное время базальтовые, преимущественно щелочные излияния продолжались, вследствие чего образовалось так называемое «Центральное поле вулканов». Близ гор последние излияния происходили 1200 лет назад (по радиометрическим измерениям). На юге провинции Окленд имеются базальтовые и андезитовые конусовидные позднемиоценовые — раннеплейстоценовые вулканы. Гиперстеновые андезиты известны, кроме того, на о. Литл-Барриер, а на о. Мэр распространены риолиты.

Главной областью плейстоценового вулканизма является депрессия Тонгариро — залива Пленти, где расположен грабен, заполненный вулканогенными породами вулканической зоны Таупо и толщами андезитов, дацитов и риолитов.

Предполагается, что наиболее древними в этой зоне являются андезиты Тонгариро, после образования которых возникли широко известные по описаниям Феннера и других исследователей игнимбритовые извержения, в связи с которыми возникло обширное игнимбритовое плато, а также дацитовые и риолитовые купола. В области Таупо-Роторуа по сей час сохранилась сольфатарная деятельность, а тепловые ресурсы сольфатарных полей используются в практических целях электростанциями. В районе Эгмонт на западе провинции Таранаки андезитовые и дацитовые извержения, начавшиеся в миоцене, завершились около 1500 г. На о. Южном плейстоценовые базальты и трахиты имеются также на п-ове Банкс.

Таким образом, перманентная вулканическая деятельность на островах Новой Зеландии устойчиво сохраняла преимущественно базальтовый состав, сопровождалась гипербазитовыми интрузиями и происходила в морской обстановке. Вследствие этого естественно создается впечатление, что все это время в районе Новой Зеландии располагался океан, в пределах которого формировались островные гирлянды и в конечном итоге возникла обширная группа современных островов. В общем развитии вулканической деятельности в этой островной группе характерен резко выраженный перелом, наметившийся в поздне третичное время, выраженный появлением сначала андезитовых, трахитовых и фонолитовых лав, а затем — грандиозных игнимбритовых извержений. В итоге на том месте, где в прошлом располагалось, как считается, океаническое дно, образовались огромные острова, на которых сформировалось обширное риолитовое плато, окаймленное андезитовыми вулканами.

В целом острова Новой Зеландии выявляют четко выраженную принадлежность свойственной им вулканической деятельности к типу, обычному для мегахронных областей. Ориентировочная оценка объемов вулканогенных пород Новой Зеландии может быть дана только для крупных интервалов времени (в тыс. км<sup>3</sup>): для девона — 5, ранней перми — 35, триаса — 20, юры — 10, мела — 20, третичного времени — 30, четвертичного — 15, а всего около 135.

## ПРОБЛЕМА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Общий обзор вулканической деятельности фанерозоя южных материков, основанный на анализе данных по древним вулканическим областям, естественно, не может полностью исчерпать все имеющиеся сведения о вулканизме геологического прошлого, однако он обладает некоторыми преимуществами по отношению к сложившейся в настоящее время ситуации. Во-первых, этот обзор представляет одну из очень немногих, а, может быть, пока и единственную попытку систематизировать наши знания о реальном распространении и особенностях состава вулканогенных образований фанерозоя на таких обширных территориях, в связи с изучением которых могут быть рассмотрены важнейшие вопросы оценки возможностей и перспектив реконструкции глобального развития вулканической деятельности земного шара. Во-вторых, в представленном обзоре определены методические подходы и намечены пути к анализу вулканической деятельности геологического прошлого, которые могут быть соответственно сформулированы в виде некоторых наиболее существенных положений, определяющих задачи дальнейших исследований.

Отметим главные положения такого типа. Прежде всего, для успешной разработки проблемы глобального развития вулканизма в истории Земли необходимо четко представлять реальное размещение в пространстве и во времени конкретных вулканических областей геологического прошлого. Такой подход требует целеустремленного изучения геологических данных и, следовательно, учета результатов геологического картирования различных территорий и стратиграфического изучения разрезов, содержащих вулканогенные породы. Без этого невозможно оконтуривание древних вулканических областей и полей, а также определение их возраста и миграции во времени и пространстве. Далее следует располагать данными о составе вулканогенных пород и об ассоциациях их друг с другом и с осадочными комплексами, чтобы иметь возмож-

ность в процессе исследования проводить различного рода сопоставления, ориентирующие в характерных формационных и фациальных вариациях вулканогенных образований, а также в их морфологии, способе перемещения из недр к поверхности, типе вулканических извержений и т. д. Важно, кроме того, выяснение физико-географических условий, в которых формировались вулканогенные образования различных вулканических областей и общих тектонических закономерностей размещения последних. Наконец, требуется количественный учет данных по древним вулканическим областям, чем может быть обеспечено не только общее развитие представлений о вулканической деятельности геологического прошлого, но и создание основы для анализа вариаций энергетики Земли в минувшие геологические эпохи. Следует подчеркнуть, что для количественного анализа вулканической деятельности и связанных с ней проблем энергетики крайне необходимо развитие в дальнейшем методов оценки тех именно масс вулканогенных пород, которые накапливались первоначально в той или иной вулканической области, а не только сохранялись после того, как значительные объемы продуктов вулканизма были размывы и удалены в процессе денудации. Сейчас можно лишь очень ориентировочно проводить такого рода построения, но в целом они совершенно необходимы, иначе наши знания в области оценки вулканической деятельности геологического прошлого окажутся совершенно недостаточными.

Намеченные, таким образом, методические подходы к исследованию эволюции вулканизма в истории Земли в глобальном плане составляют необходимый элемент общего исследования этой проблемы, и хотя при их реализации мы встречаемся с различными трудностями, такие подходы представляются тем не менее совершенно реалистическими и целенаправленными. Именно поэтому мы полагаем, что, опираясь на предложенные методы исследования проблемы можно будет достигнуть существенных и наиболее полноценных результатов.

Отметим только, что трудности эти двойкие. Во-первых, пока не развиты еще исследования, направленные на специальное изучение конкретных древних вулканических областей в предлагаемом плане, хотя имеются известные указания на то, что поворот к таким исследованиям уже наметился. Так, в частности, многие исследователи сейчас начинают оценивать древние вулканические области не только как определенные петрографические провинции с соответствующим разнообразием свойственных им пород, но и как конкретные вулканические области, в пределах которых были извергнуты совершенно определенные, количественно учитываемые массы продуктов вулканических извержений. Тем не менее пока приходится пользоваться преимущественно результатами исследований, неспециализированными в подобном плане. К тому же, конеч-

но, вполне вероятно, что не все имеющиеся данные могли быть учтены в настоящей работе. Во-вторых, возникает вопрос о вулканизме межконтинентальных пространств, которые расшифровываются только по весьма ограниченным данным, известным по океаническим островам, и крайне скромным сведениям об основании (basement), на котором покоится на дне океанов осадочный чехол. Лишь немногие скважины пересекли на сравнительно большую глубину (первые сотни метров) это основание и выяснили, что оно сложено чередующимися пластами базальтов и третичных осадков. В большинстве случаев такие скважины достигают только кровли основания и устанавливают присутствие там базальтов или их туфов. Вследствие ограниченности данных, характеризующих состав, возраст и распространение вулканогенных пород на дне океанов, сейчас необходимо привлекать к анализу истории развития вулканической деятельности земного шара гипотетические построения, опорой которых могут служить те или иные общие представления о происхождении океанов. Это тем более затрудняет анализ проблемы, потому что мы не знаем пока в океанах распространения пород более древних, чем юрские. Таким образом, ранние этапы развития вулканизма в океанах оказываются практически пока вообще не расшифрованными и трудно поддающимися сколько-нибудь точному учету. Все это важно иметь в виду, чтобы не возлагать чрезмерных надежд на то, что уже сейчас мы можем подойти с необходимой строгостью к определению количественных параметров, характеризующих историю развития вулканической деятельности в глобальном плане. Мы можем это сделать в первом приближении только для континентов, а для океанических пространств должны либо привлекать те или иные гипотезы, либо воздерживаться от окончательных выводов до получения более полных данных, чем те, которыми можно располагать в настоящий момент.

Сейчас, когда завершен общий обзор древних вулканических областей фанерозоя южных материков, следует перейти к анализу полученных данных. Для этого представляется удобным дать хронологическую развертку изложенных сведений и рассмотреть их в последовательности, отвечающей Международной стратиграфической шкале с ее известными подразделениями. Естественно, что, опираясь на те сведения, которыми можно сейчас располагать по характеристике вулканической деятельности фанерозоя южных материков, в качестве таких подразделений могут быть использованы в основном различные периоды и эпохи. Переход к корреляциям в рамках более узких подразделений может оцениваться для каждого соответствующего этапа лишь исходя из фактического материала, изложенного в представленных нами очерках древних вулканических областей различных материков.



Кембрийский период, как видно по результатам проведенного исследования, ознаменовался проявлением активной вулканической деятельности в ряде районов южных материков: на северо-западе Африки, на юге Анд и в бассейне р. Парана в Южной Америке, в юго-восточной части и на севере Австралии, в Тасмании и в Антарктике.

Совершенно своеобразной является вулканическая область Антрим, расположенная на севере Австралии. Это самая древняя фанерозойская трапповая провинция с практически горизонтально залегающими пластами базальтов, возникшими в континентальных условиях на обширной территории во многие сотни тысяч кв. километров. В других регионах Австралии, а также на остальных континентах вулканические области в кембрийское время формировались в основном в морских условиях, поэтому им свойственны ассоциации вулканогенных пород с кремнистыми породами, яшмами, известняками и терригенными комплексами, в ряде случаев содержащими фауну археоциат, трилобитов или других морских организмов.

Во всех нетрапповых вулканических областях вулканогенные породы претерпели более или менее интенсивные вторичные зеленокаменные изменения. Повсеместно преобладают лавовые излияния первичного базальтового состава при преимущественно ограниченной роли пирокластики. Тем не менее в Тасмании наряду с такими породами много кварцевых кератофилов и того же состава пирокластики, образующих мощные толщи на относительно обширных территориях. Кислые породы, включая наряду с риолитами также трахиты, известны, кроме того, на юге складчатой системы Аделаиды в Австралии, а также в Антарктике. На Южно-Американской платформе риолиты и андезиты, отчасти дациты характеризуют Кастру-Лавасскую вулканическую область, расположенную в бассейне р. Парана. Обильная пирокластика типична не только для Тасмании, но отчасти и для юга Австралии, а также для Анти-Атласа в Северо-Западной Африке. В свете современных данных об особенностях строения и состава продуктов вулканической деятельности на океаническом дне представляется очевидным, что образование зеленокаменных спилитовых и спилит-кератофировых ассоциаций связано с метаморфизмом, сопутствующим деформации и складчатости мощных толщ базальтов и риолитов, возникающих в результате вулканических извержений, происходивших на дне морских и океанических бассейнов или, как, например, в Северо-Западной Африке, а вероятно, и в других регионах, в системе островных гирлянд.

Большинство внутратпповых вулканических областей группируются в трех регионах: на северо-западе Африки, на Южно-Американской платформе и в пределах пояса, связываю-

шего юго-восточную окраину Австралии через Антарктику с южным окончанием Андийской горной цепи. Первый регион относится к западной окраине складчатого пояса Тетиса, но по отношению к развитию Африканской платформы представляет, вероятно, как бы заключительный фрагмент истории позднекембрийского вулканизма, сопровождавшегося преимущественно извержениями и излияниями риолитовых лав, в начале кембрия сменившихся андезитами, трахитами и отчасти базальтами. Поэтому отнюдь не исключено распространение кембрийских вулканитов на тех территориях, которые выделяются в качестве «подвижных зон, испытавших омоложение (600—500 млн. лет)», по Шуберту и Фор-Мюре (1973, с. 516). Более детальное изучение в этих зонах гранитоидов позволит, возможно, выявить признаки более широкого распространения вулканической деятельности, сопровождавшей в Африке общее развитие магматических процессов в начале фанерозоя.

Кастру-Лавасская область Южной Америки представляет интерес с той точки зрения, что является примером существенной роли риолитового вулканизма в истории развития древних платформ, для которых обычным считается трапповый, т. е. базальтовый, а не кислый состав продуктов вулканической деятельности. Былое распространение кислых вулканитов этой области остается пока недостаточно ясным, как и их возраст, который считается предположительно раннепалеозойским. Что касается протяженного пояса, включающего расположенную на юге Анд Калингагстскую вулканическую область возможного распространения кембрийского вулканизма (кембрийские толщи здесь имеются), а также Антарктическую и Южно-Австралийскую (включая Тасманию) аналогичные области, то общее их размещение, определяемое взаимной сменой друг друга по простиранию, позволяет говорить о вероятном существовании в кембрийское время единого вулканического пояса, окаймляющего на юге Тихий океан и, таким образом, представляющего уже в это время генеральную структуру южного обрамления Тихоокеанского сегмента Земли. В андийском и австралийском отрезках этого пояса в северном направлении кембрийские отложения скрываются под более молодыми толщами, поэтому действительные размеры пояса, по-видимому, существенно превышают известную в настоящее время его часть. Остается недостаточно ясной проблема сочленения Австралийского и Антарктического звеньев этого пояса, разделенных сейчас океаническими водами.

Исходя из представлений плитной тектоники можно предполагать, что обе части пояса были раздвинуты и, таким образом, размеры вулканических областей, наблюдаемые ныне, отвечают первоначальным. Однако не исключена возможность существования погребенных связующих элементов строения

этих областей, скрытых под океаническими водами. В таком случае пришлось бы считаться с вероятным продолжением кембрийских вулканогенных пород в пределах всей зоны, ныне разобщающей Антарктику и Австралию. Впрочем, независимо от того, какая точка зрения будет принята, очевидно, что в прошлом масса продуктов кембрийской вулканической деятельности была значительно большей, чем можно предполагать, основываясь на нынешнем их распространении. Поэтому цифры, суммирующие результаты подсчетов по отдельным областям, определяющие общий объем продуктов вулканической деятельности в  $600\ 000\ \text{км}^3$ , дают представление о порядке величин, но могут оказаться в дальнейшем ориентировочно в 2 раза более высокими, если считать, что северное продолжение Тихоокеанского пояса было охвачено в кембрийское время примерно в тех же масштабах, что и на юге. Тем не менее следует иметь в виду, что главную массу кембрийских вулканогенных пород составляют траппы севера Австралии ( $400\ 000\ \text{км}^3$ ), поэтому погрешность, вероятно, окажется значительно меньшей. Корреляция разрезов вулканогенных толщ приводит к выводу, что главная масса вулканических извержений происходила в нижнем кембрии и лишь отчасти могла продолжаться в среднем кембрии. Только в Тасмании установлены ограниченно распространенные пепловые туфы с прослоями известняков, содержащих верхнекембрийскую фауну.

В ордовикский период развитие вулканической деятельности устанавливается во многих случаях только предположительно. Несомненно, ордовикскими являются вулканогенные породы северо-восточной части Южно-Австралийской вулканической области, контуры которой наметились еще в нижнем кембрии. В этом регионе известны спилиты, кварцевые кератофиры и их туфы, переслаивающиеся с граувакками и известняками. Вулканические извержения здесь продолжались в течение всего ордовика, включая позднеордовикское время, когда наряду с кератофирами появились также андезиты и их туфы. В течение ордовика в юго-восточной части Лакландской геосинклинали, как считают (Pakham, Falven, 1970), существовала океаническая кора, сформировавшаяся, возможно, на территории краевого моря, а не в открытом океане.

На других материках ордовикский вулканизм известен в Южной Америке в Калингагстской зоне (преимущественно базальты и их туфы, залегающие среди морских осадков и подвергшиеся зеленокаменному изменению, а также офиолиты) и может предполагаться, кроме того, в Кастру-Лавасской вулканической области. Ни в Африке, ни в Антарктике следов ордовикской вулканической деятельности, по-видимому, не сохранилось и о ее возможной роли трудно сейчас что-либо

сказать. Поэтому следует считать общую оценку объемов продуктов вулканизма, равную суммарно  $110\,000\text{ км}^3$ , в общем весьма приближенной.

Силурийский период также отмечен концентрацией несомненных проявлений вулканической активности преимущественно на востоке Австралии. Силурийские вулканические туфы и игнимбриты известны кроме того, в Тасмании. В целом же, в силуре вулканическая деятельность в Австралии распространилась на всю восточную окраину материка и продолжалась, судя по имеющимся данным, в течение всего этого периода времени. Характерной чертой силурийской вулканической деятельности в Австралии является обилие пирокластического и переотложенного вулканогенного материала, в связи с чем можно считать вероятным существование в это время в пределах рассматриваемой территории ряда островных вулканических гряд, ориентированных, в общем, меридионально и сопровождаемых системой вулканических конусов центрального типа. Наряду с обильными кислыми породами, сосредоточенными в западной части Лахландской геосинклинали, широко распространены андезитовые лавы и пирокластита, а также базальты. Однако отмечается общее снижение роли базальтов в разрезах силурийских отложений по сравнению с ордовиком. Имеются также указания на то, что при намечающейся преемственной связи вулканогенных образований от ордовика к девону роль среднеордовикского и нижнесилурийского вулканизма относительно ограничена. Типичной чертой силурийского вулканизма следует считать относительное обилие основных вулканогенных пород, подвергшихся зеленокаменному изменению в геосинклинали Новая Англия, хотя и в ее пределах часто встречаются кислые продукты вулканической деятельности. Распространение силурийского вулканизма на других материках также мало известно, как и для ордовикского периода. Можно полагать что он возможен на юге Южной Америки в Андах и в Кастру-Лавасской области; никаких следов вулканизма этого времени не сохранилось в Антарктиде.

Общие данные об объеме продуктов силурийской вулканической деятельности в  $60\,000\text{ км}^3$  в этих условиях естественно, представляются весьма ориентировочными. Тем не менее вероятно, они же отвечают на южных материках реальному угасанию вулканизма в этот период времени.

Девонский период мало отличался, по-видимому, от силурийского по охвату вулканической деятельности различных материков. По-прежнему в Восточно-Австралийской области располагалась главная система вулканических очагов, обусловивших массовое распространение продуктов вулканизма. Для других материков могут быть указаны лишь некоторые ориентировочные представления о возможной перестрой-

ке в общем развитии вулканизма, наметившейся именно в девоне. Речь может идти о том, что в ряде впадин на Южно-Американской платформе (Амазонская, Парнаибо-Франсисканская и др.), на северо-западе Африки (пустыня Дра) и в Антарктиде (фerrarские базальты) в разрезах девона отмечается распространение пластовых тел типов, которые обычно считают более поздними интрузивными внедрениями, хотя они могут по крайней мере частично принадлежать ряду покровных образований, указывающих на вулканизм, синхронный вмещающим девонским толщам. Во всех этих районах возможного распространения вулканизма (кроме Австралии) такие толщи имеют в большинстве случаев континентальное происхождение; в Антарктике они, в частности, сложены красноватными породами.

В целом же вулканизм в девонское время был сосредоточен в пределах Восточно-Австралийской вулканической области, продолжавшей сохранять перманентное развитие на значительном протяжении последующей фанерозойской истории. В общей истории девонского вулканизма Австралии более или менее отчетливо намечаются два крупных этапа развития. Первый этап охватывает ранне- и среднедевонскую эпохи, второй отвечает верхнему девону.

В течение раннего и среднего девона установились известные отличия между западной (Лахландской) и восточной (Новая Англия) зонами Восточно-Австралийской вулканической области. В Лахландской зоне, в системе поднятий Кейпери вблизи побережья Тасманова моря в районе Канберры — Сиднея, а к югу от этого района также на поднятиях Теймас-Молонг и Бакан в это время распространились кислого состава продукты вулканической деятельности (риолиты, риодациты, дациты, кератофиры и кварцевые кератофиры), кроме которых известны также андезиты. Постоянным компонентом разрезов вулканогенных толщ являются разнообразные туфы и другие пирокластические породы, а местами игнимбриты, сформировавшиеся в континентальных условиях.

В северном направлении после перерыва, обусловленного в известной степени тем, что на значительном протяжении девонские отложения скрыты под чехлом более молодых отложений Большого Артезианского бассейна, аналогичного возраста вулканогенные серии прослеживаются в бассейне Эдавейл. В этом бассейне, в отличие от расположенного южнее бассейна Кобар, вулканизм раннедевонского времени был достаточно интенсивным, вследствие чего здесь широко распространены андезиты и их туфы. Сходного типа породы, трахиандезиты и андезиты наряду с кислыми вулканитами (риолитами и их пирокластикой) известны и далее на север, в Друммондском бассейне и на поднятии Анаки, где все эти породы, так же как

и в южных районах, обычно переслаиваются с морскими терригенными и карбонатными комплексами.

В восточной части Восточно-Австралийской вулканической области, в пределах геосинклинали Новая Англия, среди продуктов вулканизма раннего и среднего девона преобладали породы андезитового состава — лавы, а также кристалло- и литокластические туфы, чередующиеся с терригенными и карбонатными прослоями. В различных участках геосинклинали роль пирокластического материала была неодинаковой; наиболее значительной она была, по-видимому, в троге Яррол, к северу от Тамворса. В этом троге первая фаза вулканизма была кислой до средней, хотя в целом разрез вулканогенных образований был фациально изменчивым. Соответственно местами вулканогенные породы представлены кератофироспилиловыми сериями, базальтами (обычно альбитизированными и хлоритизированными), андезитами и сравнительно обильными пирокластическими породами. В бассейне Яррол и в других районах геосинклинали Новая Англия расположены массивы гранитоидов с возрастом около 400 млн. лет, в целом синхронные, таким образом, вулканической деятельности раннего девона, а также довольно многочисленные гипербазитовые интрузивные тела.

На крайнем севере Восточно-Австралийской вулканической области, в бассейне Ходжкинсона наряду с базальтами, испытавшими более или менее существенное зеленокаменное изменение, встречаются немногочисленные пластовые тела кварцевых и бескварцевых кератофиров, риолитов и средних пород. Предполагается, что в раннем девоне на севере существовали вытянутые в северо-западном направлении островные гряды, подвергавшиеся размыву, вследствие чего образовались толщи, сложенные продуктами переотложения вулканогенных пород.

В верхнем девоне произошло резкое изменение в общем развитии вулканизма Австралии, отвечающее переломному моменту в процессе формирования геологических структур. После табберабберской орогении на месте системы ранне- и среднедевонских прогибов стали формироваться преимущественно континентальные, нередко красноцветные толщи, которым подчинены разнообразные по составу вулканогенные породы. В Лахландской зоне известны вулканогенно-красноцветные ассоциации в разрезах среднего девона, представленные риодацитами, тосканитами, риолитами и базальтами, а также игнимбритами, сосредоточенными преимущественно в крупных кальдерных впадинах. Эти впадины обычно окаймлены кольцевыми дайками. Такого состава продукты вулканической деятельности прослеживаются на огромном протяжении от штата Виктория на юге до Квинсленда на севере и наблюдаются, в частности, в Друммондском бассейне. Предполагается, что

вулканогенные образования верхнего девона в ряде случаев перекрывали не только депрессионные зоны, но и разделяющие их поднятия в том числе поднятие Анаки. В этом районе известны интрузии гранитоидов с возрастом 330 и 395 млн. лет, т. е. отвечающие началу девонской вулканической деятельности в Лахландской зоне, а также ее кульминации в конце девона — начале карбона.

В геосиклинали Новой Англии верхнедевонский вулканизм также был достаточно разнообразным по составу продуктов извержений. Хотя, по-видимому, здесь преобладали андезитовые лавы и пирокластика, кроме того, породы, возникшие в результате переотложения андезитов, тем не менее в ряде районов распространены риолиты, риодациты, кварцевые и бескварцевые кератофиры, базальты и спилиты.

В итоге можно подчеркнуть, что если в самом начале палеозоя вулканическая деятельность на территории южных материков охватила обширные области Юго-Восточной Австралии, Антарктики и Южной Америки, вследствие чего возник протяженный вулканический пояс, окаймляющий на юге Тихий океан, то к началу девонского периода картина существенно изменилась. В Антарктике можно только предполагать возможность трапповых проявлений девонского времени; в Южной Америке, в том числе и в Андах, следов девонской вулканической деятельности пока не обнаруживается, но она с необычной интенсивностью распространяется на восточную окраину Австралии, как бы развивая в северном направлении ту экспансию вулканизма, которая определялась заложением на юге этого материка Южно-Австралийской вулканической области, одного из главных звеньев Южно-Тихоокеанского нижнепалеозойского вулканического пояса.

Объем продуктов вулканической деятельности исчисляются для нижнего и среднего девона в 60 000—65 000 км<sup>3</sup>, для верхнего девона в 60 000 км<sup>3</sup>.

