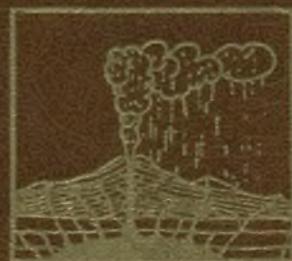


И. В. Лучицкий

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

И. В. Лучицкий

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР А.М. ДЫМКИН



МОСКВА
"НАУКА"
1985

Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985.

Книга представляет собой фундаментальный труд, в котором изложены основы нового научного направления в системе наук о Земле, созданного в нашей стране и широко применяемого в практике прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения. Книга уникальна, зарубежных трудов подобного рода нет. Она необходима геологам, теоретикам и практикам, широкому кругу специалистов смежных областей знания — геофизикам и географам, знатокам теории рудообразования и т.д.

Табл. 3. Ил. 57. Библ. 539 назв.

Составитель

А.И. ЛУЧИЦКИЙ

Рецензенты:

Г.М. ФРЕМД, Е.К. МАРХИНИН

ОТ РЕДАКТОРА

Книга ведущего вулканолога нашей страны члена-корреспондента АН СССР И.В. Лучицкого охватывает широкий круг геологических вопросов, связанных прежде всего с проблемами палеовулканизма.

Еще совсем недавно он опубликовал 2-томную монографию "Основы палеовулканологии", в которой впервые в мировой практике обобщил данные изучения современных и древних вулканов и обосновал самостоятельность нового научного направления в геологии — палеовулканологии. Изданный труд по достоинству был оценен специалистами. Оба тома быстро разошлись, и сейчас эта монография стала библиографической редкостью.

Со дня издания "Основ палеовулканологии" прошло немногим более тринадцати лет. За это время у нас в стране, да и за рубежом накоплен довольно большой фактический материал. Издано немало книг с описанием отдельных вулканов, вулканических районов и поясов, охарактеризован состав и химизм вулканических продуктов, последовательность извержения, особенности дифференциации расплавов и металлогеническая их специализация. Весь этот материал, к сожалению, оказался разрозненным, а порой и трудно доступным для широкого круга специалистов. Возникла необходимость обобщить и свести воедино новые данные по современному и древнему вулканизму, изложить это с позиций формационного и фацеального анализа, критически рассмотреть в сравнительном плане все то новое, что появилось в последние годы в части исследований вулканизма и палеовулканизма. Решить в таком плане поставленную проблему естественно мог только крупный специалист-вулканолог. И.В. Лучицкий взял на себя эту трудную задачу и блестяще с ней справился.

В "Палеовулканологии" приведено много новых и оригинальных описаний вулканических образований и процессов, высказаны суждения автора по затронутым в работе вопросам.

Очень важным в книге является раздел по палеовулканическим реконструкциям, в котором изложены методические приемы исследований. Это тем более важно, что сейчас Академия наук СССР совместно с Министерством геологии СССР успешно осуществляют массовое составление разномасштабных палеовулканологических карт и те принципы картирования, которые разработаны И.В. Лучицким и его многочисленными учениками и должны найти широкое практическое применение.

Летом 1983 г. под председательством И.В. Лучицкого состоялось Всесоюзное палеовулканологическое совещание в г. Миассе, где были подведены итоги исследований и разработаны планы дальнейшей деятельности секции палеовулканологии Петрографического комитета АН СССР. Осенью того же года И.В. Лучицкого не стало.

Труды И.В. Лучицкого и особенно последняя его книга "Палеовулканология" будут доброй и долгой ему памятью. На них будут учиться и совершенствовать свое профессиональное мастерство многие поколения геологов.

ВВЕДЕНИЕ

После выхода в свет первого обобщающего труда по палеовулканологии [119] прошло более десяти лет. За это время в нашей стране широко развернулось палеовулканологическое картирование территорий в целях обоснования перспектив поисков полезных ископаемых, прямо или косвенно связанных с вулканической деятельностью. На основе приложения методов палеовулканологических реконструкций были детально изучены структуры рудных полей ряда месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения, что позволило выявить типичные черты морфологии древних вулканических построек, сопровождаемых различными рудами. Составлены первые обзорные палеовулканологические карты различных территорий Советского Союза, представляющие картину общей эволюции фанерозойского вулканизма и определяющие закономерности размещения в пределах страны древних вулканических областей, а также особенности их металлогении. Начаты исследования палеовулканологии докембрия преимущественно по зеленокаменным и другим родственным им древнейшим системам. Предпринимаются усилия, направленные на количественную оценку масштабов вулканической активности геологического прошлого как одного из важнейших факторов внутренней энергетики земного шара. Принципиальное значение приобрели работы по выявлению роли вулканизма в экзогенных процессах.

В целом многоплановое изучение проблем палеовулканологии послужило стимулом к развертыванию разнообразных исследований, имеющих непосредственное практическое значение для расширения минерально-сырьевой базы в нашей стране, а также для дальнейшей разработки фундаментальных положений геологии, имеющих прямое отношение к внутренней энергетике земного шара и к определению общего влияния вулканизма на геологические процессы, протекающие на поверхности Земли.

Развитию палеовулканологических исследований способствовал ряд организационных мероприятий, среди которых следует прежде всего назвать создание Палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете АН СССР. По инициативе этой комиссии регулярно проводятся Всесоюзные палеовулканологические симпозиумы. Это одна из главных форм объединения усилий всех исследователей, систематически занимающихся разработкой общетеоретических и практических задач палеовулканологии. Первый симпозиум, проведенный в 1973 г., был посвящен вопросам эволюции вулканизма в истории Земли, изучение которых составляет главную задачу палеовулканологии как науки. В дальнейшем были обсуждены общие проблемы палеовулканологических реконструкций и вулканизма докембрия (1975 г.), рассмотрены методы составления палеовулканологических карт и глобальные палеовулканологические реконструкции (1977 г.), отношение глобальных палеовулканологических построений к тектонике и вулканические палеоструктуры (1979 г.), наконец, эталоны и макеты обзорных палеовулканологических карт СССР, вулканизм ранних стадий развития Земли, палеовулканологические аспекты металлогении и региональные палеовулканологические реконструкции (1981 г.). Таким образом, за десять лет с момента публикации книги "Основы палеовулканологии" обширный круг геологов нашей страны, представителей различных научных и производственных учреждений внимательно и достаточно обстоятельно обсудил важнейшие вопросы палеовулканологии и определил перспективы дальнейшего ее развития. Обсуждение актуальных проблем палеовулканологии на симпозиумах продолжается и сейчас. В 1983 г. очеред-

ной симпозиум был созван на Урале, в Миассе, где был отмечен десятилетний юбилей активной деятельности Палеовулканологической комиссии Петрографического комитета АН СССР. Особое внимание на симпозиуме было уделено обзорным палеовулканологическим картам СССР и проблемам вулканогенной металлогении, а также истории развития вулканической деятельности на Урале.

Наряду с палеовулканологическими симпозиумами организационному укреплению палеовулканологии способствовало создание структурных подразделений и групп в ряде учреждений союзной и республиканских Академий наук, высших учебных заведений, а также в научно-исследовательских и производственных учреждениях Министерства геологии СССР. Важным элементом в организации палеовулканологических исследований явилось, в частности, создание по инициативе А.В. Сидоренко отдела палеовулканологии в Институте литосферы АН СССР. Особую роль в объединении различных исследователей в целях решения общих задач палеовулканологии сыграла совместная работа ряда коллективов Академии наук СССР и Министерства геологии СССР над составлением обзорных карт древних вулканических областей СССР и их металлогении.

Теоретические разработки, приобретающие все более ясно выраженное непосредственное практическое значение, а также организационные мероприятия, способствующие развертыванию коллективных и индивидуальных исследований, определяют в настоящее время облик палеовулканологии, преодолевающей сомнения и недоверие тех сейчас уже немногих лиц, которые без видимых причин иногда занимаются выяснением того, насколько самостоятельна эта наука.

Палеовулканология, как четко обособленная область знаний в системе наук о Земле, первоначально была разработана на основе исследований, широко развернувшихся в нашей стране, но постепенно завоевывала признание также и в международном плане. Еще в 1951 г. Гланжо [357] сообщил об организации Международной палеовулканологической комиссии при Международной вулканологической ассоциации и отметил, что создать ее было решено на конгрессе в Осло в 1948 г. На 12-й ассамблее Международной вулканологической ассоциации в г. Хельсинки в 1960 г. была создана даже специальная секция палеовулканологии и плутонизма. Впрочем, деятельность Международной палеовулканологической комиссии не была достаточно эффективной, что можно объяснить своеобразным положением вулканологической ассоциации в системе международных научных учреждений. Дело в том, что она входит в состав Международного союза геодезии и геофизики, мало заинтересованного в развитии геологических аспектов в науке, тогда как они составляют основу палеовулканологии. В то же время в Международном союзе геологических наук нет подразделений, строго отвечающих палеовулканологическому профилю исследований, хотя в системе международных организаций петрологического направления такие исследования могли бы: найти себе место.

Несмотря на существующие организационные затруднения, влияние мероприятий, связанных с созданием Международной палеовулканологической комиссии, на развитие соответствующих исследований в различных странах несомненно было положительным. В первую очередь оно сказалось там, где вулканические породы широко распространены и где с ними связаны различные виды полезных ископаемых.

Помимо Советского Союза, где, как мы видели, палеовулканологические исследования развиваются весьма энергично, существенный вклад в их развитие внесли геологи Австралии. На этом континенте роль вулканизма особенно выразительна, и здесь в последние десятилетия геологическое картирование вулканогенных образований осуществлялось исключительно эффективно, тем более что оно не было чрезмерно обременено традиционными подходами к исследованию и могло опираться на новейшие достижения геологических наук. К тому же именно в Австралии связь с вулканогенными образованиями ряда месторождений полезных ископаемых, имеющих важное практическое значение, достаточно очевидна. Поэтому австралийские геологи достигли значительных успехов в изучении морфологии и генезиса древних вулканических построек, сопровождаемых рудными залежами, и в развитии палеовулканологических исследований в целом. В отдельных работах у них прямо фигурирует название "палеовулканология" [300, 326].

Выявляемое в настоящее время практическое значение месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения в докембрийских толщах привлекло

внимание также канадских геологов, которые хотя и не называют разрабатываемое ими направление исследований палеовулканологией, тем не менее изучению вулканогенных пород и соответствующим палеореконструкциям даже среди архейских образований [319, 359] уделяют исключительное внимание.

В течение ряда лет палеовулканологические реконструкции проводятся в Монгольской Народной Республике Совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией Академий наук СССР и МНР.

В последнее время за рубежом такие исследования укрепились благодаря созданию палеовулканологической секции в рамках международного проекта "Металлогения докембрия". Однако по-прежнему сохраняется необходимость в стимулировании активных действий Международной палеовулканологической комиссии, о которой писал Л. Гланжо, а также в расширении международных связей, обеспечивающих дальнейшее успешное развитие палеовулканологии.

Заканчивая на этом обсуждение общих ситуаций, определяющих современное состояние палеовулканологии, следует подчеркнуть, что предлагаемый вниманию читателя труд опирается на систему положений, изложенных в "Основах палеовулканологии", но существенно отличается от него по своей конструкции. Когда была предпринята попытка обобщить опыт палеовулканологических исследований, ни у нас, ни за рубежом не было достаточно полных сводок по вулканологии. Предпринимавшиеся ранее усилия завершились к тому времени трудом Ритмана, относящимся к 30-м годам текущего столетия [456]. Хотя позднее этот труд был переиздан, все равно он не охватил разнообразных новых данных, существенно важных для палеовулканологии, так как был расширен и дополнен в прежнем плане и не претерпел серьезной перестройки. Поэтому разработка основ палеовулканологии потребовала вовлечения в изложение всех материалов, рассеянных в многочисленных изданиях, которые оставались к моменту создания "Основ палеовулканологии" несистематизированными, несмотря на их существенное значение. В итоге при общем построении работы пришлось восполнить существующий пробел и первый том посвятить современным вулканам, подчинив изложение единой системе, в которой древним вулканам, относящимся к главным объектам палеовулканологии, было уделено место преимущественно во втором томе.

В предпринятой тогда большой работе, приведшей к созданию двухтомной монографии "Основы палеовулканологии", огромная доля усилий, способствовавших ее завершению, принадлежала А.И. Анатольевой. Она была также первой читательницей подготовленного труда, и автор имел возможность выразить ей глубокую благодарность за постоянную помощь в работе и внимание. Сейчас, когда приходится заканчивать новое исследование без нее, единственное, что я могу и должен сделать, это посвятить "Палеовулканологию" ее памяти. Только постоянная поддержка и помощь А.И. Анатольевой на протяжении многих десятилетий совместной работы помогла в итоге представить и этот новый труд в законченном виде.

Теоретические разработки палеовулканологии, изложенные в двухтомной монографии, позволяют теперь сосредоточить внимание только на основных проблемах собственно палеовулканологии. Нет необходимости особо обращаться к общим вопросам вулканологии еще и потому, что в настоящее время появились новые обобщающие труды по вулканологии, которые, впрочем, не могут заменить первый том "Основ палеовулканологии", так как изложение в этом томе различных сведений целиком было подчинено задачам палеовулканологических исследований, а не вулканологии вообще. Здесь следует напомнить о вышедшем в свет в 1975 г. переводе книги Г. Макдональда "Вулканы" (оригинал опубликован в 1972 г., т.е. годом позже выхода в свет "Основ палеовулканологии") и о переиздании в 1976 и 1980 гг. на английском языке книги Буларда [310]. Среди зарубежных изданий необходимо указать также ряд новых работ, в частности большой атлас вулканических форм рельефа, сопровождаемый словарем, принадлежащий Грину и Шорту [362], прекрасно иллюстрированный небольшой атлас А. и Л. Ритманов [458], описание вулканов и ударных кратеров Луны и Марса, представленное Леонарди [406], краткие популярные очерки Фрэнсиса [348], Раста [448], Радулеску [189], физическая вулканология под редакцией Дживетты и др. [336] и некоторые другие, затрагивающие преимущественно проблемы вулканологии и сравнительной планетологии. Особое место в серии этих новых работ занимает итоговый труд Вильямса, написанный им совместно с Мак Бирнеем [532] и издан-

ный под названием "Вулканология". Это посмертный труд одного из старейших и наиболее широко известных вулканологов, лично изучавшего все важнейшие кальдеры мира и многие наиболее выдающиеся группы действующих вулканов нашей планеты.

Более близкое отношение к палеовулканологии имеют среди зарубежных трудов работа Жиро с соавторами, посвященная петрологии и структурному положению вулканических пород [355], а среди отечественных обобщающих работ — книги В.С. Коптева-Дворникова с соавторами [77] и Е.Ф. Малеева, в которых дается описание вулканогенных обломочных пород [141], вулканитов [142], а также методов диагностики фаций и генетических типов вулканитов [140].

Большой интерес вызывает также работа Е.К. Мархинина [144], затрагивающая проблемы происхождения жизни на Земле в связи с вулканической деятельностью. Наконец, следует отметить среди отечественных изданий две небольшие книги А.Е. Святловского, рассматривающие вопросы структурной [203] и региональной [204] вулканологии, а также замечательно иллюстрированные издания "Рождение вулкана" [34] и "К вулканам Камчатки" [33], опубликованные В. Гиппенрейтером.

Приведенный перечень трудов не исчерпывает всего многообразия исследований, осуществленных в течение последнего времени в области вулканологии и палеовулканологии, так как их результаты изложены, кроме того, в огромном количестве статей, опубликованных в тематических сборниках по материалам Палеовулканологических симпозиумов, в различных журналах, в том числе в нашей стране в журнале "Вулканология и сейсмология", за рубежом в журналах "Volcanology and Geothermal Researches", "Bulletin volcanologique". В этих журналах и в других публикациях приведены сведения о крупнейших извержениях недавнего времени — Толбачинском 1975—1976 гг. на Камчатке и Сант-Элен в 1980 г. в Каскадных горах (США), а также и о других менее известных проявлениях вулканической активности. Журнал "Вулканология и сейсмология" в последнее время поместил ряд принципиально важных статей С.А. Федотова по вопросам механизма вулканических извержений, заслуживающих особого внимания потому, что они по-новому освещают эту проблему. Многочисленные новые данные обобщались также на многих общесоюзных и международных симпозиумах и совещаниях. В этих условиях одной из задач представляемого труда является вовлечение в общую систему изложения наиболее существенных материалов, имеющих прямое отношение к палеовулканологии.

Теоретические разработки палеовулканологии, или учения о древних вулканах, теснейшим образом связаны с анализом проблемы эволюции вулканизма в истории Земли. Основой для них являются результаты специализированного геологического картирования, ориентированного на выявление особенностей пространственного размещения и возраста вулканогенных образований и их отношения к синхронным осадочным, а также к сопутствующим интрузивным и метаморфическим комплексам. Такие разработки сопровождаются детальным изучением состава вулканогенных пород, условий их залегания и происхождения, без чего невозможно восстановить на основании палеовулканологических реконструкций былые контуры вулканических построек, т.е. определить черты строения древних вулканов.

Практические цели палеовулканологии очевидны. Знать общую эволюцию вулканизма всей нашей планеты необходимо для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых, генетически и пространственно связанных с вулканической деятельностью геологического прошлого. Эти закономерности должны быть установлены в процессе изучения палеовулканологических проблем на всех уровнях, начиная с определения характерных эпох минерало- и рудообразования и кончая выяснением особенностей локального размещения руд и других полезных ископаемых в пределах рудных полей и отдельных месторождений.

Рассматривая главные задачи палеовулканологии, следует иметь в виду приведенные выше положения о теоретических и практических ее аспектах. Эти задачи состоят, следовательно, в том, чтобы на основании изучения путем картирования разнообразных вулканогенных пород и выяснения их состава, условий залегания и других особенностей восстановить историю развития вулканизма отдельных регионов и эволюцию вулканизма планеты в целом и выявить закономерности размещения во времени и пространстве продуктов вулканизма и месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения. Исходя из сказанного, нетрудно определить палеовулканологию

как науку, главной задачей которой является исследование эволюции вулканизма Земли. По-видимому, нет необходимости подчеркивать при этом, что речь идет о плане в целом, и говорить об эволюции вулканизма "в истории" Земли, это и так очевидно. Такое исследование осуществляется путем картирования вулканогенных образований, выяснения их возраста и вариаций состава, условий залегания и взаимоотношений между ними и преследует цель реконструкции тех ситуаций, в которых протекала вулканическая деятельность в минувшие геологические эпохи. Подобные реконструкции могут и должны быть ориентированы на выявление палеогеографических, палеотектонических и иных обстановок геологического прошлого, позволяющих установить типичные черты древних вулканических областей, и должны сопровождаться определением морфологии существовавших ранее вулканических построек, количественными оценками различных параметров вулканической активности прошлого и решать другие частные задачи. Все подобные построения следует называть палеовулканологическими реконструкциями, если они призваны представлять сведения об особенностях древнего вулканизма в различных его проявлениях.

Древние вулканы, о которых идет речь в палеовулканологии, являются, как можно видеть, рассматривая выдвигаемые нами положения, лишь косвенным объектом исследования; они представляют результат реконструкции, т.е. некоторой системы построений, вытекающей из анализа данных о пространственном размещении вулканогенных образований, которое можно установить только на основании результатов их картирования. Таким образом, на пути к анализу данных о вулканизме былых геологических эпох, начинающимся картированием вулканогенных образований различных территорий, лежит система построений, по которым можно восстановить, реконструировать древние вулканы. Возникает вопрос о том, каким образом может быть осуществлена необходимая интерпретация исходных данных, позволяющая проводить такие реконструкции.

Как и во всех других геологических науках, единственный путь ретроспективного анализа исходных данных, получаемых в результате изучения геологических объектов в палеовулканологии, следовательно, вулканогенных пород и слагаемых ими геологических тел, — это сопоставление их с современными объектами — их аналогами, т.е. путь, позволяющий широко использовать актуалистические подходы. Иных альтернатив здесь указать невозможно. Таким образом, в палеовулканологии это путь сравнения получаемых данных с тем, что известно в отношении современных вулканов.

Отсюда следует, что привлечение данных вулканологии для анализа палеовулканологических проблем относится к обычным методическим приемам, на которых основываются все геологические науки. Иначе говоря, прибегая к столкновению данных изучения закономерностей распространения вулканогенных образований в пространстве и во времени, следует располагать достаточно строгими сведениями о соответствующих ситуациях, характеризующих современную эпоху. Это не значит тем не менее, что все эти сведения должны быть предпосланы дальнейшему изложению. Многочисленные работы по вулканологии, опубликованные в последнее время, а также обзор основных данных по вулканологии в "Основах палеовулканологии" освобождают нас от необходимости предварительного анализа этих данных. Мы сможем их в дальнейшем привлекать во всех тех случаях, когда они будут непосредственно содействовать анализу конкретных проблем.

Заканчивая очерк главных задач палеовулканологии, следует отметить одну существенную ее особенность. Объекты палеовулканологии — вулканогенные породы, а также реконструируемые по результатам их изучения древние вулканы дуалистичны по своей природе. Эти вулканы формируются на поверхности Земли и в процессе своего образования оказывают влияние на окружающую среду — атмосферу и гидросферу, на образование осадков и т.д. Вместе с тем они создаются под непосредственным воздействием глубинных источников энергии и связаны, таким образом, с глубокими недрами Земли. Поэтому, изучая палеовулканологические проблемы, приходится решать задачи в равной мере относящиеся к анализу экзогенных и эндогенных процессов. В палеовулканологии, таким образом, фокусируются проблемы, связывающие процессы внутренней и внешней энергетики Земли, это позволяет выяснять взаимосвязи этих процессов и определять роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании геологических объектов.

И еще несколько слов о методах палеовулканологических исследований. Конеч-

но, весь арсенал средств, используемых в системе наук о Земле, постоянно к ним привлекается. Изучение вулканогенных пород требует точной их диагностики, которая невозможна без детального определения минералогического состава, структуры и текстуры пород, а также их петрохимии и других характерных черт, т.е. без использования обычных приемов петрографического исследования. Вместе с тем, поскольку эти породы входят в состав различного рода толщ, свит, комплексов и иных геологических образований, определение пространственного их размещения и возраста связано непосредственно с применением методов геологического картирования и стратиграфических сопоставлений, опирающихся на детальное изучение разрезов и встречающихся в них остатков фауны и флоры, а также фациальных и формационных особенностей их строения. На этом фоне специфику палеовулканологии представляют различные методические приемы, позволяющие восстанавливать особенности бывших вулканических извержений и типичные черты древних вулканических областей, отдельных построек, выявлять корневые зоны вулканов, определять масштабы вулканической деятельности геологического прошлого, ее энергетики, связей этой активности с тектоникой, влияние вулканизма на седиментацию, литогенез и рудообразование, а также осуществлять другие построения в целях выяснения общей эволюции вулканизма Земли. Все эти построения, составляющие систему методических приемов, свойственных собственно палеовулканологии, и только ей, могут быть объединены общим названием "палеовулканологические реконструкции". Такая система построений и составляет отличительную особенность методических приемов, широко используемых в палеовулканологии.

Следуя приведенному выше перечню методических подходов к решению общих задач палеовулканологии, дальнейшее изложение мы начинаем с общего обзора вулканогенных пород, их ассоциаций, фаций и формаций, затем переходим к рассмотрению палеовулканологических реконструкций и к выявлению общих черт размещения древних вулканов в геологических структурах, а также к обзору глобальных проблем палеовулканологии, после чего завершим работу очерком палеовулканологических прогнозов.