Карбоновый период в значительной степени сходен с девонским преимущественным сосредоточением вулканической активности в Восточно-Австралийской области. Сравнительно небольшие площади распространения карбоновых (миссисипских) вулканогенных пород сохранились в Андах Южной Америки, в Фаматинской вулканической области с ее риодацитами, залегающими на континентальных отложениях. Возможно, что во впадинах Южно-Американской платформы трапповые серии могут частично относиться к карбону, как и некоторые силлы и дайки, расположенные среди девонских и визейских отложений Западно-Африканской верхнепалеозойской вулканической области. Это может казаться тем более вероятным, что наряду с силлами и дайками в этой части Африки ранее указывались также и лавовые образования. Однако все это только предположения; реальное же распростра-

нение вулканогенных пород карбонового времени типично только для Восточно-Австралийской и Фаматинской вулканических областей.

В Восточной Австралии карбоновый вулканизм почти непосредственно продолжает девонскую активность и в свою очередь сменяется без существенного перерыва пермскими проявлениями.

В отличие от предшествующего периода в карбоне сглаживаются различия между восточной и западной зонами Восточно-Австралийской вулканической области. Для западной зоны в карбоне характерны разнообразные по составу вулканогенные породы, в том числе андезиты, дациты, тосканыты, риолиты, отчасти трахиандезиты, базальты и кератофиры. Наряду с лавами много игнимбритов того же состава. Эти породы лишь частично чередуются с морскими отложениями, чаще же переслаиваются с континентальными красноватными песчаниками, алевролитами и сланцами, которым подчинены туфы и редкие прослои известняков. В восточной зоне (в Новой Англии) наряду с риолитами много измененных средних и основных пород, пирокластике и игнимбритов. В тропе Тамворс отмечено распространение песчаников и конгломератов с обильным вулканогенным материалом, образовавшимся в результате размыва синхронных поднятий. Для южного окончания Новой Англии выявлена приуроченность игнимбритовых полей к окраинам морского бассейна. В Центральном Квинсленде, где прослеживается перерыв между ранним и поздним карбоном, широкое распространение приобрели верхнекарбоновые игнимбриты и кислые пирокластические породы, формировавшиеся тоже в континентальных условиях.

В Центральном Квинсленде, где кислый вулканизм продолжался в течение среднего и позднего карбона и где вулканическая активность кульминировала в позднем карбоне, были извергнуты огромные массы риодацитовых и риолитовых игнимбритов и спекшихся туфов, накопившихся в континентальной обстановке преимущественно в обширных кальдерах и кальдерных опусканиях. Извержения сопровождалась интрузиями гранитоидов, что в совокупности создало специфический облик этого региона, получившего общую известность после исследований, проведенных Бренчем (Branch, 1966). Эти грандиозные извержения кислого материала, которым сопутствовало образование кальдер и кольцевых структур, продолжались в позднем карбоне и в раннепермское время. Хотя преобладают здесь породы риодацитового состава, тем не менее встречаются и риолиты, трахиандезиты, андезиты, а отчасти и базальты. Вместе с тем характерно присутствие пород пантеллерит-комендитового ряда, частью установленных при пересмотре химико-аналитических материа-



лов, частью выявленных по данным о присутствии в некоторых кислых породах арфведсонита.

Предполагается, что образование кислой магмы комагматических гранитов и пирокластических потоков обусловлено в Северном Квинсленде общим геосинклинальным развитием и обособлением кислой магмы в нижней части коры в результате фракционирования верхнемантийного материала. В связи с образованием кислой магмы возникло сводовое поднятие, которое, как полагает Бренч, подверглось в дальнейшем частичному обрушению отдельных блоков, что привело к возникновению сложной системы кольцевых даек, кальдерных опусканий и обширных кальдер.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в карбоне составил примерно  $50\,000\text{ км}^3$ .

Пермский период в южном полушарии выделяется по двум особенностям. Во-первых, в пермское время завершается главный этап развития вулканической деятельности в Восточно-Австралийской области и, следовательно, вообще в Австралии. После почти непрерывного проявления на протяжении более 200 млн. лет, отвечающих интервалу ордовик — пермь, вулканическая активность к концу перми здесь явно затухает. Во-вторых, именно в это же время, после длительного относительного спокойствия, на Южно-Американском континенте отмечается резкое усиление вулканической деятельности. Впрочем, для Южной Америки следует сделать оговорку в том отношении, что в настоящее время трудно уверенно утверждать отсутствие активного вулканизма в палеозое Анд. Об ограниченной роли вулканизма в Андах можно судить только по данным, характеризующим строение восточной части этого горного сооружения, где в мощных разрезах палеозойских морских отложений вулканогенных пород не указывают, тогда как в западной части складчатого пояса палеозойские отложения большей частью скрыты под более молодыми толщами и разорваны гранитными интрузиями, сливающимися в единый грандиозный андийский батолит.

В Антарктике можно только предполагать пермский трапповый вулканизм, если считать, что известные здесь пластовые тела долеритов и базальтов, залегающие среди девонских, карбоновых и пермских отложений хотя бы частично, относятся к образованиям, синхронным по отношению к вмещающим породам. Обычно же все эти тела считают юрскими.

В Австралии раннепермская вулканическая активность продолжает позднекарбоновую непосредственно, что особенно типично для северных районов материка. Однако на обширных территориях Сиднейской части Боуэнского бассейна и в ряде других районов характерно распространение преимущественно сложных по составу ассоциаций вулканогенных пород,

включающих базальты, андезиты, трахиандезиты и риолиты. Все эти, главным образом, лавовые образования залегают среди континентальных, нередко среди угленосных отложений ранней перми. В Новой Англии указывают, кроме того, немногочисленные потоки и силлы латитов и сопровождающих туфов, сопоставляемых с шошонитами (Joplin, 1968).

В конце ранней перми обширные базальтовые и андезитовые излияния распространились в район Яррола, где образовались мощные накопления соответствующих вулканогенных образований. В Южном Квинсленде пермские вулканогенные породы тесно связаны с раннетриасовыми, известными также вблизи Марльборуха и в других местах. Среди позднепермских вулканогенных образований особое место занимают, по-видимому, спилитовые толщамы, агломераты и туфы, сопровождаемые морскими толщамы в бассейне Яррол, где предполагался прогиб, испытавший сильное опускание в это время. Общий характер распределения различных по составу вулканогенных пород вряд ли в настоящее время может быть для пермского периода Австралии намечен с той полнотой, которая позволила бы указать строгую их группировку, в вариациях, отвечающих представлению о размещении различных по составу пород в определенных провинциях. В этом направлении необходимо, вероятно, проводить дальнейшие исследования.

В Андах Южной Америки пермский вулканизм в еще большей степени связан с триасовым, чем в Австралии. Вместе с тем, в отличие от Австралии, на этом континенте начавшийся в пермское время вулканизм продолжается с той же активностью в триасовую, а затем и в более поздние эпохи мезозоя. Характерной чертой вулканической деятельности этого времени в Андах является обилие кислых пород. Такие породы пермского и триасового возраста прослеживаются преимущественно вдоль восточной зоны Андийского складчатого пояса, хотя встречаются и внутри него, на протяжении всей зоны Чилийско-Аргентинских горных сооружений, а также Перуанских Анд. Серии кислых пород обычно сопровождаются континентальными красноцветными толщамы и представлены преимущественно игнимбритами риолитового состава и риолитами, хотя среди них местами встречаются также андезиты; в некоторых районах отмечается распространение кератофилов и их туфов, подчиненных морским черносланцевым и терригенным толщам.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в пермское время может быть определен весьма ориентировочно (из-за отсутствия строгих рубежей с триасовыми комплексами Анд) в 220 000 км<sup>3</sup>.

Триасовый период продолжает историю развития, наметившуюся в пермское время. Соответственно для этого

периода характерно дальнейшее угасание вулканической деятельности в Австралии и широкое распространение его в Южной Америке.

В Австралии, помимо того, что устанавливается преемственная связь позднепермского вулканизма с раннетриасовым, известно очень немногое. Однако можно подчеркнуть, что главная масса продуктов раннетриасовой вулканической деятельности сосредоточена восточнее линии, следующей от залива Брод к Ньюкастлу, вдоль которой они сменяют расположенные западнее красноцветные отложения. В целом нижнетриасовые андезиты, отчасти риолиты и базальты тяготеют здесь к бассейну Кларенс-Мортон. Средне- и верхнетриасовые вулканогенные образования в небольшом распространении отмечены в бассейне Мэриборо, где они переслаиваются с углями и песчаниками. Характерно, что и датированные триасом интрузии тоже, в сущности, в Австралии строго не известны, хотя предполагается такой возраст некоторых интрузий (трахитов, дацитов, габбро) в грабене Экс.

В Южной Америке разграничение пермских и триасовых областей распространения вулканогенных пород практически, по-видимому, крайне затруднено, поэтому можно только в самом общем виде указать на их совместное нахождение на обширных площадях, расположенных в области Чилийско-Аргентинских и Перуанских Анд. Именно на этом основании и была выделена Чилийско-Аргентинская пермо-триасовая вулканическая область.

В Южной Америке вулканическая активность в поздне-триасовое время распространилась также на платформу, где вулканогенные породы трапповых полей, сосредоточенных в Чако-Пампасской впадине, частично относятся, судя по стратиграфическим данным, именно к этому возрасту.

В триасовое время уже более определенно, чем в предшествующие периоды, вулканизм охватил Африканский материк, по крайней мере южную его окраину. Об этом можно судить, оценивая, прежде всего, имеющиеся данные по характеристике возраста вулканогенных пород системы Карру. Прежние датировки возраста (Bond, 1952), опирающиеся на калий-аргоновые определения, давали даже прямо верхнепермский — нижнетриасовый возраст пород, что противоречило, впрочем, стратиграфическим данным, указывающим на залегание трапповых тел в кровле серии Стормберг с наземной фауной и флорой триаса или юры. Более поздние работы позволяют говорить о триасовом до мела возрасте пород (100—200 млн. лет; Cox, 1970; Wodley, Garson, 1970). Таким образом, охват южной части Африки вулканической активностью в триасе представляется вполне очевидным, хотя доля этой активности в общей массе проявлений, относящихся к триасу и юре, остается недостаточно ясной.

Имеются основания относить к триасу, по крайней мере частично, также вулканогенные породы (базальты трахиты, риолиты), сопровождающие гранитоиды в пределах вулканического поля Юго-Западной Африки (Эронго, Мессум, Брандберг и др.), поскольку эти породы параллелизуют с лавами серии Стормберг. Возможен, кроме того, частично триасовый возраст гранитных интрузий плато Аир в Нигерийско-Каме-рунской вулканической области и кимберлитов Анголы. Таким образом, вулканическая деятельность, ранее сосредоточенная главным образом в Австралии, в течение перми и триаса распространяется все шире и постепенно охватывает огромные территории в Южной Америке, а затем в Африке.

Общий объем продуктов вулканической деятельности в триасовое время может быть указан весьма приближенно, главным образом из-за того, что строгое разграничение пермских и триасовых вулканических полей весьма затруднено. Этот ориентировочный объем равен 600 000 км<sup>3</sup>.

Юрский период завершает общую перестройку развития вулканической деятельности, наметившуюся в конце перми и отчетливо обозначившуюся в триасе. В юрское время главные вулканические области были сосредоточены на материках Южной Америки и Африки, а также в Антарктике. Что касается Австралии, то в юрское время происходит дальнейшее сокращение площадей распространения вулканогенных пород. По-видимому, раннеюрский возраст имеют базальты Тоуаллам в бассейне Кларенс-Мортон и на юге Большого Артезианского бассейна (геррауиллские вулканогенные породы). К юре относятся, вероятно, также небольшие интрузии микросиенитов, тешенитов и других пород в окрестностях Сиднея и на юге Сиднейского бассейна. Предполагается такой же возраст гранитов и связанных с ними порфиритов и андезитов в бассейнах Мэриборо и Кларенс-Мортон. Экструзивные бисмалиты лейцитовых лампрофиров отмечены в эпизодическом проявлении также в северной части прогиба Каннинг, где определен позднеюрский возраст этих пород. Даже если учитывать все перечисленные проявления вулканизма как относящиеся к юре, то и в этом случае общий их объем не превысит примерно 1—2 тыс. км<sup>3</sup>, что не идет в какое-либо сравнение с тем, что известно для различных эпох палеозоя Австралии. Исключение представляет только о. Тасмания, где четко выявляется сформировавшаяся в юрское время трапповая область с мощными проявлениями такого типа вулканизма. Объем этих трапповых образований составляет около 20 000 км<sup>3</sup>.

К тому же возрасту, что и в Тасмании, относят трапповые поля Антарктики, где феррарские долериты выделяются в качестве интрузивных образований, а феррарские базальты считаются продуктами излияний лав на поверхность. Стратиграфическое положение несомненно покровных базальтов выше

отложений, содержащих триасовую флору, определяет вероятный юрский возраст таких базальтов, хотя для некоторых из них установлено переслаивание с поздне триасовыми отложениями. Такие именно возрастные характеристики могут быть даны и по калий-аргоновым определениям, датирующим возраст базальтов Антарктической вулканической области в рамках 150—190 млн. лет (Старик и др., 1959; Webb, 1962, и др.). Общий объем траппов Антарктики достигает ориентировочно 60 000 км<sup>3</sup>. Огромное значение приобрела вулканическая деятельность в юрское время на Южно-Американском и Африканском континентах. В Южной Америке к юре относятся образования Паранских, Парнаибо-Франсисканских и Амазонских трапповых полей древней платформы и начало развития вулканизма в Патагонской области, где вулканическая активность, как, впрочем, и в Паранской впадине, продолжалась также и позднее. Хотя имеются некоторые трудности в разграничении траппов Параны юрских и меловых, но общий объем их на платформе может быть примерно оценен в 350 000 км<sup>3</sup>, во всяком случае в цифрах, показывающих весьма существенную роль юрских траппов в формировании Южно-Американского континента.

На огромном протяжении Тихоокеанской окраины Южно-Американского континента, от Антарктид и Патагонид на юге вплоть до Колумбийских Анд на далеком севере прослеживается гигантский вулканический пояс. Длительное существование этого пояса несомненно, и если на юге сосредоточение в его пределах вулканогенных пород может быть отмечено уже в начале палеозоя, то севернее, где палеозойские толщи в западной части Анд скрываются под более молодыми отложениями, прослеживается развитие вулканической деятельности главным образом, начиная с пермского периода. В юрское время весь пояс представлял систему линейно вытянутых вулканических областей, связанных друг с другом по простиранию и вытянутых на протяжении почти 10 000 км. Этот пояс неоднородным по характеру вулканических проявлений. В пределах южного его окончания были сосредоточены преимущественно риолитовые вулканические поля, сейчас линейно вытянутые вдоль края океана, но в юрское время тесно связанные, по-видимому, с Патагонской вулканической областью. В чилийско-аргентинской и перуанской частях пояса располагается выделенная Ломизе (1973) Арауканская вулканическая область (он называет эту область поясом) со значительно более сложным составом продуктов вулканических извержений, включающим наряду с риолитами риолитовые игнимбриты, дациты, трахиты и огромные массы андезитовых и андезито-базальтовых серий пород. Эта часть пояса была, по-видимому, наиболее активной в юрское время, даже по сравнению с южными районами, а к северу прослеживается совершенно отчетливое

относительное общее угасание вулканической активности в течение юрского периода. Одновременно на севере меняется и состав продуктов вулканических извержений, вследствие чего существенное значение приобретают спилитовые серии и офиолиты. Времени образования сложного комплекса вулканогенных пород пояса отвечает процесс становления грандиозного андийского гранитоидного батолита, вероятно, полихронного, но внедрявшегося, в общем, в период активного развития вулканической деятельности.

В Африке в юрское время продолжалась вулканическая активность на юге материка, где сосредоточены трапповые поля, принадлежащие системе Карру и содержащие, помимо базальтов и долеритов, также риолиты. Формирование этих полей охватило, по-видимому, интервал времени по крайней мере от триаса до мела включительно. Вероятно, тому же интервалу соответствует образование сопоставляемых со стормбергскими лавами гранитоидов Эронго, Мессума и др. Более строго к юрскому периоду относятся гранитоиды, сопровождаемые вулканогенными породами в Нигерийско-Камерунской вулканической области, где радиометрические данные дают определенные указания в этом направлении (160 млн. лет). Гранитоиды здесь сопровождаются преимущественно риолитами, игнимбритами и другими кислыми породами. Вероятно, значительная часть щелочного комплекса и кимберлитов вулканического поля Анголы тоже может быть отнесена к юрскому периоду.

Отметим еще, что наиболее поздние проявления траппового вулканизма Западно-Африканской верхнепалеозойской вулканической области, где вулканические извержения начались, как можно полагать, в верхнем палеозое, продолжались затем в триасе и юре. Поэтому именно для этой области имеются указания на возраст долеритовых пластов и даек, окружающих массив габбро и дунитов о. Калум, датируемый интервалом 230—180 млн. лет.

В юрское время впервые в фанерозое вулканическая деятельность охватила также восточные районы Индостана. Здесь далеко к востоку от главных трапповых полей Декана известны небольшие вулканические поля аналогичных пород в Бихаре и Асаме, свидетельствующие о соответствующих проявлениях в это время. В этих районах известно, что какая-то часть вулканических полей погребена под более молодыми меловыми и третичными отложениями, но точно неизвестны размеры этих погребенных участков. Поэтому реальные контуры частично вскрытых вулканических полей остаются здесь недостаточно строго очерченными.

Общий объем продуктов вулканической деятельности юрского возраста оценивается по недостаточно полным данным не менее чем в 1 400 000 км<sup>3</sup>.

Меловой период характеризуется сходными чертами с предшествующим этапом. Вулканическая деятельность в это время продолжается в пределах тихоокеанской окраины Южной Америки, а также на древней платформе этого материка, охватывает значительные территории в Африке, распространяется на обширных пространствах Индостана, но лишь в ограниченной степени затрагивает Австралию; характерно, кроме того, некоторое угасание в это время активности в Антарктике, где меловые андезиты и риолиты сосредоточены главным образом на Земле Грейама.

В Южной Америке на платформе трапповый вулканизм продолжает активно развиваться в системе Паранской и других впадин, где траппы подстилают в большинстве случаев верхнемеловые отложения. Таким образом, трапповые излияния относятся здесь к раннемеловой эпохе.

К меловому периоду на платформе относятся также вулканические проявления, свойственные Южно-Бразильской области преимущественно щелочного магматизма (100 млн. лет, по King, Sutherland, 1960) и, вероятно, Эпитасио-Песоайской базальтовой вулканической области Бразилии. Продолжались вулканические извержения и в пределах Патагонской вулканической области, где меловой возраст имеют туфы и туффиты с остатками динозавров.

В Андах к мелу относится, по-видимому, завершение интенсивной вулканической деятельности на юге континента, но в центральной, Арауканской, зоне Тихоокеанского вулканического пояса в меловое время эта активность несомненно не снижается, а возможно наоборот, даже усиливается. Во всяком случае, преемственная связь между процессами вулканизма, свойственными юрскому и меловому периодам для этой части пояса, представляется совершенно очевидной, судя по известным разрезам вулканогенных серий Чилийско-Аргентинских Анд. Здесь по-прежнему характерен полигенетический состав продуктов вулканизма, менявшихся по составу от риолитов до андезитов и отчасти до андезито-базальтов. По направлению на север, к Перуанским Андам наблюдается, как и в юре, относительное уменьшение роли вулканогенных образований в разрезах осадочных толщ. Однако в Карибских Андах отмечается активный вулканизм, он сосредоточивается в мелу преимущественно вдоль системы линейных островных гирлянд или, во всяком случае, вдоль гряд, разделенных удлиненными впадинами, в которых накапливается главным образом пирокластический и переотложенный вулканический материал. Состав пород существенно меняется в Карибских Андах в том отношении, что здесь значительно большую роль начинают играть основные породы, в том числе подушечные лавы диабазов и типичные спилиты. Появляются также гипербазиты. Возраст всей этой серии вулканогенных

пород в карибской части Тихоокеанского пояса отвечает, по-видимому, всему меловому периоду.

На юге Африки, на территориях, охваченных в юре интенсивным вулканизмом, активность в меловое время резко снижается. Поэтому в Карусской вулканической области к мелу относятся только сравнительно немногие небольшие щелочные интрузии. Однако восточнее Карусской вулканической области на о. Мадагаскар, наоборот, после длительного периода относительного спокойствия, запечатленного разрезами юрских отложений, лишенными вулканогенных прослоев, в меловое время вспыхивает интенсивная вулканическая деятельность. Излияния лав начались, как установлено, в туроне и продолжались до сантона и, в отличие от карусских лав, чередовались с морскими, а не с континентальными отложениями. Таким образом, хотя в разрезах наблюдаются перерывы, но ассоциации с морскими отложениями указывают на отчасти подводный характер извержений, происходивших в меловое время на Мадагаскаре. Вероятно, вулканической деятельностью была охвачена значительная часть осевой зоны острова, а не только его окраины, а также смежные акватории. Можно предполагать, что на территории нынешнего Мозамбикского пролива в течение мела и юры осуществлялся переход от континентальных юрских вулканогенных комплексов на западе к морским меловым их аналогам на востоке и что, таким образом, происходила общая миграция вулканизма в восточном направлении. Состав продуктов вулканической деятельности соответственно в Мадагаскарской области сходен с составом карусских вулканогенных образований и характеризуется присутствием риолитов, дацитов, трахитов, сакалавитов и базальтов. Отмечены, кроме того, пантеллериты и лабрадориты, а также ряд щелочных, основных и гранитоидных интрузий, прорывающих среднюю юру и представляющих возможные корневые зоны извергнутых вулканических масс.

В отличие от юга Африки Индостан в позднемеловое время являлся ареной грандиозных проявлений траппового вулканизма, распространившегося на западную окраину полуострова и охватившего внутри него огромные пространства. Именно главная область траппов Декана и других западных полей относится к позднему мелу, причем излияния толентовых лав продолжались здесь не только в это время, но и позднее, в течение третичного периода, вплоть до эоцена или низов олигоцена включительно.

Трапповые излияния на западе Индостана охватили также обширные пространства смежных акваторий Аравийского моря. В этих районах их возраст может быть позднемеловым до третичного, о чем можно судить по разрезам скважин, вскрывающих траппы Камбейского прогиба, продолжающего на суше аналогичные породы, залегающие на дне моря. Во всяком



случае, в этих разрезах траппы подстилают палеоценовые слои. Но, конечно, в пределах акваторий могут размещаться наряду с такого возраста траппами также и более молодые, третичные базальтовые лавы.

Совсем иная картина в меловое время характеризует Австралию. В ее пределах меловой вулканизм был крайне ограничен. Слабая вулканическая деятельность установлена лишь в раннем мелу бассейна Мэриборо на восточном побережье, а на западе материка — в бассейне Перт. В Мэриборо известны андезитовые лавы и туфы, отчасти трахиты и риолиты, залегающие на юрских угленосных отложениях и перекрытые морскими отложениями апта.

В районе Перта эпизодические проявления вулканизма устанавливаются по присутствию пластовых тел толеитовых базальтов в терригенных слоях, переходных от юры к неокому. Изотопными методами определен, кроме того, меловой возраст некоторых интрузий, в частности для шошонитового комплекса на юге Нового Южного Уэльса, для интрузии сиенитов в Пойнт-Сигнете (Тасмания) и для некоторых гранитов (с нижнемеловым возрастом) в штате Квинсленд. В целом же в меловое время в Австралии вулканическая деятельность явно угасла.

Аналогичное затухание вулканической активности отмечается и для Антарктики, где в районе Гор Джонса в стратиграфическом интервале 200 млн. лет (возраст гранитоидов фундамента) — 22 млн. лет (оливиновые базальты кайнозой) известны кварц-латитовые порфиры, залегающие совместно с риолитовыми, кварц-латитовыми и, возможно, дацитовыми лавами, с возрастом около 100 млн. лет. Другие области мезозойского вулканизма, преимущественно траппового, характеризуются распространением юрских вулканогенных пород.

В целом же общий объем продуктов вулканической деятельности мелового периода исключительно велик и исчисляется приблизительно в 1 000 000 км<sup>3</sup>.

Третичный период ознаменовался наиболее значительными проявлениями вулканизма в Африке и Южной Америке, а также возобновлением вулканической активности в Австралии и Антарктике и завершением в начале периода траппового вулканизма Индии.