Заканчивая на этом введение, необходимо подчеркнуть, что выход в свет настоящей работы в огромной степени обязан вниманию А.П. Яншина, поддержка которого и постоянный интерес к палеовулканологии неизменно укрепляли уверенность автора в своих силах и вызывают сейчас, как и прежде, глубокую благодарность. Вместе с тем автор считает своим долгом поблагодарить за помощь в завершении работы сотрудников отдела палеовулканологии Института литосферы АН СССР Т.Н. Бочкову, А.С. Колосову, Л.М. Столярову, В.Н. Шилову и др. Роль А.И. Анатольевой, которой посвящается этот труд, отмечена выше: она неоценима, утрата же невозполнима.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Продукты вулканических извержений, образующиеся в результате выбросов глубинного материала или его излияния на поверхность в виде расплавов, а также вследствие внедрения такого материала на глубине, следует объединять под общим названием вулканогенных пород. Это тем более необходимо, что при извержениях возникает весьма сложная серия различных образований, включая, помимо лав и твердых выбросов, также породы, формирующиеся под влиянием гидротерм и эксгальций, сопутствующих вулканическим извержениям. Естественно, что не все продукты извержений захороняются, образуя тот или иной тип пород. Газовая фаза, термальные воды, а также значительная часть тонкой пирокластике рассеиваются в атмосфере и в системе водной оболочки Земли, оказывая влияние на процессы седиментации и на окружающую среду, но не образуя ни рыхлых накоплений, ни горных пород.

В целом удобно называть вулканогенными все породы, имеющие непосредственное отношение к деятельности вулканов. В таком именно смысле вулканогенными являются породы, образующиеся в результате излияния и застывания лав (излившиеся, или эффузивные, породы), при охлаждении глубинных силикатных расплавов (магм) в горловине и подземных камерах вулкана или в ответвлениях таких камер, расположенных между пластами ранее существовавших пород и вдоль рассекающих эти породы трещин, а также при извержении обломочного материала и отложении его в субаэральной или субаквальной обстановке на поверхности Земли. В группу вулканогенных пород следует включать, кроме того, лахары и другие аналогичные им образования, создаваемые перетолжением продуктов вулканической деятельности водами, возникающими вследствие таяния снегов или иных причин, непосредственно связанных с извержениями вулканов [116].

В самой природе вулканического процесса заложена, следовательно, возможность разделения вулканогенных пород на: 1) образующиеся вследствие излияния на поверхность лав или внедрения магмы в глубинных корневых зонах вулканов, 2) возникающие под влиянием взрывов, или эксплозий, а также 3) создающиеся в результате трансформации тех или других под воздействием на них газовой фазы и гидротерм. Первые могут быть названы собственно вулканическими, вторые — пирокластическими породами, третьи — с некоторой условностью — вулканическими гидротермалитами. Несколько пояснений к такой систематике. Название "вулканические породы" давно уже применяется преимущественно к продуктам излияний, тогда как вулканогенными именуют самые разнообразные, в том числе и пирокластические, породы. Поэтому рассматривать термины "вулканогенные" и "вулканические породы" как синонимы представляется нежелательным. Что касается пирокластических пород, то Р. Фишер еще в 1961 г. предложил их именовать "вулканиккластическими" (volcaniclastic), а затем Е.Ф. Малеев с 1962 г. стал называть их "вулканокластическими", полагая, как и Фишер, что в эту группу следует включать различные лавы, если они обнаруживают обломочную, т.е. кластическую, текстуру. Однако такое объединение лав и пирокластике, по крайней мере, неудобно вследствие того, что в одну группу в этом случае включаются породы генетически совершенно разнородные. Таким образом, название "вулканокластические" (volcaniclastic) породы следует считать нерациональным.

Особое место занимают породы, названные вулканическими гидротермалитами.

Речь идет о тех вулканогенных породах, собственно вулканических или пирокластических, которые подверглись более или менее значительной переработке под влиянием различного рода гидротерм и эксгалаций, связанных с фумарольно-сульфатарной деятельностью, сопровождающих вулканическую активность и в общем ей синхронных. К представителям такого ряда пород относятся, например, пропилиты и эпидозиты. Это сравнительно небольшая группа пород, имеющая тем не менее принципиальное значение, так как по ней нередко можно обнаружить рудоносные зоны.

В практике современных палеовулканологических и петрографических исследований нередко упоминается название "вулканыты", которым чаще всего стремятся кратко обозначить различные вулканические породы, независимо от их истинной природы. Однако для него не давалось ранее какого-либо строгого определения, поэтому хотя оно и кажется удобным, злоупотреблять им не следует.

Подразделения внутри упомянутых выше двух групп пород — вулканических и пирокластических — разработаны далеко не совершенно, вследствие чего постоянны дискуссии по этой проблеме. Нет для них соответственно ни общесоюзной, ни международной классификаций, которые могли бы быть сейчас рекомендованы без специального обсуждения. Споры по вопросам классификации вулканических пород не завершены, а для пирокластических пород вообще еще не созданы достаточно определенные, более или менее общепринятые классификационные основы.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

К ряду собственно вулканических пород относятся излившиеся, или эффузивные, аналоги интрузивных, глубинных (плутонических), зернисто-кристаллических пород, возникающие в результате застывания лав на поверхности Земли или вследствие внедрения магмы в корневые зоны вулканов. При первоначальном разделении всех магматических пород на глубинные (интрузивные) и излившиеся (эффузивные) Г. Розенбуш [465] предполагал, что главные их различия заключаются в структурных особенностях, отвечающих залеганию тех и других либо в виде покровов, либо в форме секущих интрузивных тел. Соответственно для глубинных пород типичными считались зернисто-кристаллические структуры, а для излившихся — порфировые или стекловатые, указывающие на быстрое остывание лав.

Между тем сейчас хорошо известно, что в корневых зонах вулканов внедрившиеся (а не излившиеся) магматические массы при застывании дают породы явно эффузивного облика, так как они нередко имеют типичную порфировую или стекловатую структуру. Наоборот, во многих случаях характерные зернисто-кристаллические структуры пород наблюдаются в основании покровов, т.е. в обстановке излияния лав на поверхность Земли. Таким образом, необходимо считаться с тем фактом, что в корневых зонах вулканов имеются внедрившиеся магматические массы, застывшие в виде, сохраняющем типичный облик излившихся пород, а на поверхности Земли действительно излившиеся породы с характерными формами залегания обнаруживают черты строения, свойственные глубинным породам. Приходится, следовательно, сталкиваться с интрузивными базальтами, риолитами и другими подобными им типами пород (см., например, [530]) наряду с габбро-диабазами (габбро-долеритами) или даже габбро, залегающими в основании покровов. Все это показывает, что изучение структуры пород явно недостаточно для определения их реальной интрузивной или эффузивной природы. Формальное определение по структурным особенностям пород может оказаться ошибочным, вследствие чего следует по необходимости специально изучать реальные условия залегания вулканических пород, чтобы решить вопрос о том, образовались ли они вследствие излияния лав на поверхность Земли или возникли в результате внедрения этих лав в корневые зоны вулканов.

Особенности строения лав, излившихся на поверхность Земли, доступны для прямого наблюдения во время извержений современных вулканов, и поэтому они сравнительно хорошо известны. Наземные лавы распространены преимущественно в двух формах проявления: в виде волнистых и глыбовых лав. Подводные лавы изучены несравненно хуже, чем наземные, и их особенности можно рассматривать лишь на отдельных частных примерах, значение которых не всегда достаточно ясно; в целом считается, что среди подводных лав особенно типичны подушечные лавы, или пиллоу-лавы (pillow-lava).

Волнистые лавы, известные на Гавайских островах под названием "пахуху" (paohoehe), а в других местах — фладенлав, платенлав и дермолитов (по Джаггару), отличаются гладкой, волнистой или "тягучей" поверхностью. Глыбовые лавы (по-гавайски — "аа" лавы, во Франции — шеер, в Мексике — мальпе, по Джаггару — афролиты) имеют неровную, зазубренную, обычно шлаковую поверхность, покрытую выступами. По Макдональду [137, 411], волнистые лавы в узких зонах могут приобретать канатное или шнурообразное строение. Внутри потоков такой лавы обычны полости или лавовые камеры, которые могут быть заполнены лавовым материалом. После образования на поверхности потока корки застывшая течение волнистой лавы продолжается внутри возникающей при остывании трубообразной полости. На некоторых потоках застывшая корка разрывается и поверхность их покрывается системой пластин размером от 20—30 см до 1,5 м. Для глыбовых лав Макдональд отмечает присутствие на большей части поверхности потока обломочного материала, известного под названием "клинкерной" брекчии, или брекчии трения. Мощность такой брекчии может меняться от нескольких сантиметров до 1 м. Общий вид массы обломков на поверхности потока сходен с некоторыми пирокластическими брекчиями, но в отличие от последних брекчия трения связана переходами с массивными породами главной части потока и состоит из обломков однородного состава. К тому же брекчии трения неслоисты.

Как показал Макдональд, изучая лавы Гавайских островов, оба вида лав сменяют друг друга в едином потоке: вниз по склону волнистые лавы переходят в глыбовые лавы, но не наоборот. Он полагает, что волнистые лавы богаче газовой фазой и отличаются более высокой температурой, поэтому они менее вязки, чем глыбовые. Макдональд указал, кроме того, на известные различия между типичными гавайскими лавами "аа" и обычными глыбовыми лавами. Для "аа" лав характерна поверхность потока, представленная в большинстве случаев слоем остроугольных обломков, имеющих шиповидные выступы и вид типичного клинкера. Столкновение этих обломков на поверхности лавового потока во время его движения вызывает их истирание и образование песчаного или гравийного материала, осаждающегося между более крупными обломками, иногда сравнительно обильного.

В процессе течения лавовый поток перемещается подобно гусеничному трактору таким образом, что в нижней и верхней его частях сосредоточены шлаковые обломки лавы, а в центре сохраняется лава, застывшая в виде массивной породы. Нижний шлаковый, или обломочный, слой обычно тоньше верхнего, а местами нацело выклинивается. Доля шлака в потоке составляет от него 15—65%. Отдельные обломки могут спекаться. В отличие от волнистых лав полости внутри потоков лав "аа" имеют неправильную форму. Однако, характеризуя в целом глыбовые лавы, Макдональд считает возможным лавы типа "аа" отнести к их роду и указывает, что они связаны тесными переходами. Главным отличием собственно глыбовых лав он считает отсутствие в них обломков с характерными шиповидными или иглообразными выступами. Обломки глыбовых лав угловаты, иногда они почти нацело или полностью слагают всю мощность потока. Но в типичных случаях в потоке сохраняется массивная центральная часть застывшей глыбовой лавы. Поверхность таких потоков неровная, с выступами и впадинами в 3—4,5 м, иногда и больше. Они либо группируются в цепочки, либо рассеяны неравномерно. Между глыбами и обломками обычен мелко-раздробленный материал, более обильный в глыбовых лавах, чем в гавайском типе лав "аа". Наблюдая глыбовые лавы, например на Камчатке в потоках Апохончича, нетрудно видеть, что пространство между отдельными обломками может выполняться не только истертым, но и пепловым материалом, либо первичным, либо переотложенным. В итоге формируются накопления, имеющие вид сложно построенных брекчий, состоящих из однородных по составу обломков лав, различных по размеру, иногда очень крупных, цементированных песчаным или более тонким материалом, имеющим гетерогенную природу. Такие накопления называют часто агломератовыми лавами, или агломератами, если обломки в них не обнаруживают признаков спекания, или агглютинатами, если они содержат спекшиеся обломки. Образующиеся таким образом вулканические брекчии можно было бы называть кластолавами, хотя в первоначальном определении [138] это название отнесено к породам, состоящим из обломков, цементированных лавовым материалом иного состава, чем обломки. Другая возможность — называть их лавокластитами, имея в виду, что подобные лавовые

образования, имеющие вид вулканических брекчий, могут встречаться не только среди потоков, но и в жерлах вулканов или в их корневых зонах, где они могут, впрочем, отличаться особенностями состава цемента и принадлежностью его к лавам, а не к обломочному детритусу, пепловому или иному.

Среди наземных лавовых образований типичны также различные пемзы. К ним относятся вспененные лавы, обрывки которых выбрасываются из жерла вулкана во время эксплозивных извержений. Сливаясь друг с другом, эти обрывки могут образовывать более или менее мощные накопления, но чаще они встречаются в различных пирокластических потоках, имеющих сложную природу. Обычно такие потоки возникают в результате деятельности палящих туч, в которых обрывки пемзы вместе с другими обломками вулканических пород входят в состав газовой-эмульсионной взвеси, скатывающейся по склонам вулкана или распространяющейся на более или менее обширных пространствах вследствие трещинных извержений.

Специфика подводных излияний давно уже отмечена различными исследователями, указывающими на свойственный им вид *подушечных лав*, или *пиллоу-лав* (pillow-lava), называемых также эллипсоидальными или шаровыми лавами. Размер подушек достигает метра и более. Отдельные подушки обычно покрыты тонкой коркой стекла, указывающей на быстрое остывание лавы. Уплотненная форма подушек в горизонтальном направлении отвечает образованию их в вязкопластичном, т.е. не вполне остывшем состоянии. Между подушками обычно остаются угловатые промежутки, заполненные неокатанными (песчаными) обломками стекловатой лавы или каким-либо осадочным материалом, часто с остатками морских или пресноводных организмов. Этот материал, был, по-видимому, насыщенным водой и поэтому пластичен, о чем можно судить по тому, что он выжимался между подушками из подстилающего слоя. Все это указывает, как подчеркивает Макдональд, на образование пиллоу-лав либо под водой, либо в результате излияния на влажную болотистую поверхность. Известны наблюдения Б.Н. Иванова [66] над образованием пиллоу-лав в результате излияния на покрытые снегом склоны вулкана Карымская сопка на Камчатке.

При подводных излияниях или при втекиании лавы в морской или озерный бассейн образуются также *палагонитовые брекчии*. В Исландии их именуют *палагонитовыми туфами*, которые А. Ритман предложил называть *гиалокластитам* (hyaloclastics). По его представлениям, как только лава приходит в соприкосновение с водой, она покрывается стекловатой коркой, которая под напором лавы разрывается и разрушается, а находящийся под ним вязкий слой снова покрывается стекловатой коркой. В итоге на поверхности лавового потока формируется слой, состоящий из кусочков стекла, задерживающего дальнейшее остывание лавы. Одновременно образуются подушки, или сфероиды, которые могут скатываться с боков и фронта лавового потока. По Макдональду, возникающие при таком процессе гиалокластиты имеют вид массивных пород, неясно слоистых или неслоистых, состоящих из обломков желтовато-бурого стекла, сходного с воском и известного под названием палагонита. Осколки стекла в отличие от классических пепловых частиц, возникающих при разрыве газовых пузырьков, не обладают характерными искривленными ограничивающими поверхностями, т.е. не принадлежат ряду типичных для пеплов "рогулек". Обломки обычно угловаты. Типична ассоциация гиалокластитов с пиллоу-лавами.

Характерные черты лавовых потоков подчеркиваются во многих случаях наблюдаемой в них отдельностью, обусловленной трещинами, образующими системы, варьирующие по внешнему виду в зависимости от состава пород, слагающих поток. Имеются трещины, ориентированные параллельно течению породы и обусловленные перемещением лавы. Одновременно в остывающем потоке возникают трещины, перпендикулярные поверхности потока, следующие различным направлениям. Системы трещин расчленяют лавовый поток на блоки, имеющие либо параллелепипедальную, либо столбчатую форму. В последнем случае поток расчленяется на систему колонн, преимущественно шестигранных, но, как указывает Макдональд, варьирующих от четырех- до восьмигранных; и пяти и семигранные колонны, по его данным, почти также обычны, как и шестигранные. Общее объяснение морфологии таких колонн как следствие застывания потока дано В.И. Громиным [42]. Различные формы отдельности наблюдаются не только в покровах и потоках, но и в различных участках корневых зон вулканов, преимущественно в жерловинах.

Общий обзор различных лав выявляет некоторые типичные их черты, зависящие

преимущественно от физико-географических условий формирования, а не от состава этих лав. Между тем вулканические породы, образующиеся из лав, представляют собой минеральные агрегаты, участвующие в строении земной коры в качестве геологически самостоятельных ее элементов, обычно выделяемых под названием геологических тел. Поэтому систематика вулканических пород не совпадает с той, которая может быть предложена для лав и должна основываться на выявлении характерных черт состава минеральных агрегатов.

В настоящее время прилагаются усилия к разработке более или менее строгой систематики вулканических пород именно по данным их состава. Опубликован специальный труд, подготовленный Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР, посвященный вопросам систематики всех магматических, в том числе и вулканических, пород [74]. Продолжается обсуждение этой проблемы на международных совещаниях. Однако пока согласована в международном плане только классификация глубинных (плутонических) магматических пород, но, конечно, она все еще далека от совершенства [75, 390]. Она основана на выделении пород по особенностям их минералогического состава и структуры, что соответствует в общем существующим традициям, известным не только в зарубежных, например французских [404] и немецких [465], но и в таких отечественных трудах, как монография А.Н. Заварицкого [56] "Изверженные горные породы", более 6 раз переиздававшийся и пользовавшийся в течение многих десятилетий широкой популярностью учебник "Петрография" В.И. Лучицкого [111] и т.д.

Этой системе классификаций магматических пород обычно противопоставляются различные химические классификации, опирающиеся на тот или иной вид статистической обработки химических анализов горных пород. Значение таких классификаций особенно подчеркивал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, который тем не менее писал, что "минералогический состав является даже более осязательным и вместе с тем более простым диагностическим признаком и, так сказать, элементарной характеристикой горной породы" [101, с. 35]. Однако в своих исследованиях Ф.Ю. Левинсон-Лессинг выдвигал идею, существо которой сводится к тому, что необходимо "не только собирать аналитический материал и статистическим методом вычислять средний состав разных типов горных пород, а связать химический состав с минералогическим, найти в нем закономерности, связать химический состав разных членов петрографической провинции с геологическими условиями их залегания, поставить и осветить проблему дифференциации, путем того или иного метода перечисления анализов дать простые формулы или знаки для химической характеристики изверженных пород, осветить механизм кристаллизации магмы и подойти к вопросу о генезисе изверженных пород — вот к чему манил химический состав горных пород и прежде всего изверженных" [Там же, с. 60–61]. Иначе говоря, когда речь идет о химической классификации, за которую ратовал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, то имеется в виду использование химических анализов для реализации определенных целей, выдвигаемых прежде всего в области, затрагивающей проблемы петрогенезиса, а также закономерностей пространственного размещения ассоциаций изверженных пород и т.д. Речь идет, следовательно, не о том, чтобы изучить пространственные и хронологические отношения между изверженными горными породами, представляющими, как писал А.Н. Заварицкий, "минеральные агрегаты, являющиеся составными частями земной коры" [62, с. 7], а именно это необходимо для решения задач геологического картирования и в этом прежде всего нуждается палеовулканология, а об использовании химических анализов изверженных горных пород в петрогенетических и других аналогичных целях.

В этой связи следует вспомнить о резких возражениях Е.С. Федорова [236] против химической классификации изверженных пород и такие же возражения А.П. Карпинского [391], которые хотя и парировал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, но которые остаются тем не менее достаточно выразительными. Федоров, например, прямо писал, что "главнейшим руководящим критерием при характеристике породы должен быть не химический, а минералогический" [236, с. 2], что "рациональная классификация изверженных пород может быть только минералогическая (а не химическая)" [Там же, с. 18]. В возражениях А.П. Карпинского подчеркивалось существование пород различного минерального состава при одинаковом химическом составе, что хотя встречается не очень часто, но в ряде случаев может быть отмечено. Такие примеры приводил и А.Н. Заварицкий [62].

Однако, подчеркивая значение минералогических основ систематики изверженных пород как основного принципа, нельзя забывать тесную связь и взаимозависимость минерального и химического их состава. Поэтому строгое изучение минерального состава таких пород требует обязательного исследования его соответствия данным химических анализов, которые должны характеризовать особенности состава не только породы в целом, но и отдельных ее минералов. Само же по себе изучение химических составов изверженных пород, составляющее основу петрохимии, разработанную А.Н. Заварицким [61], имеет значение не только для уточнения особенностей вещественного состава пород, но главным образом и в особенности для изучения ассоциаций изверженных и прежде всего, как сам он писал, ассоциаций вулканических пород с их преимущественно криптокристаллическими или стекловатыми структурами.

В настоящее время широко распространились массовые определения химического состава изверженных пород, причем считается, что чем более многочисленны эти анализы, тем полноценнее исследование. Количество химических анализов в связи с этим непрерывно и неограниченно разрастается, и это, конечно, необходимо для статистического исследования, тем более что надежные количественные данные для статистической обработки получаются сейчас только в результате химических анализов. Эти "массивы" анализов необходимы для последующих выкладок, определяющих связи между различными ассоциациями пород, для оценки предполагаемых способов кристаллизации магмы, из которой образовались изверженные породы, и т.д. Тем не менее пора уже подумать о том, насколько многочисленными должны быть химические анализы и насколько ими следует сопровождать каждое исследование, затрагивающее проблемы изучения изверженных пород. По-видимому, мы сейчас вновь возвращаемся к той домикроскопической эпохе химического исследования изверженных пород, когда валовой химический анализ составлял важнейшую и тогда единственную основу точных суждений об их особенностях. Между тем такой анализ сейчас необходим в первую очередь для контроля исследования особенностей минерального состава пород — операции, которой стремятся избежать, считая, что все сведения о составе пород и ее номенклатуре дает валовой химический анализ. Точность исследования требует строгого согласования данных минерального и химического состава пород, что было невозможно в домикроскопическую эпоху и от чего сейчас пытаются уклониться, скрываясь за массовыми определениями валового химического состава пород от обязательных затрат личного труда на исследование минерального состава и структуры пород.

Переходя к анализу сведений, которыми можно сейчас располагать по вопросам систематики изверженных пород, следует высказать некоторые общие соображения, касающиеся способов преимуществ и недостатков предлагаемых вариантов классификаций.

Прежде всего, представляется очевидным, что любая классификация должна опираться на разделение изучаемой совокупности объектов на основе признаков, свойственных им самим, а не на основе принадлежности этих объектов к систематическим группам, обособляемым по каким-либо иным признакам. Другим важным моментом является необходимость выбора единого основания для разделения рассматриваемых объектов на те или иные группы. Не менее принципиальным положением следует считать выбор в качестве основы деления существенного, главного признака, свойственного именно данной системе объектов. Впрочем, в зависимости от целей исследования возможно, конечно, деление объектов и по другим, второстепенным или производным признакам. Кроме того, любая классификация должны быть сравнительно простой, удобной для практического приложения и не слишком перегруженной различными подразделениями. Наконец, она не должна содержать большого количества подразделений по отношению к общему числу объектов.

Обратимся прежде всего к предложениям Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР, представленным на Всесоюзном петрографическом совещании в Ленинграде в 1981 г. Комиссия считает, что ни количественно-минералогическая, ни химическая классификация не являются универсальными, поэтому в систематике изверженных пород предлагается сочетание химических, минералогических и геологических критериев. Одновременно предлагается принцип многоступенчатости этой систематики с иерархией, включающей последовательно тип, класс, группу, ряд, семейство, вид, разновидности. Для выделения каждого из этих подразделений, как

указано в объяснении [74, с. 5], "могут быть приняты различные критерии". Так, типы пород (магматический, осадочный, метаморфический) выделяются по геологическим признакам. Классы среди изверженных пород выделяются по фаціальным, т.е. также по геологическим, признакам. Группы выделяются по химическому признаку — содержанию кремнезема; ряды — по относительному содержанию щелочей и кремнезема, т.е. опять-таки по химическому составу. При этом подчеркивается условность границ между различными подразделениями, в том числе между семействами и видами. Семейства подразделяются наряду с химическими признаками также по количественно-минералогическим признакам, а виды — по количественно-минералогическим, химическим и структурным критериям. Таким образом, эта систематика опирается на комбинированное использование данных о вещественном составе пород и их структурных и геологических признаках. В ней, во-первых, исключено единое основание деления и, во-вторых, на всех уровнях в качестве главного (а в группах и рядах единственного) признака принят химический состав, в семействах с учетом еще и минералогического состава, а в видах, кроме того, также и структуры. Следовательно, эта классификация является, по существу, химической и опирается на варьирующее основание.