В Африке третичный вулканизм исключительно своеобразен. Во-первых, он охватил огромные пространства на востоке и на севере материка, в тех регионах, где до этого времени вулканическая деятельность либо полностью отсутствовала, либо была весьма ограниченной. Только в Нигерийско-Камерунской области третичный вулканизм совмещается, а на юге Восточно-Африканской области частично накладывается на предшествующее развитие вулканической деятельности. Во-вторых, этот вулканизм отличается необычным сочетанием

траппов (базальтов) с пантеллерит-комендитовыми и риолитовыми сериями вулканогенных пород, сочетанием особенно выдающимся по типичному для северных районов материка обилию кислых, а не только основных щелочных пород. В-третьих, вообще масштабы третичного вулканизма на севере Африки исключительно велики, а необычным состав продуктов вулканизма является еще и потому, что именно здесь развиты фонолитовые плато, карбонатитовые лавы и другие подобные им редкие вулканогенные образования. Особо следует отметить своеобразие вулканизма северного окончания Восточно-Африканской области, где в третичное время наметились, а в течение четвертичного периода оформились связи между вулканогенными образованиями океанического дна и континента, наиболее наглядно выраженные во впадине Афара. Именно в этой впадине вулканогенные породы океанического дна, как считается, непосредственно прослеживаются на суше. Так или иначе, вулканическая деятельность в Северной и Восточной Африке в целом не является унаследованной от предшествующего развития вулканизма, а представляет явление, распространившееся на территорию материка как новообразование в общем процессе эволюции.

Для обширных вулканических областей Северной и Восточной Африки характерны вариации состава вулканогенных серий; приводящие к фацальной их изменчивости в широком плане. Это особенно хорошо прослеживается в системе общих изменений состава вулканогенных пород вдоль Восточно-Африканской рифтовой зоны, где северные ассоциации базальтов с пантеллеритами и комендитами на юге сменяются ассоциациями аналогичных базальтов с щелочными породами, причем очень своеобразными. Однако могут быть отмечены и другие вариации состава ассоциаций пород, выраженные сменой сложных сочетаний вулканогенных пород, типичных для Восточно-Африканской вулканической области, более простыми, в основном базальтовыми на Аравийском полуострове. Хотя в целом вариации состава вулканогенных пород очевидны, тем не менее необходимо более полное изучение типичных черт и природы такой изменчивости.

В Южной Америке в третичное время нет данных о продолжении развития вулканической активности на древней платформе. Однако в Патагонии на побережье Атлантического океана в ряде районов известны третичные туфы (эоцено-олигоценые, олигоценые и др.), а также лавы, входящие в состав «андезитовой» серии, содержащей риолиты, андезиты, альбитофиры, трахиты, дациты и другие породы. К северу от Патагонии имеются, кроме того, базальты. В Андах вулканическая деятельность в третичное время тоже постепенно угасает. Во всяком случае, возраст вулканогенных пород Арауканской вулканической области ограничивается рамками

ранняя юра — начало третичного периода, а на крайнем юге третичные вулканогенные серпни в пределах Тихоокеанского вулканического пояса мало известны.

Однако в северной части Чилийско-Аргентинских Анд на территории, примыкающей на севере к Перу и прослеживающейся отсюда на юг примерно до широты Икике, в миоцене накопились мощные толщи преимущественно риолитовых лав и туфов, а южнее прослеживаются продукты переотложения вероятных третичных андезитовых лав в четвертичных моренах. Верхнемиоценовые дациты и дацитовые туфы известны также в Пуне, в горных хребтах, ограничивающих Пуну на востоке, тоже имеются третичные вулканогенные породы. Их отмечают и в Перуанских Андах, и в пределах Альтиплано (здесь особенно обильны массы туфового материала), и, наконец, в Карибских Андах, где распространены верхнеолигоценые, миоценовые и плиоценовые базальты, андезиты, риолиты и разнообразные пирокластические породы. Существенную роль играют здесь подушечные лавы, спилиты, диабазы, перидотиты и другие основные и ультраосновные породы, а также серпентиниты.

Таким образом, в третичное время в Андах намечается некоторая миграция наиболее активных вулканических проявлений в северном направлении, и в целом, за исключением этих северных зон, устанавливается некоторое общее сокращение вулканической активности.

В Австралии третичные вулканические поля, преимущественно в качестве рекуррентных проявлений вулканизма, сосредоточены на восточной окраине континента. Они распространены на южной оконечности материка в Отвейском бассейне, Новом Южном Уэльсе, а также в Северном Квинсленде. В Отвейском бассейне преобладают плиоценовые до современных базальтовые лавы, хотя среди базальтов имеются также относительно более древние породы с возрастом ранний эоцен — средний миоцен. В Новом Южном Уэльсе третичные (преимущественно миоценовые) вулканогенные ассоциации пород отличаются обилием риолитов и дацитов по сравнению с базальтами, андезитами и исландитами, отсутствием высокоглиноземистых базальтов и андезитов, обилием щелочных пород и нефелинитов по сравнению с субщелочными базальтами и некоторыми другими чертами. Большинство пород имеет континентальное происхождение. Особую группу среди этих пород представляют позднемиоценовые лейцититы, сосредоточенные вдоль меридиональной зоны, следующей западнее главной области распространения миоценовых базальтов. Возраст их по калий-аргоновым определениям 10—14 млн. лет. В Северном Квинсленде известны раннеэоценовые трахиты и трахиандезиты, по-видимому, сингенетичные сиенитам и имеющие возраст около 30 млн. лет. Кроме того, здесь имеются олигоценые и

плиоцен-четвертичные базальтовые лавы. Таким образом, после длительного периода относительного покоя (от начала триаса до начала кайнозоя) интенсивные вулканические проявления вновь охватили Восточно-Австралийскую вулканическую область в третичное время и отчасти продолжались вплоть до современной эпохи.

В Антарктике третичные проявления вулканизма устанавливаются по распространению неоген-четвертичных вулканогенных образований (Лопатин, 1973; Лопатин, Поляков, 1974) на Земле Виктории, Земле Мэри Бэрд, а также на Антарктическом полуострове. Таким образом, соответствующие проявления вулканизма охватывают в течение неогена и четвертичного периода обширные пространства, особенно значительные и сопоставимые по размерам с наиболее крупными трапповыми полями мира на Земле Мэри Бэрд. К сожалению, точное разграничение собственно третичных вулканогенных образований и четвертичных в Антарктике затруднено. Во всяком случае, известно, что за неоген-четвертичное время в Антарктике сформировалась обширная вулканическая область Земли Мэри Бэрд с ее щелочными базальтами, туфами и агломератами, трахитами и фонолитами, в целом с набором пород, варьирующим по составу от щелочных оливиновых базальтов до муджиеритов, трахитов и фонолитов, а также кенитов. Только в ее пределах общий объем извергнутого вулканического материала исчисляется в  $400\,000\text{ км}^3$  (Лопатин, 1973). Другая область расположена на Антарктическом полуострове, где рассматривавшиеся ранее в качестве миоценовых вулканогенные образования оказались плиоцен-плейстоценовыми (Рех, 1972) по радиогенным определениям. В этой области распространены базальты. В состав области Лопатин (1974) включает также вулканогенные комплексы Южных Шетландских островов с их базальтами (плагиобазальтами), андезитами, туфами и агломератами. Третью область в Антарктике представляют вулканогенные породы, частично, по-видимому, относящиеся к неогену и представленные преимущественно базальтами и трахибазальтами. В целом совершенно несомненно, что к концу третичного периода вулканическая деятельность в Антарктике чрезвычайно активизировалась и охватила грандиозные территории.

Общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в третичное время, достигает  $2\,600\,000\text{ км}^3$ , в том числе  $2\,000\,000\text{ км}^3$  в неогене и  $600\,000\text{ км}^3$  в палеогене.

Четвертичный период в отношении проявлений вулканизма мало отличается от третичного. Главные области активной вулканической деятельности в это время были сосредоточены на севере и востоке Африки, а также в Нигерийско-Камерунской вулканической области этого материка, в Южной Америке, Австралии и Антарктике.

Во всех этих регионах вулканическая деятельность не отличалась от третичной ни по масштабам проявления, ни по составу продуктов вулканизма. Важно все же отметить, что, например, в Южной Америке в это время происходят некоторые знаменательные изменения в общем характере развития вулканических процессов. Вулканизм здесь все более отчетливо концентрируется в Чилийско-Аргентинских Андах, где по-прежнему сохраняется значительная активность вулканов. Именно в этой части Тихоокеанского вулканического пояса Южной Америки четвертичный вулканизм, по-видимому, продолжает ранее начавшееся развитие и, таким образом, является унаследованным от предшествующих этапов. Однако в южной части Анд картина совсем иная. Там четвертичный вулканизм и хронологически и пространственно разобщен с предшествующими этапами развития. Поэтому цепь молодых четвертичных вулканов, следующая от 28° ю. ш. на юг, резко смещена к западу от области распространения мезозойских вулканогенных пород и размещается прямо на кристаллическом основании. Если от этих южных районов обратиться вновь к той части вулканического пояса, где размещается Арауканская вулканическая область, то можно увидеть следующее: в этом относительно более северном районе цепь четвертичных вулканов тоже смещена к западу относительно вулканогенных серий юры, мела и палеогена, последовательно сменяющих друг друга по направлению с запада на восток. Таким образом, и в Арауканской области наряду с некоторыми признаками общего наследования вулканических проявлений устанавливается смещение наиболее молодых четвертичных вулканов на запад, вновь к краевой, Притихоокеанской зоне Анд.

Существенно еще и то, что происходит общее смещение вулканической активности на север, наметившееся, впрочем, еще в третичное время и даже раньше. Тем не менее современные, в том числе действующие, вулканы прослеживаются почти на всем грандиозном протяжении Андийской горной системы и оставляют незатронутыми лишь отдельные звенья в ее пределах и, в частности, как раз то северное звено, по направлению к которому в предшествующие этапы развития наблюдалась тенденция к смещению. Таким образом, может быть установлена миграция вулканических зон как вдоль, так и поперек Андийской складчатой области.

В Африке тоже наблюдаются явления миграции вулканизма, причем они не вполне однозначны в разных вулканических областях. Для Восточно-Африканской области миграция процессов вулканизма с севера на юг в течение третичного и четвертичного периодов достаточно четко устанавливается, так как имеются соответствующие хронологические данные. Естественным следствием такой миграции является

расположение действующих вулканов в южной части этой области. Однако для Нигерийско-Камерунской вулканической области картина миграции, если ее стремится установить, окажется более сложной. От самого молодого действующего вулкана Камерун в обе стороны, в сторону континента и по направлению к океану следуют цепочки вулканических конусов, относительно более древних, уже угасших, вследствие чего можно было бы предполагать, что миграция вулканической активности смещалась здесь от периферических зон вулканической области к ее центральному звену. Во всяком случае, вулкан Камерун своим расположением подчеркивает иной характер миграции вулканизма, чем тот, который свойствен Восточно-Африканской вулканической области.

В отношении особенностей развития четвертичного вулканизма в Австралии важно отметить, что он полностью прекратился в сравнительно недавнее время, вследствие чего сформировавшиеся вулканические постройки здесь прекрасно сохранились. Однако в настоящее время явно наступило затишье в вулканической деятельности. Наоборот, в Антарктике вулканизм явно активизировался в четвертичное время и продолжает сохранять активность и в настоящее время.

Общий объем продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в четвертичное время, достигает примерно 50000 км<sup>3</sup>.

Некоторые итоги по рассмотренным данным о вулканической деятельности на континентах южного полушария в фанерозое следует подвести в определенном плане, отвечающем проблеме реконструкции глобального развития вулканизма в геологическом прошлом нашей планеты.

Прежде всего, в связи с такой проблемой возникают вопросы корреляции событий, сопровождаемых вулканической деятельностью. Обзор разновозрастных вулканических областей, расположенных на южных континентах, наглядно показывает, что в вопросах корреляции мы встречаемся с огромными трудностями вследствие того, что датирование вулканогенных образований во многих случаях оказывается недостаточно точным. Диапазон, в пределах которого проводится определение их возраста, обычно очень широк, поэтому сопоставление вулканогенных образований в рамках суженных хронологических интервалов либо оказывается ограниченным в пространстве и осуществимым только в пределах континента или какой-нибудь его части, либо утрачивает необходимую степень достоверности и вынужденно опирается на различного рода догадки при попытках межконтинентального сопоставления.

Корреляции могут быть уточнены за счет радиометрических определений возраста вулканогенных образований, однако и здесь в настоящее время возникают известные затруд-

нения. Помимо того, что эти определения основываются на обработке первичных результатов статистическими методами, также не всегда дающими надежно определенные суженные интервалы времени вследствие разброса и недостаточной строгости исходных данных, главное, и по сей час мы сталкиваемся с неоднозначными радиометрическими определениями возраста вулканогенных пород. Примером могут служить определения возраста нигерийских гранитов первоначальные (485 млн. лет) и последующие (160 млн. лет), что отмечено на с. 95, или менее броские, но существенные различия в оценках возраста базальтов Параны и обрамляющих ее полей щелочных пород Южно-Бразильской области: 100—150 млн. лет при наибольшем количестве определений в области 120 млн. лет для базальтов (Amaral e. a., 1966) и 100 млн. лет для щелочных пород (King, Sutherland, 1960), а в то же время, по данным Асмуса (Asmus, 1973), для всего комплекса в целом два главных интервала — 100—140 и 50—80 млн. лет. Подобные примеры, в общем, не единичны.

Значительно большие принципиальные затруднения обусловлены тем, что во многих случаях приходится сталкиваться с вулканогенными сериями, возраст которых считается переходным от одного периода к другому, вследствие чего появляются названия пермо-триасовые, неоген-четвертичные и тому подобные комплексы, серии, толщи. Соответственно оказывается невозможным строгое разграничение в ряде случаев вулканогенных образований, принадлежащих разным системам, а отсюда возникает проблематичность в определении количественных и других показателей, необходимых для более или менее строгого выявления характерных черт вулканизма, свойственного различным периодам геологической истории. В итоге мы стоим перед необходимостью, во-первых, укрупненного подхода к оценке развития вулканической деятельности и, во-вторых, дальнейшего совершенствования методов определения возраста вулканогенных пород.

По тем данным, которые имеются сейчас, трудно выявить такие моменты в истории развития вулканической деятельности, которые свидетельствовали бы о единовременной вспышке вулканизма в относительно короткое время на обширных территориях земного шара или, хотя бы на южных континентах. Обычно привлекаемый пример такого единовременного охвата вулканизмом огромных территорий представляет мезозойский трапповый вулканизм, причем считают, что именно на южных материках такая синхронность событий наиболее выразительна. Между тем, если обратиться к радиометрическим данным, характеризующим возраст траппов, можно убедиться, что наиболее ранние траппы в мезозое появились в Южной Африке (154—190 млн. лет), затем

в Тасмании (167 млн. лет) и Антарктике (147—163 млн лет), в бассейне р. Парана (100—150, наиболее обычно 120, а частично 50—80 млн. лет), в Индии (70—55, по палеомагнитным данным 75—40 млн. лет). Таким образом, синхронность траппов такова, что она лежит в пределах 135, а с учетом палеомагнитных определений даже 150 млн. лет. Это вполне отвечает стратиграфическим определениям, показывающим, что трапповые поля Южной Африки начали формироваться в верхнем триасе и продолжали изливаться в юрское время; в бассейне р. Парана они отделены денудационной поверхностью от верхнетриасовых отложений, но подстилают верхнемеловые толщи, поэтому могут принадлежать юре или нижнему мелу, а в Индии залегают на нижнемеловых отложениях и считаются мел-палеогеновыми, хотя на востоке Индии сейчас установлены в относительно небольшом распространении также предположительно юрские траппы. Следовательно, общая длительность так называемого «синхронного» или «близкого по времени» этапа траппообразования растягивается почти на 150 млн. лет по радиометрическим определениям и охватывает таким образом более чем два периода Международной стратиграфической шкалы — юру, мел и частично палеоген, а в целом около одной четверти рассматриваемого в данной работе 600-миллионного интервала времени. Все это, конечно, не значит, что можно категорически отрицать возможность существования этапов относительного усиления или ослабления вулканической деятельности на протяжении геологической истории. Речь идет о том, что мы нуждаемся в строгих количественных данных для оценки реальных вулканических процессов геологического прошлого и выявления закономерностей их развития в истории Земли, в связи с чем должны изучать с наибольшей полнотой древние вулканические области в целях их реконструкции в том именно виде, в каком они существовали в прошлом, а не в том, в каком они сохранились в результате последующей денудации. Сейчас же, опираясь на существующую основу, весьма еще далекую от совершенства, мы можем преимущественно высказывать различные предположения в этом направлении.

Однако представляется достаточно очевидной картина, с одной стороны, миграции вулканической активности в пределах отдельных континентов или в межконтинентальном, глобальном плане, с другой — устойчивого длительного развития вулканизма в отдельных более или менее строго очерченных регионах. Соответствующие примеры многочисленны, их дает рассмотренный в предшествующем изложении общий обзор древних вулканических областей различных континентов. Здесь можно обратить внимание на только что отмеченную миграцию в глобальном плане траппового вулканизма,



на миграцию мезозойского и более раннего вулканизма в пределах Тихоокеанского вулканического пояса в Андах, общую миграцию массового развития вулканической деятельности из южных районов Африки на север и северо-восток, а затем снова на юг. Наглядными являются и примеры исключительно продолжительного развития вулканизма без существенных перерывов в Австралии, устойчивого сохранения вулканической активности в чилийско-аргентинской части Андийского складчатого пояса и т. д.

Важно подчеркнуть, что, поскольку некоторые вулканические области устойчиво сохраняются, тогда как другие обнаруживают более или менее явную миграцию, наблюдается сложная система взаимоотношений между вспышками вулканизма на различных территориях и соответственно на разных континентах. В этих взаимоотношениях выявляется, по-видимому, некоторая единая закономерность развития вулканизма, обусловленная весьма общими причинами, связанными с процессами, протекающими в верхней мантии Земли и, вероятно, также в более глубоких ее зонах. Так или иначе мы стоим перед необходимостью всемерно усиливать исследования древних вулканических областей, если желаем понять основные закономерности развития геологических процессов, протекающих в глубоких недрах нашей планеты.

Однако в связи с проблемой реконструкции глобального развития вулканической деятельности геологического прошлого нам предстоит преодолеть еще одну преграду. Мы должны знать, какими данными можно располагать в отношении вулканизма в океанах в общем плане оценки развития вулканизма в истории Земли. Это один из труднейших вопросов, в связи с которым можно высказать немногие общие положения. Во-первых, сейчас нам известны только кайнозойские и отчасти мезозойские вулканогенные породы на дне океанов. Поэтому восстановить раннюю историю развития вулканизма в океанах в настоящее время невозможно. Во-вторых, для мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований могут быть приняты две возможные линии расчетов. Первая должна учитывать представления о раздвижении океанического дна, вторая — идеи, предполагающие древний возраст океанов. В обоих случаях можно ориентироваться на более или менее точные данные, определяющие возраст преимущественно базальтовых лав в различных частях океанического дна. Однако и в том, и другом случае окажется невозможным определить мощность вулканогенных пород определенного возраста, что необходимо для оценки объема продуктов вулканизма. Поэтому трудно сказать — будет ли правильнее распространить данные по континентам на акватории, считая их пропорциональными относительным

размерам площадей тех и других, или условно учесть предполагаемые излияния базальтов в единицу времени, исходя из анализа современных данных, и вероятную скорость раздвижения океанического дна. В первом варианте расчет может быть отнесен ко всем периодам фанерозоя, во втором — только отчасти к мезозою, а в основном к кайнозою. Тем не менее в обоих вариантах окажется, что индикатором изменчивости, т. е. действительной эволюции вулканизма, будут данные, характеризующие континенты, поскольку к полученным количественным характеристикам по континентам будут либо добавлены некоторые величины, одинаковые для равных интервалов времени, либо введены соответствующие коэффициенты. Преимущество первого способа расчета скажется главным образом в том, что он может быть распространен на все рассмотренные периоды фанерозоя. В целом же очевидно, что глобальный анализ развития вулканизма требует расчета объемов вулканогенных пород не только на континентах, но и в океанах. Такие расчеты тоже необходимы для разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли.

## РАЗМЕЩЕНИЕ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ И ПРОБЛЕМА ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

В современных построениях глобальной тектоники (так обычно называют в настоящее время концепцию плит или плитную тектонику) вулканические явления привлекают внимание в двух главных аспектах. Во-первых, с ними связывают представления о горячих точках или пятнах (*hot spots*), по которым можно устанавливать перемещение океанических плит (Wilson, 1963, 1965, 1973; Morgan, 1971). Во-вторых, анализируя пространственное размещение вулканических зон, стремятся выявить закономерные вариации их возраста, отвечающие предполагаемому поддвиганию плит под края континентов. Наиболее выразительной иллюстрацией горячей точки является о. Гавайи с его действующими вулканами — Килауэа и Мауна-Лоа и четко выраженной гирляндой возвышающихся над уровнем океана и погруженных ниже этого уровня конусов, принадлежащих серии потухших вулканов, тем более древних, как предполагается, чем более они удалены в такой цепи от действующего вулкана. Эта цепь конусов прослеживается более чем на 3000 км вплоть до сочленения Алеутской и Курильской дуг, охватывает Гавайскую островную гирлянду и продолжающую ее в СЗ направлении подводную гряду Императорских гор. Предполагается, что все эта серия конусов возникла в связи с перемещением тихоокеанской плиты над мантийным плюмажем, поднимающимся к поверхности в том месте, где сейчас располагается о. Гавайи, и что за время, равное примерно 70 млн. лет (от начала палеогена доныне), вулканические конусы, образовавшиеся над постоянной «горячей точкой», постепенно перемещались в СЗ направлении вместе с плитой, на которой они располагались. Такое толкование процесса образования Гавайского хребта и его аналогов, представляющих асейсмические подводные гряды на дне океанов, дает возможность с точки зрения построений плитной тектоники определить не только направление, но и скорость перемещения плит. Эти построения были встречены весьма сдержанно Ле Пишоном

и его соавторами (Le Pichon, Francheteau, Bonnin, 1973), едва ли не главными апологетами плитной тектоники, что вполне естественно, так как устанавливаемые по горячим точкам направления перемещений резко расходятся с теми, которые определяются по палеомагнитным данным, главным в системе построений Ле Пишона.

Существенно тем не менее другое. Дело в том, что многие исследователи в настоящее время предпринимают разнообразные попытки рассмотреть те или иные линейные элементы строения древних вулканических областей таким образом, чтобы найти подтверждение концепции плитной тектоники. К примерам такого рода относится анализ размещения кайнозойских базальтовых полей в Восточно-Австралийской вулканической области, представленный рядом исследователей (Vogt, Conolli, 1971; Griffiths, Varne, 1972; Mc Dougall, Slesser, 1972; Sutherland, Green, Wyatt, 1973). Первоначально предполагалось, что здесь может быть более или менее четко представлена картина общего омоложения базальтов в южном направлении, однако в дальнейшем от такого рода построений пришлось отказаться (Sutherland, Green, Wyatt, 1973). Выявив несостоятельность такого примитивного представления о перемещении Австралийского материка в северном направлении, Сазерленд, Грин и Виетт пришли к выводу о том, что единственный вариант, который может быть сохранен, как более или менее соответствующий представлениям плитной тектоники, это такой, который будет предполагать перемещение континента над сложной системой мантийных плюмажей, имеющих к тому же сложное строение. Но даже в этом случае потребуются обоснование такого предположения, нуждающегося в более обстоятельном подтверждении дальнейшими исследованиями. Более детальное изучение проблемы перемещения плит над предполагаемыми горячими точками необходимо, но оно пока не проведено в южном полушарии.

Среди различных асейсмических хребтов, истолковываемых Вильсоном (Wilson, 1973) в плане общих представлений о перемещении плит, несколько обособляется подводная гряда, следующая от вулкана Камерун в ЮЗ направлении, а к северо-востоку от этого вулкана продолжающаяся на континенте. Эта огромная система как бы рассекает, таким образом, край континента и смежную часть океанического дна. Она известна, как уже неоднократно отмечалось, с давних пор, и ее упоминали в своих работах еще в начале столетия Зюсс и Ог. В данном случае речь идет о том, что при отнесении этой линейной системы в океанической части к асейсмическим хребтам приходится сталкиваться с тем затруднением, что горячая точка (ныне действующий вулкан Камерун) расположена не на конце гряды, как на Гавайях,

а в середине единой линейной зоны, прослеживаемой, с одной стороны, в океане, а с другой — на континенте. Таким образом, исчезает та строгость определения направления движения, которая с легкостью вычитывается из схематического даже изображения Гавайских островов и их СЗ продолжения.