Существенный признак изверженной породы — ее минералогический состав в систематике играет второстепенную роль. Между тем в самом определении изверженной горной породы, как выше отмечалось со ссылками на А.Н. Заварицкого и других исследователей, заложено предположение о том, что она является минеральным агрегатом. Что касается валовых химических анализов, по которым определяется химический состав породы, то они являются производными от минералогического состава пород, а не самими объектами, которые должны быть систематизированы.

Не случайно поэтому, что первоначально Терминологическая комиссия, предлагающая сейчас рассматриваемый вариант классификации, соглашалась с систематикой плутонических пород на основе модального (действительного) минерального состава, выраженного в объемных процентах, и ссылалась на то, что такое решение "единодушно было принято" в апреле 1972 г. Подкомиссией по систематике в г. Берне, а затем в том же году в г. Монреале на Международном геологическом конгрессе [75, с. 6].

В дальнейшем возникли затруднения, вызванные главным образом отсутствием возможности определить модальный состав вулканических пород, содержащих более или менее значительные количества стекла. Однако следует полагать, что возникающие затруднения могли быть устранены и при систематике вулканических пород на основе минерального состава, если учитывать не только модальный, но и нормативный состав минералов. Таким образом, необходимости отказываться от минералогического основ классификации по этой причине, в сущности, не было.

В нынешнем виде классификация [74], принятая Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР, выглядит следующим образом. Во-первых, в ней условно выделяются четыре группы пород по содержанию кремнезема (в %): 1) ультраосновные (30—44), 2) основные (44—53), 3) средние (53—64), 4) кислые (64—78). Во-вторых, по отношению суммы щелочей к кремнезему обособляются три ряда пород: нормальной щелочности, с повышенным содержанием щелочей (субщелочные) и щелочные породы. Последние выделяются по появлению фельдшпатоидов и/или щелочных темноцветных минералов (пироксен, амфибол), а граница между нормальными и субщелочными породами определяется по появлению в последних Ti-содержащих пироксенов, биотита (в основных и средних породах), щелочных полевых шпатов (основные породы) и заметному преобладанию щелочных полевых шпатов над плагиоклазом (средние и кислые породы). Между субщелочными и щелочными породами граница проводится по наличию фельдшпатоидов и (или) щелочных темноцветных минералов. В кислых и частично средних породах, когда фельдшпатоидов практически нет, разграничение проводится по присутствию в раскристаллизованных породах щелочных темноцветных минералов (эгрин, рибекит, арфведсонит), а в стекловатых — по коэффициенту агаитности, который больше единицы в щелочных породах.

Распределение изверженных пород по группам и по рядам служит основанием для выделения семейства, включающих породы сходного минерального состава с определенным соотношением химических параметров (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и т.д.). При этом вулканические и плутонические породы предлагается относить к самостоятельным семействам, что, впрочем, считается дискуссионным и требующим дальнейшего обсуждения.

Для видов и разновидностей рекомендуется вводить также другие петрохимические признаки горной породы с учетом ее структурных особенностей и минерального состава, в частности по отношению Na_2O к K_2O , Al_2O_3 к сумме окислов железа и магнезия и другие, в зависимости от их принадлежности к той или иной группе пород.

В рассматриваемой систематике среди вулканических пород ультраосновной группы в пределах нормального ряда выделяется единое семейство пикритов с тремя видами пород: меймечиты, пикриты и коматиты, среди которых последние два по приведенным в систематике данным предельных содержаний различных окислов практически не различимы, а с подразделениями плутонических пород (оливиниты — дуниты и перидотиты) не совпадают. Для щелочного ряда выделяются щелочные пикриты и мелилититы с рядом подразделений: биотит-пироксеновые, фельдшпатоидные и другие пикриты (в том числе кимберлиты) и оливиновые, пироксеновые и беспироксеновые с оливином мелилититы, а также собственно мелилититы. Химические различия семейства четко выражены главным образом содержанием щелочей только между щелочными пикритами (Σ щелочей < 3) и мелилититами (Σ щелочей > 3). Особо выделяется семейство ультраосновных фойдитов с различными нефелинитами, лейцититами и др. Все эти породы подразделены независимо от плутонических пород, систематика которых не совпадает с таковой, принятой для вулканических пород.

Среди основных вулканических пород дано разделение на пикрит-базальты и пикрит-долериты, с одной стороны, и базальты и долериты — с другой (разграничение главным образом по кремнезему: 42—46% — в первых и 46—53% — во вторых). К субщелочному ряду основных пород отнесены только субщелочные базальты—трахибазальты (субщелочные долериты—трахидолериты). В щелочном ряду выделены основные фойдиты (анальцититы, нефелиниты и лейцититы), щелочные базальтоиды (тефриты, лейцитовые тефриты, нефелиновые и лейцитовые трахидолериты), а также основные фонопиты (нефелиновые и лейцитовые). Соответствия между всеми этими группами вулканических пород и плутоническими породами нет. Среди плутонических пород субщелочные разновидности не выделяются вообще.

Средние вулканические породы нормального ряда охватывают семейства андезит-базальтов и андезитов, отличающиеся содержанием кремнезема (до 57% и более соответственно). Эти подразделения совпадают с семействами плутонических пород тех же групп и рядов. В субщелочном ряду выделяются трахиандезито-базальты — латиты, трахиандезиты — кварцевые латиты и трахиты, различающиеся по кремнезему (в %): до 57, от 57 до 64 для первых двух и с перекрытием для трахитов не только по кремнезему (тоже 56—64), но и по щелочам. Совпадение с подразделениями плутонических пород субщелочного ряда четкое. Среди щелочных средних вулканических пород выделены щелочные трахиты и фонолиты (лейцитовые и нефелиновые), по химическому составу взаимно перекрывающиеся. Им далеко не строго соответствуют плутонические щелочные сиениты и фельдшпатоидные сиениты (с многочисленными разновидностями совсем иного типа, чем в серии вулканических пород).

Кислые вулканические породы нормального ряда представляют дациты, низкощелочные риодациты ($> 68\% \text{SiO}_2$, $< 7\%$ щелочей), риодациты ($68\text{—}73\% \text{SiO}_2$) и риолиты (липариты). К риолитам отнесены породы с содержанием кремнезема более 73%, что вызывает в общем недоумение, так как неясно, почему такое высокое ограничение нижнего предела содержания дано для риолитов (липаритов), состав которых всегда рассматривался как отвечающий гранитам во всем широком диапазоне содержания в них кремнезема; в предлагаемой систематике они отвечают только лейкогранитам плутонических пород. В остальном здесь имеется полное совпадение между подразделениями вулканических и плутонических пород по содержанию кремнезема. К субщелочному ряду кислых пород отнесены трахидациты, трахириодациты и трахириолиты (липариты). Подразделения отвечают плутоническим, но разграничение хорошо выражено только по содержанию кремнезема. Среди кислых щелочных пород выделены щелочные трахидациты, пантеллериты и комендиты с различным содержанием кремнезема, соответствующим таковому для плутонических пород.

Приведенные данные показывают, что предложенная Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР классификация изверженных пород вследствие ее многоступенчатости, ввода различных признаков в качестве основы систематики и стремления охватить все многообразие изверженных пород, очень сложна. Реализация всех этих целей приводит к исключительно пестрому набору подразделений, среди

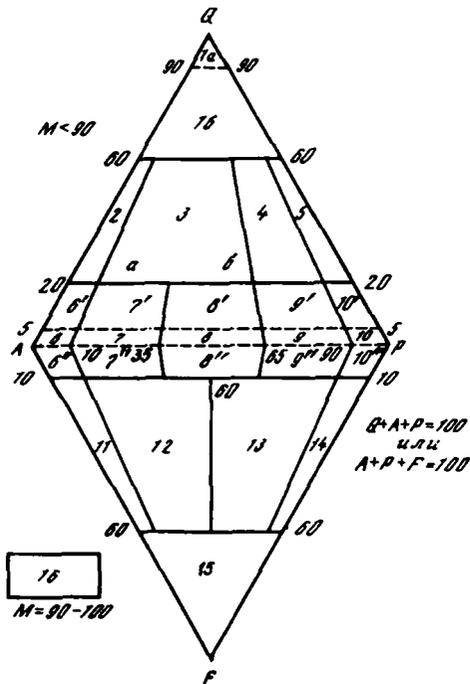


Рис. 1. Общая классификация и номенклатура plutонических пород (согласно модальному содержанию минералов в об. %)

Q и др. — объяснение см. в тексте. Горные породы: 1а — кварцолит (силексит); 1б — обогащенный кварцем гранитоид; 2 — щелочно-полевошпатовый гранит; 3 — гранит; 4 — гранодиорит; 5 — тоналит (плаггиогранит, трондjemит); 6 — щелочно-полевошпатовый кварцевый сиенит; 7 — кварцевый сиенит; 8 — кварцевый монзонит; 9 — кварцевый монцодиорит, кварцевое монцогаббро; 10 — кварцевый диорит, кварцевое габбро (кварцевый анортозит); 6 — щелочно-полевошпатовый сиенит; 7 — сиенит; 8 — монзонит; 9 — монцодиорит, монцогаббро; 10 — диорит, габбро-анортозит; 6' — фельдшпатоидсодержащий щелочно-полевошпатовый сиенит; 7' — фельдшпатоидсодержащий сиенит; 8' — фельдшпатоидсодержащий монзонит; 9' — фельдшпатоидсодержащий монцодиорит, фельдшпатоидсодержащее монцогаббро; 10' — фельдшпатоидсодержащий диорит, фельдшпатоидсодержащее габбро; 11 — фойдовый сиенит; 12 — фойдовый монцосиенит (фойдовый плаггиосиенит); 13 — фойдовый монцодиорит, фойдовое монцогаббро (эссексит); 14 — фойдовый диорит, фойдовое габбро (тералит); 15 — фойдолиты; 16 — ультрамафитовые породы (ультрамафиты)

которых разобраться далеко не просто даже специалисту-петрографу. Геологу-съемщику, которому систематика пород должна оказывать помощь, пользоваться этой систематикой будет очень трудно без специальных консультаций. Достаточно сказать, что общее число семейств в рассматриваемой систематике составляет 53, а видов — 131. При этом для 33% семейств указано только по одному виду, примерно для 25% — по два и только около 40% семейств включают более двух видов. Несбалансированность подразделений (имеются в виду семейства и виды) и многочисленность семейств (более 50 прот.: в 7 семействах классификации Лаппарана—Лучицкого и 7 соответствующих семействам групп Заварицкого) свидетельствуют о том, что эта классификация изверженных пород нуждается еще в существенной доработке, в частности в большей степени обобщения исходных данных для семейств. Если иметь в виду, что предложенная систематика предназначена не для сравнения различных ассоциаций и серий, а именно для классификации самих изверженных пород, даже если считать, что основой для классификации должен служить химический состав, то дальнейшее улучшение рассмотренной классификации несомненно составляет очень серьезную задачу, решение которой требует еще большой работы.

Между тем в этом вопросе единство взглядов не достигнуто, чему свидетельством является упомянутая выше классификация [75] plutонических (интрузивных, глубинных) пород, принятая на 24-й сессии Международного геологического конгресса. В этой классификации plutонические породы разделены в соответствии с действительным (модальным) содержанием в них минералов, измеренным в объемных процентах. Для классификации использованы следующие минералы и их группы: Q — кварц; A — щелочные полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, пертит, анортотлаз, альбит с 0—05 An); P — плагиоклаз с 5—100% An, скаполит; F — фельдшпатоиды, или фойды (лейцит, псевдолейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцим и др.); M — мафические и близкие к ним минералы (спюды, амфиболы, пироксены, оливины, рудные минералы, акцессорные: циркон, апатит, титанит и др., эпидот, ортит, гранаты, мелилиты, монтичеллит, первичные карбонаты и т.д.). Породы с M менее 90% подразделяются по содержанию в них фельзических минералов, породы с M от 90 до 100% — по содержанию мафических минералов. Для изображения на диаграмме (рис. 1) в

породах с М менее 90% фельзические компоненты пересчитываются на 100% (т.е. $Q + A + P = 100\%$ или $Q + A + F = 100\%$).

Указанные на диаграмме границы между полями согласованы на Международном геологическом конгрессе в 1972 г. Названия некоторых из этих полей являются коренными, родоначальными, основными, определяющими большие группы пород; их детализацию предлагается проводить по дополнительным диаграммам, что необходимо, в частности, для ультрамафитов. В целом же главные группы и типы глубинных (плутонических) пород, с которыми приходится сталкиваться при геологическом картировании, находят место на диаграмме. Это наглядно можно видеть, знакомясь с ключом к рассматриваемой систематике, помещенным ниже. Он позволяет достаточно просто разобраться в предлагаемой номенклатуре глубинных пород. В качестве дополнительного показателя пород рекомендуется пользоваться приставками "лейко" для пород, бедных темноцветными минералами, и "мелано" — для богатых ими.

Ключ для определения плутонических пород

$M < 90$

- I. $Q = 60-100\%$ от суммы фельзических минералов:
 - а) $Q = 90-100\%$: (1а) кварцолит (силексит),
 - б) $Q = 60-90\%$: (1б) обогащенный кварцем гранитоид.
- II. $Q = 20-60\%$ от суммы фельзических минералов при содержаниях плагиоклаза от суммы полевых шпатов:
 - а) $0-10\%$: (2) щелочно-полевошпатовый гранит,
 - б) $10-65\%$: (3) гранит,
 - в) $65-90\%$: (4) гранодиорит,
 - г) $90-100\%$: (5) тоналит (для лейкотоналита, содержащего олигоклаз или андезин, рекомендуются названия плагиогранит или трондземит).
- III. $Q = 5-20\%$ от суммы фельзических минералов при содержаниях плагиоклаза от суммы полевых шпатов:
 - а) $0-10\%$: (6') щелочно-полевошпатовый кварцевый сиенит,
 - б) $10-35\%$: (7') кварцевый сиенит,
 - в) $35-65\%$: (8') кварцевый монцонит,
 - г) $65-90\%$: (9')
 - 1) $Ap < 50$ кварцевый монцодиорит,
 - 2) $Ap > 50$ кварцевое монцогаббро,
 - д) $90-100\%$: (10'):
 - 1) $Ap < 50$ кварцевый диорит
 - 2) $Ap > 50$ кварцевое габбро } кварцевый анортозит.
- IV. $Q = 0-5\%$ от суммы фельзических минералов при содержаниях плагиоклаза от суммы полевых шпатов:
 - а) $0-10\%$: (6) щелочно-полевошпатовый сиенит,
 - б) $10-35\%$: (7) сиенит,
 - в) $35-65\%$: (8) монцонит,
 - г) $65-90\%$: (9)
 - 1) $Ap < 50$ монцодиорит,
 - 2) $Ap > 50$ монцогаббро,
 - д) $90-100\%$: (10):
 - 1) $Ap < 50$ диорит,
 - 2) $Ap > 50$ габбро-анортозит.
- V. $F = 0-10\%$ от суммы фельзических минералов при содержаниях плагиоклаза от суммы полевых шпатов:
 - а) $0-10\%$: (6'') фельдшпатоидсодержащий щелочно-полевошпатовый сиенит,
 - б) $10-35\%$: (7'') фельдшпатоидсодержащий сиенит,
 - в) $35-65\%$: (8'') фельдшпатоидсодержащий монцонит,
 - г) $65-90\%$: (9'')
 - 1) $Ap < 50$ фельдшпатоидсодержащий монцодиорит,
 - 2) $Ap > 50$ фельдшпатоидсодержащее монцогаббро.
 - д) $90-100\%$: (10'') фельдшпатоидсодержащий диорит, фельдшпатоидсодержащее габбро.

- VI. F = 10–60% от суммы фельзических минералов при содержаниях плагиоклаза от суммы полевых шпатов:
- 0–10%: (11) фойдовый сиенит,
 - 10–50%: (12) фойдовый монцосиенит (фойдовый плагиосиенит),
 - 50–90%: (13)
 - $An < 50$ фойдовый монцодиорит } эссексит
 - $An > 50$ фойдовое монцогаббро }
 - 90–100%: (14)
 - $An < 50$ фойдовый диорит,
 - $An > 50$ фойдовое габбро (тералит).
- VII. F = 60–100% от суммы фельзических минералов: (15) фойдолиты.
M = 90–100%
Ультрамафитовые породы (16)

Приложение к вулканическим породам принципов минералогической классификации, разработанной для plutонических пород, затруднено присутствием в вулканических породах более или менее значительных количеств стекла. Определение в таких условиях модального состава пород становится либо очень трудным, либо просто невозможным. Однако это затруднение может быть в принципе преодолено, если учитывать в вулканических породах наряду с модальным также нормативный состав минералов. Хотя известная условность таких расчетов очевидна, тем не менее она не больше, а скорее меньше, чем та, которая сопровождает подмену вулканической горной породы с ее сложным минеральным составом и структурой, валовым химическим анализом.

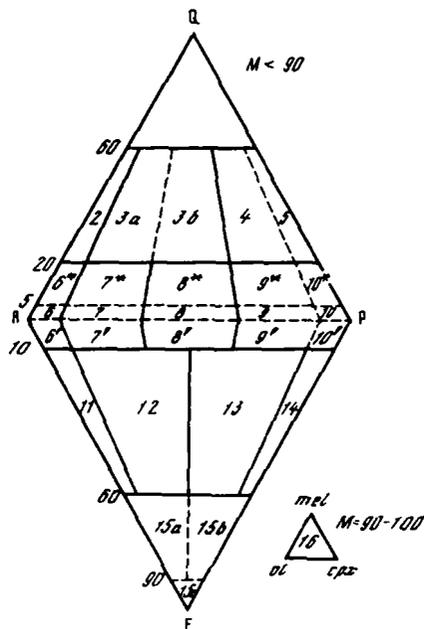
Такой именно выход из положения предложил Штрекайзен [318], под руководством которого была подготовлена принятая в 1980 г. на Международном геологическом конгрессе систематика plutонических пород. Он рекомендовал вычислять нормативный минеральный состав вулканических пород, используя метод пересчета, разработанный А. Ритманом в его книге "Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород", опубликованной в нашей стране в 1975 г. [193]. Аналогичные вычисления нормативных минералов предлагались ранее также авторами системы, известной под названием CJPW [330], Ниггли [435] и другими исследователями.

Преимущества пересчетов А. Ритмана заключаются в том, что они даны исследователем, специально изучавшим вулканические породы современных вулканов на протяжении многих десятилетий. К тому же его система пересчета была подготовлена в тесном контакте с Штрекайзеном, предложившим первоначальный вариант своей систематики вулканических пород с учетом возможностей подобных пересчетов. Поэтому А. Ритман пишет в своей работе, что детально разработанная Штрекайзеном классификация вулканических пород такова, что "ее признание крайне желательно для того, чтобы иметь возможность разработать единую международную номенклатуру вулканических пород" [193, с. 20]. Это тем более важно, что принцип классификации plutонических и вулканических пород должен быть единым, в особенности учитывая, что вулканические породы являются аналогами plutонических. По-видимому, это положение устроить нежелательно, хотя сам А. Ритман в той же работе, ссылаясь на гетероморфизм пород, пишет: "широко распространенное мнение о том, что вулканические породы и их plutонические аналоги должны попадать в одно поле классификационной схемы, оказалось неверным" [Там же, с. 89], а в классификации Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР, как мы видели, plutонические и вулканические породы отнесены даже к разным семействам. Впрочем на этих выводах комиссия и не настаивает, полагая их дискуссионными.

Классификация вулканических пород была представлена Штрекайзеном [318] от имени Международной подкомиссии по систематике и номенклатуре изверженных пород. Предлагая ее, Штрекайзен отметил, что точное совпадение между модальной классификацией по системе QAPF и любой химической классификацией редко имеет место. Поэтому каждая предлагаемая химическая классификация должна быть проверена на соответствие принятой на конгрессе систематике глубинных пород на минералогической основе. Классификация вулканических пород Штрекайзена представлена на рис. 2, который построен по тому же принципу, что и рис. 1 для plutонических пород, с учетом нормативных составов, вычисленных по методу А. Ритмана. К этой классификации даны соответствующие пояснения, которые здесь следует привести.

Рис. 2. Названия вулканических пород, рекомендованные Международной подкомиссией по систематике и номенклатуре изверженных пород в 1980 г.

2 — щелочные (полевошпатовые) риолиты (липариты); 3a и 3b — риолиты (липариты); 4 и 5 — дациты; 6* — кварц-щелочные (полевошпатовые) трахиты; 6 — щелочные (полевошпатовые) трахиты; 6^с — фойдосодержащие щелочные (полевошпатовые) трахиты; 7* — кварцевые трахиты, 7 — трахиты; 7^с — фойдосодержащие трахиты; 8* — кварцевые латиты; 8 — латиты; 8^с — фойдосодержащие латиты; 9 и 10 — андезиты, базальты; 11 — фонолиты; 12 — тефритовые фонолиты; 13 — фонолитовые тефриты (базаниты); 14 — тефриты, базаниты; 15a — фонолитовые фойдиты; 15b — тефритовые фойдиты; 15c — фойдиты; 16 — ультрамафиты. Дополнительно предлагаются групповые наименования: 2, 3a, 3b — риолитоиды; 4, 5 — дациты; 6, 7, 8 — трахитоиды; 9, 10 — андезиты, базальтоиды; 11, 12 — фонолиты; 13, 14 — тефритоиды; 15 — фойдиты; 16 — ультрамафиты.



1. В поле 2 "щелочно-полевошпатовые риолиты" соответствуют "щелочно-полевошпатовому граниту". Название "щелочной риолит" (липарит) применяется, когда порода содержит щелочной пироксен и (или) щелочной амфибол в моде или норме. То же касается полей 6*, 6, 6^с.

2. В полях 3a и 3b "риолиты" (син. — липариты) отвечают названию "граниты". Термин "риолиты" до его времени используется неточно для полей 3b и 4 и может применяться для промежуточных пород между "риолитами" и "дацитами" без ограничения определенным контуром.

3. Поля 4 и 5 отвечают термину "дациты" в широком смысле слова. Классические дациты Трансильвании, Калифорнии и других мест имеют состав гранодиорита и принадлежат, таким образом, полю 4. Вулканические породы поля 5, к которым может быть приложено название "плаггиодацит" и "кварцевый андезит", часто также описывают как дациты, что и рекомендуется.

4. Если породы поля 6* — 8^с содержат не модалный, а нормативный нефелин, они должны быть охарактеризованы как "нефелин-нормативные".

5. Поля 9 и 10 охватывают широко распространенные типы пород — базальты и андезиты. Для их разграничения предлагают ряд критериев: цветной индекс, состав плаггиоклаза (модалный и нормативный), содержание кремнезема. Подкомиссия поддерживает комбинированные критерии: в первую очередь содержание кремнезема, во вторую — цветной индекс (рис. 3). Границы между андезитами и базальтами по кремнезему составляют 52% (по данным анализа, пересчитанного на 100% после исключения H₂O и CO₂), а нормативный цветной индекс составляет 40 вес. %, что отвечает 35% об. (цветной индекс по молекулярным нормам Барта—Ниггли меньше примерно на 1–2%, чем CI_{PW}, устанавливаемый по весу). Модалный цветной индекс должен быть несколько выше (около 36–38%), так как некоторое количество нормативной аноритовой молекулы входит в модалный пироксен.

Состав плаггиоклаза (на пределе An 50) менее подходит для разделения андезитов и базальтов, так как имеется множество известково-щелочных андезитов с нормативным содержанием An до 69 (и даже выше): в них нередко содержатся фенокристы лабрадора или битовнита, а состав микролитов не может быть определен в широко распространенных андезитах с кристаллической или стекловатой основной массой.

Известково-щелочные андезиты сосредоточены преимущественно в поле 9*. Известково-щелочные и высокоглиноземистые базальты (последние преимущественно лейкобазальты) обычно ограничиваются полем 10. Толейтовые базальты занимают поля

ц.в. индекс

↑
40% вес.
35% вес.

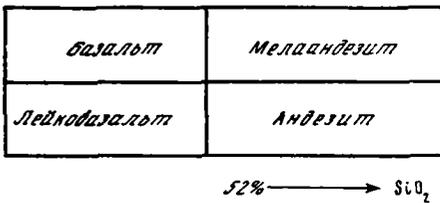


Рис. 3. Схема для разграничения базальтов и андезитов

10 и 10*, щелочные базальты — обычно поле 10*. Гавайиты преимущественно совпадают с полями 9' и 10', муджириты — с полями 9 и 9'.