Тем не менее есть ряд работ, посвященных вопросам миграции вулканизма в той части рассматриваемой системы, которая рассекает континент. В этих работах затронуты преимущественно проблемы возраста молодых субвулканических гранитоидов Нигерии, представленных кольцевыми комплексами и несомненно связанных с синхронными им вулканогенными породами. Наиболее полное изложение такого рода построений дано в публикациях Бримена и Боудена с соавторами (Breemen, Bowden, 1973; Bowden *et al.*, 1976). В них подчеркивается, что, используя новые данные рубидий-стронциевых определений, можно выявить общее омоложение гранитоидов в Центрально-Нигерийской провинции, где вариации возраста составляют от 180 млн. лет на севере до 156 млн. лет на юге. Эта разница в возрасте гранитоидов позволяет определить скорость перемещения надплюмажной зоны в 0,76 см/год (Breemen, Bowden, 1973). Предполагается, что такие датировки хорошо совпадают с данными о возрасте Аира (295 млн. лет) и других палеозойских гранитоидов северных районов (Bowden *et al.*, 1976) и что могут быть изображены соответственно изохроны, подтверждающие такие представления. Между тем известно, что к северу от Аира расположены также гранитоиды мелового возраста, чем нарушается эта общая схема, а в самом Аире активная вулканическая деятельность продолжалась вплоть до современной эпохи (Black, Girod, 1970). К тому же эти построения противоречат взглядам Барка и Вильсона (Burke, Wilson, 1972), предполагающим стабильное положение Африки в мезозое.

Значительно большие затруднения возникают с интерпретацией ЮЗ продолжения рассматриваемой зоны разлома на дне океана. Здесь расположен ряд островов, венчающих конические базальтовые горы вулканического происхождения (Фернандо-По, Принсипи и др.), строго прослеживаемые на расстояние по крайней мере 1000 км вдоль четко выраженной линейной зоны. Этот ряд островов принадлежит группе вулканов, сохранивших типичные черты первичной морфологии и недавно угасших. Бримен и Боуден (Breemen, Bowden, 1976) ссылаются тем не менее на то, что в океане близ западного побережья Африки нет следов подводного продолжения Нигерийских кольцевых структур, хотя Морган (Morgan, 1971) связывал эти структуры с мантийным плюмажем, который он размещал на о. Вознесения. При таком построе-

нии общее движение, как предполагается (Rhodes, 1971), объединяет о. Вознесения с Нигерийскими кольцевыми структурами (расстояние 3300 км), о. Тристан-да-Кунья с Ангольскими аналогичными структурами (3900 км) и о. Буве с провинцией Ньюанешти (4300 км).

На общем фоне противоречий, характеризующих взгляды сторонников дрейфа континентов по отношению к западному побережью Африки и предполагаемому продолжению Нигерийских структур под океаническим дном, важно отметить появление еще одной системы представлений, пытающихся объяснить структурные ситуации, подобные тем, которые наблюдаются в Гвинейском заливе, в районе о. Буве и в других аналогичных районах. Речь идет о тройных сочленениях (triple junction), наглядно иллюстрируемых, как полагают, западной окраиной Африки с ее зоной Бенуэ, расположенной во входящем углу этого древнего материка (Hoffman e. a., 1974). Считается, что края Африканского континента и зона Бенуэ расположены близ устья одноименной реки примерно под углом  $120^\circ$  друг к другу и что отделение Южной Америки от Африки в начале мела обусловило образование типичного авлакогена (трога Бенуэ) именно в таком тройном сочленении.

Гофман и его соавторы (Hoffman e. a., 1974) провели ряд аналогичных примеров для Канадского щита, юга Северо-Американской платформы, Красного моря и других регионов. Рассматривая эти примеры, они стремились подчеркнуть значение авлакогенов как структур, связанных с мантийными плюмажами. Приняв полностью определение авлакогена, данное, как они пишут, «блестящим советским геологом Николаем С. Шатским» (Hoffman e. a., 1974, с. 38) в его работах 1946, 1947 и 1955 г., эти исследователи предложили следующую схему развития тройного сочленения, сопровождаемого авлакогеном. По их мнению, авлакоген возникает в оставленной ветви тройного сочленения, образующегося над мантийным плюмажем, поднимающимся из-под неподвижного континента. При разобщении континентов между ними закладывается геосинклиналь, следующая двум направлениям сочленения, тогда как третья его ветвь остается на континенте, и на ее основе формируется авлакоген. Так трактуется, следовательно, и трог Бенуэ как авлакоген, оставленный на Африканском материке при раздвижении, обособившем Южную Америку от Африки. Так выглядит с этой точки зрения и разобщение Африки и Евразии в районе Красного моря, где Афарская впадина и Красное море рассматриваются как геосинклинали, возникшие при раздвижении континентов вдоль двух ветвей тройного сочленения, тогда как Восточно-Африканская рифтовая система считается оставленной при таком процессе третьей ветвью. Анало-

гичные построения предприняты различными исследователями и по отношению к о. Буве и системе Шетландских и Фолклендских островов (Ewing e. a., 1971; Dalziel e. a., 1971; Grant, 1971; Smellie, Clarkson, 1975; Sclater e. a., 1976; Newton, 1976). В этом районе предполагается тройное сочленение, которое в прошлом связывало Антарктику, Южную Америку и Африку и расположенное в 250 км к западу от о. Буве.

Интересные по замыслу, изящные, но лишь ограниченно основанные на геологических данных и поэтому весьма схематичные, все эти построения пока не затрагивают скольконибудь серьезно проблемы миграции вулканической деятельности. Однако независимо от этого, по отношению к ним могут быть выдвинуты некоторые критические замечания. Отметим, в частности, что для случая Гвинейского залива и авлакогена Бенуэ они не дают никаких объяснений, позволяющих определенным образом трактовать существование огромного протяжения вулканической зоны, пересекающей континент и прослеживающейся далее в океан. Выше уже обращалось внимание на то, что предположение о миграции вулканизма вдоль этой зоны по отношению к предполагаемому мантийному плюмажу, расположенному в районе вулкана Камерун, не объясняет существования единой зоны, следующей от континента в глубь океана. Можно также указать и на трудности, возникающие при допущении существования второго плюмажа на о. Вознесения. Предполагая наличие такого плюмажа, мы неизбежно должны иметь возможность оценить роль того мантийного плюмажа, который устанавливается по размещению вулкана Камерун, но это в предполагаемой концепции не дается.

В равной степени должны быть учтены данные об отсутствии строгой закономерности в изменении возраста палеозойских и мезозойских гранитоидов Нигерийской зоны по направлению с севера на юг и о том, что если даже такая закономерность существовала бы для более древних магматических проявлений, то для четвертичного периода она никак не может быть подтверждена. Общие же затруднения, связанные с противоречивыми результатами определения перемещения континентов по палеомагнитным данным и по расположению асейсмических вулканических гряд относительно действующего вулкана, очевидны и особенно наглядно видны на примере Гавайской гряды, что выше уже отмечалось (с. 252).

Имеются также различные примеры сопоставления зон вулканической активности, смещающихся с течением времени в направлении, отвечающем предполагаемому перемещению плит, поддвигаемых под континент. Один из них, наиболее наглядный, следует здесь привести, чтобы оттенить некоторые его характерные черты. Этот пример относится

к западной окраине Южно-Американского континента, где четко прослеживается общая зональность в размещении разновозрастных вулканических зон, обусловленная последовательным омоложением возраста восточных зон по сравнению с западными. Соответственно юрские вулканические зоны Чилийско-Аргентинских Анд и южнее расположенных районов к востоку сменяются меловыми, а затем третичными (см. с. 51). Это приводит к выводу (Levi, 1973), что вулканизм последовательно развивается в Андах, подчиняясь процессу постепенного, но неуклонного поддвигания тихоокеанской плиты под континент. С такой выдержанной, судя по имеющимся сейчас данным, сменой вулканических зон резко контрастирует расположение современных вулканов, которые сосредоточены вблизи Тихоокеанского побережья, т. е. западнее всей системы мезозойских и третичных вулканических зон. Таким образом, мы сталкиваемся с известными противоречиями, так как маловероятным представляется вариант движения тихоокеанской плиты в течение мезозоя и третичного времени, Леви не попытался объяснить весьма наглядную картину смещения к западу четвертичных вулкано-генных образований.

Впрочем, Леви неодинок в своих построениях и, в сущности, повторяет взгляды, изложенные ранее Рутландом (Rutland, 1971), предполагавшим, что в Андах Северного Чили и смежных частей Аргентины и Боливии наблюдается общее смещение к востоку вулканизма, плутонизма и тектонических деформаций вследствие периодического поддвигания «блоков краевой континентальной коры» (Rutland, 1971, с. 255). Поэтому Рутланд считал, например, что юрская береговая линия располагалась ранее в 200 км к западу от нынешнего побережья.

Более полное изложение представлений плитной тектоники в приложении к анализу строения Центральных Анд дано Джеймсом (James, 1971). Им представлена модель последовательной эволюции Центральных Анд и приведены некоторые общие данные о роли вулканизма в их формировании. Помимо восточного смещения вулканической активности со скоростью около 1 км в миллион лет, он указал на установленную рядом исследователей зависимость содержания калия в породах от вероятной глубины залегания питающих вулканы глубинных очагов. По его данным, сведения, приводимые Дунином-Барковским (Dunin-Borkowski, 1970) для поздне меловых и раннетретичных плутонов Южного Чили, вполне соответствует предлагаемой им концепции поддвигания плит вдоль зон Беньофа. Джеймс отметил, кроме того, роль подсчета объема извергнутого материала для оценки значения плитной концепции в приложении к анализу разви-



тия вулканизма. Простейший расчет приводит его к выводу, что магма, питавшая вулканы, образовалась путем частичного плавления плиты и подстилающей мантии. Исследование, предпринятое Джеймсом, как и в других аналогичных случаях, представляет попытку интерпретации данных по вулканизму в аспекте построений глобальной тектоники, несомненно очень интересную и важную, но отнюдь не вытекающую непосредственно из анализа этих данных.

Вместе с тем и в построениях Джеймса не находит объяснения смещение к западу зоны распространения четвертичных и современных действующих вулканов, нарушающее общую закономерность восточного дрейфа вулканизма, плутонизма и тектоники Анд. Нельзя в связи с этим не напомнить, что при оценке значения плитной тектоники для истолкования строения Анд следует учитывать прежние указания на дискуссионность представлений о времени образования океанического дна к западу от побережья Южной Америки. Известно, что в работе Миллера (Miller, 1970) высказывались соответствующие взгляды, а в относительно недавней статье Изааксона (Jsaakson, 1975) вопрос о существовании западной внеконтинентальной (по отношению к Южно-Американскому материку) суши в девонское время поднят в весьма конкретной форме, заставляющей думать, что по крайней мере в девоне на месте нынешнего Тихого океана близ западного побережья Анд располагалась более или менее обширная суша.

Размещение андезитовых островных гряд по отношению к континенту и другие черты вулканизма Южно-Американского континента в мезозое реконструированы также для Патагонско-Огненноземельской вулканической области (Dalziel e. a., 1974), тоже в порядке подтверждения идей плитной тектоники. Для этой зоны предполагается, во-первых, существование вдоль западной окраины континента гряды андезитовых вулканов, во-вторых, синхронность гранитоидов андийского батолита, подтверждаемая радиометрическими определениями. Далее на основании данных о распространении зеленокаменных пород и офиолитовых комплексов реконструируется океаническое дно краевого бассейна и, наконец, устанавливается время замыкания этого бассейна (апт — коньяк) и причленения островной андезитовой дуги к континенту. Хотя считается, что такое построение находится в соответствии с концепцией плитной тектоники, что совершенно справедливо, оно отнюдь не вытекает из нее непосредственно и может быть принято как отвечающее в равной степени также и классической геосинклинальной теории, не связанной непосредственно с нынешней глобальной тектоникой.

Близким этому по принципиальным основам является построение, предложенное для восточной окраины Австралии

в палеозое Мерсдином (Marsden, 1972). В его работе подчеркивается сходство геосинклинали Новая Англия в ранне- и среднедевонское время с современными островными дугами, по отношению к которым определенным образом размещаются глубоководный желоб, океаническое дно, внутренние краевые моря и континентальный массив. Система такого рода построений позволяет Мерсдину наметить гипотетическую зону поддвигания (subduction zone), сохраняющую устойчивое положение и в более позднее время, вдоль края материка параллельно ему со стороны океана в расстоянии первых десятков километров. Это построение, обоснование которого приведено в работе Мерсдина, рассматривается им в качестве доказательства правильности представлений плитной тектоники, хотя, как и в предыдущем случае, речь идет о палеотектонических реконструкциях, объяснение которым может быть дано также исходя из идей, предполагающих устойчивость и древнее заложение окраины Тихого океана в районах, тяготеющих, в частности, к Австралии.

Аналогичные построения были предложены Соломоном и Гриффитсом (Solomon, Griffiths, 1972). Они рассмотрели типичные особенности строения преимущественно юго-восточной части Австралии и Тасмании и наметили ряд этапов развития этой территории, объясняемых с позиций глобальной тектоники. По их мнению, появление вулканогенных пород группы Маунт Рид и зеленокаменных пород (кембрий) отвечает моменту образования океанической коры. Позднее вулканогенные породы Маунт Рид причленились к краю континента и вдоль сочленения с ними в ордовике произошло поддвижение расположенной восточнее ее океанической коры под край континента. Зона поддвигания (subduction zone) распространилась в это время на восточную окраину Сиднейского бассейна, вдоль которой внедрились андезиты, риолиты и другие вулканогенные породы. Вся дальнейшая история была связана с последовательным развитием возникшей зоны поддвигания. Как подчеркивают Соломон и Гриффитс, это развитие сопровождалось продвижением океанической коры к западу, происходившим наряду с разрастанием континентального блока земной коры. Система построений Соломона и Гриффитса принципиально не отличается от предложенных Мерсдином, и к ней могут быть отнесены те же приведенные выше комментарии.

Среди различных попыток привлечь данные по вулканизму геологического прошлого к построениям плитной тектоники особое место занимают разработки, направленные на выявление синхронности событий, связанных с перемещениями плит и вулканической деятельностью. Естественно было бы ожидать, что в процессе раздвижения океанического дна происходят деформации на смежных континентах причем возможна,

как представляется, корреляция между соответствующими перемещениями и деформациями, с одной стороны, и вулканизмом — с другой. Высказывались, в частности, соображения о том, что трапповый вулканизм, охвативший огромные территории земной поверхности, свидетельствует в целом о таком соответствии и что разломы, обусловившие появление траппов на континентах, вызваны деформациями, связанными с дрейфом континентов. Более того, утверждается (Тарлинг Д., Тарлинг М., 1973, с. 72; Tarling D., Tarling M., 1971), что «внезапно... произошли сильнейшие нарушения — примерно в одно и то же время огромные потоки базальтовой лавы разлились по всем южным материкам, покрывая многие тысячи квадратных километров... Излияния произошли около 160 млн. лет в Австралии (долериты Тасмании), Индии (траппы Раджмахал), Среднем Востоке (траппы Йемена), Антарктиде (феррарские долериты) и Южной Африке (траппы Карру). Единственным гондванским материком, избежавшим последствий этого первого взрыва вулканической активности, оказалась Южная Америка, где потоки излившейся лавы... не появлялись еще в течение 40 млн. лет; их появление совпало с новыми извержениями в Южной Африке».

Действительная картина развития траппового вулканизма, как видно по приведенным выше датировкам, существенно расходится с предложенной Тарлингами идеализированной схемой. В Австралии, в сущности, именно этому моменту геологической истории (около 160 млн. лет тому назад) соответствует общее и четко выраженное затухание вулканизма. Тасмания с траппами, имеющими возраст 145—165 млн. лет, — единственный район распространения траппов в этом регионе, больше тяготеющей к арктическим проявлениям вулканизма, чем к Австралии. Возраст феррарских базальтов и долеритов 150—190 млн. лет, т. е. излияния здесь начались за 30 млн. лет до сакраментальной даты. Юрский возраст раджмахальских траппов точно не установлен, и они представляют лишь незначительную часть общего, в основном мел-палеогенового траппового вулканизма Индии. В Южной Африке начало траппового вулканизма смещено по отношению к этой дате вниз — 200 млн. лет, хотя в целом излияния продолжались в интервале 100—200 млн. лет. В Йемене известны меловые и более поздние трапповые серии. Таким образом, вряд ли по таким данным можно говорить о какой-то исключительности периода времени, примерно соответствующего дате 160 млн. лет. Трапповый вулканизм, на который в таких случаях обычно ссылаются, продолжался, как мы видели, в течение почти 150 млн. лет, а может быть и дольше. В его развитии можно выявить общие явления миграции, связанные, в частности, со смещением главных трапповых полей из Южной Африки к востоку, на Мадагаскар, а затем еще далее на восток — в Ин-

дию, где главная масса траппов имеет возраст 50—70 млн. лет. В Южной Америке траппы формируются тоже длительное время, что подтверждается радиометрическими определениями, устанавливающими их возраст 100—150 млн. лет при преобладании датировок 120 млн. лет. Здесь известны также траппы с возрастом 50—80 млн. лет. Таким образом, речь может идти о длительном развитии траппового вулканизма в мезозое и о том, что это развитие сопровождалось сложными явлениями миграции вулканизма, обусловленными, вероятнее всего, глубинными процессами и не имеющими непосредственного отношения к перемещению плит.

Вопрос о соотношении между трапповым вулканизмом и перемещением плит рассматривался в более детальном плане специально для Австралии на примере кайнозойского базальтового вулканизма. Анализ, проведенный Сазерлендом, Грином и Виеттом (Sutherland, Green, Wyett, 1973), показал, что необходимо внести существенные коррективы в предположения о соответствии траппового (в данном случае более строго — базальтового) вулканизма процессу раздвижения плит Австрало-Антарктической области. Эти исследователи подчеркивают, что хотя есть некоторые проявления вулканизма, которые могут быть отнесены в начало главного момента раздвижения, тем не менее большинство излияний не обнаруживает связи с перемещениями. Соответственно главная масса вулканических проявлений возникла после начала раздвижения этой области (54—60 млн. лет тому назад). Главный тасманский вулканизм, следовательно, проявился после того, как началось раздвижение между Австралией и Антарктикой. Короче говоря, вывод этих исследователей однозначен: предполагаемый дрейф, по их мнению, в целом не был непосредственно связан с началом событий, обусловленных гитотетическим раздвижением океанического дна и большинство пород образовалось после того, как Австралия и Антарктика резко обособились.

В итоге можно заключить, что не только общие данные о трапповом вулканизме, но и специальные исследования показывают искусственность построений, предполагающих прямую связь массового распространения траппового вулканизма с началом раздвижения океанов. Взаимоотношения между тектоническими перемещениями и вулканизмом представляют сложную систему, в которой каждое из звеньев является функцией многих факторов, нередко независимых и определяемых развитием процессов, протекающих в глубоких недрах Земли.

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Рассматривая в общем виде вопросы эволюции вулканической деятельности, следует остановиться на таких моментах, как сопоставление идеализированных схем с задачами исследования и реальными данными; процессы миграции вулканизма; выяснение возможностей использования современных данных по вулканизму для определения наиболее типичных черт его развития и масштабов проявления в различные геологические периоды.

Существующие разнообразные схемы, в которых рассматривается отношение вулканизма к тектонике, представляются не вполне соответствующими по задачам, которые они разрешают, целям исследования эволюции геологических явлений и, в частности, вулканизма. В таких схемах канонизируются представления о ходе развития геологических процессов в некоторой конкретной области в соответствии с представлением о последовательной эволюции в ее пределах, связанной со сменой геосинклинального этапа последующей деформацией (складчатостью), вторжением интрузий и образованием горных сооружений, наконец, заключительным платформенным этапом. При всех возможных различиях в интерпретации отдельных этапов или стадий развития процессов, с которыми так или иначе связывается вулканизм, главное в таком подходе — анализ эволюции конкретного региона, а не процесса развития структур и вулканизма в рамках некоторого этапа общей эволюции Земли. Между тем поиск возможностей выявления именно таких общих закономерностей, по которым можно было бы различать отдельные этапы глобального развития нашей планеты, необходим, и он так или иначе ведется. Вспоминая о нем, можно сослаться на работы Павловского (1953: 1970 и др.), Хераскова (1967), Яншина (1974 и др.).

В этом поиске унифицированные для разных этапов развития схемы не могут, естественно, оказать существенную помощь, тем более, что в них постоянно обнаруживаются **принципиальные** несоответствия реальным соотношениям между

тектоническими и вулканическими процессами. Южные материки до недавнего времени были очень мало изучены, поэтому при составлении подобных схем использовались преимущественно или даже только данные по северным материкам, в первую очередь по Европе и Северной Америке. Между тем, хотя и сейчас изученность южного полушария оставляет желать лучшего (исключение, правда, составляет Австралия, за последние десятилетия подвергавшаяся исключительно детальному исследованию), для расположенных на юге континентов выявляется много различных геологических ситуаций, которые совершенно не учитываются в таких схемах и им противоречат.

Приведем некоторые примеры. Скажем, взаимоотношения между интрузивными и вулканогенными образованиями, которые так усиленно разрываются в большинстве существующих схем развития магматизма. Если бы эти соотношения изучались на примере южных материков, то, во-первых, давно бы уже можно было убедиться в тесной связи между теми и другими (вследствие чего интрузии можно рассматривать как корневые зоны вулканических образований) на примере гранитных интрузий Эронго, Мессума и других в Африке. Во-вторых, вряд ли можно было бы категорически утверждать приуроченность гранитоидов только к геосинклиналям, зная эти интрузии. Внегеосинклинальные гранитные интрузии, таким образом, давно уже известны в Африке. В то же время сейчас еще более четко на примере Австралии, в частности, устанавливается непосредственная связь гранитных (именно гранитных) интрузий с синхронным вулканизмом. Такие взаимоотношения интрузий с вулканогенными образованиями выявляются двумя методами: прямыми наблюдениями над их взаимоотношениями в кольцевых и других аналогичных структурах, что особенно наглядно показано Бренчем (Branch, 1966), а также по данным радиометрических определений возраста гранитных интрузий. Таких определений для девонских, карбоновых и пермских гранитных интрузий достаточно много, и они не оставляют сомнений в том, что предполагаемый в различных схемах разрыв между вулканизмом, начинающим процесс развития, и последующим гранитным плутонизмом по крайней мере весьма иллюзорен. То же подтверждают сейчас и радиометрические определения гранитоидов андийского батолита Южной Америки. Поэтому и представление о двух «особых и, по-видимому, независимых», о чем писали Кеннеди и Андерсон (Рид, 1949, с. 192), вулканических и плутонических ассоциациях, тоже, как показывает изучение австралийских и южноамериканских материалов, не соответствует реальным отношениям между этими ассоциациями.

Разнообразные данные имеются в Австралии и Южной Америке и в отношении распространения кислых вулканоген-

ных образований на ранних стадиях формирования геосинклинальных областей. Однако здесь имеются два примера разного рода. Один из них — Дандасский трог в Тасмании, структура, типичная геосинклинальная, в которой начальный нижнекембрийский вулканизм существенно представлен кварц-кератофировыми и кератофировыми сериями пород. Аналогичные примеры могут быть найдены и для Восточной Австралии. Другой пример дает Андийская складчатая область, в пределах которой в мезозое наряду с андезитами или «порфиритами» исключительно широко развиты риолитовые толщи, игнимбритовые серии и другие ассоциации кислых пород. Отличительной чертой этого рода образований является та их особенность, что они относятся к очень своеобразному моменту истории развития геологической структуры Анд, наступившему после того, как в предшествующее время в палеозое Андийские структуры уже испытали геосинклинальное развитие, закончившееся формированием красноцветных моласс перми. Однако в мезозое, как считают (Ломизе, 1973), геосинклинальное прогибание возобновилось и, следовательно, кислые вулканические породы здесь относятся к начальной стадии такого повторного прогибания геосинклинали.

Далеко в сторону от стандартных схем уводят разнообразие новые данные по южным материкам, показывающие, что кислые породы широко распространены и на кратонах, где обычно предполагается базальтовый, трапповый вулканизм. Сейчас выявлена огромная роль пантеллерит-комендитовых кислых вулканогенных пород в северной части Восточно-Африканской рифтовой зоны, известно широкое распространение риолитов в разрезах траппов системы Карру, а также устойчивое их преобладание на различных стадиях развития западной части Восточно-Австралийской вулканической области, в том числе и после завершения геосинклинального развития. Таким образом, не обращаясь к дальнейшему анализу имеющихся материалов по вулканизму южных материков, можно видеть, что не только по характеру задач, выдвигаемых перед различными схемами, но и по реальным особенностям развития вулканизма, эти схемы оказываются мало удовлетворяющими целям определения общей эволюции вулканизма.

Обзор вулканической деятельности южных материков наглядно демонстрирует явления миграции вулканизма в пространстве и во времени, как бы кочующий его характер, обуславливающий усиление активности в разных регионах и на разных материках в разное время. Миграция происходила и вдоль простирающихся вулканических областей и поясов, и вкrest их простирающихся, а в некоторых случаях распространялась в различных звеньях такого пояса в результате рекуррентных процессов. В итоге наряду с более или менее устойчивыми участками длительного развития вулканизма обособлялись

Таблица 5

**Объем продуктов вулканической деятельности (тыс. км<sup>3</sup>) на южных материках по геологическим периодам**

Период	Общее количество	В том числе				
		базальты	риолиты	андезиты	зеленокаменные породы	фонолиты и другие щелочные породы
Кембрий . . .	600	400	20	—	180	—
Ордовик . . .	110	—	—	—	110	—
Силур . . .	60	—	—	—	60	—
Девон . . .	125	15	80	30	—	—
Карбон . . .	50	5	40	5	—	—
Пермь . . .	220	60	120	40	—	—
Триас . . .	600	250	250	100	—	< 5
Юра . . .	1400	1200	100	100	—	< 5
Мел . . .	1000	750	150	100	—	< 5
Палеоген . . .	600	550	30	20	—	< 5
Неоген . . .	2000	1750	150	50	—	50
Квартер . . .	50	35	5	5	—	5
Всего . . .	6815	5015	945	450	350	55

области или отдельные районы с кратковременными вспышками вулканической деятельности.

В целом же по особенностям развития вулканической деятельности среди вулканических областей и поясов может быть выделено два их типа: макрорхронные — области перманентного развития вулканизма и брахихронные — кратковременного существования. С точки зрения изучения эволюции вулканизма в истории Земли особое значение приобретают, по-видимому, макрорхронные вулканические области и пояса, так как именно они определяют главные очаговые зоны Земли в общем процессе ее эволюции. Их общие и частные взаимоотношения с аналогами, кратковременно существовавшими, представляют поэтому принципиальный интерес.

Наиболее существенный момент в общем изучении эволюции вулканизма в истории Земли — это, конечно, выяснение возможностей использования современных данных по вулканизму для определения наиболее типичных его черт и масштабов проявления в течение геологической истории. В этом именно направлении могут быть оценены предпринятые нами усилия подсчитать ориентировочные объемы продуктов вулканической деятельности для различных вулканических областей и для разных периодов времени. Сведенные в табл. 5 данные позволяют отметить некоторые вариации в этом развитии для южных материков.

Во всяком случае, несмотря на то, что в табл. 5 приведены в обобщенном виде данные по периодам, рассматривая ее



внимательно, можно отметить некоторые общие закономерности. Прежде всего обращают внимание относительно ограниченные объемы продуктов вулканических извержений в нижнем палеозое. Можно полагать, что в известной мере это связано с меньшей сохранностью древних вулканогенных пород, которые могли быть уничтожены последующей денудацией. Однако резкое падение количества вулканогенных пород ордовикского и силурийского периодов показывает, что после того, как активный кембрийский вулканизм, в какой-то мере наследовавший докембрийское развитие, обусловил появление вулканического пояса, связывающего Австралию, Антарктиду и, повидимому, Южную Америку, произошло ослабление вулканической активности. В дальнейшем эта активность сосредоточилась на долгое время в Восточно-Австралийской области, вследствие чего приведенные в табл. 5 данные об относительно больших объемах продуктов вулканической деятельности в девоне и карбоне характеризуют именно эту область. В пермское время, когда вулканизм распространился кроме Восточной Австралии также на Южную Америку, объем продуктов вулканической деятельности несколько увеличился.

Значительные изменения произошли в самом начале мезозоя, вследствие чего для триасового периода, почти не оставившего следов вулканизма в Австралии (они сохранились главным образом в Андах), отмечаются сравнительно малые объемы продуктов вулканической деятельности. Впрочем, уже в конце триаса, а затем в юрское время вновь наблюдается усиление вулканической активности, причем не только вследствие излияния траппов в Африке и Южной Америке, но также в связи с интенсивным андезит-риолитовым вулканизмом Анд. Именно в это время происходит угасание вулканической деятельности в Австралии, где такая картина сохраняется далее почти до неогена.

Большие объемы вулканогенных пород накапливаются в меловое время, а в начале третичного и в четвертичный периоды вновь происходит некоторое ослабление активности вулканизма. Такова общая линия развития вулканизма, в какой-то мере характеризующая южные материка.

На этом фоне можно попытаться определить роль разного типа пород, отличающихся по составу, и оценить их значение в различные геологические периоды. Данные (см. табл. 5) показывают, что главная роль принадлежит траппам и что в сравнении с объемами траппов могут быть сопоставлены в основном только риолитовые серии Анд и Австралии.

Опираясь на полученные результаты подсчета объемов пород, представляется важным установить еще и общие вариации энергетики вулканических процессов южных материков. Соответствующие подсчеты помещены в табл. 6, и они в це-

Таблица 6

**Энергия вулканической деятельности южных материков по геологическим периодам**

Период	Объем продуктов вулканической деятельности, тыс. км <sup>3</sup>	Величина энергии, эрг
Кембрий . .	600	$2 \cdot 10^{31}$
Ордовик . .	110	$3,7 \cdot 10^{30}$
Силур . .	60	$2 \cdot 10^{30}$
Девон . .	125	$4,3 \cdot 10^{30}$
Карбон . .	50	$1,7 \cdot 10^{30}$
Пермь . .	220	$7,5 \cdot 10^{30}$
Триас . . .	600	$2 \cdot 10^{31}$
Юра . . . .	1400	$4,8 \cdot 10^{31}$
Мел . . . .	1000	$3,4 \cdot 10^{31}$
Палеоген .	600	$2 \cdot 10^{31}$
Неоген . .	2000	$6,8 \cdot 10^{31}$
Квартер . .	50	$1,7 \cdot 10^{30}$

лом, отвечают отмеченным выше общим особенностям развития вулканизма.

Представляет интерес сравнить полученные цифровые данные с известными в литературе. Попытки подсчитать ориентировочные объемы вулканогенных образований предпринимались различными исследователями и, в общем, они приводят к далеко не однозначным результатам. Около 30 лет тому назад Ферхуген (Verhooogen, 1946) пришел к выводу, что общий объем лав и других продуктов извержений в фанерозое составил примерно  $3 \times 10^{22}$  см<sup>3</sup>, или 30 млн. км<sup>3</sup> для земного шара в целом. При этом Ферхуген предполагал, что накопление лав на вулканических плато могло достигать порядка  $10^{21}$  см<sup>3</sup> (т. е. охватывать примерно 1 млн. км<sup>2</sup> площади при

средней мощности около 1 км) и что таких лавовых плато за время с начала кембрия доныне образовалось не более 30. Это, по его мнению, превышает показатели установленные для известных нам периодов геологической истории, для которых он полагает возможным отметить всего лишь 10—12 подобных обширных лавовых излияний, к тому же обычно меньшего объема. В итоге общий объем исчисленных таким образом лав не превышает, по Ферхугену, тысячной доли объема земной коры, учитываемой до глубины 70 км, даже для случая 30, а не 10 лавовых плато, образовавшихся в фанерозое.

Принятые Ферхугеном цифры были повторены позднее Виноградовым (1959) в кратком обзоре химической эволюции Земли, но встретили возражения со стороны Мархинина (1967). Рассматривая современные извержения вулканов, он подсчитал для Курильской островной гряды вероятное количество ежегодных выбросов, равное примерно 0,08 км<sup>3</sup>, и счел возможным экстраполировать эту цифру на все островные дуги мира, по отношению к которым Курильские острова составляют не более 1/20 части. Таким образом, оцененная Мархининым величина ежегодного привноса ювенильного материала при вулканических извержениях достигает 1,6 км<sup>3</sup>. Эта цифра совпадает с вычисленными им же средними величинами, определенными с учетом только наиболее грандиоз-

ных и известных мировых извержений на островных дугах за период с 1800 по 1963 г. (Мархинин, 1964; 1965). Полагая удельный вес продуктов извержений равным 2,0, Мархинин считает возможным распространить ежегодный расход ювенильного вулканического материала на 4,5 млрд. лет и, в итоге оценить массу вещества, выброшенного в процессе вулканических извержений за время существования Земли в  $13,5 \times 10^{18}$  т, что соразмерно с массой всей земной коры, равной  $20 \times 10^{18}$  т.

Интересные сами по себе эти расчеты приводят к выводам, резко отличным от предложенных Ферхугеном. Ежегодный расход вулканического материала, по Ферхугену, составляет около 0,05 км<sup>3</sup>, если считать продолжительность фанерозоя равной 570 млн. лет.

В этих условиях важно подчеркнуть, что полученные нами данные по фанерозойским вулканическим областям южных материков определяют цифры ежегодного среднего расхода вулканического материала в пределах, не превышающих 0,01 км<sup>3</sup>. Это не отличается существенно от данных Ферхугена, если учесть, что последние, во-первых, относятся ко всему земному шару, а не только к южным материкам, а во-вторых, самим Ферхугеном оцениваются как завышенные примерно в 3 раза.

Предпринимая попытку найти причину столь резких расхождений между расчетами Мархинина, данными Ферхугена и нашими, уместно обратиться к тем материалам, которыми оперируют другие исследователи в области оценки объемов продуктов вулканической деятельности. В этой связи нам придется вспомнить Вольфа (Wolff, 1914) и Запера (Sapper, 1927). В их работах помещены сведения об объеме продуктов вулканических извержений в историческое время, которые неоднократно приводились в отечественной литературе Страховым (1963), Мархининым (1967), Лучицким (1971) и др. Данные Запера и Вольфа постоянно привлекали внимание, так как являлись единственным источником информации об объемах масс, выбрасываемых действующими вулканами. Между тем они нуждаются в критической оценке. Дело в том, что в них фигурируют объемы продуктов вулканической деятельности, которые исчисляются цифрами 25, 50, 100, 150 и даже 300 км<sup>3</sup>. Такие колоссальные объемы выбросов материала при извержениях оцениваются по расчетам, проведенным преимущественно в прошлом веке на основании разного рода предположений, в частности, о том, что остающаяся после извержения воронка, представленная более или менее обширной кальдерой, является результатом взрыва. Считалось, что размеры этой воронки в общем отвечают объему извергнутого материала и что размещавшийся на ее месте вулканический конус при взрыве был выброшен в воздух. Как пока-

зал позднее Вильямс (Williams, 1941), такие расчеты, принятые различными авторами с теми или иными поправками, неправильны, и, следовательно, грандиозные объемы в десятки и даже сотни куб. км, о которых пишут и по сей час очень многие исследователи, совершенно недостоверны. В итоге крупных катастрофических извержений происходит в основном взрыв, сопровождающийся выбросом газовой фазы и ювенильного материала, вслед за чем вулканическая постройка оседает, и образуется кальдера. Как показал Вильямс, при таких крупных извержениях среди выбросов материал старой постройки почти совершенно отсутствует или содержится лишь в небольшом количестве. В связи с этим становится очевидным, что цифра  $186 \text{ км}^3$ , скажем, для извержения вулкана Тамбора в 1815 г., совершенно неприемлема и что вывести ее как среднее из ряда оценок не следует. Правильнее приравнять ее к тем, которые характеризуют аналогичные крупные извержения, изученные более строго, с учетом современной концепции происхождения кальдер, созданной трудами Вильямса. Примером может служить, в частности, извержения вулкана Кракатау в 1883 г. или Катмая в 1912 г. Для первого случая Вильямс (Williams, 1941) принимает цифру  $18 \text{ км}^3$ , хотя она может быть меньшей, так как сам Вильямс при посещении вулкана дополнительных исследований не проводил и только учел прежние данные, а для второго Куртис (Curtis, 1968) указывает объем выброшенной тefры, примерно равный этой величине ( $4,75$  куб. миль). Таким образом, можно полагать по крайней мере на порядок меньшие количества выбросов и для извержения вулкана Тамбора в 1815 г. Нет, следовательно, оснований и для предположений о том, что объем выбросов Катмайского вулкана в 1912 г. должен быть увеличен до  $28 \text{ км}^3$ . Можно вместе с тем считать совершенно правильным заключение о том, что для извержения вулкана Косегвина в 1815 г. наиболее обоснована цифра  $10$ , а не  $50 \text{ км}^3$  объема продуктов вулканической деятельности, выброшенных из его жерла (Мархинин, 1967), так как эта меньшая цифра основана Вильямсом на строгом учете фактов. Однако и такие извержения, при которых количество выбросов достигает одного или двух десятков  $\text{км}^3$ , крайне редки. В большинстве случаев даже такие грандиозные события, как извержения вулкана Безымянного на Камчатке в 1955—1963 гг. с кульминацией в марте 1956 г., считающиеся выдающимся для нашего столетия, обусловило выброс всего лишь  $3 \text{ км}^3$  строго учтенного вулканического материала, включая даже объем возникшего при извержении купола. Поэтому приходится предполагать, что во многих случаях реконструируемые объемы продуктов вулканических извержений могут быть на порядок меньше тех, которые сейчас для них указывают. А это значит, что если соответственно изме-

нить цифру, характеризующую ежегодные вулканические выбросы по Заперу, уменьшив ее на порядок, то мы получим величину  $0,08 \text{ км}^3$ , весьма близкую к ферхугенской ( $0,05 \text{ км}^3$ ).

Так как эти цифры почти строго отвечают указанным выше только для Курильской островной дуги ( $0,08 \text{ км}^3$  ежегодно), то необходимо, по-видимому, подвергнуть пересмотру и данные по Курилам, приводимые Мархининым (1967). Здесь следует иметь в виду, что указанные им объемы  $2,604 \text{ км}^3$  за период с 1930 по 1963 г. включают три крупных извержения: вулкана Сарычева в 1930 г. ( $0,5 \text{ км}^3$ ), Севергина в 1933 ( $1,5 \text{ км}^3$ ) и Сарычева в 1946 г. ( $0,5 \text{ км}^3$ ). Ни для одного из этих извержений не приведено достоверного обоснования указанных объемов. В частности, для вулкана Севергина отмечается только, что «объем лав купола оценивается нами приблизительно в 30 млн. м<sup>3</sup>. Объем пирокластических продуктов 1—2 км<sup>3</sup>» (Мархинин, 1967, с. 95). Об извержении 1946 г. вулкана Сарычева говорится так: «К сожалению, попыток подсчитать количество извергнутого материала сделано не было. Но несомненно, его выпало не менее  $0,5 \text{ км}^3$ » (там же, с. 96). Для извержения того же вулкана в 1930 г. соответствующие сведения вообще отсутствуют. Между тем для извержения вулкана Севергина в 1933 г. Горшков (1967, с. 94) отмечает, что оно было «гораздо слабее взрыва на Безымянной в 1956 г.», когда, по его данным, образовались пирокластические потоки объемом около  $1 \text{ км}^3$  (при общем объеме всех продуктов извержений за период 1955—1963 гг.  $3 \text{ км}^3$ ). Таким образом, визуальные оценки объема продуктов извержения вулкана Севергина в 1933 г. весьма противоречивы. Если же рассмотреть схему этого вулкана, помещенную в работе Горшкова (1967, с. 92), то нетрудно убедиться, что общая площадь, затронутая направленным (латеральным) взрывом в 1933 г. на вулкане Севергина, составляет примерно  $15—16 \text{ км}^2$  и что при выбросе примерно  $1,5 \text{ км}^3$  вулканического материала на всей этой площади должны были бы остаться примерно стометровой (в среднем) мощности накопления пирокластического материала. Между тем мощность пирокластического потока на вулкане Безымянном при его извержении в 1956 г. составляла в среднем всего лишь  $20—25 \text{ м}$  (Горшков, Богоявленская, 1965, с. 80). Таким расчетам могут быть противопоставлены соображения о том, что огромные массы вулканического пепла рассеиваются на обширных пространствах и, таким образом, действительные объемы выброшенной пирокластики значительно выше, чем это может быть определено прямым измерением сохранившихся в окрестностях вулкана накоплений. В связи с этим Мархинин (1967, с. 120) подчеркивает, что на Курильских островах «количество пирокластических продуктов, вынесенных историческими извержениями, составляет около 98% объема извергнутого мате-

риала. В составе же современных вулканических построек пирокластика составляет в среднем лишь около 50%. Следовательно, объемы современных вулканических построек в среднем составляют лишь 4% от объема, извергнутого вулканами в процессе их роста, а 96% его пошло на формирование главным образом морских вулканогенно-осадочных образований». Эти соотношения привлекли внимание Страхова (1976), который придал им значение в том смысле, что механизм отложения рыхлых продуктов извержения вблизи очагов наземных извержений и вдали от них в пределах смежных акваторий различен. В первом случае пирокластика неоднократно переотлагается и смешивается с терригенным материалом, во втором — вдали от зон, подвергшихся волнениям, осаждается, образуя глубоководные пепловые накопления, почти лишённые терригенных примесей.

Однако вывод о том, что современные вулканические постройки на Курильских островах представляют всего лишь 4% от объема, извергнутого вулканами в процессе их роста, нуждается в комментариях. Во-первых, цифра 98% выведена для серии наблюдений, проведенных в течение 33 лет, с 1930 по 1963 г., и ее экстраполяция на всю историю роста Курильских вулканов неоправдана. Различия между данными наблюдений за такой небольшой срок и за интервал времени порядка 80 млн. лет (период роста Курильских вулканов по Мархинину) можно объяснить общим изменением характера вулканических извержений, который несомненно не мог сохранять стабильным такое длительное время, измеряемое многими десятками миллионов лет. Во-вторых, если учесть отмеченные выше вероятные преувеличения объемов пирокластики крупных извержений, то соотношения между пирокластикой и лавами существенно изменятся в пользу лавовых образований, вплоть до того, что их доля достигнет и для современных извержений величины 16—17, а не 4%.

В этой связи следует еще учесть, что общее соотношение между лавами и пирокластикой, по подсчетам Запера, составляет примерно 1 : 6 (50 млн. км<sup>3</sup> лав и 300—320 млн. км<sup>3</sup> пирокластики за период с 1500 по 1924 г.), что совпадает с уточненной нами цифрой 16—17%, а не с расчетами Мархинина. Впрочем, в данных Запера имеется еще одна неточность, определяемая переоценкой масштабов извержения вулкана Тамбора в 1815 г., и если принятые им объемы для этого вулкана соответственно на порядок уменьшить, как это рекомендовано выше, то соотношения лавы — пирокластика за учтенный Запером период времени окажутся еще более смещенными к лавам и будут примерно определяться цифрами 1 : 3, а не 1 : 6.

Рассмотренные выше данные показывают, что существующие расчеты, опирающиеся на сведения о деятельности сов-

ременных вулканов, пока еще не отличаются большой точностью и нуждаются в серьезном пересмотре. В таких условиях, как впрочем и вообще, экстраполяция подобных данных на минувшие геологические периоды по крайней мере очень затруднительна. При этом характерно, что для наиболее строго изученных вулканических извержений, подобных грандиозному извержению вулкана Безымянного в 1956 г., размеры единовременных выбросов, как правило, лежат в пределах первых куб. км, тогда как большинство обычных извержений поставляет материал в количествах, измеряемых десятками или сотнями долями куб. км. Должен быть, следовательно, намечен путь для дальнейших корреляций между данными, получаемыми путем исследования современных вулканов, и результатами изучения их древних аналогов.

Предложенный нами подход к определению объемов продуктов вулканической деятельности геологического прошлого путем выделения древних вулканических областей наиболее строг, хотя и нуждается в дальнейшей разработке. При таком подходе, конечно, не просто оценить полный объем всех подобных продуктов, так как несомненно трудно учитываемая рассеянная часть пирокластики утрачивается в последующих расчетах. Тем не менее по мере развития палеовулканологических исследований контуры и размеры древних вулканических областей будут уточняться, что позволит подойти к наиболее точной оценке истинных объемов вулканических пород различных территорий и к итоговым цифрам, характеризующим вариации и общие объемы этих пород, возникших в различные геологические периоды времени. Таким образом, будут получены реальные представления об эволюции вулканической деятельности в истории развития нашей планеты.

Ранее были предприняты также другие попытки оценить объемы продуктов вулканической деятельности геологического прошлого, основанные на анализе геологических карт. Так, Ронов (1949, 1976) в ряде работ, написанных им, и в соавторстве с Хаиным (1954 и др.), привел цифровые показатели, характеризующие вулканизм фанерозоя. Основой таких расчетов явились определения объемов различных литологических формаций по картам масштаба 1 : 25 000 000, в связи с чем могут быть высказаны различные замечания по отношению к принятой в этих работах методике. Поскольку карты эти очень мелки по масштабу, долю вулканогенных пород в общем объеме сохранившихся от размыва образований строго определить по ним вряд ли возможно. Предлагаемый же Роновым метод определения коэффициента пропорциональности по геологическим картам на основании данных о размерах площадей, занятых вулканогенными и осадочными породами одного и того же возраста, оценивается им самим следующим образом (Ронов, 1949, с. 24): «Несомненно, что точ-

ность подсчетов объемов вулканогенных пород с помощью соотношений площадей не очень велика и в первую очередь зависит от точности границ на геологической карте, размеров исследуемой территории и «игры» многочисленных структурных и эрозионных факторов на местности, которая создает статистическое осреднение поверхностных отношений. В тех случаях, когда обилие фактических данных позволяет пользоваться методами непосредственных измерений объемов лав и туфов, следует отдавать им предпочтение». Более существенно, что в большинстве случаев на геологических картах вулканогенные породы отдельно не показывают. Кроме того, возраст этих пород зачастую оказывается недостаточно строго установленным, вследствие чего их отнесение к тому или иному стратиграфическому подразделению представляет предмет догадок. В связи с этим, а также в виду того, что возраст многих серий вулканогенных пород указывается в рамках, скажем, таких характеристик, как неоген-четвертичные, юрско-меловые и т. п. вулканогенные образования, определение объемов вулканогенных пород с точностью большей, чем до периода, представляется пока недостижимым. Известен ряд критических замечаний Страхова (1970) по отношению к методике, принятой Роновым в его построениях, главным из которых следует считать то, что «результаты работ А. Б. Роннова невоспроизводимы и недоступны для проверки другими исследователями» (Страхов, 1970, с. 14); хотя это замечание Страхова касается того, что керновый материал, использованный при расчетах, опирающихся на данные об «установленных представительных» пробах в настоящее время утрачен, но оно может быть отнесено к подсчетам Роннова в целом, так как карты литологических формаций мира в том масштабе, в котором они учитывались при расчетах, остаются, к сожалению, не изданными и другим исследователям, таким образом, неизвестными.

Важно тем не менее, что в упомянутой выше серии работ имеются соответствующие данные для сравнения наших цифровых материалов. Весьма показательно, что данные Роннова оказываются на порядок более высокими, чем наши, но в 4 раза ниже приводимых Запером. По отношению же к данным Мархинина они ниже почти на порядок ( $0,2 \text{ км}^3$  в год против  $1,6$ ). Таким образом, подсчеты А. Б. Роннова, как и наши, показывают, что распространение показателей интенсивности современной вулканической активности, определенных Мархининым и Запером, на минувшие геологические периоды, не оправдано и не подтверждается геологическими материалами. Наши же данные примерно в 3 раза ниже ферхугенских, которые сам он считает в 3 раза преувеличенными, но лежат в пределах того же порядка. Цифры же А. Б. Роннова превышают приведенные Ферхугеном в 3 раза, а следовательно,



почти на порядок оказываются более высокими, чем у последнего, если учесть указания Ферхугена на вероятное трехкратное преувеличение им объемов.

Все эти сопоставления цифровых материалов, характеризующих масштабы вулканической деятельности геологического прошлого, показывают, что необходимо дальнейшее развитие исследований, направленных на разработку приемов и методов подсчета объемов вулканогенных пород, причем в пределах, не только устанавливаемых по результатам геологического картирования, но с обязательным учетом былого распространения вулканогенных образований, до их денудации. Таким образом, эти расчеты обязательно должны сопровождаться соответствующими палеовулканологическими реконструкциями. В таких условиях совершенно очевидно, что дальнейшие усилия должны быть сосредоточены на наиболее полном изучении древних вулканических областей как главного источника сведений о масштабах вулканической деятельности и об энергетическом режиме нашей планеты в минувшие периоды ее развития.