6. Термин "фонолит" может применяться в понятии Розенбуша для пород, существенно состоящих из щелочных полевых шпатов, некоторого количества фельдшпатов и мафических минералов. Примеры:

Щелочно-полевой шпат	+	нефелин	—	нефелиновый фонолит
То же	+	лейцит	—	лейцитовый фонолит
"	+	нефелин и лейцит	—	лейцит-нефелиновый фонолит (нефелина больше, чем лейцита)
"	+	гаюин	—	гаюиновый фонолит
"	+	анальцим	—	анальцимовый фонолит и т.д.

Фонолиты, содержащие нефелин и/или гаюин в качестве фельдшпатоида, обычно описывают как фонолит, без дополнительных минералогических характеристик. Однако если лейцит является главным компонентом, он должен уточнять название породы. То же относится к полям 12—15.

7. Основное название для пород поля 12 — тефритовый фонолит (син. — тефрофонолит).

8. Для поля 13 основное название "фонолитовый тефрит (базанит)" (син. — фонотефрит и фонобазанит). Термин „базанит" используется, когда оливин содержится в количестве свыше 10%.

9. В поле 14 основные названия "тефриты и "базаниты", последнее используется, когда содержание оливина в породе превышает 10%. Тип господствующего фельдшпатоида может быть использован для уточнения, например: нефелиновый тефрит, лейцитовый базанит и т.п.

10. В полях 15а—с размещаются фойдсодержащие вулканиты. Основное название всех трех полей должно быть "фойдит", но по главным фельдшпатоидам можно различать:

Нефелин	—	нефелинит оливиновый нефелинит (нефелиновый базальт)
Лейцит	—	лейцитит оливиновый лейцитит (лейцитовый базальт)
Анальцим	—	анальцимит оливиновый анальцимит (анальцимовый базальт)

Названия "нефелиновый базальт", "лейцитовый базальт" устраняются, термин "базальт" сохраняется только для полевошпатовых пород.

11. Хотя мафические минералы (пироксен, оливин, мелилит) обычно господствуют над фойдитами, обычно применяемая номенклатура определяется присутствием главных фельдшпатоидов, даже если они подчинены.

12. В поле 15а основное название "фонолитовый фойдит" (син. — фонофойдит) может быть уточнено в некоторых особых случаях терминами, подобными термину „фонолитовый нефелинит" и т.п.

13. Основное название для пород поля 15b — "тефритовый (базанитовый) фойдит", которое может быть уточнено в таких терминах, как тефритовый лейцитит, базанитовый нефелинит и т.д. Альтернативно может быть использован термин "плагноклазовый фойдит" с уточнениями, подобными лабрадоровому нефелиниту, андезитовому лейцититу и т.п.

14. Названия ультрамафитовых эффузивов поля 16 могут быть в некоторых особых случаях уточнены по характерному господствующему мафическому минералу (пироксен, оливин, мелилит и др.). Термин "мелилитовый базальт" должен быть исключен и заменен термином "оливиновый мелилитит".

Международная подкомиссия по систематике изверженных пород рекомендует применять к вулканическим породам только неовулканические названия, такие, как риолит, андезит, базальты и т.д., независимо от их изменений и геологического возраста. Эта рекомендация сопровождается тем не менее ссылкой на то, что даже слабо метаморфизованные вулканические породы, в которых полевые шпаты серицитизированы и сосюритизированы, а мафические минералы замещены хлоритом, серпентином, тальком и т.д., должны называться metabазальтами, metaандезитами и т.д. во всех случаях, когда изверженная структура породы все еще сохраняется и первоначальный ее тип устанавливается. Это очень важно, потому что в современной геологической литературе, особенно затрагивающей проблему вулканизма докембрия, в связи с созданием единой номенклатуры пород вне зависимости от их возраста и вторичных изменений широко распространилось в корне ошибочное представление о возможности применения названий современных и древних неизменных вулканических пород (базальты, андезиты и т.д.) к породам, подвергшимся значительному, в частности зеленокаменному, изменению.

Следует ясно представлять, что даже слабо измененные, а тем более претерпевшие зеленокаменное изменение вулканические породы, первичная природа которых может быть распознана, должны именоваться metabазальтами, metaандезитами, а не просто базальтами, андезитами и т.п.

Подкомиссия высказала, кроме того, ряд дополнительных соображений по систематике вулканических пород, также заслуживающих внимания. Во-первых, названия "долерит" и "диабаз" (а также "микробаббро") рекомендуется считать синонимами, поэтому применения названия "диабаз" к палеозойским или докембрийским базальтам, а также к измененным базальтам любого геологического возраста следует избегать. То же касается устаревшего термина "мелафир". Во-вторых, название "спилит" предлагается сохранить для базальтовых пород с эруптивными чертами строения, характеризующихся ассоциацией минералов группы альбита-хлорита, присутствие которых обусловлено метасоматическими и метаморфическими изменениями. Такие породы обычно богаты щелочами (натрием, редко калием) и бедны кальцием. Часто они представляют тип подводящих лав с подушечной текстурой. В-третьих, считается возможным относить к кератофирам лейкократовые породы, содержащие фенокристы альбита, а в основной массе альбит и акцессорные количества калиевого полевого шпата, мафических минералов (биотит, хлорит, эпидот-цоизит, рудные), кварца, кальцита и т.д. В некоторых разновидностях таких пород содержится в существенных количествах калиевый полевой шпат. Наконец, в-четвертых, предлагается называть кварцевыми кератофирами лейкократовые кислые породы с основной массой из альбита и кварца, с такими же акцессориями, как и в кератофирах. Эти породы в одних случаях содержат кварц также в фенокристах, в других — только в основной массе. Значительно реже в качестве существенного компонента породы встречается калиевый полевой шпат. Подчеркивается, что кератофиры и кварцевые кератофиры обычно встречаются в ассоциации со спилитами. Их минеральный состав часто определяется позднейшим метаморфизмом (обогащение натрием при вторичной альбитизации какого-либо полевого шпата).

Среди других замечаний следует отметить высказанные подкомиссией рекомендации подразделить вулканические породы по содержанию стекла (в %) на: стеклосодержащие (0–20), богатые стеклом (20–50) и стекловатые (50–80), а при содержании стекла 80–100% обозначать их специальными наименованиями: обсидианы и т.д. В тех случаях, когда точное определение модалного состава породы невозможно, а химических анализов нет, считается допустимым называть породу по данным о различных в ней минералах (в частности, по присутствию их в фенокристах), но сопровождать такое название приставкой "фено". Так, порода с фенокристами плагноклаза и неопределенной основной массой может быть описана как феноандезит, хотя при точном определении химического состава она может по данным пересчета оказаться дацитом. Что касается порфирирового состава пород со стеклом, для которых химические анализы имеются, то их рекомендуется называть по данным пересчета (потенциальным или нормативным минералам), сопровождая название приставкой "гиало", например, гиалодацит, гиало-

риолит и т.д. Для некоторых пород такого типа есть специальные названия, подобные тому, как для гиалонефелинового базанита — лимбургит.

Сравнительно недавно Штрекайзен и Ле Мэтр [483] предприняли проверку соответствия между нормативными составами, рассчитанными для плутонических и вулканических пород, и модальными составами, принятыми в минералогической систематике плутонических пород, рекомендованной Международным геологическим конгрессом. Для этой цели они использовали систему вычисления молекулярных норм Барта—Ниггли и для замены трех компонентов (калিপолешпата, альбита и плагиоклаза) двумя минеральными фазами (щелочные полевые шпаты — плагиоклазы) в целях изображения на диаграмме QAPF учли степень насыщенности пород кремнеземом. Соответственно были приняты следующие факторы: $Q' = Q + Or + Ab + An$ и $P = (Ne + L + c + Kp) / (Ne + L + c + Kp + Ab + An)$ и отношение $An / (Or + An)$. Результаты обработки 15487 химических анализов, пересчитанных на норму на основе использования данных системы CLAIR, позволили прийти к выводу о том, что, кроме фойдитов и ультрамафитов полей 15 и 16 диаграммы QAPF, предлагаемая систематика, учитывающая не только модальный, но и нормативный состав, вполне оправдана для широко распространенных типов пород. Разнообразные изверженные породы обособляются в три группы: 1) модальные и нормативные поля которых совпадают, 2) совпадение полей которых очень близко, но границы которых пересекаются и 3) поля которых не совпадают. Сравнение нормативных и модальных составов плутонических и вулканических пород ряда областей (Осло, Зибенгебирге, Адамелло, Лахландская подвижная зона) показало, что около 80% случаев отвечает первым двум группам ситуаций, указанным в пунктах 1 и 2. Анализ полученных данных показал также хорошее совпадение между плутоническими породами и их вулканическими аналогами. Вместе с тем выяснилось, что для дацитов, риодацитов и адамеллитов должны быть учтены некоторые особенности. Так, дациты охватывают поля гранодиоритов (4) и тоналитов (5), а среднее по Ле Мэтру для них отвечает границе между полями этих двух типов пород на диаграмме. Поэтому рекомендуется считать дациты вулканическими эквивалентами как гранодиоритов, так и тоналитов. Распределение риодацитов приводит к выводу о том, что это название следует применять для пород, переходных между риолитами и дацитами без строгого определения их поля. Что касается адамеллитов, то центр распределения соответствующих точек на диаграмме QAPF попадает в поле 3б, вследствие чего этот термин предлагается применять в качестве синонима монцогранита (3б). Он идентичен с "кварцевым монцонитом" американских исследователей.

Рассмотренные данные о существующих предложениях по вопросам систематики вулканических пород показывают еще значительную незавершенность результатов огромной работы по изучению перспектив разработки единой номенклатуры для этих пород, основанной на строгих принципах и соблюдении соответствующих правил, а вместе с тем достаточно простой и удобной для использования. Все же представляется возможным высказать некоторые общие соображения о возможностях привлечения к палеовулканологическим исследованиям предложенных в последнее время вариантов классификации вулканических пород в практических целях. Из тех сведений, которые были приведены по общим вопросам о принципах систематики изверженных пород, следует считать очевидным, что необходима единая и сопоставимая классификация вулканических и плутонических пород, отвечающая положению о том, что первые являются аналогами вторых. Имея в виду, что для плутонических пород уже принята определенная система, опирающаяся на минералогические основы, аналогичный принцип следует предложить и для вулканических пород. Такое решение вопроса позволит привести в более строгое соответствие систематику изверженных пород с тем определением, которое дано им как минеральным агрегатам, слагающим земную кору и образующим в ней геологическое тело. Однако значение систематических исследований химического состава изверженных пород исключительно важно для изучения ассоциаций пород и для разработки общих петрологических проблем в гораздо большей степени, чем для непосредственного использования при определении номенклатуры этих пород. Роль петрохимических исследований и соответствующих целенаправленных работ такого профиля для палеовулканологии, главным образом в области сравнения различных ассоциаций вулканических пород, будет рассмотрена ниже.

Систематика пирокластических пород опирается в первую очередь на размерность содержащихся в них обломков. Этот принцип сохраняется и в общесоюзной и в международных классификациях. Однако существует полное несоответствие в шкале размеров, применяемой у нас и за рубежом.

В нашей стране принята десятиричная шкала, в которой основные подразделения ограничены преимущественно числами, кратными десяти или отвечающими половине очередного десятка. На том же принципе подразделения размеров основана у нас соответствующая шкала для обломочных осадочных пород. Впрочем, пока еще строгое соответствие той и другой отечественной шкалы тоже не достигнуто и они нуждаются в дальнейших уточнениях в целях сохранения единообразия подходов к классификации.

На западе для тех и других пород широко применяется шкала, предложенная еще в 1922 г. Вентворсом [519] и сохраняющаяся в первоначальном виде по сей час. В этой шкале приняты границы, отвечающие ряду цифр, следующих порядку геометрической прогрессии (256, 64, 32, 4, 2, 1 1/4, 1/16, 1/256). Такие градации приняты и в зарубежной систематике обломочных осадочных пород. Таким образом, совместить эту размерность с нашей очень трудно.

В нашей стране прорывкой найти единый подход к систематике обломочных осадочных и пирокластических пород является схема, предложенная автором в 1971 г. [119], в рамках которой были проведены сопоставления с систематикой пирокластических пород Вентворса и Вильямса [520]. В этой схеме по размеру обломков выделены три группы пород: пирокластические (в отличие от лавовых) вулканические брекчии (более 100 мм), туфолапиллиты (100–10 мм) и туфы (менее 10 мм). В отечественной шкале осадочных пород это отвечает границам валуны — галька (100 мм) и галька — гравий (10 мм).

В используемой зарубежными исследователями систематике вулканические брекчии, включающие глыбовые и бомбовые обломки, а также соответствующей размерности агломераты и агглютинаты первоначально были ограничены пределом 32 мм, а лапилли — рамками 32–4 мм. Однако позднее Вильямс и Мак Бирней [532], следуя предложению Фишера [344], указали на предпочтительность поднятия верхней границы лапилли до 64 мм, а для аккреционных лапиллей (или вулканических пизолитов) — до размеров куриного яйца, т.е. до 50–60 мм, а в немногих случаях даже до 150 мм. Таким образом, верхняя граница лапилли в нашей и зарубежной шкале сейчас существенно сблизились. Что касается нижней границы лапилли, то ее совмещение с нашей вполне возможно, если включить в эту группу пород также и те туфы, которые по размерам представляют аналогию гравию осадочных пород. В этом случае к туфолапиллитам необходимо будет отнести также гравийные туфы с вариациями размеров от 1 до 10 мм. В совместной работе Вильямса и Мак Бирней, а также у Р.Фишера нижняя граница лапилли снижена теперь уже до 2 мм, т.е. мало отклоняется от соответствующей границы гравийных туфов нашей систематики. Таким образом, сейчас вполне возможно согласовать ранее представленную нами систематику [119], переместив в ней границу между туфолапиллитами и туфами с 10 на 1 мм, а также дополнительно выделив собственно лапиллиты размерами 100–10 мм.

В итоге общая систематика будет включать породы следующей размерности, строго совпадающей с принятой в нашей стране для осадочных пород: пирокластические вулканические брекчии размером от 100 мм и более, лапиллиты — от 100 до 10 мм, туфолапиллиты — от 10 до 1 мм и туфы — менее 1 мм. Внутри каждой из этих групп могут быть выделены по указанным в названной таблице размерам крупно-, средне- и мелкозернистые породы соответствующего типа. Такое разделение совпадает с принятой у нас шкалой размерности для обломочных осадочных пород и сравнительно мало отличается от зарубежной шкалы размера обломков пирокластических пород.

Кроме размера обломков, в систематике пирокластических пород важным диагностическим признаком является их состав. Он может существенно варьировать в зависимости от состава продуктов извержений. Поэтому пирокластические породы могут быть базальтовыми, андезитовыми, риолитовыми или иными более сложными, если в их образовании участвовали выбросы разного состава. Следует иметь в виду, что эти выбросы могут быть представлены фрагментами пород, минералов или стекол, вследствие чего среди них можно различать, как это давно известно, витро-, кристалло- и пирокластичес-

кие породы. Эти названия обычно относят к туфам, но они могут быть приложены также к туфолапиллитам и лапиллитам.

Общая классификационная схема пирокластических пород, приведенная в соответствии с принятой в нашей стране систематикой обломочных осадочных пород, представлена на табл. 1. В случае присутствия в породах одновременно обломков разной размерности необходимо выражать соотношение обломков разной размерности на основании соответствующих подсчетов в процентах.

В общей систематике пирокластических пород следует учитывать различия между цементированными и рыхлыми их разновидностями. Рыхлые породы, по предложению С. Тораринсона, теперь обычно называют тефровыми отложениями; соответственно могут быть выделены тефровые вулканические брекчии, тефровые лапиллиты, туфы и т.д. Если перед названием породы нет слова "тефровый", имеются в виду уплотненные, цементированные породы. Для цементированных пирокластических пород следует выяснять пути и способы их уплотнения и цементации. Дело в том, что в обычных осадочных породах цементация происходит вследствие различных диагенетических и эпигенетических процессов, либо сопровождаемых выделением в поровых пространствах породы минералов, кристаллизующихся из циркулирующих в породе водных растворов, либо обуславливающих различные преобразования рыхлого детрита или другие явления, тогда как для пирокластических пород возможны и принципиально иные процессы цементации.

Прежде всего из-за присутствия в рыхлом пирокластическом материале легко разложимого вулканического стекла явления диагенеза и эпигенеза в пирокластических породах протекают очень энергично и приводят к сложному минералообразованию. На примере изучения нижнекаменноугольных и девонских отложений Минусинского прогиба Г.Н.Бровков с соавторами показали, что "с переработкой вулканического пепла на стадиях диагенеза и эпигенеза связана генерация огромных масс кремнезема и силикатов — альбита, адуляра, анальцима, турмалина, хлорита, монтмориллонита, частично эпидота, актинолита, родусита, каолинита, а также пирита, глауконита, сфена, возможно, флюорита и других минералов, в переменных количествах входящих в состав различных туфов, туффитов, туффитовых терригенных и карбонатных пород. Вследствие этого пласты пепловых туфов превращаются с течением времени в существенно альбитовые, анальцимовые, кварц-адуляровые, кварц-альбитовые, бентонитовые и более сложного состава породы, которые нередко утрачивают первичные черты" [20, с. 84].

Цементация материала, выбрасываемого при эксплозивных извержениях, происходит еще и вследствие спекания сравнительно сильно разогретого или расплавленного материала. Лавовые выплески, естественно, спекаются таким образом всегда. Но если лава выбрасывается сравнительно далеко и она не слишком перегрета, так что в полете успевает застыть, то ее спекание может не произойти. Более тонкая пирокластика может спекаться в палящих тучах, подобных возникшим при извержении вулкана Пеле на о-ве Мартиника в 1902 г., когда в течение нескольких минут был уничтожен г. Сен-Пьер со всем его 30-тысячным населением. В изученных впервые на этом вулкане палящих тучах, описанных Лакруа [402] и сейчас широко известных на многих других вулканах, температура превышала 700° С.

Раскаленные обломки, падающие на землю из таких или обычных пепловых туч, а также скатывающиеся в виде газово-эмульсионной взвеси по склону вулкана, нередко распространяющиеся на обширные территории в виде плащеобразного покрова, как бы слипаются друг с другом вследствие того, что, будучи нагретыми, находятся в вязкопластическом состоянии. Все это вызывает уплотнение рыхлой массы пирокластики и образование пород, названных первоначально Иддингсом в 1885 г. "сваренными" на примере соответствующих образований Йеллоустонского национального парка в США. Сейчас их именуют спекшимися туфами, спекшимися лапиллитами и т.д.

Аналогами этих пород являются известные в различных районах мира породы, получившие название "игнимбриты", или "туфолавы". Им посвящено огромное число работ, написанных как виднейшими вулканологами и петрологами, так и рядовыми исследователями. Термин "туфолавы" был введен для подобных пород Абилом в 1882 г. [275], игнимбритами же их назвал в 1935 г. Маршалл [414]. Примером для Абила послужили спекшиеся породы Армении, для Маршалла — такие же породы Новой Зеландии. К наиболее ранним эталонам такого типа пород относятся описанные еще в 1809 г. Бухом [308] итальянские пиперно, из которых построены многие здания в Неаполе. Вопрос

Таблица 1

Систематика пирокластических пород (по И.В. Лучицкому), приведенная в соответствии с классификацией осадочных пород

Десятиричная классификация обломков в осадочных породах по размерам		Предлагаемая номенклатура пирокластических пород, связанная с десятиричной классификацией обломков по их размерам							
Окатанные		Неокатанные		Рыхлые (тефры)		Цементированные			
1000 500 250 100 60 30 10 5 2,5 1 0,5 0,2 0,1 0,01 0,001 мм	Глыбы				Глыбы		обломочные	Пирокластические вулканические бракчи	
	Валуны			Валуны	Крупно-	обломочные			Турфалапилиты
					Средне-				
					Мелко-				
	Галька	крупная	Щебень	крупный	Лапилливые	Крупно-	обломочные	Турфалапилиты	
		средняя		средний		Средне-			
		мелкая		мелкий		Мелко-			
	Гравий	крупный	Дресьа	крупная	Гравийные	Крупно-	гравийные или дресьяные	Туфы	
		средний		средняя		Средне-			
		мелкий		мелкая		Мелко-			
Пески	крупнозернистые		Лелловые	Крупно-	зернистые песчанники	алевролитовые	Туфы		
	среднезернистые			Средне-					
	мелкозернистые			Мелко-					
Глины	алевроитовые		Лелловые	алевролитовые		алевролитовые	Туфы		
	крупно-	лелитовые		крупно-	лелитовые				
	мелко-			мелко-					

о природе этих пород вызывает различные дискуссии. Предполагается возможным их образование в результате вулканических извержений катмайского типа 1912 г. При этом извержении возникла Долина Десяти Тысяч Дымов, заполненная плащеобразно залегающими отложениями, возникшими в результате деятельности предполагаемых Феннером раскаленных туч, вырывающихся из трещин и формировавших обширные потоки пирокластики, или "песчаные" потоки, которые сейчас называют обычно пирокластическими потоками. Объясняя происхождение спекшихся туфов или игнимбригов Армении, соответствующих туфолавам Абиха, А.Н.Заварицкий также следовал концепции Феннера—Маршалла, недостатком которой является отсутствие прямых наблюдений над ходом Катмайского извержения, изученного много позже, чем оно произошло. К тому же среди пирокластического материала Долины типичные для спекшихся пород, называемых игнимбригами, "фьямме" не были обнаружены при посещении Катмайского вулкана итальянскими и французскими вулканологами в 1962 г. Следует отметить, что фьямме (по итальянски — пламя) представляют собой включения, типичные для итальянских пиперно и соответственно для наиболее представительных пород, называемых игнимбригами. Такие включения имеют линзообразную или пламевидную форму и размеры, не превышающие нескольких сантиметров. Иногда они сливаются в сравнительно протяженные слои. Эти включения сложены темно-серым или иной окраски стеклом, погруженным в относительно менее плотную массу породы.

Представления об образовании спекшихся пород, в том числе игнимбригов или туфов, в результате извержений, сопровождаемых выбросом обильного пирокластического материала, были выдвинуты еще в прошлом столетии Добени [333], Дель-Эрбо [334], в нынешнем веке их поддержали Замбонини [539], частично — Ритман [192,456], считавший их сварными шлаками, позднее — Маршалл [414] и А.Н. Заварицкий [58—60]. Однако этим взглядам противопоставляются построения, в которых рассматриваются различные способы образования спекшихся пород типа игнимбригов или туфов в результате лавовых излияний. Известно, что итальянские пиперно считали лавовыми образованиями Бух [308], Абих [275], назвавший эти породы туфолавами, а в текущем столетии — Ф.Ю.Левинсон-Лессинг [99], П.И.Лебедев [96], Грендж [360], В.П.Петров [178, 179], В.И.Влодавец [29, 30], Стейнер [479], К.Г.Ширинян [265, 267] и др. В поисках ответа на вопрос о природе игнимбригов были предложены также разнообразное названия для различных разновидностей игнимбригов (игниспумиты, игнимульситы и т.п.), что в общем оказалось малоэффективным в аспекте разработки этой трудной проблемы и чему не рекомендуется следовать.

Взгляды на происхождение игнимбригов, известных по типовым для них эталонам (пиперно Италии, сваренные туфы Йеллоустонского парка в США, туфолавы-игнимбриги Армении, игнимбриги Новой Зеландии и др.), в общем противоречивы, поэтому составить единое представление о способе образования этих пород практически невозможно. Однако в целом выявляется некоторая эволюция взглядов, выраженная в ясно намечающемся отходе от первоначальных концепций, связанных с представлениями Маршалла, предполагающим возможность прямого сопоставления игнимбригов с продуктами эксплозий катмайского типа в понимании Феннера (как выбросов материала в виде "песчаных" потоков из системы трещин). Почти для всех эталонов, включая новозеландские игнимбриги, в последнее время представлены концепции, развивающие взгляды на лавовое происхождение игнимбригов. Тем самым определилось более осторожное, чем раньше, и более ясно выраженное критическое представление об игнимбригах как пирокластических образованиях, связанных с выбросом массы пепловых частиц и последующим их спеканием.