Заканчивая настоящий раздел, подчеркнем два момента. Первое — представленные подсчеты это только часть данных, необходимых для определения вариаций объемов вулканических масс и энергетики Земли. То, что здесь изложено, должно быть расширено за счет сведений по северным материкам. Второе — все сообщенное в этой работе определяет только начало пути в общем исследовании эволюции вулканизма в истории Земли. Дальнейшее развитие этих исследований должно ориентироваться на расширение их за счет: 1) охвата наряду с южными также северных материков, 2) выявления докембрийских вулканических областей, их оконтуривания и определения типичных особенностей и свойственных им объемов продуктов вулканической деятельности, 3) формационного изучения вулканических областей в целях выявления ассоциаций вулканогенных пород, типичных для разных этапов развития земного шара, 4) изучения особенностей распространения, состава и количественных параметров вулканизма океанического дна.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше данные о распространении вулканогенных пород могут служить лишь отправной точкой для дальнейших исследований и обобщений. Помимо территориального охвата всей поверхности Земли, сперва северных материков, а затем океанических просторов, исследование должно развиваться в двух главных направлениях. Во-первых, необходимо наиболее строгое и последовательное изучение отдельных вулканических областей, принадлежащих различным территориям и разным возрастным подразделениям. Главная цель такого изучения — реконструкция былого облика древних вулканических областей и отдельных элементов их строения, включая выявление особенностей происходивших в прошлом вулканических извержений, морфологии построек, состава продуктов вулканической деятельности и т. д. Только на основе разработки точных представлений об особенностях строения древних вулканических областей земного шара и о возможных возрастных корреляциях между ними можно будет подойти к достоверной оценке роли вулканизма в истории Земли, располагая всеми необходимыми данными для всестороннего контроля предлагаемых количественных параметров.

Во-вторых, важнейшим элементом дальнейших исследований должно явиться привлечение полученных сведений к выявлению общей изменчивости ассоциаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород на протяжении длительной геологической истории нашей планеты. Используя и совершенствуя методы формационного анализа, можно определить типовые ассоциации различных этапов развития нашей планеты и выяснить, какие генеральные преобразования произошли в общем развитии вулканической деятельности за время его существования.

Даже те предварительные оценки количественных параметров, которые помещены в настоящей работе, могут представить существенный интерес для определения значения полученных результатов исследования и для их сопоставления с известными в литературе данными.

- Альфелд Ф. Боливия.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 164—181.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Геология месторождений редких элементов. Вып. 2. Колумбитоносные граниты. М., Госгеолтехиздат, 1958. 51 с.
- Белоусов В. В. О тектонике Анд.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 38, вып. 2, с. 3—16.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, вып. 9, с. 130—151.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967. 179 с. (Труды ГИН, вып. 181).
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 348 с.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 44.
- Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965. 287 с.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959. 291 с.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской дуги. М., «Наука», 1967. 287 с.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан «Безымянный» и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965. 171 с.
- Дженкс У. П. Перу.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 205—230.
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958. 537 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972. 269 с.
- Козлов В. В., Поникаров В. П., Разваляев А. В. Новейший вулканизм северного склона аравийской части Африканской платформы.— «Вестник МГУ», 1967, № 2, с. 42—51.
- Колотухина З. Е. Тектоническое развитие Бразильского щита.— «Геотектоника», 1966, № 4, с. 92—104.
- Колотухина З. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин Н. В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Колотухина З. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 270 с.
- Колотухина З. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964. 304 с.
- Короновский Н. В., Гвоздик Н. И. Некоторые черты новейшего вулканизма Африки и Аравии.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 5, с. 76—84.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954. 424 с.
- Кузнецов Е. А., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ НКТП, 1936. 710 с.

Кулаков В. В., Михайлов И. А. Опыт подсчета объемов базальтовых излияний в рифтах Западно-Аравийской зоны.— «Геотектоника», 1975, № 3, с. 108—110.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 5. М.—Л., 1940. 432 с.

Логачев Н. А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1. М., «Наука», 1974, с. 62—240.

Ломизе М. Г. Арауканский вулканический пояс (Анды).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 5, с. 1147—1150.

Ломизе М. Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Советское радио», 1975, с. 5—75.

Лопатин Б. Г. Антарктический вулканогенный пояс Антарктики.— «Антарктика», 1973, вып. 12, с. 11—23.

Лопатин Б. Г., Поляков М. М. Геология вулканических гор Хадсон (берег Уолгурина, Западная Антарктида).— «Антарктика», 1974, вып. 13, с. 36—51.

Лопатин Б. Г., Поляков М. М. Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. М., «Наука», 1976. 174 с.

Луцицкий И. В. О палеоэнергетике древних вулканов.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 414—416.

Луцицкий И. В. Проблема унаследованного развития магматизма. Междунар. геол. конгресс, 23 сессия. М., «Наука», 1968, с. 211—215.

Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971, т. 1. 479 с.; т. 2. 382 с.

Луцицкий И. В. О кислых магматических породах океанов.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 22—33.

Макдональд Г. Вулканы. М., «Мир», 1975. 431 с.

Мархинин Е. К. Вулканизм и земная кора.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 69, вып. 3.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 2, с. 44—55.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967. 254 с.

Мархинин Е. К. Метод актуализма в палеовулканологических реконструкциях.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Всесоюзный симпозиум по палеовулканологии. М., 1974, с. 51—57.

Накамура Кадзуаха. Виды энергии, связанные с вулканической деятельностью. Классификация и вычисление величины энергии.— «Bull. volcanol. Soc. Japan», 1965, т. 10, № 2, с. 81—90 (японск; рез. англ.). РЖ «Геофизика», 8Г106, М., 1967, вып. 8. 20 с.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967. 301 с.

Олсон А. А. Колумбия.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 272—302.

Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959. 342 с.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 5.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 19—30.

Поникаров В. П., Казьмин В. С., Козлов В. П. Геологическое строение и полезные ископаемые зарубежных стран. Л., «Недра», 1969.

Равич М. Г., Грикуров Г. Э. Основные черты тектоники Антарктики.— «Сов. геология», 1970, № 1, с. 12—27.

Разваляев А. В., Поникаров В. П., Козлов В. В. Новейший вулканизм северо-западной части Аравийского полуострова и его связь с тектоникой.— «Вестник МГУ», 1967, № 2.

Рид Х. Размышление о граните.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ, 1949.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.

- Ронов А. Б.** История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. 390 с.
- Ронов А. Б.** Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).—«Геохимия», 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А. Б., Ханн В. Е.** Девонские литологические формации Мира.—«Сов. геология», сб. 41, 1954.
- Старик И. Е., Равич М. Г., Крылов А. Ю., Силин Ю. И.** Об абсолютном возрасте пород Восточно-Антарктической платформы.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1, с. 144—146.
- Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н. М.** К вопросу о количественных методах исследования осадкообразования геологического прошлого.—«Литология и полезные ископаемые», 1970, № 3, с. 3—14.
- Страхов Н. М.** Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976. 299 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
- Харрингтон Х. Дж.** Аргентина.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 129—163.
- Херасков Н. П.** Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.
- Хоутон С. Г.** Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 364 с.
- Уокер Ф., Полдсварт А.** Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950.
- Шатский Н. С.** О происхождении Пачелмского прогиба.—«Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, № 5.
- Штилле Г.** Современное тектоническое состояние Земли.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 137—165.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А.** Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. 541 с.
- Яншин А. Л.** О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли.— В кн.: Труды Первого Всес. палеовулканиол. симпозиума. М., 1974, с. 13—19.
- Abbot M. J.** Petrology of the Nandewar Volcano N. C. W., Australia.—“Contr. Miner. and Petrol.”, 1969a, v. 20, p. 115—134.
- Abbot M. J.** The Nandewar Mountains.—“Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1969b, v. 16 (1), p. 535—536.
- Adie R. J.** The geochemistry of Graham Land.— In: Antarctic Geologie. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 541—547.
- Adie R. J.** Evolution of volcanism in the Antarctic Peninsula.— In: Proc. SCAR/JUGS Symposium. Oslo, 1972.
- Ahlfeld F.** Zur Tektonik des andinen Bolivien.—“Geol. Rundsch.”, 1970, Bd 59, s. 1124—1140.
- Ahlfeld F., Branisa L.** Geologia da Bolivia. Inst. Boliv. Petroleo La Paz, 1960. 243 s.
- Almeida F. F. M., Nogueira Filho J.** Recomenhimento geológico no rio Aripuana.—“DNMP. Dov. geol. Miner. Bol.”, 1959, N 199. 43 p.
- Almond D. C.** Petrology of the basalt at Jebel et Toria, near Chartoum.—“Sudan Notes and Records”, 1967, v. 48, p. 141—150.
- Almond D. C.** The Composition of Basaltic Lavas from Bayuda, Sudan, and Their Place in Cainozoic Volcanic History of North-East Africa.—“Bull. Volcanol.”, 1975, N 38, v. 2, p. 315—360.
- Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K., Reynolds J. H.** Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1966, v. 30, p. 159—189.
- Amaral G., Bushee J., Cordani U. G., Kawashita K., Reynolds J. H.** Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1967, N 2, v. 31, p. 117—142.
- Asmus H. E.** Margem continental Brasileira. Estado atual de coneheniments: Presented at XVII Congr. Bras. geol. S. B. G., Aracajn, 1973.

- Andrew G.** Geologie of the Sudan.— In: Agriculture in the Sudan. Tothill (Ed.). London, 1948.
- Auboin J.** Geosynclines. Developments in Geotectonics, 1. Elsevier-Company, Amsterdam — London — New York, 1965. 300 p.
- Auden J. B.** Dykes in Western India.— "Trans. Nat Inst. Sci. India", 1949, v. 3, p. 123—157.
- Avasthi D. M., Ramakotaian G., Varadarajan S., Rao N. D. J., Behl G. N.** Study on the Deccan Traps of Cambay Basin by Geophysical Methods.— "Bull. Volcanol.", 1972, N 35, v. 3, p. 743—749.
- Bailey D. K.** Crustal Warping—A possible tectonic control of alkaline magmatism.— "Journ. Geophys. Res.", 1964, v. 69, N 6, p. 1103—1113.
- Baker B. H.** An outline of the geology of the Kenya Rift Valley.— In: Rep. UNC/UNESCO Seminar of the E. African Rift System (Nairob.). V. 1. 1970.
- Baker B. H.** The structural pattern of the Afro-Arabian rift system in relation to plate tectonics.— "Philos Trans. R. Soc. London", 1970, A 267, p. 383—389.
- Baker B. H., Mohr P. A., Williams S. A. J.** Geology of the eastern rift system of Africa.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1972, 136, p. 1—67.
- Baker B. H., Williams L. A. J., Fitch F. J.** Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics.— "Tectonophysics", 1971, v. 11, p. 191—215.
- Baker B. H., Wohlenberg J.** Structure and evolution of the Kenya rift valley.— "Nature", 1971, v. 229, p. 538—542.
- Baker C. L.** The lava fields of the Parana basin, South America.— "Journ. of Geol.", 1927, v. 31, p. 66—79.
- Baker P. E.** Recent volcanism and magmatic variation in the Scotia Arc.— In: Proc. SCAR/JUGS Symposium. Oslo, 1972.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Varet J.** Relationship between tectonics and magmatology of the Northern Afar (or Danakil) depression.— "Philos. Trans. R. Soc. London", 1970, A267, p. 293—311.
- Barberi F., Santacroce R., Varet J.** Silicic Peralkaline Volcanic Rocks of the Afar Depression (Ethiopia).— "Bull. Volcanol.", 1975, v. 38, N 3 (Special issue), p. 755—790.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Santacroce R., Tazieff H., Varet J.** Evolution of the Danakil depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determination.— "Journ. Geol.", 1972, v. 80, p. 720—729.
- Barberi F., Tazieff H., Varet J.** Volcanism in the Afar Depression: its tectonic and magmatic significance.— "Tectonophysics", 1972, v. 15, p. 19—29.
- Barberi F., Varet J.** The Erta Ale volcanic range (Danakil Depression, Northern Afar, Ethiopia).— "Bull. Volcanol.", 1970, v. 34, p. 848—917.
- Barrere J.** La presqu'île de Kalou et le massif de Kakoulima (République de Guinée).— "Notes Serv. Geol. et Prosp. miner. (Dakar)", 1959, N 2, p. 3—44.
- Barrere J., Slansky M.** Notice explicative de la carte géologique 2 000 000 de l'Afrique occidentale.— "Mém. Bur. Rech. Géol. miner.", 1965, v. 29. 120 p.
- Batthey M. H.** The "two-magma theory" and the origin of ignimbrites.— "Bull. Volcanol.", 1966, v. 29, p. 407—424.
- Bedercke E.** Grundfragen des Vulkanismus.— "Geol. Rundschau", 1948, Bd. 35, S. 127—133.
- Bender F. A.** Geologie von Jordanien.— In: Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Bd 7. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1968.
- Berrangé J. P., Dearnley R.** The Apoteri volcanic formation — tholeiitic flow in the North Pavannas Graben of Huyana and Brazil.— "Geol. Rundschau", 1974. Bd 64, S. 883—899.
- Beurlen K.** Geologie von Brasilien. Gebr. Borntraeger, Berlin — Stuttgart, 1970. 444 S.
- Bishop W. W., Miller J. A., Fitch F. J.** New potassium-argon age determinations relevant to the Miocene fossil mammal sequence in East Africa.— "Amer. Journ. Sci.", 1969, v. 267, p. 669—699.

**Blake D.** Regional and Economic Geology of the Herberton (Mount Garnet Area-Herberton Tinfield), North Queensland. Austral. Govern. Publ. Serv. "Dept. Bureau Mines. Res., Geology, Geophys. Bull.", 1972, 124, p. 1—265.

**Black L. P., Richards I. R.** Study of some Igneous rocks near Chilagoe and Herberton, Northeastern Queensland.—"Journ. Geol. Soc. Austral.", 1972, v. 19, pt. 2, p. 271—279.

**Black R.** Note sur les complexes annulaires de Tchouni-Zarniski et de Gouré.—"Bull. Bur. Rech. geol. miner.", 1963, v. 1. 31 p.

**Black R., Girod M.** Late Palaeozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure.—In: African magmatism and Tectonics (Clifford F. N., Gass J. G.—editors). Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 185—210.

**Blanford W. T.** Traps and inter-trappean beds of Western and Central India.—"Mem. Geol. Surv. India", 1867, v. 6, pt. 2.

**Bond G.** The Karoo System of Southern Rodesia. Int. Geol. Congr. 19 (Symp. Gondwana), 1952, p. 209.

**Borley G. D.** Amphiboles from the younger granites of Nigeria. Part 1, Chemical classification.—"Mineral. Mag.", 1963, v. 33, N 358.

**Bossi R.** Geologia del Uruguay. Montevideo, 1966.

**Bowden P., Breemen O., Hatchinson J., Turner D. C.** Palaeozoic and Mesozoic age Trends for some ring complexes in Niger and Nigeria.—"Nature", 1976, v. 259, p. 297—299.

**Branagan D. F.** Cainozoic rocks outside the Murray Basin.—"Journ. Geol. Soc. Austral.", 1969, v. 16 (1), p. 544—545.

**Branagan D. F.** Palaeovolcanology in New South Wales: a stratigraphic summary.—In: Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 2, Canberra, 1969, p. 155—162.

**Branch C. D.** Volcanic Cauldrons, Ring Complexes, and Associated Granites of the Georgetown Inlier, Queensland.—"Dept. Nat. Develop., Bureau Miner. Res., Geol. Geophys. Bull.", 1966, v. 76. 160 p.

**Branch C. D.** Phanerozoic volcanic history of northern Queensland.—In: Geol. Soc., Austral., Spec. Publ., N 2. Canberra, 1969, p. 177—182.

**Breemen O., Bowden P.** Sequential Age Trend for some Nigerian Mesozoic Granites.—"Nature Phys. Science", 1973, v. 242, p. 9—11.

**Brock A., Gibson J. L., Gacii P.** The palaeomagnetism of the Ethiopian Flood Basalt Succession near Adiss-Abeba.—"Geophys. R. Astr. Soc.", 1970, v. 19, p. 485—497.

**Brooks J. H.** Silurian of North coastal Queensland. (In: The Geology of Queensland).—"Journ. Geol. Soc. Austral.", 1960, v. 7, p. 130—131.

**Brotzu P., Morbidelli L., Piccirillo E. M., Traversa G.** Petrological Features of Boseti Mountains, A Complex Volcanic System in the Axial Portion of the Main Ethiopian Rift.—"Bull. Volcanol.", 1974, v. 38, N 1, p. 206—231.

**Brotzu P., Morbidelli L., Piccirillo E. M., Traversa G.** Transitional Basalts of Alkaline or Tholeiitic Affinity in the Somali, Trap. Series (Southeastern Margin of the Main Ethiopian Rift from 8°10' to 8°70' lat. N).—"Bull. Volcanol.", 1974, v. 38, N 3, p. 254—269.

**Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W.** The geological Evolution of Australia and New Zealand. Pergamon Press. Oxford etc., 1968, p. 1—332.

**Brown M. C.** Some ignimbrites of Upper Devonian age from Victoria, Australia.—"Bull. Volcanol.", 1962, v. 24, p. 429—442.

**Brüggen L.** Informe sobre el agua subterránea de la region de Pica (Tarapacá).—"Bol. Soc. Nac. Miner.", 1918, p. 305—335; p. 372—407.

**Brüggen L.** Fundamentos de la Geologia de Chile. Inst. Geogr. Militar., Santiago de Chile, 1950. 365 p.

**Burke K., Wilson J. T.** Is the African Plate stationary?—"Nature", 1972, v. 239, p. 387—390.

**Burton A. N., Wickens G. E.** Jebel Marra volcano, Sudan.—"Nature", 1966, № 210, p. 1146—1147.

**Bussell M. A., Pitcker W. S., Wilson P. A.** Ring complexes of the Peruvian Coastal Batholith: a long-standing subvolcanic regime.—"Canad. Journ. Earth Sci.", 1976, v. 13, p. 1020—1030.

- Cahen L.** Géologie du Congo Belge. Liège Vaillant-Carmann, 1954. 500 p.
- Campana B., King D.** Palaeozoic tectonism, sedimentation and mineralisation in West Tasmania.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1963, v. 10, p. 1—53.
- Campana B., King D., McKenna D.** Unconformable units of the Cambrian succession of West Tasmania.—“*Austral. Journ. Sci.*”, 1960, v. 22, N 8.
- Campos C. W. M., Ponte F. C., Miura K.** Geology of the Brazilian Continental margins.—In: *The Geology of Continental margins* (Burk C. A., Drake C. L.—edit.). Springer — Verlag, 1974, p. 447—461.
- Casertano L.** Der Vulkanismus in Chile. Charakterzüge und Übersicht über die Vulkanische Tätigkeit in den letzten Jahrhunderten. Petermanns Geograph. Mitt. 1962, p. 106—110.
- Casertano L.** Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of the Chilean continent.—“*Catal. Active Volc. World.*”, 1963, pt. 15, p. 1—55.
- Chapman D. S., Pollack H. N.** “Cold spot” in West Africa: anchoring the African plate.—“*Nature*”, 1974, v. 250, p. 477—478.
- Chatterjee S. C.** Address of the Chairman at session Petrology and Mineralogy. Intern. Symposium on Deccan trap and other flood eruption.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 4, p. 817—823.
- Chose N. C.** Chemical Characteristics of Some Basaltic Rocks of India.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 3, p. 1022—1036.
- Choubert G.** Les dolérites hercyniennes du Sud marocain.—“*Compt. Rend. Acad. Sci.*”, Paris, 1951, v. 233, p. 701—704.
- Choubert G.** Le volcan géorgien de la région d'Alougoun (Anti-Atlas).—“*Compt. Rend. Acad. Sci.*”, Paris, 1952, v. 234, p. 350—352.
- Choubert G.** Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas.—“*Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.*”, 1963, N 162.
- Choubert G., Faure-Muret A.** (Coordinateurs Généraux). *Memoire sur la Tectonique du continent Africain*. 352 p.
- Choubey V. D.** Long-Distance Correlation of Deccan Basalt Flows, Central India.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1973, v. 84, p. 2785—2790.
- Clifford T. N., Gass J. G.** (Edit.). *African magmatism and Tectonics*. Oliver and Boyd, Edinburgh. 1970. 461 p.
- Cloos H.** Der Erongo. *Beitr. Geol. Erforsch. Dtsch. Schutzbericht*, Hf. 17, 1919.
- Cloos H.** Einige Versuche zur Granittektonik.—“*Neues Jahrb. Mineral., Geol., Paleontol.*”, 1931, Bd. 64, Abt. A (Brauns festband.).
- Coats R. P.** Geological Atlas of South Australia, sheet Truro.—“*Geol. Surv. South. Austral.*”, 1959.
- Cole J. W., Ewart A.** Contributions to the volcanic geology of the Black Island, Brown Peninsula, and Cape Bird Areas, McMurdo Sound, Antarctica.—“*N. Z. Journ. Geol., Geophys.*”, 1968, v. 11, N 4.
- Coleman R. G.** Geologic Background of the Red Sea.—In: *The Geology of Continental Margins*, by Burk C. A. and Drake C. L. (edit.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg — New York, 1974, p. 743—751.
- Combe A. D.** Volcanic areas of Bunyaruguru and Fort Portal. *Ann. Rep.*—“*Geol. Surv. Uganda* (for 1929)”, 1930, v. 16.
- Compton W.** The Table Hill volcanics of the Officer Basin — Precambrian or Palaeozoic. “*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1974, 21 (4), p. 403—411.
- Corbett K. D., Reid K. O., Corbett E. B., Green G. R., Wells K., Shepard N. W.** The Mount Read volcanics and cambrian-ordovician relationships.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1974, v. 21, pt. 2, p. 173—186.
- Cox K. G.** Tectonics and vulkanism of the Karoo Period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland.—In: *African magmatism and tectonics* (Clifford T. N., Gass J. G.—edit.). 1970, Edinburgh, Oliver and Boyd, p. 211—235.
- Craddock C.** (edit.). Geological maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Ser., Folvo 12, Plate XIX. American. Geograph. Soc., 1970.



**Craddock C., Anderson J. J., Webers G. F.** Geological outline of the Ellsworth Mountains.—In: *Antarctic Geology*. North-Holland Publ., Amsterdam, 1964, p. 155—170.

**Craddock C., Bastien T. W., Rufford R. H.** Geology of the Jones Mountains area.—In: *Antarctic Geology*. North-Holland Publ., Amsterdam, 1964, p. 181—187.

**Crook K. A. W., Bein J., Hughes R. J., Scott P. A.** Ordovician and Silurian History of the Southeastern Part of Lachlan Geosyncline.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1973, v. 20, pt. 2, p. 113—144.

**Cundari A.** Petrology of the leucite-bearing Lavas in New South Wales.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1973, v. 20, pt. 4, p. 465—492.

**Curtis G. H.** The stratigraphy of the ejection of the 1912 eruption of Mt. Katmai and Novarupta, Alaska. *Geol. Soc., Amer. Inc. Memoir* 116, 1968, p. 153—210.

**Dalgarno C. R.** Report on the Lower Cambrian stratigraphy in the Flinders Ranges, South Australia.—“*Trans. R. Soc. S. Austral.*”, 1964, v. 88, p. 129—144.

**Dalziel J. W. D., Elliot D. H.** Evolution of the Scotia Arc.—“*Nature*”, 1971, v. 233, p. 246—251.

**Dalziel J. W. D., Maarten J. de Wit, Palmer K. F.** Fossil marginal basin in the Southern Andes.—“*Nature*”, 1974, v. 250, p. 291—293.

**Dana J. D.** On some results of the earth contraction from cooling, including a discussion of the origins of mountains and the nature of the earth interior.—“*Amer. Journ. Sci.*”, 1873, ser. 3, v. 5, p. 423—443; v. 6, p. 6—14, 104—115, 161—172.

**Dars R.** Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest).—“*Mem. Bur. Rech. Geol. miner.*”, 1961, v. 12.

**David T. W. E., Smeeth F. W., Shofield J. A.** Notes on Antarctic rocks collected by Mr. C. E. Borchgrevink.—“*Proc. roy Soc. N. S. W.*”, 1895, v. 29, p. 461—492.

**Desmarest N.** *Mémoires Académic Royale des Sciences*. Paris, 1771. 273 p.

**Deruelle B., Deruelle J.** Geologie des volcans quaternaire des Nevades de Chillán (Chili).—“*Bull. Volcanol.*”, 1975, v. 38, pt. 2, p. 425—444.

**Dickins J. M., Malone E. J.** Geology of the Bowen Basin, Queensland. Australian Govern. Publ. Serv.—“*Depart. Miner., Energy, Bureau Miner. Res., Geol., Geophys. Bull.*”, 1973, v. 130, p. 1—154.

**Di Paola G. M.** The Ethiopian Rift Valley (Between 7°00' and 8°40' lat. North).—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 36, N 4, p. 517—560.

**Di Paola G. M.** Geology of the Corbetti Caldera Area (Main Ethiopian Rift Valley).—“*Bull. Volcanol.*”, 1971, v. 35, N 2, p. 497—508.

**Dubertret L.** Basaltes et roches vertes du Liban, de Syrie et du Hatay. *Compt. Rend. 19-e Sess., Congr., Geol. Int. Alger*, 1952, dec. 15, fasc. 17, 1954.

**Dulunthy J. A.** The Mesozoic age of the Garavilla lavas in the Coonabarabran—Gunnedah District.—“*Journ. Proc. R. Soc. N. S. W.*”, 1965, v. 98, p. 105—109.

**Dulunthy J. A.** Potassium-Argon dating and occurrence of Tertiary and Mesozoic basalts in the Binnaway District.—“*Journ. Proc. R. Soc. N. S. W.*”, 1972, v. 105, p. 71—76.

**Duncan R. A., Peterson N., Hargraves R. B.** Mantle plumes, movement of European plate and polar wandering.—“*Nature*”, 1972, v. 239, p. 82—86.

**Dunin-Borkovski E.** Der Acari-Pluton (Peru) als Beispiel der Differentiation des tonalitischen Magmas.—“*Geol. Rundschau*”, 1970, Bd 59, s. 1141—1180.

**Dunn P. R., Brown M. C.** North Australian Plateau volcanics.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, 1969, N 2, p. 117—122.

**Du-Toit A.** A geological comparison of South America with South Africa.—“*Carnegie Inst. Public.*”, 1927, N 381.

**Elie de Beaumont.** Recherches sur quelques-unes des Révolutions de la Surface du globe. *Ann. des Sciences*.—“*Nature*”, 1829, v. 189, p. 5—25; 284—416.

- Edwards A. B., Clarke E. C.** Some Cambrian basalts from the East Kimberley, Western Australia.—“*Journ. Proc. R. Soc. West. Austral.*”, 1940, v. 26, p. 77—94.
- Edwards A. B.** Differentiation of the dolerites of Tasmania.—“*Journ. Geol.*”, 1942, v. 50, p. 451—610.
- Ewing J. I., Ludwig W. J., Ewing M., Eittreim S. L.** Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau.—“*Journ. Geophys. Res.*”, 1971, v. 76, N 29, p. 7118—7153.
- Fabries J., Rocci G.** Le massif granitique de Tarraonadji (Republique du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux.—“*Bull. Soc. fr. Miner. Crist.*”, 1965, v. 88, N 319.
- Fairhead J. D.** Crustal structure of the Gulf of Aden and the Red Sea.—“*Tectonophysics*”, 1973, v. 20, p. 261—267.
- Farrar E., Noble D. C.** Timing of late Tertiary deformation in the Andes.—“*Pern. Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1976, v. 87, p. 1247—1250.
- Fermor L. L.** Chemical composition of the Deccan traps flow at Linfer, Chindwara district.—“*C. P. Rec. Geol. Surv. India*”, 1934, v. 68, pt. 3.
- Fino M. De, Volpe L. La, Lirer.** Volcanology and Petrology of the Assab Range (Ethiopia).—“*Bull. Volcanol.*”, 1973, v. 37, N 1, p. 95—110.
- Forbes B. G.** A review of Phanerozoic volcanism in South Australia.—“*Geol. Soc. Austr. spec. Publ.*”, 1969, N 2, p. 127—132.
- Francis P. W., Roobol M. J., Walker G. P. L., Cobbold P. R., Coword M.** The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits.—“*Geol. Rundschau*”, 1974, Bd 63, Hf. 1, p. 357—388.
- Francis P. W., Rundle C. C.** Rates of production of the main magma types in the central Andes.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1976, v. 187, p. 474—480.
- Furon R.** *Geologie de l’Afrique*. 2 ed. Paris. Payot, 1960.
- Gair H. S.** Geology of upper Rennick, Campbell and Aviator Glaciers northern Victoria Land.—In: *Antarctic Geology*. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 188—198.
- Garson M. S., Krs M.** Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1976, v. 87, p. 169—181.
- Gass J. G.** Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian dome.—In: *African magmatism and tectonics* (Clifford T. N., Gass J. G.—edit.). Edinburgh, Oliver Boyd, 1970, p. 255—300.
- Gerth H.** *Geologie Sudamericas*. V. 1. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1932. 200 S.
- Gerth H.** *Geologie Sudamericas*. V. 2. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1935, S. 201—389.
- Gerth H.** *Der Geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere*. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1955.
- Geukens F.** Geology of the Arabian Peninsula Yemen. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 560-B. Washington, 1966. 23 p.
- Geze B.** *Geographie physique et géologie du Cameroun occidental*.—“*Mém. Mus. Hist. natur.*”, 1943, v. 17.
- Gibson J. L.** Origin of some Icelandic pitchstones. *Lithos*, 2, 1969, p. 343—349.
- Gibson J. L.** A Review of the Geology, Petrology and Geochemistry of the Volcano Fantale.—“*Bull. Volcanol.*”, 1975, v. 38, N 3, Spec. issue, p. 791—802.
- Girdler R. W.** An aeromagnetic survey of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A267, 1970, p. 359—365.
- Girdler R. W.** East African rifts.—“*Tectonophysics*”, 1972, v. 15.
- Girdler R. W., Hall S.** An aeromagnetic survey of the Afar triangle of Ethiopia.—“*Tectonophysics*”, 1972, v. 15, p. 53.
- Girod M.** *Le massif volcaniques de l’Atakor (Hoggar, Sahara Algérien)*. Etude pétrographique, structurale et volcanologique. Centre Nat. Rech. Scient. Paris, 1971. 157 p.

- Glangeaud L.** Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géodynamique.— "Bull. Soc. Géol. France", 1943, N 13, ser. 5, p. 429.
- Glangeaud L.** Introduction à l'étude thermodynamique de la pétrogenèse profonde.— "Bull. Soc. Géol. France", 1946, N 16, ser. 5. 563 p.
- Glennie E. A.** Gravity anomalies and structure of the Earth's crust.— "Prof. Paper Geol. Surv. India", 1932, v. 27.
- Gonzalez-Ferran O.** Distribution, migration and tectonic control of Upper Cenozoic volcanism in West Antarctica and South America. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972.
- Gonzalez-Ferran O., Vergara M.** Post-Miocene volcanic petrographic province of West Antarctica and their relation with the Southern Andes of South America. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972.
- Grabert H.** Zur Tektogenese Nordost-Brasilien. Zeitschrift Deutsche Geol. Ges. T. 3. 1960.
- Grant N. K.** South Atlantic, Benoue Trough, and Gulf of Guinea Cretaceous Triple Junction.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, p. 2295—2298.
- Green D. H.** A review of experimental evidence on the origin of basaltic and the nephelinitic magmas.— "Phys. Earth a Planet. Interiors", 1970, v. 3, p. 221—235.
- Griffiths J. R., Varne R.** Plate tectonic model for the evolution of the Tasman Sea, Macquarie Ridge and Alpine Fault.— "Nature", 1972, v. 235, p. 83—86.
- Grindley G. W., McGregor V. R., Walcott R. J.** Outline of the geology of the Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg Glacier region, Riss Dependency.— In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. 1964, p. 206—219.
- Grindley G. W., Warren G.** Stratigraphic nomenclature and correlation in the western Ross Sea region.— In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 314—333.
- Guemaraes D.** A provincia magmatica do Brasil Meridional.— "Serv. Geol. miner. Brasil.", 1933, v. 64.
- Guettard I. E.** Memoires Academie Royale des Sciences. Paris, 1752, p. 1—27.
- Gunn B. M., Warren G.** Geology of Victoria Land between the Mawson and Mulock Glaciers. Antarctica.— "Bull. N. Z. Geol. Surv.", 1962, v. 71, p. 157.
- Halpern M.** Cretaceous sedimentation in the "General Bernardo O'Higgins" area of north-west Antarctic Peninsula.— In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 334—347.
- Hamilton W.** Diabase sheets differentiated by liquid fractionation, Taylor Glacier region, South Victoria Land — In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 442—454.
- Hamilton W.** The volcanic central Andes — a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America.— "U. S. Geol. Surv. Bull.", 1970, v. 65, p. 175—184.
- Hantke G., Parodi A.** Catalogue of the active volcanoes and solfatare Fields of Colombia, Equador and Peru. Catal. of the active volcanoes of the World, 1966. 61 p.
- Harkin D. A.** The Rungve volcanics.— "Mem. geol. Surv. Tanganyika", 1959, v. 2.
- Harrington H. J.** Nomenclature of rock units in the Ross Sea region, Antarctica.— "Nature", 1958, 4631, p. 290.
- Harrington H. J.** Paleogeographic developments of South America.— "Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.", 1962, N 10.
- Harrington H. J., Wood B. L., McKellar J. C., Lensen G. J.** The geology of Cape Hallett-Tucker Glacier district.— In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 220—228.

**Haskell T. R., Kennett J. R., Prebble W. M.** Basement and sedimentary Geology of the Darwin Glacier Area.— In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 348—351.

**Haugh E.** *Traité de Géologie*, Colin, Paris. T. 1, 1907, 538 p.

**Hedervari P.** On the energy and magnitude of Volcanic eruptions.— "Bull. Volcanol.", 1963, t. 25, p. 373—386.

**Helwig J.** Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonics.— "Nature", 1976, v. 260, p. 768—770.

**Hockley J. J.** Alkaline rock lineages in the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia.— "Nature", 1972, v. 236, p. 15—16.

**Hockley J. J.** Differentiation trends in the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia.— "Geol. Rundschau", 1973, Bd 62, S. 179—187.

**Hoffmann P., Dewey J. F., Burke K.** Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example from Great Slave Lake, Kanada.— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (edited by Dott R. H., Shaver R.). Tulsa, Oklahoma, U. S. A., 1974, p. 38—55.

**Holmes A., Kahen L.** Géochronologie africaine 1956. Acad. roy. Sci., colon., Sci natu., Mem. n. s. 5 (1), 1957.

**Hörmann P. K., Pichler H., Zeil W.** New Data on the Young Volcanism in the Puna of NW Argentina.— "Geol. Rundschau", 1973, Bd 62, Hf. 2, S. 397—418.

**Hurley P. M.** Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth.— "Geochim. a. Cosmochim. Acta", 1968, v. 32, p. 273—283.

**Illies H.** Die Entstehungsgeschichte eines Maares in Süd-Chile. Ein aktuo-geologischer Bericht zum Problem des Maar-Vulkanismus.— "Geol. Rundschau", 1959, Bd. 48, S. 232—277.

**Illies H.** An intercontinental belt of the World rift system.— "Tectonophysics", 1969, v. 8, p. 5—29.

**Irving A. J.** Megacrysts from the Newer Basalts and Other Basaltic Rocks of Southeastern Australia.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1974, v. 85, p. 1503—1514.

**Isaakson P. E.** Evidence for a Western Extracontinental Land Source During the Devonian Period in the Central Andes.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1975, v. 86, p. 39—46.

**Jacobson K. R. E., Macleod W. N., Black R.** Ring-complexes in the Younger Granite Province of northern Nigeria. Mem. Geol. Soc. London. T. 1, 1958.

**James D. E.** Plate Tectonic Model for Evolution of Central Andes.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, p. 3325—3346.

**James D. E., Brooks Chr., Cuyubamba A.** Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1976, v. 87, p. 592—600.

**Jenks W. F., Goldich S. S.** Rhyolitic tuff flows in southern Peru.— "Journ. Geol.", 1956, v. 64, p. 156—172.

**Jeremine E.** Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun occidental.— "Mém. Mus. Hist. natur.", 1943, v. 17.

**Jokojama J.** Energetics in aktive volcanoes.— "Bull. Earthquake Res. Inst.", 1956, v. 34; 1957, v. 35.

**Jones P. W.** Age of the lower flood basalts of the Ethiopian Plateau.— "Nature", 1976, v. 261, p. 567—569.

**Jones P. W., Rex D. C.** New dates from the Ethiopian Plateau volcanics.— "Nature", 1974, v. 252, p. 218—219.

**Joplin G. A.** A petrography of Australian Igneous Rocks. Angus and Robertson. Sydney, 1964.

**Joplin G. A.** The shoshonite Association: a Review.— "Journ. Geol. Soc. Austral.", 1968, v. 15, pt. 2, p. 275—294.

**Judd J. W.** On the Ancient volcano of the district of Schemnitz, Hungary.— "Quart. Journ. Geol.", London, 1876, v. 32.

**Justin-Visentin E., Nicoletti M., Tolomeo L., Zanetti B.** Miocene and pliocen Volcanic Rocks of the Addis-Abeba-Debra-Berhan, Area (Ethiopia). Geo-

Petrochemical Radiometric Study.—“Bull. Volcanol.”, 1975, v. 38, N 3, p. 237—253.

**Katsui J., Ferran G.** Geologia del area neovolcanica de los Nevades de Payachata, con consideraciones acerca del volcanismo cenozoico superior en los Andes chilenos. Univ. de Chile, Facult. Cienc. fis. mat., Depart. Geol., 1968, N 29, p. 1—61.

**Kayser F., Lucas K. G.** Geology of the Hodgkinson and Laura Basins, North Queensland. Dept. Natur. Develop.—“Bureau Miner. Res., Geol., Geophys. Bull.”, 1968, 84.

**Kegel W.** Das Parnaiba-Becken.—“Geol. Rundschau”, 1957, v. 45, Hf. 3, S. 522—540.

**Kent P. E.** Mesozoic History of the East Coast of Africa.—“Nature”, 1972, v. 238, p. 147—148.

**Kent P. E.** Continental Margin of East Africa—A Region of Vertical Movements.—In: The geology of Continental Margins, by Burk C. A., Drake C. L., 1974, Springer—Verlag, p. 313—320.

**King B. C.** Vulcanicity and Rift Tectonics in East Africa.—In: African magmatism and tectonics, by Clifford T. N. and Gass J. G. (edit.). Oliver and Boyd, Edinburgh. 1970, p. 263—284.

**King B. C., Sutherland D. S.** Alkaline rocks of eastern and southern Africa.—“Sci. Prog.”, 1960, v. 48, p. 298—504.

**King B. C., Chapman G. R.** Volcanism of the Kenya rift valley.—“Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A”, 1972, v. 271, p. 185—208.

**King Ph. B.** The Tectonics of North America. A discussion to Accompany the Tectonic Map. Geol. Surv. Prof. Paper 628, Washington, 1968.

**Korn H., Martin H.** Der Intrusionmechanismus der Grossen Karoo-Plutone in Südwestafrika.—“Geol. Rundschau”, 1953, Bd 41 (Sonderband).

**Korn H., Martin H.** The Messum Igneous Complex in South-West Africa.—“Trans. Geol. Soc. South. Africa”, 1954, v. 57.

**Krenkel E.** Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2. Aufl. Acad. Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1957. 597 S.

**Krishnan M. S.** Geology of India and Burma.—In: The Madras Lav Journ. Office., Madras, 1949.

**Kyle P. R., Cole J. W.** Structural control of Volcanism in the McMurdo Volcanic Group Antarctica.—“Bull. Volcanol”, 1974, v. 38, N 1, p. 16—25.

**Laird M. G.** Petrography of rocks from the Nimrod Glacier-Starshot Glacier region, Ross Dependency.—In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 463—472.

**Larsson W.** Petrology of interglacial volcanics from the Andes of northern Patagonia.—“Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala”, 1940, v. 28, p. 191—405.

**Lassere M.** Confirmation de l'existence d'une serie de granites Tertiaires au Cameroun.—“Serie de Bull. Bur. Rech. Géol. miner”, 1966, v. 3, N 141.

**Le Bas M. J.** A Combined Central and Fissure-type Phonolitic Volcano in Western Kenya.—“Bull. Volcanol.”, 1970, v. 34, N 2, p. 518—536.

**Le Bas M. J., Mohr P. A.** Feldspatoidal Rocks from the Cainozoic Volcanic Province of Ethiopia.—“Geol. Rundschau”, 1969, Bd 58, S. 273—280.

**Lebubre M.** Le Tibesti serpentional. Esquisse morphologique et structurale. Compt. Rend. Acad. Sci. colon. Paris. T. 6. 1946, p. 337.

**Le Couter P. C., Leith E. C.** Preliminary report on the geology of an area south-west of upper Tucker Glacier, northern Victoria Land.—In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 229—236.

**Leinz V.** Pequenas notas geológicas e petrográficas sobre Territória do Amapá.—“Mus. Nacion. Rio de Janeiro Bil. N. serie, Geol.”, 1949, N 7, S. 1—18.

**Le Masurier W. E.** Volcanic record of Cenozoic glacial history of Marie Byrd Land, Antarctica. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972. Land, Antarctica. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972.

**Le Pichon X., Francheteau G., Bonnin.** Plate tectonics.—“Developments in Geotectonics, 6”, Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam—London—New York, 1973. 300 p.

**Levi B.** Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, central Chile.—“*Geol. Rundschau*”, 1970, v. 59, N 3, p. 994—1012.

**Levi B.** Eastward Shift of Mesozoic and Early Tertiary Volcanic Centers in the Coast Range of Central Chile.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1973, v. 84, p. 3901—3910.

**Liddle R. A.** The Geology of Venezuela and Trinidad, 2nd ed., Pal. Res. Inst. Ithaca, N. Y., 1946.

**Long R. E., Sundaralingam K., Maguire P. R. H.** Crustal structure of the East African Rift zone.—“*Tectonophysics*”, 1973, v. 20, p. 269—281.

**Makris J., Menzel H., Zimmerman G., Bonier K. P., Fuchs K., Wohlemborg J.** Crustal and Upper Mantle structure of the Ethiopian Rift derived from seismic and gravity data. *Zeitschr. für Geophysik*, 1969, 36, p. 387—394.

**Makris J., Menzel H., Zimmerman J.** A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia.—“*Tectonophysics*”, 1972, v. 15, p. 31—39.

**Marinelli G.** La province geothermique de la depression Danakil. *Annl. Mines*, 1971, p. 123—133.

**Marsden M. A. H.** The Devonian History of Northeastern Australia.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1972, v. 19, pt. 1, p. 125—162.

**Mathur K. K.** Problem of petrogenesis in the Deccan Traps. Presidential Address, Proc. 21 st. Ind. Sci. Cong., 1934, p. 329—344.

**Mayne S. J., Nichols E., Bigg-Wither A. L., Rasidi J. S., Raine M. J.** Geology of the Sydney-Basin — a Review. Austr. Govern. Publ. Serv.—“*Depart. Miner., Energ., Bureau Miner. Res., Geol., Geophys. Bull.*”, 1974, v. 149, p. 1—229.

**Mc Birney A. R.** Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts.—In: *The Earth's Crust and Upper Mantle, Geophysical Monograph, 13*”, edited by P. I. Hart, American Geophysical Union, Washington, 1969, p. 501—507.

**Mc Birney A. R., Gass I. C.** Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1967, v. 2, p. 265—276.

**McCall G. J. H., Hornung G.** A geochemical study of Silali Volcano, Kenya, with special reference to the origin of the intermediate — acid eruptive of the Central Rift Valley.—“*Tectonophysics*”, 1972, v. 15, p. 97—113.

**Mc Connel R. B., Williams E., Cannou R. T., Snelling N. J.** A new interpretation of the Geology of British Guiana.—“*Nature*”, 1964, v. 204, N 4954.

**Mc Donald G. A.** *Volcanoes*. Prentice-Hall, 1972. 510 p.

**Mc Dougall J.** Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association.—“*Bull. Geol. Soc. America*”, 1962, v. 73, p. 279—316.

**Mc Dougall J.** Potassium-Argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa.—“*J. Geophys. Res.*”, 1963, v. 68, p. 1535—1545.

**Mc Dougall J., Morton W. H., Williams M. A.** Age and rates of denudation of Trap Series basalts at Blue Nile Gorge, Ethiopia.—“*Nature*”, 1975, v. 154, p. 207—208.

**Mc Dougall J., Ruegg N. R.** Potassium-argon dates on the Serra Geral formation of South America.—“*Geoch. et Cosmochim. Acta*”, 1966, v. 30, N 2.

**Mc Dougall J., Slessor G. C.** Tertiary volcanism in the Cape Hills — bo-

rough area, north Queensland.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1972, v. 18, p. 401—408.

**Mc Dougall J., Wilkinson J. F. G.** Potassium-Argon dates on some Cainozoic volcanic rocks from northeastern New South Wales.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1967, v. 14, p. 225—233.

**McElroy C. T.** The Clarence-Moreton Basin in New South Wales.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1969, v. 16 (1), p. 457—479.

**Mc Kenzie D. P., Davies D., Molnar P.** Plate Tectonic of the Red Sea and East Africa.—“*Nature*”, 1970, v. 226, p. 243.

**Megrue G. H., Norton E., Strangway D.** Tectonic History of the Ethiopian Rift as Deduced by K-ar Ages and Palaeomagnetic Measurements of Basaltic Dykes.—“*Journ. Geophys. Res.*”, 1972, v. 77, p. 5744—5754.

**Mesner J. C., Woolbridge L. C. P.** Maranhao paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins, North Brasil.—“*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*”, 1964, v. 48, N 9.

**Middlmost E. A. K.** Classification of Volcanic Rocks with Particular Reference to the Rocks of New South Wales, Australia.—“*Bull. Volcanol.*”, 1974, v. 38, p. 83—97.

**Miller H.** Das Problem des hypotetischen “Pazifischen Kontinentes” gesehen von der Chilenischen Pazifikküste.—“*Geol. Rundschau*”, 1970, Bd 59, S. 927—937.

**Miller J. A., Mohr P. A.** Age of the Wochacha trachyte-carbonatite volcanic centre. Geophys.—“*Observatory Adiss Ababa Bull.*”, 1966, v. 9, p. 1—5.

**Mishra K. K.** Petrology of the Picrit-basalt Flows in the Jgatpuri Area, Nasik District, Maharashtra.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 3, p. 957—964.

**Mohr P. A.** Major volcano-tectonic lineament in the Ethiopian Rift System.—“*Nature*”, 1967, v. 213, p. 664—665.

**Mohr P. A.** Catalog of chemical analyses of rocks from the intersection of the African, Gulf of Aden and Red Sea rift systems.—“*Smithsonian Contr. Earth Sci.*”, 1970, v. 2, p. 1—269.

**Mohr P. A.** Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences.—“*Journ. Geophys. Res.*”, 1971, v. 76, p. 1967—1984.

**Morbidelli L., Piccirillo E. M.** Tectonic and volcanism in the Main Ethiopian Rift (Preliminary Report).—“*Boll. Soc. Geol. Ital.*”, 1973, v. 92, p. 273—286.

**Morgan W. J.** Convection plumes in the lower mantle.—“*Nature*”, 1971, v. 230, p. 42—43.

**Mueller S., Bonjer K.-P.** Average structure of the Crust and Upper Mantle in East Africa.—“*Tectonophysics*”, 1973, v. 20, p. 283—293.

**Mukherjee P. K.** Petrology of the Rajmahal Traps of the Northwestern Rajmahal Hills, Bihar, India.—“*Bull. Volcanol.*”, 1973, v. 35, N 4, p. 887—906.

**Nash W. P., Carmichael J. S. E., Jonson R. W.** The mineralogy and petrology Mount Suswa, Kenya.—“*Journ. Petrol.*”, 1969, v. 10, p. 409—439.

**Nasher B.** Petrological aspects of the upper Palaeozoic volcanic rocks in New South Wales.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, Canberra, 1969, N 2, p. 169—176.

**Newton A. R.** Was there an Agulhas triple junction? —“*Nature*”, 1976, v. 260, p. 767—768.

**Noble D. C.** Pantellerite in the Palaeozoic Volcanics of the Georgetown Inlier, Queensland, and the close association of the Peralkaline and Subalkaline silicic magmas.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1970, v. 16, pt. 2, p. 765—766.