В этой сложной ситуации Ритман [457] предпринял попытку объяснить механизм игнимбриговых извержений, исходя из представлений о перетекающих через край кратера палящих тучах. Подчеркивая, что игнимбриги он рассматривает как вулканиты, образующие обширные покровы, состоящие преимущественно из спекшихся стекловатых пеплов, Ритман анализирует процесс эксплозионной дегазации извергаемой магмы на примере идеальной модели. В этой модели дегазация очень вязкой магмы характеризуется следующими четырьмя состояниями (снизу вверх): 1) гипомагма — гипогенный расплав с молекулярно рассеянными газами, 2) пиромагма — газовые пузыри в расплаве, 3) двойное пространство — остов расплава с непрерывной газовой фазой и 4) палящее облако — суспензия частиц расплава в раскаленных газах.

Как считает Ритман, магма проходит эти четыре состояния по-разному, в зависимости

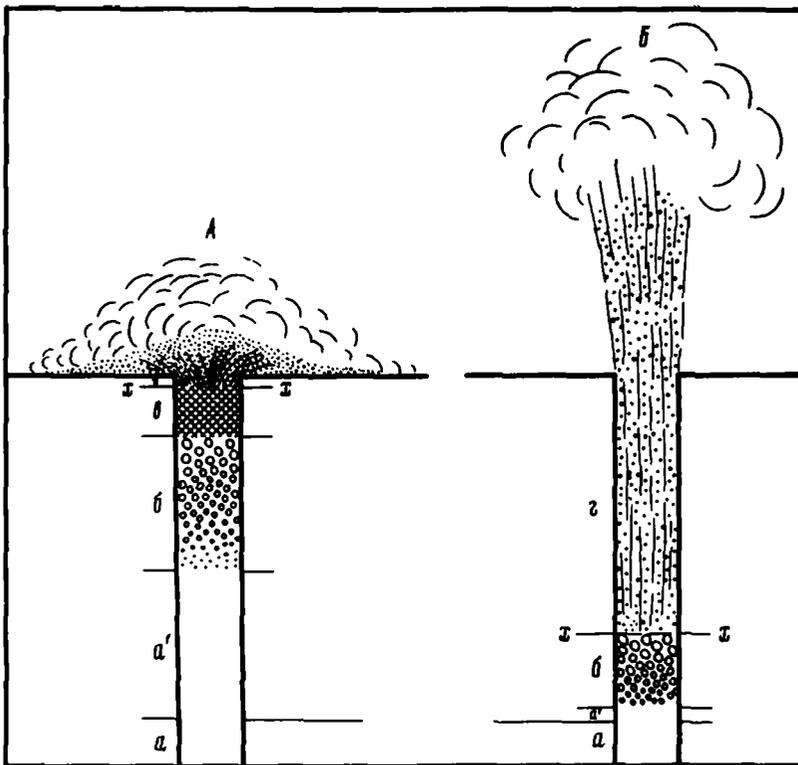


Рис. 4. Сравнение механизма образования переливающихся паллящих (А) и пепловых извержений (Б), по Ритману [457]

$x - x$ — эксплозивный уровень; a — гипомагма, газы молекулярно рассеяны, ненасыщены; a' — перенасыщенная гипомагма, в которой высокая вязкость препятствует образованию пузырьков, так как $\pi > P$; b — пироматма со свободными газовыми пузырьками, перенасыщенная; z — двухфазная система, в которой жидкая и газообразная фазы непрерывно и взаимно проникают одна в другую; z — "паллящая туча", пепловая суспензия из вязких частиц (\pm кристаллически) в раскаленных газах. Наблюдается неглубокое залегание $x - x$ для очень вязких магм (переливающиеся паллящие тучи) в противоположность глубокому залеганию $x - x$ в жидких магмах (пепловые извержения), при которых стадия z не развивается и жерло действует как пушечный ствол

от ее вязкости. При весьма текучей магме состояния 3 и 4 не достигаются, и извержение приобретает вид лавовых выплесков и фонтанов. При менее текучей магме расплав оказывает значительное сопротивление расширению газовых пузырей, вследствие чего газовое давление становится больше гидростатического давления нагрузки. В таких условиях дегазация происходит близ поверхности взрывообразно и развивается подобно цепной реакции вниз, пока гидростатическое давление и сопротивление среды не окажутся большими, чем внутреннее давление газовых пузырей. Возникает извержение пепла, при котором жерло играет роль стреляющей трубки, из которой с огромной скоростью выбрасывается на большую высоту эксплозивная туча. При вязко текучей магме вспенивающаяся пироматма приобретает сильное внутреннее давление и газы в ней освобождаются и перемещаются взрывоподобно. Поэтому еще вязкие обрывки пироматмы с силой вылетают из жерла в виде пемзы; одновременно образуется стекловатый пепел. При часто повторяющихся извержениях подобного типа возникают ниспадающие тучи, в которых пепел и пемза разогреты, но не раскалены, а горячие пузыри газов могут вызвать автопневматолит эксплозивного материала, но не его спекание. Наконец, при очень вязкой магме эксплозивный уровень оказывается расположенным близко к поверхности, так что цепная реакция разрыва газовых пузырей оказывается возможной лишь в самой верхней части магматической колонны.

При этом достигается третья стадия развития (двойное пространство) и происходит эксплозивное выделение газов, разрыв остова расплава и образование палящей тучи.

Существенное уменьшение массы газов, извергаемых через поверхность в определенный интервал времени, а также обилие обрывков расплава и кристаллов в этой массе делают невозможным подъем палящей тучи на большую высоту. К тому же небольшая глубина эксплозивного уровня исключает подчинение палящей тучи влиянию жерла как ствола пушки (рис. 4). Палящая туча в этом случае устремляется не вверх, а стекает во все стороны как жидкость. В такой переливающейся через край палящей туче обрывки лавы выделяют газы и потому поддерживаются во взвешенном состоянии, образуя исключительно подвижную и быстро растекающуюся суспензию. Именно из подобного рода туч, как считает Ритман, возникают типичные игнимбриты со спекшимися обрывками стекла и кристаллами. Так как образование этим путем больших масс игнимбритов в ограниченное время через центральный канал невозможно, Ритман предполагает, что крупные игнимбритовые потоки образуются при трещинных извержениях. Такие трещины могут быть кольцевыми, опоясывающими крупные вулканические постройки и возникающими вследствие перегрузки основания этих построек, и их эксплозивная поверхность в сотни раз больше, чем центрального канала. Таким образом, сочетание кольцевых трещин с полями игнимбритов и кальдерами, что представляет типичную картину, Ритман рассматривает как наглядный пример генетических связей между этими на первый взгляд разнородными явлениями.

В сложной ситуации разноречивых взглядов на происхождение игнимбритов вполне естественной представляется предпочтительность вообще ограничиться описанием характерных черт тех или иных туфов, туфолапиллитов или собственно лапиллитов, которые следует сопровождать указаниями на большую или меньшую степень спекания слагающего их пирокластического материала. Такое стремление наглядно выявилось у японских вулканологов, которые, проводя в 1981 г. симпозиум по вулканизму островных дуг и демонстрируя типичные для их страны потоки спекшихся туфов, постоянно отмечали лишь степень спекания пород, но избегали называть их игнимбритами или туфоловами.

Как и другие пирокластические породы, спекшиеся туфы разнообразны по составу, хотя чаще встречаются кислые туфы такого типа. Впрочем, известны спекшиеся туфы не только риолитовые, но также трахитовые и андезитовые. В целом они преимущественно распространены в тех областях, в которых широко проявлен кислый вулканизм в его разнообразных формах. Поэтому Дэли выдвинул для риолитовых спекшихся туфов Йеллоустонского парка идею, предполагающую, что они образовались вследствие вскрытия кровли огромного батолита, т.е. в результате образования обширной "площадной экструзии". Эту идею позднее поддержали А. Баддингтон и Е.К. Устиев, указав на соизмеримость объемов, занимаемых спекшимися туфами (игнимбритами) риолитовых плато различных территорий мира, с объемами крупных гранитоидных батолитов. В качестве одного из примеров А. Баддингтон привел данные подсчета вулканической серии Потози в горах Сан-Хуан (Колорадо), показывающие, что она эквивалентна по объему гранитному батолиту площадью 415 км² и глубиной 16 км.

На рис. 5 приведены данные о размерах площадей, занятых пирокластическими потоками. Эти данные позволяют ясно представить различия условий образования пирокластических потоков, в связи с которыми возникают спекшиеся туфы. Вместе с тем следует подчеркнуть, что показанные на рис. 5 площади далеко не эквивалентны в геологическом отношении, так как одни из них характеризуют одноактное проявление вулканической активности, другие представляют многократное ее проявление, приводящее в итоге к образованию обширных риолитовых плато.

Мощности толщ, сложенных спекшимися туфами, варьируют в широких пределах. Маршалл определил интервал от 20 до 170 м, вообще же известны вариации от сантиметров до сотен метров. Спекшиеся дацитовые туфы Верхнего озера имеют мощность



Рис. 5. Объемы полей пирокластических потоков, по А. Баддингтону [10]

Объемы в км³ нанесены на логарифмическую бумагу и подразделены на семь периодов (от 0,001 до 10000 км³). Данные указывают на связь между каналами извержения и питающими камерами

около 500 м (по Питерсону), в горах Сан-Хуан флюидальные риолитовые спекшиеся туфы в докальдерную стадию дали толщю около 1200 м мощности, а в посткальдерную — 1300 м. Обычна связь спекшихся туфов с кальдерами, что Вильямс связывал с сильнейшими эксплозиями, приводящими к исчерпанию магматической камеры на глубине и последующему обрушению, вызывающему образование кальдеры. Однако Стейнер считает, что спекшиеся туфы возникают в результате трещинных извержений.

Очень типичной чертой спекшихся туфов следует считать их особенность, выраженную в способности удерживать вертикальные обрывы или искусственные стенки высотой в несколько десятков метров.

В целом разнообразные пирокластические породы варьируют, как отмечено в самом начале этого раздела, прежде всего по размерам слагающего их обломочного материала. Соответственно могут быть выделены вулканические брекчии, лапиллиты, туфоллапиллиты и туфы с подразделением внутри каждой из групп пород тоже по размерам кластики. Кроме того, эти породы могут различаться по составу кластического материала и отвечать всему набору рассмотренных в предыдущем разделе вулканических пород: базальтам, андезитам, риолитам и т.д. Здесь следует подчеркнуть, что обломки пирокластических пород могут иметь вместе с тем различную природу по отношению к извержениям, синхронным их образованию. Эти обломки могут быть представлены либо фрагментами лавы, извергающейся одновременно с образованием пирокластических пород, либо обломками лав и других пород существовавшей ранее вулканической постройки. Такие обломки пород, отвечающих лавам предыдущих извержений, носят название резургентного материала, тогда как обломки чужеродных пород обычно именуют эпикластическими.

Все пирокластические породы в целом могут быть либо рыхлыми, тефровыми, либо уплотненными или сцементированными, либо, наконец, спекшимися. Спекание кластического материала вызывается высокой температурой обломков, попадающих в зону его накопления, где формируются пирокластические породы. Такое спекание типично для пирокластических потоков, представляющих результат вулканической деятельности, сопровождаемой образованием палящих туч из газовой-эмульсионной взвеси, стекающей с огромными скоростями по склонам вулкана или выбрасываемой из различных систем трещин.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГИДРОТЕРМАЛИТЫ

Рассматриваемая группа пород выделяется условно, хотя значение включаемых в нее различных вулканических образований представляется достаточно существенным. Речь идет о той сложной серии пород, которая образуется в пределах зоны распространения фумарольно-сульфатарных и других гидротермальных полей, широко распространенных в вулканических областях.

В пределах таких полей под влиянием термальных растворов и вследствие воздействия газовой фазы, представленной различными, преимущественно гидроксильными, углекислыми, хлористыми, сернистыми и другими соединениями, вулканические, а в равной степени и пирокластические породы подвергаются более или менее значительным преобразованиям. В итоге происходят настолько существенные их изменения, что возникают, в сущности, новые минеральные агрегаты, в которых, впрочем, могут сохраняться более или менее четко реликтовые структуры и текстуры первичного облика пород.

Сейчас хорошо известно, что гидротермальные поля, в пределах которых происходят такие преобразования, охватывают не только узкие локальные зоны, но и обширные области, и что формирование таких полей является результатом деятельности сложных гидротермальных систем, подобных известным в области Лардерелло в Италии, в районе оз. Таупо Новой Зеландии, в районе р. Паужетки на Камчатке и т.д. Типичной для всех этих гидротермальных систем является устойчивая деятельность паров воды и газов, реально используемая для получения тепловой энергии и извлечения различных ценных компонентов, содержащихся в газовой фазе и термах. В Лардерелло, в частности, давно уже получают борную кислоту, двуокись углерода, аммоний и гелий; в Калифорнии скважины района Солтон-Си дают углекислоту и рассолы, из которых, как пишет Г. Макдональд [137, 411], экономически выгодно получать поташ и другие

химикалии и т.д. В области таких гидротермальных полей, а также в локальных зонах, расположенных на склонах вулканов, в системах трещин, рассекающих вулканические поля и зоны или служащих подводными каналами для изливающихся лав, а также представляющих ответвления от систем, непосредственно связанных с вулканической деятельностью, — во всех подобных ситуациях влияние гидротерм и газов приводит к различным преобразованиям вмещающих комплексов, в том числе преобладающих в таких условиях вулканогенных пород.

Типичные особенности изменения вулканогенных пород под влиянием гидротермальных и фумарольно-сульфатных процессов современных вулканов наиболее полно изучены С.И. Набоко [157]. Она показала, что гидротермальное изменение пород в современных вулканических областях проявляется в виде кислотного выщелачивания, метасоматоза и метаморфизма. Кислотное выщелачивание характерно для самых верхних горизонтов Земли. Оно осуществляется под влиянием сульфатных растворов и приводит к образованию глин преимущественно каолинитового состава, а также лимонита, сопровождаемому небольшой примесью опала и алунита (или без них). В условиях повышенной активности растворов H_2S зона выщелачивания становится более мощной и в ней, как отмечает С.И. Набоко, большую роль начинает играть опал и алунит.

В приповерхностной зоне деятельности гидротерм за счет парообразования и дегазации CO_2 растворы охлаждаются, ощелачиваются и в этих условиях в породы поступают из растворов кремнезем и калий, что приводит к адуляризации и окремнению вмещающих пород с одновременной их цеолитизацией. В наиболее глубоких зонах изменения вмещающих пород осуществляются главным образом за счет привноса углекислоты, серы и воды в растворах со слабокислой реакцией. При этом часто происходит полное минералогическое преобразование пород.

Можно найти различные вулканогенные породы, подвергшиеся изменению под влиянием гидротермальных процессов. К ним относятся прежде всего так называемые вторичные кварциты, а также пропилиты и эпидозиты. Как показали Г.М. Власов и М.М. Василевский [27], в зонах гидротермальной переработки эти породы могут встречаться совместно, причем возможна горизонтальная симметричная их зональность, выраженной тем, что монокварциты центральной зоны сменяются к периферии последовательно каолинитовыми, затем серицитовыми кварцитами, а потом пропилитами. Однако такая зональность не характерна для верхних горизонтов зоны гидротермальных изменений, где могут быть выделены два основных типа преобразования пород: собственно гидротермальное и сольфатарное. При гидротермальном изменении, как отмечает Р.И. Ткаченко [224], образуются опалито-кварциты и алунитовые опалито-кварциты, при сольфатарном — опалитизированные, алунитизированные, аргиллитизированные и пиритизированные породы.

В целом разнообразные сведения о гидротермальных преобразованиях вулканогенных пород подчеркивают важность их изучения в связи с выявлением тех зон, в которых возможна концентрация рудного материала, имеющего практическое значение для развития горнорудной промышленности. Тем не менее эта проблема еще недостаточно изучена, и требуется дальнейшая ее разработка для определения условий, в которых гидротермальные системы, оказывающие влияние на вмещающие вулканогенные породы, становятся рудоносными. Существенным элементом такой разработки должно быть обстоятельное изучение различных вулканогенных гидротермалитов как пород, отличающихся типичным составом, структурой и другими признаками. Сейчас можно дать только ссылку на далеко не полный перечень соответствующих пород, среди которых, помимо ранее упоминавшихся так называемых вторичных кварцитов, пропилитов и эпидозитов, известны различные их разновидности: серицитовые, алунитовые, пиритизированные породы, а также опалиты и гейзериты. Кроме того, рассматривая результаты преобразования вулканических пород под влиянием гидротермальных изменений, нельзя забывать о сложном комплексе различных зеленокаменных пород, к числу которых относятся спилиты, которые во многих случаях представляют результат именно гидротермальной деятельности былых геологических эпох.

Вопрос о возможной систематике вулканогенных гидротермалитов остается пока неразработанным, и можно привести лишь некоторые краткие характеристики отдельных их разновидностей. В частности, говоря о пропилитах, обычно имею в виду зеленокаменные породы, содержащие преимущественно хлорит и пирит, иногда наряду с

эпидотом [104]. Такие вторичные изменения могут быть наложены не только на базальты и андезиты, но и риолиты. Для пропилитов из рудных зон на юге Хоккайдо (Chitasy mine) отмечены их вариации, обусловленные монтмориллонитизацией и окремнением пород. Соответственно с глубиной минеральные ассоциации пропилитов меняются в такой последовательности: 1) хлорит-эпидот-альбит, 2) альбит-хлорит-кварц-эпидот, 3) серицит-кварц-пирит, 4) кварц-серицит-каолин-пирит. Кроме того, в рудной зоне вулканогенные породы преимущественно первично дацитового состава подвергаются также иного типа изменениям, дающим такие минеральные ассоциации: 5) кварц-адуляр-пирит и 6) серицит-кварц. Обстоятельное исследование пропилитов и пропилитизированных пород проведено М.М. Василевским [22], подчеркнувшим, что среди них имеются по крайней мере три генетически разнородные группы: 1) дейтерические в средних и основных магмах, 2) возникшие вследствие регионального метаморфизма, 3) обусловленные околорудным гидротермальным метаморфизмом. Следует, по-видимому, иметь в виду, что, говоря о дейтерическом образовании пород, обычно предполагают процесс автопневматолита.

Следует заметить, что имеется также весьма расширительное толкование термина "пропилит", изложенное, в частности, в новом издании Петрографического словаря: "пропилит — метасоматическая порода, возникшая в результате пропилитизации лав, интрузивных, пирокластических или терригенных пород различного состава" [180]. Как отмечено в словаре, пропилиты, возникшие за счет преобразования пород основного и среднего состава, имеют зеленокаменный облик, а за счет кислых пород — светлый, часто с зеленоватым оттенком из-за присутствия эпидота. Постоянные компоненты пропилитов — щелочные полевые шпаты (альбит или адуляр), калиевая гидрослюда, хлорит, кварц, пирит, кальцит; обычны эпидот, актинолит, цеолиты. Количественные соотношения между минералами могут варьировать в зависимости от состава исходных пород.

Рассматривая такое определение, необходимо все же иметь в виду, что первоначальное значение термина, введенного в литературу в 1888 г. Рихтгофеном, обозначало зеленокаменную фацию допалеогеновых вулканических пород, вмещающих золото-серебряные месторождения Сьерра-Невады и Венгрии, позднее выявленную также во многих других рудных районах. Учитывая такое распространение пропилитов, Д.С. Коржинский [78] относит их к продуктам региональных процессов, связанных с рудообразованием и обусловленных внедрением гипабиссальных интрузий. Среди пропилитов он выделяет образования высокотемпературные: актинолит-цоизит-клиноцоизит-альбитовые, среднетемпературные: эпидот-хлорит-альбитовые и низкотемпературные: адуляр-цеолитовые или базальтовые. По представлению Н.И. Наконника [158], также выделяющего среди пропилитов ряд минералогических ассоциаций, пропилитизация обычно проявляется в конце периода образования вулканической толщи, непосредственно вслед за внедрением субвулканических интрузивных тел. В отличие от зеленокаменного регионального метаморфизма пропилитизация, по Н.И. Наконнику, отличается генетически связями с кислотным выщелачиванием горных пород и рудоотложением, развитием калиевого метасоматоза, отсутствием переходов от пропилитов к амфиболитам, а также отсутствием глаукофана и натровых слюд, обычно также пумпеллиита.

Хорошо изучены вторичные кварциты, в чем, безусловно, основная заслуга принадлежит Н.И. Наконнику [158]. Эти породы, главным компонентом которых является мелкозернистый кварц, обычно представляют результат процессов гидротермального изменения вулканогенных пород преимущественно риолитового состава. Дополнительные компоненты весьма разнообразны и представлены такими минералами, как иллит, каолинит, ломонит-гётит, халцедон-опал, мельниконит-марказит, самородная сера, алунит, пирофиллит, корунд, андалузит, диаспор, зуннит, топаз и др. Соответственно выделяется ряд разновидностей вторичных кварцитов.

Характерный тип некоторых зон гидротермальных изменений в вулканогенных породах представляют эпидозиты. В этих породах наблюдаются овальные, округлые, подушечного облика и другие более сложные участки, состав которых представлен главным образом агрегатами эпидота с подчиненными ему такими минералами, как альбит, хлорит, мелкозернистый кварц и др. Иногда в этих участках встречаются самородная медь и различные сульфиды меди. Размер подобных участков может варьировать от сантиметров до 0,5–1,0 м. Они могут быть расположены сравнительно близко

друг к другу и встречаться обособленно. В целом они образуют обычно пластовые тела небольшой мощности и протяжения, но иногда достигают сравнительно крупных размеров. Такие породы, по-видимому, следует отличать от пропицитов вообще и выделять их под названием эпидозитов.

Также самостоятельное значение имеет ряд кремнистых пород, формирующихся в вулканических областях, представленный различными гейзеритами. Кремнистые массы гейзеритов лишь в некоторых случаях непосредственно накладываются на вулканогенные породы преимущественно риолитового состава. В большинстве случаев они представляют прямую результат деятельности термальных источников, богатых растворенным кремнеземом. Примером может служить, конечно, Йеллоустонский парк в США, но подобные породы известны и во многих других районах мира.

Приведенные данные показывают, что в отношении вулканогенных гидротермалитов мы располагаем определенными, а для таких пород, как вторичные кварциты, даже очень полными сведениями, тем не менее требуется дальнейшее систематическое изучение всех этих пород в связи с практическими задачами развития горнорудной промышленности.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И СЕРИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы, представляющие наряду с другими вулканогенными образованиями основной объект изучения в палеовулканологии, непосредственно наблюдаемый в поле и лаборатории, и естественной обстановке встречаются обычно в разных сочетаниях друг с другом, а также с пирокластическими, осадочными и иными породами. Поэтому давно уже были предприняты различные попытки упорядочить сведения об этих породах путем объединения их в "естественные ассоциации". Первые попытки такого рода относятся еще к домикроскопическому периоду в истории геологии; они основывались, конечно, на сравнении химических анализов пород.

Соответствующего направления исследования ведут начало от Дюрше [338], Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [98], Иддингса [376] и других исследователей, привлекавших к общей систематике изверженных пород главным образом пересчитанные тем или иным способом химические данные. На этой основе были разработаны представления о петрографических провинциях, объединяющих щелочно-известковые и щелочные кланы (Sippe) пород собственно Тихоокеанской и Атлантической провинций. В дальнейшем были выделены собственно Атлантические натриевые и Средиземноморские калиевые "магмы", а затем Бурри [311] предложил различать в Тихом океане ряд провинций с характерными для них молодыми вулканическими породами.

Разрабатывая основы петрохимии как науки, ставящей целью "сравнительное изучение естественных комплексов горных пород в отношении их химизма" [61, с. 5], А.Н. Заварицкий также обратился к идее исследования ассоциаций вулканических пород по особенностям их химического состава. Для этого он предложил использовать разработанный им метод пересчета химических анализов, сейчас широко известный в нашей стране, и привлек данные Бурри, Вольфа и других исследователей для выделения типовых, эталонных ассоциаций вулканических пород. Сравнение, проведенное на основе предложенного метода, позволило А.Н. Заварицкому построить ряд кривых, определяющих особенности и вариации состава пород, собственные различные ассоциации. Эти кривые, характеризующие петрохимические ассоциации вулканических пород, широко применяются сейчас многими исследователями для сравнения изверженных пород, принадлежащих самым различным регионам и разным возрастным группам и ассоциациям.

Подобного рода построения хотя и отражают общее разнообразие пород, входящих в ту или иную ассоциацию, тем не менее не учитывают количественных соотношений между различными видами этих пород. Поэтому, естественно, дальнейшие поиски в области совершенствования методов сравнения ассоциаций пород в настоящее время идут по линии приложения к разработке данной проблемы современных методов математической статистики, опирающейся на использование электронно-вычислительных машин. Такие поиски применительно к вулканическим породам ведут, в частности, В.В. Кележинская [71, 72], В.А. Кутолин [91] и другие исследователи. Разрабатываются и другие возможности математических методов, основанные на факторном

и кластерном анализе, а также на новых подходах к сравнению серий и групп химических анализов (П.М. Бондаренко и др.). В большинстве случаев все эти новые методы привлекают преимущественно к выявлению типичных черт химизма вулканических пород, свойственных различным структурным зонам, или используются для различных корреляций со строением глубинных зон Земли. Наряду с этим предпринимаются различные усилия для привлечения математических методов к разграничению различных групп пород на основе расчета дискриминантных функций (Чейз, Лемэтр). Однако до сих пор еще по-прежнему нет достаточно совершенного и удобного математического метода сравнения химического состава ассоциаций изверженных, в том числе вулканических, пород. Поиски в этом направлении должны продолжаться.

Нынешнее состояние проблемы петрохимических ассоциаций вулканических пород определяется, таким образом, тем, что, во-первых, имеется возможность проводить сравнения таких ассоциаций на основании применения системы пересчетов, предложенных А.Н. Заварицким и все еще сохраняющих существенное значение в нашей стране, во-вторых, тем, что такие же сравнения можно осуществлять на основе выделения серий, отличающихся по комплексу химических и минералогических признаков, включая малые элементы, а в-третьих — поисковым характером исследований, связанных с выделением петрохимических серий или групп на основе приложения методов математической статистики.

Прежде всего о петрохимических сериях А.Н. Заварицкого. В них объединены породы, принадлежащие либо одному вулкану, либо группе вулканов со сходными чертами строения и "общностью геологического положения". Изображение серий дается на барицентрических диаграммах, представляющих развертку тетраэдра на плоскость. На диаграммах ось *SB* (фемическая) отвечает содержанию в породах кремния (*S*) и фемических компонентов (*B*), *A* — щелочная ось и *C* — аноритовая ось, указывающая содержание аноритовой молекулы в плагиоклазах. Различные серии на диаграммах отличаются тем, что соответствующие им линии, следующие вдоль зоны наибольшего сгущения фигуративных точек, изображающих единичные анализы, неодинаково наклонены относительно оси *SB* и по-разному удалены от нее. При таком способе построения кислые породы изображаются точками вверх на диаграмме, основные — вниз, а щелочные оказываются смещенными вправо от пород щелочноземельного ряда. В местах расположения точек размещаются векторы, по которым в правой части диаграммы отмечаются (по расчетам) относительные содержания железа к магнезию (пологие векторы, наклоненные вправо, отвечают преобладанию магния, крутые — железа) или алюминия к железу (пологие векторы, наклоненные влево, соответствуют избытку глинозема, крутые — меньшему его содержанию). Такие же векторы в левой части диаграммы означают относительную роль натрия и калия: крутой наклон вектора отвечает преобладанию натрия над калием, пологий — калия над натрием.

Способ пересчета химических анализов и построения таких диаграмм описан А.Н. Заварицким в его работах [61] и в руководстве по пересчетам С.Д. Четверикова [258]. Сводная диаграмма разных серий показана на рис. 6. Используя эту систему пересчетов, Г.С. Горшков [37, 39] предпринял попытку представить серии, типичные для океанов и континентов, на основе данных о средних химических составах пород (рис. 7). На его схеме в качестве типовой черты различий указан наклон кривых на диаграмме, составляющий для серий континентальных 15–18°, а для океанических — около 30° к оси *SB*.

Переходя к вопросам выделения вулканических серий по комплексу химических и минералогических признаков, включая редкие элементы, необходимо подчеркнуть, что основой в такого рода систематике серий является в первую очередь химический состав пород; другие признаки являются не определяющими, а второстепенными. Общий обзор таких серий дан сравнительно недавно Жиро [355]; он считает возможным выделять пять серий: а) толеитовую, б) известково-щелочную, в) щелочную, г) промежуточную и д) шошонитовую.

Т о л е и т о в а я с е р и я охватывает группу пород достаточно разнообразную, поэтому ее название в известной степени условно: Наряду с толеитовыми базальтами серии подчинены андезиты, которые И. Кармишель рекомендовал называть исландитами, а также кислые породы риолитового состава. Характерно отношение $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$, отличающее всю эту серию от известково-щелочной на соответствующей

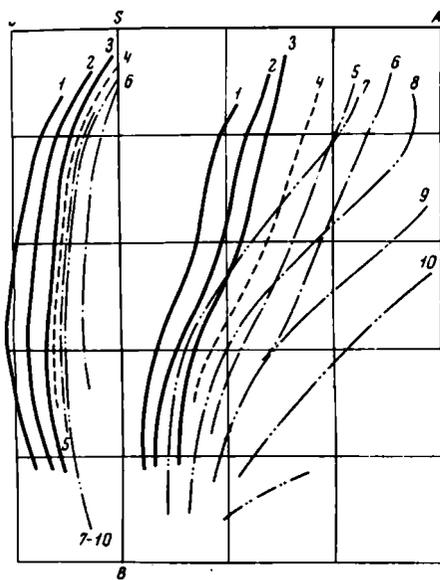


Рис. 6

Рис. 6. Сводная диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических пород, по А.Н. Заварицкому [61]

Типы ассоциаций: 1–5 – щелочноземельные, 6–10 – щелочные

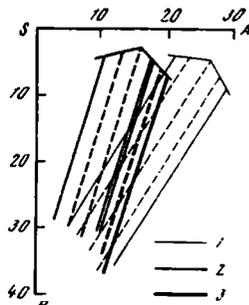


Рис. 7

Рис. 7. Схема расположения вариационных кривых океанического и континентального класса пород, по Г.С. Горшкову [39]

1 – океанический класс пород; 2 – известково-щелочные породы континентального класса; 3 – щелочные породы континентального класса

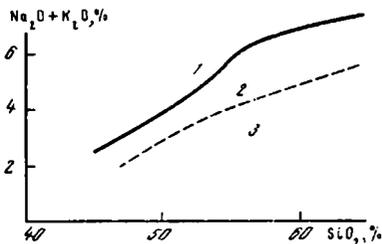


Рис. 8

Рис. 8. Диаграмма щелочи–кремнезем для разграничения различных серий магматических пород, по Куно [401]

1 – щелочные серии; 2 – известково-щелочные серии; 3 – толеитовые серии

диаграмме (рис. 8) по разграничительной линии, предложенной Куно в 1968 г. [401]. В нормативном составе пород (по CJPW) характерно пересыщение всех лав серии кремнеземом (кварц, гиперстен). Типично также обогащение железом (феннеровский тренд) в средних породах, вследствие чего появляются такие породы, как исландиты и ферробазальты. В минеральном составе пород типичен пижонит, поэтому Куно считал возможным называть эту серию пижонитовой. Характерно присутствие оливина в основных и кислых породах (не в средних) с соответственным изменением состава от форстерита к фаялиту. Общая эволюция состава пород указывает на прогрессивное обогащение железом. В кислых лавах характерны кварц и щелочные полевые шпаты, отвечающие гранофировому остатку дифференциации габбро и долеритов. Пример, на который ссылается Жиро, – Гекла в Исландии.

Известково-щелочная серия, называемая также, по Куно, "геперстеновой серией", как и предыдущая, содержит лавы, перенасыщенные кремнеземом. В ней, кроме того, имеются базальты, обогащенные Al_2O_3 ($SiO_2 < 53\%$; $Al_2O_3 > 17\%$), а также андезиты ($53\% < SiO_2 < 62\%$), дациты ($62\% < SiO_2 < 68\%$) и риолиты ($SiO_2 > 68\%$). На диаграмме щелочи-кремнезем (см. рис. 8) точки, отвечающие породам этой серии, расположены между группами точек толеитовой и щелочной серий. Характерно несколько более высокое содержание суммы щелочей, чем в породах толеитовой серии. В минералогическом отношении типично присутствие ортопироксена в фенокристах и основной массе пород. Пижонит, наоборот, редок или отсутствует. Оливин присутствует в фенокристах средних и основных пород, но он неустойчив и вступает в реакцию с расплавом, преобразуясь в ортопироксен. Основные и средние породы

имеют обычно порфиоровое строение, и в них есть вкрапленники зонального плагиоклаза и клинопироксена. По данным об исландитах, средние лавы (андезиты и дациты) более богаты Al_2O_3 ($> 17\%$), но бедны TiO_2 и Fe. Типично частое присутствие в породах серии гидроксильных минералов — роговой обманки и биотита.

Щелочная серия отличается от предыдущих значением соотношения суммы щелочей — кремнезем и дефицитом кремнезема, выраженного присутствием нормативных оливина и фельдшпатоидов. При общей недонасыщенности SiO_2 породы этой серии варьируют по содержанию кремнезема, калия и натрия. Поэтому Е. Саггерсон и Л. Вильямс [465а] предложили еще в 1964 г. выделять вместо одной щелочной серии две — умереннощелочную и сильнощелочную. В умереннощелочной серии обычны щелочные базальты, лавы, лишенные фельдшпатоидов, но содержащие нормативный нефелин (по Грину и Рингвуду, в общем около 5%), а также базаниты, фельдшпатоидные лавы, в которых содержится более 5% нормативного нефелина. В сильнощелочной серии основные породы представлены преимущественно нефелинитами, лавами, резко недонасыщенными кремнеземом, лишенными полевых шпатов и богатыми фельдшпатоидами. Щелочные базальты эволюционируют в сторону трахитов, несколько недонасыщенных или перенасыщенных кремнеземом (но не к риолитам), тогда как базаниты и нефелиниты — к нефелинитам и фонолитам. Такие соотношения между кислыми и основными породами серии отвечают фракционной кристаллизационной дифференциации.

Как отмечал Күно [401], на диаграмме щелочи—кремнезем устанавливаются различия между продуктами дифференциации, перенасыщенными SiO_2 : при содержании SiO_2 более 60% сумма щелочей составляет менее 10% для первых и выше 10% для вторых. Для первого типа лав щелочной серии Ирвин и Барагар в 1971 г. предложили различать натриевый ($Na/K > 1$) и калиевый ($Na/K < 1$) ряды. В умереннощелочной серии Na-ряд представлен щелочными базальтами (и базанитами), гавайитами, муджиеритами, бенморитами и трахитами (и/или фонолитами). В серии сильнощелочной Na-породы (например, нефелиниты) встречаются чаще, чем калиевые. Обычно калиевые недонасыщенные лавы имеют очень специфичный минеральный и химический состав. Количественные данные показывают, что средние породы типа гавайитов и муджиеритов очень редки. Базальты в целом преобладают в этой серии, но отмечены случаи (например, вулкан Кения), в которых господствующими оказываются фонолиты. Существование разрыва между базальтами и средними лавами определяется отношением между гавайитами и муджиеритами, которые, как предполагается, являются дифференциатами базальтовой магмы, образовавшимися при высоком давлении (более 10 кбар) в верхней мантии.

В отношении минерального состава щелочная серия характеризуется отсутствием ортопироксена и пижонита, присутствием оливина в фенокристаллах и основной массе пород, а также пироксена, более богатого Ti и Ca, чем в предыдущих сериях. Щелочной полевой шпат обычен в фонолитах, трахитах и риолитах, но в основных породах содержится лишь в небольшом количестве в мезостазице. В щелочных базальтах, базанитах и нефелинитах часты включения перидотитов и минералов ранних фаз кристаллизации (феррисиллит, керсутит, олигоклаз, шпинель и другие).

Промежуточная серия занимает положение между толеитовой и щелочной сериями. Породы промежуточной серии представлены базальтами с нормативными гиперстеном и оливином; они обычно относительно обогащены Fe, как и породы толеитовой серии, но кислые породы этой серии, перенасыщенные кремнеземом, существенно обогащены щелочами и могут рассматриваться как сверхщелочные. Такие сверхщелочные породы содержат щелочи в количестве, превышающем то, которое входит в состав полевых шпатов или фельдшпатоидов. Иначе говоря, в таких породах сумма щелочей больше Al_2O_3 . Классическим типом такого состава пород являются комендиты и пантеллериты, а в целом к ним относятся также риолитовые лавы щелочной и промежуточной серий.

В минеральном составе пород промежуточной серии характерно присутствие в основных типах оливина и пижонита в мезостазице, а также гиперстена в зависимости от степени пересыщения пород кремнеземом. Также могут быть характерными следы клинопироксена, бедного Ca. Ультращелочные кислые лавы отличаются присутствием натровых минералов, лишенных алюминия, таких, как эгирин, арфведсонит и др.

Примером промежуточной серии являются широкоизвестные сейчас четвертичные лавы вулканической группы Бойна в Афаре, описанной Барбери и другими в 1975 г. [122]. Жиро отмечает, что имеются также другие примеры океанических и континентальных областей, где риолиты принадлежат ультращелочному ряду пород, тогда как базальты, с которыми они ассоциируют, хотя и являются щелочными, но в меньшей степени, чем кислые породы.

Шошонитовая серия выделена Жоплиным [386, 387] в качестве ассоциации вулканических пород с типичным для них повышенным содержанием калия. Хотя первоначально высказывались сомнения в возможности ее выделения, сейчас эта серия охарактеризована достаточно определенно на примерах Абсарока (Вайоминг), Стромболи и других регионов. Идентификация этой серии построениями на диаграмме щелочи—кремнезем исключается, так как точки, соответствующие типичным для нее породам, попадают в поле щелочной серии. Тем не менее есть ряд характерных признаков химического состава пород серии. В них повышено содержание калия, поэтому отношение K_2O/Na_2O близко к единице (при среднем 0,5 для щелочных базальтов), относительно мало содержание TiO_2 . Поведение железа изменчиво, в некоторых случаях проявляется "феннеровский тренд", но в других, вероятно более многочисленных, обогащения железом в промежуточной группе пород не наблюдается. Степень насыщения кремнеземом незначительна, резкого дефицита его в породах не наблюдается; в шошонитах могут быть либо нормативный кварц, либо такой же нефелин. Мак Кензи и Шаппель [413] предложили различать внутри серии по содержанию кремнезема и окиси калия: основные лавы ($< 50\% SiO_2$) — абсарокиты (или шошонитовые базальты), средние ($50\% < SiO_2 < 57\%$) — шошониты и кислые лавы ($SiO_2 > 57\%$) — латиты.

Минеральный состав пород шошонитовой серии отличается: а) присутствием феннокристаллов зональных оливина, клинопироксена, плагиоклаза и иногда ортопироксена; б) обилием калиевых полевых шлатов в основной массе пород, а также феннокристаллов плагиоклаза, содержащегося и в мезостазисе; в) наличием в основной массе породы оливина, относительно обогащенного железом. Среди других минералов обычны интерстициональный флогопит, анальцит (Стромболи), лейцит (о-ва Фиджи), высокотемпературный кремнезем (Перу). Стекло шошонитовое, если оно есть, имеет различный состав, отвечающий либо толеитовому базальту, либо щелочному базальту.

Рассматривая все перечисленные пять серий вулканических пород, Жиро и его соавторы [355] дали общий обзор данных о структурном положении вулканических серий в литосферных плитах. Определена, в частности, роль толеитовых серий на океаническом дне, где типично распространение базальтов с низким содержанием калия. Отмечено, что на океанических островах и "подводных горах" сосредоточены преимущественно базальтовые лавы, но в отличие от свойственных океаническому дну они более разнообразны; обычны также промежуточные и щелочные серии с варьирующим отношением K/Na . Содержание K , P , Ti в базальтах островов значительно выше, чем на океаническом дне. Для зон так называемой субдукции, т. е. зон предполагаемого поддвижения океанических плит под континент, типичны толеитовые серии, включающие "андезитовые" базальты, наряду с которыми распространены известково-щелочные серии с обычными андезитами. Отношение Na/K в толеитовых сериях значительно выше, чем в известково-щелочных, в которых отмечается, кроме того, повышенное содержание глинозема (17—18%). В области континентальных окраин известково-щелочные серии отличаются от свойственных островным дугам тем, что в них наряду с господством андезитов содержится очень много дацитов и риолитов. Эти кислые породы представлены преимущественно пирокластическими отложениями (игнимбритами и пемзами). На краях континентов присутствуют еще и шошонитовые серии. Для континентальных областей характерны щелочные и толеитовые вулканические серии. Анализ структурного положения вулканических серий, проведенный Жиро и его соавторами, кратко изложен в рецензии на их книгу, опубликованной в серии "Новые книги за рубежом" [123], где указаны также некоторые другие характерные черты этих серий, в частности типичные для различных структурных обстановок содержания Rb , Sr , Ba , Th , U и других элементов, а также свойственные разным условиям значения отношений изотопов стронция.

Результаты исследований, связанных с выделением вулканических серий, — это, как нам представляется, первый шаг по пути к анализу проблемы ассоциаций различных пород, выявляемых на основе свойственных им парагенезов. Речь идет о пути к тому виду исследований, который намечен работами Н.С. Шатского и охватывает в более широком плане проблему изучения ассоциаций горных пород, так как связывает в единую систему построений все разнообразие пород, сопровождающих вулканические серии, т. е. в равной степени осадочные и другие вулканогенные, а также интрузивные породы.

Распространение вулканических серий на земной поверхности с полной отчетливостью выдвигает перед исследователем вопрос об отношении их к другим сериям пород, возникающим в экзогенных условиях и не связанным непосредственно с глубинными процессами. Поэтому для изучения в более широком плане связей между различными по составу типами пород необходим парагенетический анализ отношений между разнотипными вулканогенными, в том числе вулканическими, породами, а вместе с тем и с породами осадочного происхождения, сопровождающими вулканические серии в более или менее сложных сочетаниях.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

К важнейшим элементам палеовулканологического исследования относятся анализ фациальной изменчивости вулканогенных образований и изучение парагенетических ассоциаций вулканогенных пород, или формаций. При оценке различий между фациями и формациями необходимо иметь в виду, что хотя в обоих случаях представление о них может быть получено только на основании изучения пород и слагаемых ими конкретных разрезов, наблюдаемых в полевой обстановке, тем не менее понятия эти принципиально различны. Фации выделяют либо для выявления различий в синхронных образованиях, либо в целях определения генетических типов отложений, или так называемых литогенетических комплексов пород. Между тем формационное исследование опирается на изучение парагенезов горных пород.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ "ФАЦИЯ"

Вопросы фациального анализа привлекают внимание вулканологов и геологов с давних пор в связи с тем, что постоянно приходится сталкиваться с различного рода неоднородностями состава и строения картируемых тел, сложенных различными, в частности вулканогенными, породами. Этим вопросам существенное значение придавал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, который применял термин "фация" для обозначения вариаций состава и структуры пород одного и того же тела, сложенного магматическими породами: например, лейкократовые, меланократовые, стекловатые, эффузивные и другие фации. В петрографическом словаре, впервые опубликованном в конце прошлого столетия, он определял фации как "различные продукты одной и той же магмы в магматических породах, образовавшихся путем расщепления и отличающихся друг от друга или составом, или структурой" [104, с. 355]. А. Ритман [192] среди продуктов вулканической деятельности различал фации вулканитов и субвулканитов, образующихся при различных давлениях и содержаниях газов, а также отличающихся составом слагающих породы минералов и структурными особенностями.

Более полно проблема фаций в приложении к магматическим образованиям, в том числе к продуктам вулканической деятельности, была разработана М.А. Усовым и Ю.А. Кузнецовым. Вначале Усов предложил название "фация" применять "к разным проявлениям интрузивных пород одного и того же состава" [231] и выделять по условиям залегания, составу и структуре интрузивных пород абиссальную и гипабиссальную фации, а затем распространил этот термин и на эффузивные породы, для которых рекомендовал различать фации силлово-лакколитовую, экструзивную, дайковую, жерловую и штоковую. Позднее он отметил, что фациями целесообразно называть "соответствующие формы проявления магматических пород, отличающихся структурой, текстурой, минералогическим и отчасти химическим составом, а также контактными явлениями" [232]. При этом М.А. Усов выделил четыре группы фаций магматических пород: экструзивную (включая поверхностную, подводную и жерловую фации), гипабиссальную, абиссальную и дайковую. В дальнейшем же он указал, что "форма магматического тела вместе с окружающим пространством является ведущим фактором в формировании магматической породы. Поэтому фации магматических пород выделяются нами в основном по условиям их залегания" [233, с. 155].

Концепцию М.А. Усова впоследствии развил Ю.А. Кузнецов [87]. По его мнению, фациальные особенности магматических пород определяются средой, в которой они возникают. Эти особенности могут выражаться формой магматического тела, структурными и текстурными чертами пород, их минералогическим составом, характером и степенью контаминации магмы веществом боковых пород, постмагматическими преобразованиями и т. п. Как отмечает Кузнецов, все исследователи, занимавшиеся изучением фаций магматических пород, важнейшее значение придавали глубине их образования. В зависимости от глубины, на которой формируются магматические тела, могут быть выделены, по Кузнецову, фации глубинности, или макрофации, поверхностные (наземные и подводные эффузивные, околократерные и экструзивные), приповерхностные (жерловые, малых интрузий, жильные), гипабиссальные, или мало-глубинные (плутонические малых интрузий, жильные), среднеглубинные (плутонические батолитовые, малых интрузий, жильные), глубинные, или абиссальные (мигматитовые, существенно плутонические, жильные), и наконец, крайне глубинные, или ультраабиссальные (чарнокитовые). Для базальтоидных и щелочных магм, по Ю.А. Кузнецову, типичны, кроме того, приповерхностные фации силловые, штоковые и кольцевых интрузий, а для гипабиссальных — фации расслоенных и малых пластовых интрузий. Особо им выделены также фации диатремовые (кимберлитовых трубок) и центральных интрузий.

После появления работ М.А. Усова и Ю.А. Кузнецова к проблеме фаций магматических пород неоднократно обращались многие исследователи в нашей стране: Е.Ф. Малеев, Е.Б. Яковлева, В.С. Колтев-Дворников с сотрудниками и многие другие.

В работах Е.Б. Яковлевой рассмотрен, в частности, вопрос о принципах выделения фаций вулканогенных пород. Она подчеркивает, что фации следует выделять только по условиям образования тела, сложеного вулканогенными породами, а не по его морфологии, но с учетом данных о взаимоотношениях этого тела с вмещающими породами в момент формирования. Морфология тела, по Яковлевой, является второстепенным признаком, помогающим выделять субфации, а не фации. Всего она выделяет три фации: эффузивную, субвулканическую и жерловую. К эффузивным фациям относятся лавы, лавовые брекчи, разнообразные туфы, в том числе ингимбриты, и другие продукты извержения вулканического материала на поверхность. Эффузивная фация объединяет, по Яковлевой, субфации текучих вод, взрывную и экструзивную. Субвулканической фации принадлежат породы, образовавшиеся на пути движения лавы к поверхности, в обстановке, когда лава по ряду причин не достигла земной поверхности и формирование пород происходило на глубине. Жерловые фации тоже охватывают породы, образовавшиеся при движении магмы к поверхности, но в условиях непосредственной связи лавы с поверхностью, вследствие этого они выполняют подводные каналы — некки, дайки и т. п. Как подчеркивает Е.Б. Яковлева, "породы отмеченных выше фаций и субфаций являются геологически одновременными образованиями в широком смысле этого слова, т. е. относятся к единому многофазовому эффузивному комплексу, характеризующему вулканизм определенного отрезка времени" [77, с. 57—58].