**Ocola L. C., Meyer R. P.** Crustal structure under the Andes.—“*Tectonophysics*”, 1973, v. 20, p. 227—228.

**O'Hara M. J.** Primary magma and the origin of basalts. Scot.—“*Journ. Geol.*”, 1965, v. 1, p. 19—40.

**Oliveira A. J., Leonardos O. M.** *Geologia do Brasil*, 2nd ed. Brasil, Min. da Agricultura, Ser. Diductica, N 2, 813, Rio-de-Janeiro, 1943.

**Oliver R. L.** Geological Observations on Plunket Point Beardmon Glacier.—In: *Antarctic Geology*. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 248—258.

**Ollier C. D., Joice E. B.** Volcanic physiography of the western Plains of Victoria.—“*Proc. R. Soc. Vict.*”, 1964, v. 77, p. 357—376.

**Ollier C. D.** Landforms of the Newer Volcanic Province of Victoria.—In: Jennings and Malbutt (edit.) *Landforms Studies from Australia and New Guinea*. Canberra, 1967, p. 315—319.

**Olgers F.** Geology of the Drummond Basin, Queensland. Austral. Govern. Publ. Serv.—“*Dept. Miner. Energy, Bureau Miner. Res., Geol. Geophys. Bull.*”, 1972, v. 132. 78 p.

**Orheim O.** Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972.

**Pakham G. H., Falvey D. A.** An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific.—“*Tectonophysics*”. 1971, v. 11, N 2, p. 79—109.

**Paine A. G.** Phanerozoic volcanic history of northern Queensland.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, Canberra, 1969, N 2, p. 183—192.

**Pal P. C., Bhimasankaram V. L. S.** Palaeomagnetism and the Deccan Trap Volcanism.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 3, p. 766—789.

**Parodi A.** The active volcanoes of Peru. Catalog. of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Pt. 19, 1966, p. 65—73.

**Passarge S.** Bericht über die Expedition des Deutschen Kamerun-Komitees in den Jahren 1893/94. Berlin, 1895. 573 S.

**Pichler H., Zeil W.** Die quartäre “Andesit”-Formation in der Hochkordillere Nord-Chiles.—“*Geol. Rundschau*”, 1969, Bd 58, s. 866—903.

**Pichler H., Zeil W.** The cenozoic Rhyolite-Andesite Association, of the Chilean Andes.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 2, p. 424—452.

**Prider R. T.** The Leucite Lamproites of the Fitzroy Basin, Western Australia.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1960, v. 6, p. 71—118.

**Prior G. T.** Petrographical notes on rock-specimens collected in Antarctic regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir James Clark Ross, in 1883-43. *Mineral. Mag.* 12 (55), 1898, p. 69—91.

**Purgell P. G.** The Marda Fault Zone, Ethiopia.—“*Nature*”, 1976, v. 261, p. 569—571.

**Putzer H.** *Geologie von Paraguay*. Berlin, 1962. 182 s.

**Quereshy M. N.** A geological analysis of Bougae anomaly map of Peninsular India.—“*Proc. Nat. Inst. Sci India*”, 1965, v. 30, N 5.

**Raju A. T. R., Chaube A. N., Chowdhary L. R.** Deccan Trap and the Geo-



logic Framework of the Cambey Basin.—“Bull. Volcanol.”, 1972, v. 35, N 4, p. 521—538.

**Ray S.** Geology of Peninsular India and the Upper Mantle. Proc. Sympos. on U. M. Project, 1967, p. 249—258.

**Remy J. M.** Les manifestations éruptives du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar. Rev. Geogr. phys. Géol. dynam., 3(2), 1960.

**Rex D. C.** Potassium-argon age determinations of volcanic and associated rock from the Antarctic Peninsula and Dronning Land. Proc. SCAR/JUGS Symposium, Oslo, 1972.

**Rhodes R. C.** Tectonophysics. v. 12. 1971, p. 111.

**Richard J. J., Neumann van Padang.** Catalogue of the aktive volcanoes and solfatara fields of Africa and the Red Sea. Pt. 4. 1957, p. 1—118 with annex: the active volcanoes of Tibesti, by B. Geze, p. 1—6.

**Rittmann A.** Vulkane und ihre Tätigkeit. F. Enke Verlag, Stuttgart, 1960. 490 S.

**Roberts J., Oversby B.** The Early Carboniferous Palaeogeography of the Southern New England Belt, New South Wales.—“Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1973, v. 20, pt, 2, p. 113—114.

**Roland N. W.** Zur Entstehung der Trou — Au — Natron — Caldera (Tibesti Gebirge, Zentral-Sahara) aus photogeologischer Sicht.—“Geol. Rundsch.”, 1973, Bd 63, p. 689—706.

**Rutland R. W. R.** Andean orogeny and Ocean Floor Spreading.—“Nature”, 1971, v. 233, p. 252—255.

**Saggerson E. P., Williams L. A. J.** Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyica alkaline district.—“Journ. Petrol.”, 1964, v. 5, p. 40—81.

**Sapper K.** Vulkankunde. Verlag J. Engelhorn. Stuttgart, 1927. 424 S.

**Sauer W.** Geologia del Ecuador. Quito, 1965.

**Schmidt D. L., Dover J. H., Ford A. B.** Geology of the Patuxent Mountains.—In: Antarctic Geology. North-Holland Publ. Amsterdam, 1964, p. 16—21.

**Schmidt P. W.** A new palaeomagnetic investigation of igneous rocks in Australia.—“Tectonophysics”, 1976, v. 33, p. 1—13.

**Schneider A. W.** Contriburcao à Petrologie dos derrames basálticos da bacia do Paraná. Univ., RYS, Esc. Engenharia Publ. Avulso, 1, 1964. 176 p.

**Schneider W., Wachendorf H.** Vulkanismus und Graben-Bildung in Roten Meer.—“Geol. Rundschau”, 1973, Bd 62, p. 755—773.

**Schwab K.** Beobachtungen an jungen Vulkanitvorkommen der argentinischen Puna, Fortsch. Geol., Paläont. 20/21, 1971, S. 251—274.

**Schwab K.** Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie in der Umgebung der Solar de Cauchari und ihre Bedeutung für erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna. Geotekt. Forschung, 1973.

**Sclater J. G., Bowin C., Hey R., Hoskins H., Peirce J., Phillips J., Tapscott C.** The Bouvet Triple Junction.—“Journ. Geophys. Res.”, 1976, v. 81, N 11, p. 1857—1872.

**Searle R. C.** A Gravity Survey of Ngorongoro Caldera, Tanzania.—“Bull. Volcanol.”, 1971, v. 35, N 2, p. 350—357.

**Segerstrom A.** Bol. Inst. Invenst. Geol. Chile, 1968, N 24.

- Sigurdsson H.** The Icelandic basalt plateau and the question of sial.—In: *Iceland and Mid-Ocean Ridges* (edited by S. Björnsson). 1967, v. 38, p. 32—49. *Soc. Sei. Islandica*.
- Sillitoe R. H.** Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny.—“*Nature*”, 1974, v. 250, p. 542—545.
- Singleton O. P., Joice E. K.** Cainozoic volcanicity in Victoria.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, 1969, N 2, p. 145—154.
- Sinha R. C.** Geochemical Problems Associated with Deccan Basalts.—“*Bull. Volcanol.*”, 1972, v. 35, N 3, p. 1015—1021.
- Slater R. A., Goodwin R. H.** Tasman sea guyots.—“*Marine Geology*”, 1973, N 14, p. 81—99.
- Smellie J. L., Clarkson P. D.** Evidence for pre-Jurassic subduction in western Antarctica.—“*Nature*”, 1975, v. 258, p. 701—702.
- Smith W. C.** The volcanic rocks of the Ross Archipelago. *Nat. Hist. Rep. Terra Nova Exped. Geob.*, 2 (1), 1954, p. 1—107.
- Smith J. W., Roberts H. G.** Mount Drummond. *Explan. Notes M. R.* 1963.
- Solomon M.** The Dundas Group in the Queensland area. *Pap. Roy. Soc. Tasm.*, 94, 1960, p. 33—50.
- Solomon M., Griffiths J. R.** Tectonic Evolution of the Tasman Orogenic Zone, Eastern Australia.—“*Nature Phys. Sci.*”, 1972, v. 237, p. 3—7.
- Sowerbutts W. T. C.** Crustal structure of the East African plateau and rift valleys from gravity measurements.—“*Nature*”, 1969, t. 223, p. 143—146.
- Sowerbutts W. T. C.** The structure of the Litosphere of East Africa from long gravity profiles. *Roy. Soc. London, Colloquim, The East African Rift Valley* (abstract), 1970.
- Steiner J.** The Eruptive History and Depositional Environment of the Devonian Extrusive Rocks, Eden, New South Wales.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1972, v. 19, pt. 2, p. 261—271.
- Steinmann G.** Die ophilitischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. *Congr. Geol. Intern., Compt. Rend.*, 14e, Madrid, 2, 1926, S. 636—638.
- Stephenson P. J.** The Mt. Barney Central Complex, S. E. Queensland.—“*Geol. Mag.*”, 1959, v. 96, p. 125—136.
- Stevens N. C.** The petrology of the Mt. Alford Ring-Complex, S. E. Queensland.—“*Geol. Mag.*”, 1962, v. 99, p. 501—515.
- Stevens N. C.** The volcanism of southern Queensland. *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 2, Canberra, 1969, p. 193—202.
- Stevens N. C.** Miocene data Flow and Eruptive Centres near Brisbane, Australia.—“*Bull. Volcanol.*”, 1970, v. 34, p. 353—371.
- Stewart J. R.** The Lorn Basin and adjacent areas. “*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1969, v. 16 (1), p. 537—538.
- Stille H.** Die Begriffe Orogenese und Epeirogenese.—“*Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*”, 1919, 171, Berlin, 1920, S. 164—207.
- Stille H.** Der derzeitige Tektonische Erdzustand. *Sitzungsberichte preuss. Akad. d. Wissenschaft Phys.-math., Kl.*, 13. Berlin, 1935.
- Stille H.** Die Grossfelder der Erdkruste und ihre Magmatismus (kurzes Vortragsprotok).—“*Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., phys.—mat. Kl.*, 1938, S. 51—52.
- Stille H.** Einführung in den Bau Americas. Verlag von Gebrüder Borntraeger, 1940.

- Subba Rao S.** The Geology of the Igneous Complex of the Girnar Hills.— In: Proc. XXII Int. geol. Congr., pt. 7. 1964, p. 42—60.
- Subba Rao S.** Origin and Evolution of the Deccan Trap Igneous Activity.— “Journ. Geol. Soc. Univ. Sangar”, 1965, v. 1, p. 105—112.
- Subba Rao S.** Minor Intrusions Towards the East of the Girnar Hills.— “Bull. Volcanol.”, 1972a, v. 35, N 4, p. 975—982.
- Subba Rao S.** Petrogenesis of Acid Rocks of the Deccan Traps.— “Bull. Volcanol.”, 1972b, v. 35, N 4, p. 983—997.
- Subba Rao S.** Alkaline Rocks of the Deccan Traps.— “Bull. Volcanol.”, 1972b, v. 35, N 4, p. 998—1011.
- Suess E.** Das Anlitz der Erde. T. 3. Leipzig, 1909, S. 957—986.
- Sukheswala R. N., Avasia R. K.** Carbonatite-alkalic Complex of Panwad-Kawant, Gujarat and Its Bearing on the Structural Characteristics of the Area.— “Bull. Volcanol.”, 1972, v. 35, N 3, p. 564—578.
- Sutherland F. L., Green D. C., Wyatt B. W.** Age of the Great Lake Basalts, Tasmania, in relation to Australian Cainozoic volcanism.— “Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1973, v. 20, pt. 1, p. 85—94.
- Talukdar S. C., Murthy M. V. N.** The Sylhet Traps, Their Tectonic History and Their Bearing on Problems of Indian Flood Basalt Provinces.— “Bull. Volcanol.”, 1972, v. 35, N 3, p. 602—618.
- Tazieff H.** Quelques observations sur la crise seismovolcanique de mai 1960 au Chili central.— “Bull. Volcanol.”, 1962, v. 24, p. 83—86.
- Teilhard du Chardin P.** The Granitization of the China.— “Bull. Geol. Soc. China”, 1940, v. 19, N 4.
- Treves S. B.** Volcanic rock of the Ross Island area.— “Antarct. J. U. S.”, 1968, v. 3, N 4.
- Turner D. C.** Ring-structures in the Sier-Fier Younger Granite Complex, northern Nigeria.— “Quart. Journ. Geol. Soc. London”, 1963, v. 119, 345 p.
- Turner F. J., Verhoogen J.** Igneous and metamorphic petrology. 3—2 ed. McGraw-Hill, New York — Toronto — London, 1960. 550 p.
- Turner J. C. M.** Description Geologica de la Hoja Nevado de Cachi (Provincia de Salta).— “Dir. Nac. Geol. Min. Boll.”, 1964, v. 99, 78 p.
- Turner J. C. M.** The Andes of Northwestern Argentina.— “Geol. Rundschau”, 1970, Bd 59, S. 1028—1063.
- Tweedale G. W.** The Drummond basin.— In: Geology of Queensland.— “Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1960, v. 7, p. 145—147.
- Tyrrell G. W.** Pleistocene and Recent Basalts of Transjordan and Palestine.— “Geol. Mag.”, 1930, v. 47, N 795.
- Tyrrell G. W.** The petrology of Possession Island.— “B. A. N. S. Antarct. Res. Exped. Rep.”, 1937, v. 2 (4), p. 57—68.
- Tyrrell G. W.** Distribution of igneous rocks in space and time.— “Bull. Geol. Soc. America”, 1955, v. 66, April.
- Vail J. R.** The southern extension of the East African rift system and related igneous activity.— “Geol. Rundschau”, 1968, Bd 57, p. 601—614.
- Vail J. R.** Distribution of faults and Tertiary Recent volcanic rocks in Sudan. Ann.— “Rep. Res. Inst. African Geology. Univ. Leeds”, 1972, v. 16, p. 17—20.

**Vail J. R.** Jebbel Marra, a dormant Volcano in Darfour Province, Western Sudan.—“*Bull. Volcanol.*”, 1973, v. 36, N 1, p. 251—265.

**Vail J. R., Hornung G., Cox K. G.** Karoo Basalts of the Tali Syncline, Rhodesia.—“*Bull. Volcanol.*”, 1969, v. 33, N 2, p. 398—418.

**Vallance T. G.** Mesozoic and Cainozoic igneous rocks: A. Central and Southern New South Wales.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1969, v. 16 (1), p. 513—529.

**Van-Houten F. B.** Late Cenozoic volcanoclastic deposits Andean fore-deep, Colombia.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1976, v. 87, p. 481—495.

**Veevers I. I.** Early phanerozoic events on an alongside the Australian-Antarctic platform.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1976, v. 23, N 2, p. 183—206.

**Vemban N. A.** Differentiation trends in the Deccan Traps.—“*Proc. Ind. Acad. Sci.*”, 1947, v. 252, sec. A, p. 75—118.

**Verhoogen I.** Volcanic heat. *Amer. Journ. Science*, 1946, N 1, p. 745—771.

**Vicente J. C.** Essai d'organisation paléogéographique et structurale du Paléozoïque des Andes Méridionales.—“*Geol. Rundschau*”, 1975, Bd 64, Hf. 2, S. 343—394.

**Vilele C. R.** Los Periodos Eruptivos en la Puna de Atacama.—“*Rev. Asoc. Geol. Argent.*”, 1953, v. 7, p. 5—36.

**Villemur J. R.** Reconnaissance géologique et structurale du nord du Bassin de Taoudenni.—“*Mem. Bur. Rech. Géol. miner.*”, 1967, v. 51.

**Vincent P. M.** Dynamisme et structures des volcans rhyolitiques du Tibesti (Sahara du Tchad).—“*Rev. Geogr. Phys. Géol. dynam.*”, 1960, v. 3, 229 p.

**Vincent P. M.** The evolution of the Tibesti Volcanic province, eastern Sahara.—In: *African Magmatism and tectonics*, by Clifford T. N. and Gass J. G. (edit.). Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 301—319.

**Vogt P. R., Conolli J. R.** Tasmantic guyots, the age of the Tasman Basin, and motions between the Australian plate and the mantle.—“*Bull. Geol. Soc. Amer.*”, 1971, v. 82, p. 2577—2584.

**Volcanism in Australia** (edit. by Jonson R. W.).—*Elsvier Sci. Publ. Comp. Amsterdam — Oxford — New York*, 1976. 405 p.

**Von Knorring O., Du Bois C. G. B.** Carbonatite lava from Fort Portal area in western Uganda.—“*Nature*”, 1961, v. 192, p. 1064.

**Wachendorf H.** The Rhyolitic lava Flows of the Lebombos (SE Africa).—“*Bull. Volcanol.*”, 1973, v. 37, N 4, p. 515—529.

**Wade F. A., Wilbanks I. R.** The Geology of Marie Byrd and Ellsworth Lands, Antarctica.—In: *Antarct. Geol. Geophys.* Oslo, 1972.

**Walker F., Poldervaart A.** Karoo dolerites of the Union of South Africa.—“*Bull. Geol. Amer.*”, 1949, v. 60, N 4, 591 p.

**Washington H. S.** Deccan Traps and other Plateau Basalts.—“*Bull. Geol. Soc. Amer.*”, 1922, v. 33, p. 765—804.

**Wass S.** Oxides of low pressure origin from alkali basaltic rocks, southern Highlands N. S. W., and their bearing on the petrogenesis of alkali basaltic magmas.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1973, v. 20, pt. 4, p. 427—448.

**Webb P. N.** Isotope ages of Antarctic rocks. *Asummarg — I. N. Z.*—“*Journ. Geol. Geophys.*”, 1962, v. 5, N 5, p. 790—796.

**Webby B. D.** Devonian Geological History of the Lachlan Geosyncline.—“*Journ. Geol. Soc. Austral.*”, 1972, v. 19, pt. 1, p. 99—124.

- Wegener A.** Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.—“Geol. Rundschau”, 1912, Bd 3, Hf. 4, S. 276—292.
- Wellmann P., Cundari A., McDougall J.** Potassium-argon ages for leucite bearing rocks from New South Wales, Australia.—“Journ. Proc. R. Soc. N. S. W.”, 1970, v. 103, p. 103—107.
- West W. D.** The Petrography and the petrogenesis of the forty-right flows of Deccan Trap penetrated by boring in Western India.—“Trans. Nat. Inst. Sci. India”, 1958, v. 4, p. 1—56.
- West W. D.** The source of the Deccan Trap flow.—“Journ. Geol. Soc. India”, 1959, v. 1, p. 44—52.
- West W. D.** Some Problems of the Deccan Trap.—“Journ. Geol. Soc. Univ. Saugar”, 1967, v. 3, p. 1—5.
- West W. D.** Presidential Adress.—“International Symposium on Deccan Trap and other flood eruptions”, 1972, v. 35, N 3, p. 513—518.
- White D. A.** The geology of Georgtown Clarke River Area, Queensland. Common W. Australia Depart.—“Nat. Develop. Bureau Min. res., geol., geophys. Bull.”, 1965, N 7, p. 1—165.
- White D. A., Wyatt D. H.** Silurian of the Upper Burdekin River Valley.—“Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1960, N 7, p. 62—74.
- White W. B.** The Westward Extension of the Low-Oxyty distribution in the Pacific Ocean off the West Coast of South America.—“Journ. Geophys. Res.”, 1971, v. 76, N 3, p. 5842—5851.
- Whitmen A. J.** The Geology of the Sudan Republic. Clarendon Press, Oxford. 1971, p. 1—290.
- Wilkinson J. F. G., Binns S. A.** Havaiite of high pressure origin from northeastern New South Wales.—“Nature”, 1969, v. 222, p. 553—555.
- Williams H.** Calderas and their origin.—“University California Public. Bull. Dept. Geol. Sciences”, 1941, v. 25, N 6, p. 239—346.
- Williams L. A. J.** Petrology of volcanic rocks associated with the rift system in Kenya.—In: East African rift System-UMC-UNESCO Seminar. Nairobi, 1965, p. 33—39.
- Williams L. A. J.** Geochemistry and petrogenesis of the Kilimanjaro volcanic rocks of the Amboseli area, Kenya.—“Bull. Volcanol.”, 1969, v. 33, N 4, p. 862—888.
- Williams L. A. J.** The volcanics of the Gregory Rift Valley, East Africa.—“Bull. Volcanol.”, 1970, v. 34, N 2, p. 439—465.
- Williams L. A. J.** The Kenya Rift volcanics: a note on volumes and chemical composition.—“Tectonophysics”, 1972, v. 15, p. 83—96.
- Williams H., Mc Birney A. R.** Volcanic history of Honduras.—“Univ. Calif. Publ. Sci.”, 1969, v. 85, 101 p.
- Willis B.** East African Plateaus and rift valleys.—“Bull. Carnegie Inst.”, Washington, 1936, N 470.
- Willmott W. F., Whitaker W. G., Palfreyman W. D., Trail D. S.** Igneous and metamorphic rocks of Cape Jork Peninsula and Torres Strait.—“Dept. Min., Energ. Bureau Miner. Ros., Geol., Geophys. Bull.”, v. 135, Canberra, 1973, p. 1—45.
- Wilson I. T.** Hypothesis of earth's behavior.—“Nature”, 1963, v. 198, p. 925—929.

**Wilson I. T.** Submarine fracture zones, a seismic ridges and the International Council of Scientific. Unions Line: proposed western margin of the East Pacific Ridge.— "Nature", 1965, v. 207, p. 907—911.

**Wilson I. T.** Mantle Plumes and Plate motions.— "Tectonophysics", 1973, v. 19, p. 149—164.

**Wolfart R.** Syrien und Lybanon.— In: Beitrage zur regionalen Geologie der Erde. Bd 6, Gebr. Borntraeger. Berlin, 1967, 326 S.

**Wolff F.** Der Vulkanismus. I Band. Allgemeiner Teil. Verlag F. Enke, Stuttgart, 1914. 711 c.

**Wolff F.** Der Vulkanismus. II Band, Spezieller Teil. Verlag F. Enke, Stuttgart, 1929. 828 S.

**Wolff F.** Der Vulkanismus. Bd 2, T. 2, 1931, S. 829—1111.

**Woolley A. R., Garson M. S.** Petrochemical and tectonic relationship of the Malawi carbonatite-alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics.— In: African magmatism and tectonics by Clifford T. K. and Gass J. G. (edit.), 1970, p. 211—235.

**Wopfner H., Douglas J. G.** The Otway Basin of Southeastern Australia. Spec. Bull. Geol. Surv. of South Australia and Victoria Min. Develop. mines South. Austral., Min. Mines, Victoria, 1971. 464 p.

**Wright J. B.** Oligoclase-andesine phenocrysts and related inclusion in basalts from part of a Nigerian Cenozoic Province.— "Miner. Mag.", 1968, 283, p. 1024.

**Zeil W.** Geologie von Chili. Berlin, 1964. 243 S.

**Zeil W., Pichler H.** Die känozoische Rhyolit-Formation in mittleren Abschnitt der Anden.— "Geol. Rundschau", 1967, Bd 57, p. 48—81.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Некоторые общие вопросы изучения древних вулканических областей	8
Южная Америка . . . . .	23
Африка . . . . .	70
Австралия . . . . .	139
Антарктида и другие территории . . . . .	198
Проблема реконструкции глобального развития вулканической деятельности геологического прошлого . . . . .	222
Размещение древних вулканических областей и проблема глобальной тектоники . . . . .	251
Общие вопросы эволюции вулканической деятельности . . . . .	261
Заключение . . . . .	274
Литература . . . . .	275

Игорь Владимирович Лучицкий  
ДРЕВНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ  
ЮЖНЫХ МАТЕРИКОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Ответственный редактор  
*Александр Михайлович Дымкин*

Редактор *Э. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректоры *М. В. Ржевцева, Н. В. Клопотная*

---

ИБ № 9833

Сдано в набор 8 июня 1977 г. Подписано в печать 1 февраля 1978 г. МН 02014.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. 18,5 печ. л., 18,6 уч.-изд. л.  
Тираж 1100 экз. Заказ № 569. Цена 3 руб.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.



### Замеченные опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
74	Подрисуночная подпись, 2-я сверху	...карбоновая пустыня и Дра	...карбоновая пустыни Дра
90	Табл. 2, графа справа	Мобилизации, нефели- низация...	Мобилизация, нефелини- зация...
176	4-я снизу	...базальтов туфов,...	...базальтов, туфов,....

И. В. Лучицкий. Древние вулканические области южных материков в фанерозе