При сравнении представлений о фациях, выдвинутых различными исследователями, можно видеть, что, несмотря на известную разноречивость, в большинстве своем предлагаемые концепции весьма сходны. В них рассматриваются определенного типа породы (или отложения), обладающие некоторыми отличительными свойствами, зависящими от условий образования сложенных этими породами тел. Главным фактором, оказывающим влияние на процесс образования таких пород (отложений) или их групп, является глубина, на которой они находятся в момент отвердения, если это касается магматических пород вообще, или удаление от канала, через который происходят извержения в случае, когда рассматриваются вулканогенные породы. Впрочем, и при выделении соответствующего вулканогенного типа пород, объединяемых в фации, учитываются, по крайней мере для некоторых групп пород, глубина их залегания и возможные связи с поверхностью.

Естественно, что такой подход к выделению фаций в значительной мере лежит в области, имеющей непосредственное отношение скорее к систематике горных пород или к выделению генетических типов отложений, чем к фациальному анализу в том виде, в каком он предполагается для осадочных образований в работах Н.С. Шатского [261, 262], опирающегося на первоначальные определения понятия фации, предло-

женные Грессли [363]. Иначе говоря, в том аспекте, в каком рассматриваются фации магматических и вулканогенных пород в настоящее время, они приобретают литогенетический облик, вследствие чего представления о них существенно уклоняются от первоначальных, выдвинутых Грессли для осадочных фаций и Рейером для магматических или вулканогенных фаций. Если учесть еще, что некоторые исследователи обращают внимание на условия образования пород как на важнейший признак, определяющий фаціальную их принадлежность, то станет очевидным, что положение с выделением фаций вулканогенных пород мало чем отличается от того, которое сложилось в области изучения осадочных фаций.

Действительно, с одной стороны, имеется раннее представление о вулканических фациях, предложенное Рейером, по которому фации можно выделять путем сравнения разновозрастных образований, с другой — существует система представлений о фациях как о литогенетических комплексах пород или генетических типах отложений. Картина, таким образом, сходна с той, которая отмечена была Н.С. Шатским в работе, посвященной А. Грессли и его учению о фациях [262]. В этой работе подчеркивается значение сравнений, отдельных видов отложений, имеющих один и тот же возраст. Шатский, в частности, пишет: "Во многих современных работах под методом фаціального анализа разумеется изучение первичных признаков пород, признаков условий их образований, минерального состава, структуры и текстуры пород, характера контактов, остатков флоры и фауны, минерального состава конкреций и на основании всего этого выделяются различные фации. Здесь нет ничего похожего на Грессли. У Грессли главное — сравнение отдельных видов отложений. Это и есть фаціальный анализ. А здесь происходит подмена фаціального анализа простой литологической палеонтологической обработкой материала" [263, т. 4, с. 231]. И, может быть, полезно привести выдержку из другой работы Н.С. Шатского, в которой он подчеркивает, что "изучение конкретных фаций можно проводить, таким образом, только в стратиграфическом аспекте, как фаціальные литолого-палеонтологические изменения определенной стратиграфической единицы" [263, т. 3, с. 57].

В целом в настоящее время достаточно наглядно определился двойственный подход к исследованию фаціальной изменчивости вулканогенных образований. Многие исследователи считают, что главная задача фаціального анализа вулканогенных образований заключается в разработке общей классификации таких групп или комплексов. В соответствии с этой идеей предлагаются различные классификационные схемы фаций магматических или вулканогенных пород.

Вместе с тем отмечается важность определения соответствующих признаков, позволяющих выделять различные генетические типы вулканогенных образований. В отношении вулканогенно-осадочных отложений такая мысль высказана достаточно выразительно Л.Н. Ботвинкиной: "Таким образом, первая задача, связанная с фаціальным анализом, — это выделение генетических типов отложений и определение тех их наиболее характерных признаков, которые позволяют отличить один генетический тип от другого" [18, с. 245]. И далее: "выделение генетических типов в отложениях вулканических областей — дело значительно более сложное, чем в обыкновенных осадочных толщах. Тем не менее это совершенно необходимая основа фаціального анализа". Значение строгого определения признаков, позволяющих распознать различные фации, подчеркивают также В.С. Коптев-Дворников с соавторами [77] и многие другие исследователи. Отмечается, в частности, что "попытка столь подробного разделения вулканогенных образований, не имеющих четких признаков распознавания (имеется в виду классификация вулканокластических фаций Е.Ф. Малеева [139] — И.Л.), открывает широкое поле для мало обоснованных предположений и построений" [77, с. 58].

Такой системе взглядов противостоит представление, предполагающее, как писал Н.С. Шатский [261], что главное в фаціальном анализе — это сравнение отдельных видов отложений в некоторых конкретных стратиграфических рамках, иначе говоря — сравнение разновозрастных отложений, различающихся по особенностям состава, строению и другим характерным чертам. Этому направлению в изучении вулканических фаций следуют, например, Н.А. Штрейс [270], Л.Н. Формозова [241] и более ранние работы, И.В. Лучицкий [115] и др.) и многие другие.

Принципиальные различия между ясно определенными двумя направлениями в изучении вулканических фаций очевидны. Тем не менее эти различия не антаго-

стичны. В них выражено, с одной стороны, желание выявить в первую очередь различные генетические типы отложений, которые можно было бы сравнить между собой на основе наиболее полного знания характерных их признаков, с другой — стремление использовать всю совокупность современных знаний о вулканогенных образованиях для изучения реально наблюдаемой фациальной (facies-облик) изменчивости синхронных элементов геологического строения той или иной территории. Система исследований, отвечающих первому направлению, является, таким образом, одним из средств (возможно, даже главнейшим средством), используемых вторым направлением для фациального анализа конкретных природных геологических ситуаций. Такой анализ требует не только строгого определения возрастных рамок, ограничивающих сравниваемые элементы геологического строения, но и широкого привлечения актуалистического метода исследований, позволяющего выявлять происхождение и важнейшие отличительные черты этих элементов путем сравнения их с современными вулканогенными или иными образованиями.

В современных вулканических областях происходят сложные процессы, связанные с внедрением и излиянием лав, с эксплозиями, вызывающими появление рыхлого измельченного материала, с выделением газов, с седиментацией, протекающей в весьма разнообразной физико-географической обстановке (высокогорье со снежниками и ледниками, прибрежные равнины, морские заливы, озерные котловины и т. п.), а также и с другими геологическими явлениями. Таким образом, эти области являются крупными естественными лабораториями, в которых можно изучать течение вулканических и иных геологических процессов, а вместе с тем видеть непосредственные результаты деятельности этих процессов, рассматривая различного происхождения вулканогенные и вулканогенно-осадочные накопления. Именно здесь доступны наблюдению генетически разнородные группы горных пород и отложений, возникшие в течение сравнительно узкого интервала времени, отвечающего в абсолютном летоисчислении менее чем одному миллиону лет, т. е. с геологической точки зрения образовавшиеся почти одновременно.

Многие, но, конечно, далеко не все типы вулканогенных образований и вулканогенно-осадочных отложений современных вулканических областей, расположенных на континентах или на островах, изучены сравнительно полно. Об особенностях же накопления этих образований на морском дне и их характерных чертах, формирующихся в подводных условиях, известно еще сравнительно мало. Впрочем, благодаря работам французских ученых, прежде всего Кусто и Пикара, уже сравнительно давно стали доступны непосредственному наблюдению, основанному на применении аквалангов, батискафов и других подводных аппаратов, лавовые потоки со всеми особенностями их строения как в шельфовой зоне, так и в глубоководных впадинах.

Впервые начатые в 1960 г. работы по разбуриванию океанического дна у берегов Калифорнии и о-ва Гваделупы развернулись сейчас в грандиозную программу глубоководного бурения "Deep Sea Drilling Project", охватившего хотя и очень редкой сеткой, но практически все главные акватории мира. Эти работы осуществляются, как известно, со специального корабля "Гломар Челленджер" под руководством объединения океанографических институтов США, в первую очередь Скриппсовского института Калифорнийского университета, привлечшего к исследованиям специалистов разных стран, в том числе ученых из Советского Союза. В итоге бурения, продолжающегося уже свыше 20 лет, получены разнообразные сведения о строении фундамента, на котором покоятся океанические осадки, и установлен преимущественно базальтовый его состав. В сочетании с данными о морфологии океанического дна и распространения в его пределах многочисленных, насчитываемых многими десятками тысяч (по Менарду, только в Тихом океане свыше 10 000) конических гор несомненно вулканического происхождения, эти сведения существенно расширяют наши познания в области анализа особенностей подводного вулканизма, хотя и оставляют многие проблемы далеко не решенными. Дискуссионными остаются вопросы, связанные с определением возможностей образования эксплозивных извержений на больших глубинах в океанах, с выяснением роли кислых пород в океанах, гетерогенности вулканических образований океанического дна и т. д. Тем не менее, опираясь на хорошо известные данные о процессах, протекающих в настоящее время в вулканических областях на суше, и о продуктах деятельности этих процессов, а также на разнообразные новые данные о подводном вулканизме на дне океанов, можно в широком плане ана-

лизовать различные проблемы фациальной изменчивости древних вулканогенных образований.

Генетически разнородные группы пород и отложений, образующиеся ныне в вулканических областях, можно рассматривать как современные фации и соответственно считать эти области полифациальными. Эта черта современных вулканических областей достаточно типична, и ее следует учитывать при изучении древних вулканогенных образований, особенно при различного рода корреляциях и сопоставлениях. И все же в палеовулканологических работах термин "фация" лучше сохранять только в том случае, когда проводится конкретное исследование, связанное с выявлением изменчивости состава и строения синхронных образований, а при выделении генетического типа отложений говорить соответственно о генетическом типе (генотипе) отложений, а не об их фациальной принадлежности.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Известные в настоящее время генетические типы вулканогенных образований могут быть разделены на следующие четыре группы в зависимости от состава и структуры свойственных им пород и от взаимоотношений их с окружающими отложениями: корневые, лавовые, пирокластические и метасоматические. Кроме того, по тем же признакам обособляется еще ряд вулканогенно-осадочных генетических типов. Такое разделение отличается от предложенных ранее классификаций тем, что оно опирается на данные о характерных чертах, присущих самим этим генетическим типам, а не обстановкам или условиям, определяющим их происхождение или размещение в пространстве относительно вулканических центров. Такой подход тем более необходим, что хотя процесс образования большинства генетических типов известен и доступен непосредственному наблюдению, все же в ряде случаев их происхождение остается недостаточно ясным и спорным. Это касается, в частности, морских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также игнибритов.

Предлагаемое выделение корневых и лавовых генетических типов отвечает разделению изверженных горных пород на интрузивные (внедренные) и эффузивные (изливающиеся). Что касается пирокластических и метасоматических генетических типов, то они тоже параллелизуются с соответствующими группами современных общих классификаций горных пород. Предложенное разделение не выходит, таким образом, за рамки общей систематики горных пород и подчинено ей. Вместе с тем оно учитывает главные черты вулканических процессов, формирующих эти породы: процессов интрузивных, эффузивных, эксплозионных и фумарольно-сульфатарных. Корневые генетические типы являются внедренными, т. е. интрузивными образованиями, лавовые — продуктами излияния (эффузий), пирокластические — результатом эксплозий, а метасоматические возникают главным образом под влиянием фумарольно-сульфатарной или гидротермальной деятельности.

Образование корневых зон

К группе генетических типов корневых зон относятся экструзивные, жерловые и субвулканические образования, выделяемые многими исследователями под названием "фации". Общей чертой всех трех генетических типов рассматриваемой группы является секущее их положение по отношению к вмещающим породам при составе, отвечающем обычным эффузивным породам. Структуры пород, как правило, идентичны тем, которые характерны для лав, изливавшихся на поверхность, поэтому такие породы лучше называть так же, как и соответствующего состава лавы. Речь, таким образом, может идти об интрузивных базальтах, андезитах, риолитах и т.д. и об их палеотипных аналогах. Среди рассматриваемых трех генетических типов наиболее четко можно охарактеризовать экструзивные образования.

Экструзивный генетический тип представляет ту часть корневой зоны, которая формируется либо в жерле вулкана в виде пробки, либо самостоятельно в форме купола и выжимается на земную поверхность, как предполагается, давлением газов. Вследствие этого образующийся генотип, во-первых, в общем изометричен в плане и имеет секущие контакты с вмещающими породами, во-вторых, опоясан у подно-

жия глыбовыми россыпями лав или лавовыми потоками, ясно указывающими на то, что растущий купол или обелиск выдвигался над дном кратера или над поверхностью прорываемого фундамента, если купол возникал совершенно самостоятельно.

Таким образом, экструзивный генетический тип имеет черты, характерные для интрузий, но вместе с тем в нем обнаруживаются явные признаки либо разрушения приподнятой над земной поверхностью отвердевшей массы, имеющей вид купола или обелиска, либо перехода лав купола в стекающие по его склонам лавовые потоки. Подобные образования достаточно хорошо известны в современных вулканических областях, а также в провинции Овернь во Франции; здесь можно ограничиться лишь примером вулкана Безымянного и некоторых более древних экструзий.

По наблюдениям Т.С. Краевой и Н.В. Мелекесцева [84], рост вулкана Безымянного на Камчатке сопровождался образованием лавин протяженностью не более нескольких километров; мощность отложений при прохождении этих лавин составляет не более нескольких метров. Независимо от природы лавины — обальной или эксплозивной — у подножия купола в результате ее образования остается полоса агломерата шириной от нескольких метров до сотен метров. Агломератовый материал обычно имеет сортировку тем лучшую, чем меньше лавина, при которой крупнообломочный материал сосредоточивается преимущественно на ее боковых валах и во фронтальной части. Между лавами же преобладают мелкообломочные отложения. Впрочем, наиболее крупные обломки располагаются около подножия купола, где можно наблюдать глыбы объемом в несколько кубических метров, а иногда более 10 м³. Образование крупных лавин такая сортировка обычно не сопровождает.

Среди различных древних экструзивных куполов можно отметить некоторые куполы, известные в Армении, Закарпатье, на Алтае.

В Армении К.Г. Ширинян [266] указывает следующие плиоплейстоценовые экструзивные образования: 1) дацитовые и андезитовые куполы высотой 100—200 м в районе горы Арагац; 2) столбы (obelisks), состоящие из брекчиевидных лав и агглютинатов, расположенные на вершине вулканов Малый Богутлу, Бергелю и др.; 3) куполовидные риолитовые, обсидиановые и литоиднопемзовые вулканы, одноактные и многоактные куполы выжимания, иногда достигающие больших размеров (вулканы Артени, Гадис, Гутансар). Ширинян предполагает, что все эти экструзивные куполы образовались в результате выжимания магмы, бедной летучими компонентами; при насыщении ее газами происходили эксплозии и в окружении куполов возникали туфовые накопления.

Ряд экструзивных куполов и "трещинных выжимок" выделяет в Армении также С.Н. Карапетян [69], наблюдавший их на риолитовом плиоценовом вулкане Артени. Наиболее крупный купол имеет высоту 450 м при диаметре основания 800—1000 м. Он имеет веерообразное строение вследствие присутствия иглообразных и дайкообразных выходов тонкополосчатых риолитов. В контактах купола отмечены зоны брекчий. Они имеются также на других куполах, их присутствие служит указанием на возможную принадлежность этих куполов, как и рассмотренных выше, к экструзивному генотипу.

Куполы Закарпатья обычно сближены и сопровождаются отходящими от них лавовыми потоками. Породы, слагающие центральные части куполов, более кристаллические, а на периферии они имеют стекловатое строение. Куполы окружены обломочными породами, образующими купольные брекчии [179], купольные агломераты или агломератовую мантию [160]. Эти обломочные породы идентичны породам купола, хотя в общем разнозернисты; они не подвержены контактными изменениям и их накопления возможны вблизи куполов, а вдали от куполов они имеют меньшую мощность. С удалением от купола уменьшается также размер обломков в купольных брекчиях.

Пример еще более древнего экструзивного генетического типа вулканогенных образований описан М.А. Петровой [77] по данным изучения девонских штокообразных тел, сложенных автомагматическими брекчиями на Змеиногорском рудном поле Алтая. Сравнительно небольшие тела этих брекчий, достигающие 300—500 м в поперечнике, имеют крутые контакты и изометрическую в плане форму. Они окружены обломочными породами, среди которых преобладают обломки автомагматических брекчий до 2 м в поперечнике, идентичных тем, которые образуют штоки. Количество обломков и мощность залежей, сложенных обломочными породами, как указывает М.А. Петрова, уменьшаются по мере удаления от штоков. Вдали от штоков грубообломочные породы сменяются риолитовыми туфами или туфовыми песчаниками. Контакты што-

ков с вмещающими породами резкие, иногда почти вертикальные, но эндо- и экзоконтактные изменения вдоль них не наблюдаются.

Подобные соотношения М.А. Петрова объясняет тем, что здесь располагались обелиски с почти вертикальными стенками, окруженными типичными для экструзий ореолами обломочных пород того же состава, что и в обелисках. Эти породы, таким образом, не являются пирокластическими, а сходны с купольными агломератами из ореолов экструзивных образований Камчатки, Армении и Закарпатья. Пример этот достаточно примечателен, так как показывает, в частности, что резкие контакты и вертикальные стенки, ограничивающие штокообразные тела, далеко не всегда могут указывать на то, что интрузивное тело моложе вмещающих пород.

Жерловый генетический тип может быть тесно связан с предыдущим типом и представляет непосредственное продолжение в глубь экструзивного купола или обелиска. В равной мере он встречается совершенно независимо от таких образований, сопровождаемая, в частности, конические вулканические постройки. По морфологии он сходен с экструзивным типом. Для представителей жерлового генотипа характерны трубообразные формы и секущие контакты с вмещающими породами. В поперечном плане их очертания могут быть не всегда строго изометричными, а зачастую сравнительно сложными и изменчивыми в зависимости от эрозионного среза.

Данный тип отличается от экструзивного тем, что здесь нет признаков, указывающих на выход на земную поверхность лавовых масс, слагающих жерловую часть вулканической постройки, и на их разрушение, сопровождаемое в таких условиях возникновением опоясывающих купол глыбовых осипей. В остальном эти два генетических типа сходны, и различать их в захороненном виде нелегко. В современной обстановке непосредственному наблюдению доступен только процесс образования куполов, а горловины действующих вулканов остаются скрытыми на недостижимых пока глубинах. Можно, впрочем, предполагать, что многократные внедрения вдоль трубообразных каналов более обычны для жерлового генотипа, чем для экструзивного. Об этом можно судить по тому, что куполообразные экструзии образуются сравнительно быстро и представляют моногенные постройки, легко подвергающиеся разрушению. Горловины многих более или менее крупных конических вулканов заполняются в результате извержений, повторяющихся в течение длительного времени и нередко изменчивых по составу продуктов вулканической деятельности.

Говоря о жерловых образованиях, обычно имеют в виду заполнения горловин, расположенных внутри вулканических конусов в центральной кратере или одновременно также в боковых кратерах. Между тем это представление недостаточно строго, так как трубообразные горловины, уходящие в недра Земли, типичны также для мааров. Далеко не всегда можно быть уверенным еще и в том, что трубообразное тело, наблюдаемое сейчас в окружении древних пород и имеющее тоже сравнительно древний возраст, сообщалось в период своего образования с земной поверхностью, а не оформилось на некоторой глубине в виде корня лакколита или иной формы магматического тела, не достигшего поверхности.

Таким образом, знакомясь с трубообразными телами, заполненными магматическим материалом вулканогенного облика, всегда необходимо иметь в виду по крайней мере три возможные формы связей их с земной поверхностью: одни из них могут действительно представлять горловины древних вулканических конусов, другие — являться остатками каналов, соединявшихся в прошлом с маарами, третьи могли вообще не достигать земной поверхности.

Независимо от реальной формы таких связей все эти трубообразные каналы, заполненные магматическим материалом вулканогенного облика, называют некками или вулканическими трубками, иногда диатремами, если предполагать, что они образовались "при взрыве газов". Действительная принадлежность некков и вулканических трубок вулканическим конусам должна быть выявлена на основании изучения общей геологической обстановки, в которой они наблюдаются, и, очевидно, не всегда может быть доказана убедительно.

Ископаемый вулканический конус обязательно имеет некк, а иногда ряд некков (центральный и периферический) или сложную центральную группу, т.е. древние горловину или ряд горловин, но нахождение некка само по себе не может явиться прямым указанием на существование древнего вулканического конуса. Необходимо также иметь в виду, что тот или иной некк, представляющий горловину древнего вулканичес-

кого конуса, может, во-первых, относиться к побочным кратерам вулканической постройки центрального типа, а не к главному его кратеру, во-вторых, принадлежать горловине шлакового конуса вулкана трещинного, а не центрального типа.

Многочисленные примеры некков, принадлежащих жерловому генотипу и относящихся к горловинам вулканических конусов, приведены в классическом труде Гики [351] по древним вулканам Великобритании. Гики описал силурийские, девонские, каменноугольные и пермские некки и установил для них не только особенности морфологии, но и характерные черты взаимоотношений с окружающими вулканогенными породами, образующими конические постройки, погребенные среди палеозойских осадочных толщ. Эти взаимоотношения он иллюстрировал многочисленными изображениями некков в плане, на разрезах и на зарисовках, о чем общее представление могут дать заимствованные из его работ рис. 9 и 10. Некки, по его данным, имеют разнообразные размеры: поперечник их варьирует от нескольких десятков метров до 500 м, а удлиненные некки достигают в длину 1,5 км. Форма некков в плане преимущественно округлая или эллипсоидальная, с переходами к удлиненно-овальной и даже дайкообразной. Очертания многих из них причудливы, так как осложнены ответвлениями.

Выполнения некков представлены либо агломератами и туфовым материалом с центральной лавовой пробой или без нее, либо лавовым материалом. Вдоль контактов на расстоянии до 15–20 м в ряде случаев наблюдается метаморфизм, приводящий к остеклованию вмещающих песчаников и превращению аргиллитов в фарфоровидные, а известняков в сахаровидные породы. Непосредственная связь некков с вулканическими конусами установлена Гики, конечно, не для всех некков; некоторые из них могли быть связаны с маарами или не достигать поверхности.

Разнообразные некки имеются также во многих районах нашей страны, в частности в Казахстане, где, по данным Е.Б. Яковлевой [77], девонские некки имеют примерно цилиндрическую форму, осложненную, как правило, апофизами. Здесь также наблюдаются переходы к удлиненным дайкоподобным телам. Размеры некков чаще всего составляют 400–600 м в поперечнике. Как отмечает Е.Б. Яковлева, связь с древними постройками (вулканическими аппаратами) устанавливается для некков лишь в том случае, когда они наблюдаются в сопровождении околожерловых образований, представленных очень грубыми, плохо отсортированными туфами и мощными потоками лав, залегающими согласно с осадочными толщами.

В Казахстане имеются также пермские некки риолитового и иного состава [242], которые связаны с более или менее крупными вулканическими конусами, выявленными путем картирования пермских вулканогенных толщ. Взаимоотношения некков и конусов установлены преимущественно по косвенным данным.

Девонские и более поздние некки известны также в Минусинском прогибе [114, 115] и во многих других районах Советского Союза.

Сейчас некки привлекают всеобщее внимание в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. Распространены они очень широко во всех вулканических областях мира, не только древних, но и современных. Поэтому количество примеров, иллюстрирующих разнообразие некков, могло быть резко увеличено. К сожалению, не всегда приводятся достаточно убедительные данные о связи некков с древними вулканическими постройками и не выясняются морфология этих построек и их характерные особенности, а также взаимное расположение некков и вулканических построек. Между тем эти данные важны для выяснения типичных черт развития вулканической деятельности различных территорий. Поэтому необходимо еще раз подчеркнуть, что в ряде случаев, может быть более многочисленных, чем это сейчас оценивается, некки либо вообще не выходили на поверхность, либо если и выходили, то в лучшем случае заканчивались мааром.

Пример подобной рода представляют некки Минусинского прогиба, для которых связь с какими-либо вулканическими конусами весьма маловероятна и которые, возможно, вообще во многих случаях не сообщались с земной поверхностью. Базальтовые некки, а также дайки, близкие к ним по составу и условиям залегания, в этом прогибе пересекают верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения и встречаются среди предположительно пермских осадочных толщ [114, 115]. Некки здесь имеют вид типичных трубок с почти правильным округлым, эллипсоидальным или овальным поперечным сечением, иногда несколько усложненным небольшими апофизами. Раз-

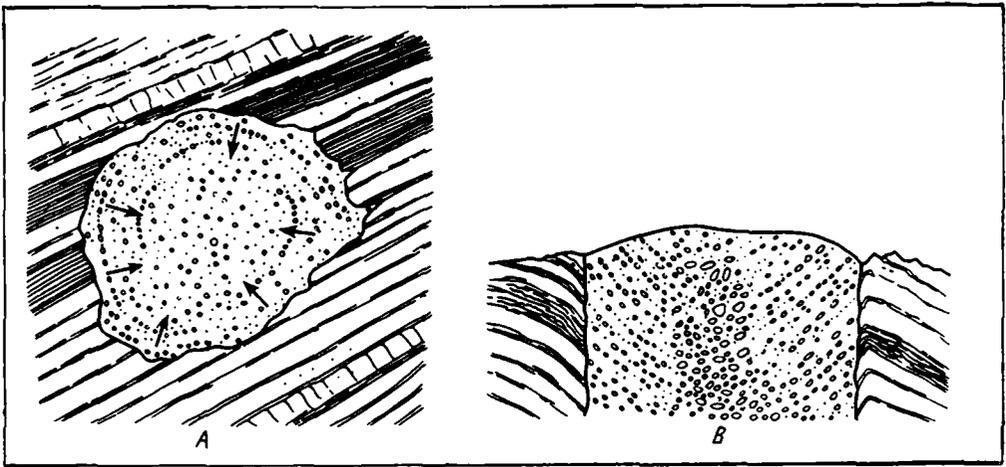


Рис. 9. Некк, выполненный стратифицированными туфами, по Гики [351]
 А — план; Б — поперечный разрез

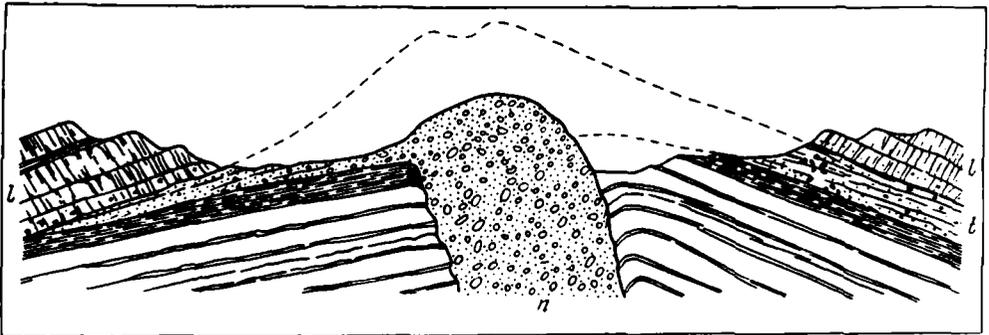


Рис. 10. Разрез, показывающий связь некка с конусом и окружающими слоистыми туфами, по Гики [351]
 n — некк; t — туфы; l — первичные слои

меры некков достигают 150 м в поперечнике. От некков к дайкам наблюдаются переходы. Характерная черта некков, а также некоторых даек — присутствие в них ксенолитов, местами многочисленных. Состав ксенолитов резко отличается от пород, слагающих некки и дайки. В дайках, расположенных среди верхнедевонских красноцветных отложений, встречаются ксенолиты серых среднедевонских известняков и мергелей, а также зеленовато-серых кремнистых пород, близких тем, которые характерны для кембрийских отложений.

Картина массового выноса материала из глубоких недр, сопровождающего внедрение базальтов, дополняется присутствием еще и перидотитовых включений с обломками размером до 25–30 см и крупнее. Отмечены также включения полевошпатовых и эфлогитоподобных пород [172]. Базальты некков обычно кольцеобразно окаймлены туфами, содержащими обломки осадочных пород, базальтов и вулканического стекла [67].

В целом некки и дайки пересекают в Минусинском прогибе герцинские глыбово-складчатые структуры и относятся к самым юным магматическим образованиям в разрезе этого прогиба, в котором герцинские структуры несогласно перекрыты рыхлыми толщами юрских угленосных отложений. Нет решительно никаких данных о возможном выходе в прошлом некков и даек на земную поверхность и о каких-ли-

бо остатках форм, отвечающих древним вулканическим постройкам. Можно только предполагать, что ксенолиты древних пород в базальтах появились вследствие газовых выбросов и что таким образом, может быть, некие все же сообщались ранее с поверхностью, образуя маары. Доказать это по современным данным невозможно.

Некки Минусинского прогиба имеют определенные черты сходства с аналогичными трубками Чехословакии [76], содержащими гранаты, а также с алмазоносными трубками Южной Африки и Сибирской платформы [115], которые отличаются главным образом гипербазитовым или кимберлитовым составом. Связь подобных форм с поверхностью Земли в большинстве случаев предполагается; обычно считается, что на поверхности в момент образования они выглядели так же, как маары.

Субвулканический генетический тип включает различные дайки, силлы, штоки и тому подобные интрузивные тела, образовавшиеся на сравнительно небольшой глубине ниже земной поверхности. В.С. Коптев-Дворников с соавторами [77, с. 119] определяют этот генотип как "образования, сложенные вулканогенными породами, формировавшимися при движении лавы к поверхности на некоторой весьма незначительной глубине. В зависимости от морфологии тел, сложенных породами субвулканической фации, среди них могут быть выделены дайки, силлы, штоки и др."

В целом рассматриваемый генотип принадлежит внежерловому ряду образований и от жерлового генотипа отличается морфологией тел. Наиболее четко обособляются, конечно, дайки, хотя от них есть все переходы к неккам, принадлежащим жерловым образованиям, а также силлы. Менее четко выделяются штоки, которые могут иметь правильную изометрическую форму. Их трудно отличить от некков, тем более что некки, усложненные апофизами, могут быть весьма сходны со штоками. С жерловым и экстрезивным этот генотип сходен тем, что также характеризуется секущими контактами по отношению к вмещающим породам.

Если для жерлового типа отношения к вулканическим постройкам, расположенным в прошлом на поверхности, не всегда может быть выяснено с необходимой полнотой, то для даек, силлов и штоков подобного рода затруднения возрастают во много раз. Для огромного множества таких тел, наблюдаемых в самых различных уголках земного шара в разнообразных геологических условиях, такая проблема отношений вообще не может ставиться, в виду того, что многие подобные тела удалены от каких-либо древних вулканических построек на значительные расстояния. Такая самостоятельность субвулканических образований отмечена для Главного Кавказского хребта, для верхнедевонских внедрений Белоубинского синклиория на Рудном Алтае, на Северном Кавказе в районе Минеральных Вод и в других местах.

Наглядная связь с древними вулканическими постройками выявляется тем не менее очень отчетливо, когда имеются серии кольцевых и радиальных даек, окружающих вулканические центры или отдельные постройки. Однако для силлов и штоков такие отношения устанавливаются с трудом, и примеры подобных отношений, по-видимому, немногочисленны. Поэтому для рассмотренного генотипа название "субвулканические образования" не отвечает морфологически определенным интрузивным телам, расположенным под ныне размытыми вулканами; речь идет о генотипе, интрузивном по геологическим отношениям к окружающим породам, но представленном вулканическими (по структуре и составу) породами. Поэтому, конечно, справедливо замечание Е.Б. Яковлевой [77], что породы субвулканического генотипа следует именовать в соответствии с их структурными особенностями базальтами, андезитами, риолитами, а не использовать термины, предложенные для интрузивных пород (гранит-порфиры, диорит-порфиры и т.д.).

По данным Е.Б. Яковлевой [77], кислые субвулканические тела обычно имеют столбчатую отдельность, идентичную отдельности базальтовых лав, излившихся на поверхность. По составу и структурным особенностям они мало отличаются от лавовых излияний, но более однородны. Эндоконтактные изменения в кислых субвулканических образованиях почти не наблюдаются; в основном они, наоборот, типичны и выражены таким образом, что в центральной части даек, имеющих 2—3 м в поперечнике, породы имеют полнокристаллическую структуру, а в эндоконтакте — зернистость быстро и резко меняется, вследствие чего появляются стекловатые структуры. В приконтактных частях тел нередко наблюдается миндалекаменное строение, в экзоконтакте же обычно прослеживается слабый обжиг вмещающих пород.

Рассмотренные выше три генотипа корневых зон древних вулканов лишь в случае экзотрузий могут быть сопоставлены с современными образованиями. Для реконструкции процессов, приведших к появлению двух других генотипов, актуалистические методы исследований пока не приложимы, что затрудняет их изучение.

Лавовые образования

Образование пород, принадлежащих лавовой группе генетических типов, можно наблюдать непосредственно на действующих вулканах в континентальной обстановке. Что касается подводных лавовых излияний, то изучены они далеко не достаточно, хотя в связи с введением различных технических средств (акваланги, батискафы и т.п.), предназначенных для проведения наблюдений на морском дне, общие перспективы изучения подводных извержений существенно расширились.

По сопутствующим прослоям и линзам осадочных пород различного происхождения среди лавовых образований различают континентальные и морские, или наземные и подводные.

Общие отличительные черты лав, образовавшихся в континентальных условиях, следующие: 1) ясно выраженная неоднородность (по вертикали) строения лавовых потоков и покровов; 2) появление в кровле потоков базальтовых и андезитовых лав красно-бурых и фиолетово-серых шлаковых образований и признаков выветривания кровли лавовых потоков; 3) переслаивание с континентальными отложениями.

Континентальные лавовые образования могут различаться по ряду особенностей в зависимости от того, застывают они вблизи жерла вулкана или в удалении от него. Для кислых лав условия образования потоков неясны, так как на современных вулканах их непосредственные излияния на поверхность не наблюдались; вследствие этого возникают серьезные затруднения при выделении риолитовых и других аналогичного состава потоков и покровов.

Подводные лавовые образования в ряде случаев имеют типичные черты отличающие их от континентальных лав. Так, подводными считают шаровые, или подушечные, лавы (пиллоу-лавы) и гиалокластиты, называемые также палагонитовыми туфами [192]. Происхождение шаровых, или подушечных, лав рассматривалось многими исследователями, в частности в нашей стране достаточно полно М.А. Гиляровой [32], которая дает общий обзор проблемы происхождения шаровых лав. Некоторые сведения о таких лавах приведены выше в обзоре вулканических пород.

Что касается гиалокластитов, то эти лавы, вероятно, могут образоваться не только в подводных условиях, как считает Ритман [192, 456], но и в субазальной обстановке, хотя для гиалокластитов, как и для подушечных, или шаровых, лав, более характерно, вероятно, подводное образование. Для выяснения природных этих лав необходимо иметь данные о происхождении осадочных пород, сопровождающих лавы.

Торродсен [493] давно уже оспаривал морское происхождение палагонитов, наблюдаемых в Исландии и объединяемых под названием палагонитовой формации туфов и брекчий, между тем Сарториус Вальтерхаузен считал морскими палагониты Сицилии, которые он впервые описал под этим названием. Основанием для выводов Торродсена служили исследования Пьетурсона [446], которые показали, что "палагонитовые туфы Исландии в значительной своей части представляют пирокластические материалы, перетолженные потоками (йокульхлаупами), образовавшимися при таянии ледниковых щитов, прикрывающих вулканы" [110, с. 170].

Уотерс, рассматривая лавово-палагонитовые комплексы, широко распространенные вдоль окраины поля развития базальтов Колумбии, тоже определил их, в сущности, субазальтное происхождение. Он писал, что "когда флуд-базальты создают обширные лавовые равнины, можно с уверенностью полагать, что ранее существовавшая дренажная сеть испытала резкие изменения. Реки подвергались запруживанию у краев лавовых потоков, в результате чего возникали мелководные озера над только что застывшей лавой. Потоки следующих извержений изливались в эти краевые озера, образуя комплекс подушечных лав и дробленого базальтового стекла. Указанный процесс неоднократно повторялся. Стекло этих подводных брекчий значительно преобразовано в желтый палагонит" [227, с. 108].

Совершенно очевидно, что внешний облик лавовых потоков и особенности их строения не могут служить надежным критерием для определения их происхождения — мор-

ского или континентального. Условия образования лав могут быть выяснены на основании данных о переслаивании их с отложениями, содержащими палеонтологические остатки, прямо указывающие на обстановку, в которой происходил процесс накопления лав.

Лавы распространяются на большое расстояние от жерла вулканического конуса или побочных его кратеров, а также от трещины, из которой они изливаются. Известно, например, что на склонах Этны лавовые потоки достигают длины 20 км, на Мауна-Лоа и Килауза они превышают 50 км, а в Исландии составляют даже 100 км. Таким образом, присутствие лав само по себе не может указывать на близость центров извержений, но вероятное незначительное удаление таких центров можно предполагать в том случае, когда в разрезах устанавливается резкое увеличение суммарной мощности лавовых потоков.

Общее разделение лавовой группы генетических типов возможно на основании их происхождения (морского или континентального, подводного или субаэрального), а также по данным о типе лав (глыбовые, шаровые и т.п.) и их составе (базальтовые, андезитовые и т.д.).

Пирокластические образования

Пирокластическая группа генетических типов включает отложения, разнообразные по своей природе, возникшие в результате эксплозивной деятельности вулканов: различные агломератовые и туфовые накопления, отложения пирокластических потоков, лахары, а также с некоторой долей условности агглютинаты и игнимбриты. Основные черты каждого типа отложений достаточно хорошо известны и рассматривались в связи с характеристикой вулканогенных пород. Здесь следует указать лишь некоторые особенности генетических типов, входящих в эту группу.

Агломератовый генетический тип часто встречается среди продуктов деятельности вулканов, имеющих вид более или менее крупных конусов с центральным жерлом. Это грубообломочные продукты вулканических эксплозий с обломками, отвечающими по величине агломератам, которые несмотря на крупные размеры, могут быть отброшены от жерла вулкана на значительные расстояния (10—20 км). Данный генотип распространен на территории, примыкающей непосредственно к центру извержений, и бывает удален от жерла вулкана чаще всего лишь на несколько километров, а во многих случаях, при слабых взрывах, только на сотни метров.

Так как отдельные выбросы крупных глыб при сильных взрывах возможны на расстоянии до 10 км, а иногда и дальше, то о расположении в прошлом центра извержений по отдельным глыбам судить не следует. Необходимо учитывать массовое накопление грубообломочного материала, приводящее к образованию мощных линзовидных залежей, выклинивающихся в удалении от вулканического центра. Рассматриваемый генотип чаще всего входит в состав мантии вулканических конусов, но, кроме того, встречается на некоторых вулканических плато, формирующихся в результате трещинных извержений, подобных современному исландскому, а также в маарах и близких к ним формах. От соответствующих трещин, трубок или мааровых воронок агломераты распространяются сравнительно недалеко; во всяком случае, при образовании маара Карран в Вальдивии (Южная Америка) в 1955 г. Ильес [377] имел возможность установить, что даже лапиллиевый материал оседал вблизи воронки и взрыва.

Туфовый генетический тип охватывает более разнообразную серию пород с лапиллиевой или пепловой размерностью обломков. Эти породы тоже возникают в результате эксплозий, но их распространение относительно центра извержений значительно более сложно, чем агломератов. Туфовые накопления лишь частично сосредоточены в мантии вулкана, а главная или, во всяком случае, значительная их масса располагается далеко за пределами вулканической постройки.

Определенные связи рассматриваемого генотипа устанавливаются, как и для агломератов, не только с вулканическими конусами, но и с вулканическими плато, если эти плато формировались при участии извержений, происходивших вдоль трещин таким же образом, как в настоящее время в Исландии. Туфовый генотип сопутствует и маарам, но при образовании этих форм, как и в других случаях, значительная часть извергаемого пеплового материала, подхватываемая воздушными течениями, тоже рассеивается на обширных территориях.

Хорошо известно, что некоторые кратеры вулканов Исландии, напоминающие маары, такие, как Вити (или Гельвити) и взрывной кратер на лавовом покрове вулкана Аскья, извергали огромное количество материала, распространившегося на большие площади, хотя при этом после извержения не осталось почти никаких следов вулканического конуса. Об этих извержениях, описанных Т. Торродсеном [493], напомнили М.Л. Лурье и С.В. Обручев [110] в связи с обсуждением проблемы образования туфов, сопровождающих траппы Сибирской платформы.

Первый из этих вулканов (Вити) образовался 17 мая 1924 г. и извергал пепел, шлаки и бомбы, по-видимому, в течение первого дня. Количество выброшенного материала было настолько значительным, что в 10–15 км от кратера мощность пеплов достигла 1 м. Между тем вулканический аппарат, созданный при этом извержении, был, по-видимому, очень мал. Во всяком случае, сейчас стенка кратера возвышается над расположенным внутри него озером всего лишь на 15–50 м при диаметре кратера около 315 м.

Второй вулканический аппарат (на покрове вулкана Аскья) возник 29 марта 1875 г. и за несколько часов выбросил 3–4 км³ риолитовой пемзы, которая покрывала площадь 5000–6000 км². Вулканический пепел был разнесен ветрами до Норвегии и Швеции. Картер этого вулкана возвышается всего на 12 м над лавовым покровом, а диаметр его 90 м при глубине 45 м.

Оба примера показывают, что источником для накопления туфового материала могут служить эксплозивные выбросы из таких каналов, которые сопутствуют постройкам, чрезвычайно слабо выраженным в рельефе и представляющим, в частности, тип деструктивных, а не аккумулятивных форм.

Интенсивная механическая дифференциация эксплозивных выбросов, поднимающихся на большие высоты в воздушную оболочку Земли, приводит к тому, что большие массы пепла, увлекаемые ветрами, разносятся на огромные расстояния, измеряемые в зависимости от крупности материала и скорости воздушных потоков многими десятками, сотнями и даже тысячами километров. При наиболее интенсивных эксплозиях, подобных кракатауским в 1883 г., тончайшие частицы рассеиваются по всему земному шару. Несомненно, имеется зависимость между размерами частиц и максимальным их удалением от центра извержений, определяемая предельными скоростями воздушных течений, следующих на различных высотах в воздушной оболочке Земли, но соответствующие расчеты пока еще недостаточно строгие. Поэтому можно лишь в самом общем виде сказать, что пепловый и отчасти лапиллиевый материал рассеивается настолько далеко, что распространение соответствующих туфов в разрезах обычно не дает в руки исследователя надежных сведений для определения центров вулканической деятельности.

Известны затруднения, связанные с выяснением местоположения центров вулканической деятельности, вызвавшей накопление пеплового материала, например, среди нижнекаменноугольных отложений Минусинского и Тувинского прогибов [19, 41, 115] или среди нижнемеловых отложений Восточного Забайкалья [113]. В обоих случаях размещение центров извержений можно предположительно определить только на основании косвенных данных об изменчивости мощностей пепловых накоплений на весьма обширных территориях. Это дает возможность предположить, что распространение нижнекаменноугольных пеплов на юге Сибири связано с вулканическими центрами на территории Монголии, а нижнемеловых пеплов Восточного Забайкалья — с вулканами, расположенными к юго-востоку от р. Аргунь.

Уместно отметить, что количественное отношение туфов, а также агломератовых генотипов к лавовым служит основой для определения "индекса эксплозивности", предложенного А. Ритманом [192, 456], и для оценки роли эксплозивных извержений истории развития вулканической деятельности. Иногда данные об "индексе эксплозивности" используются для далеко идущих выводов о типе извержений: трещинном — в случае преобладания в разрезах лав или центральном — при господстве туфов и агломератов. Между тем определение этого индекса лишь в том случае может иметь значение, если действительно установлена общая масса продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в результате конкретного извержения, реально изученной деятельности отдельного вулкана или деятельности ряда вулканов в течение определенного интервала времени. Если же эта общая масса неизвестна, значение определения "индекса эксплозивности" утрачивается и по его величине судить о характере былой вулканической деятельности невозможно.

Тем более условный характер приобретает определение "индекса эксплозивности" в отдельных разрезах. При таком определении необходимо учитывать, что лавовые образования тяготеют в большей степени, чем туфовые, к центру извержений и что чем дальше от центра извержений, тем более меняются отношения лав к туфам в пользу последних. Поэтому значение "индекса эксплозивности", вычисленное по данным изучения отдельных разрезов, всегда будет более высоким вдали от вулканического центра и меньшим вблизи от него, а если истинное положение такого центра остается неизвестным, то выяснение величины "индекса эксплозивности" утрачивает всякий смысл и становится совершенно условной характеристикой частного разреза.

Следует добавить, что оценка общего количества продуктов вулканической деятельности, накопившихся в течение определенного интервала времени, для древних эпох чрезвычайно затруднительна, так как в разрезах древних вулканогенных толщ сохранена обычно лишь часть тех накоплений, которые были выброшены в прошлом из недр Земли. Что касается определения типа извержений, то на основании оценки роли туфов и агломератов в разрезах никакие серьезные выводы в этом направлении невозможны без дополнительных исследований. Необходимо оценить изменчивость мощностей и состава вулканогенных накоплений (туфов и агломератов), чтобы решить вопрос о расположении былых вулканических центров и выяснить отношения данного типа образований к тому или иному типу извержений.

Пирокластические потоки тоже представляют определенный генетический тип отложений, отличающийся рядом характерных черт. Они сопровождаются сильными эксплозиями, направленными не вертикально, как это чаще всего происходит при вулканических извержениях, когда образуются обычные агломераты и туфы, а почти горизонтально, как это было, например, при извержении вулкана Безымянного в 1956 г., Пеле в 1902 г. и, возможно, вулкана Катмай в 1912 г.

По описаниям Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [40], отложения пирокластических потоков имеют вид массы рыхлого агломерата, состоящего из хаотической смеси песка, пепла и обломков лавы всевозможного размера, до 1–1,5 м в поперечнике. С течением времени агломерат уплотняется. Такой агломерат заполняет русла временных и постоянных водотоков, так как обломочный материал не удерживается на склонах и скатывается вниз. Циркуляция воды вдоль погребенных русел сопровождается миграцией ее в парообразном состоянии вследствие нагрева раскаленным рыхлым материалом пирокластического потока, что приводит к образованию вторичных фумарол. Широко известны вторичные фумаролы на поверхности пирокластических потоков вулкана Безымянного и Долины Десяти Тысяч Дымов (вулкан Катмай).

Если в названной Долине пирокластические потоки образовались, как предполагается многими исследователями, вследствие трещинных извержений, то среди пирокластических потоков необходимо будет различать две разновидности: представляющие результат бокового взрыва (вулкан Безымянный) или являющиеся следствием скатывания палящих туч в депрессионную зону вдоль ограничивающих ее трещин, через которые устремляются раскаленные газы, насыщенные пирокластическим материалом (вулкан Катмай). В первом случае отложения пирокластического потока распространяются на склоны вулканического конуса и его окружение, достигая расстояний, удаленных от центра извержений на первые десятки километров. Для Пеле эти расстояния составляют 10–12 км, для Безымянного — почти 30 км. Во втором случае, когда образование пирокластического потока происходит через предполагаемые трещины, расстояния до этих трещин могут измеряться всего лишь 1–2 км.

По наблюдениям Т.С. Краевой и И.В. Мелекесцева [84], наибольшая мощность пирокластического потока вулкана Безымянного составляет около 20 м, а в других районах Камчатки — 50–60 м и более. Выброшенный материал разбрасывается таким образом, что перед центром извержения образуется слабо наклоненная равнина (для Безымянного она имела длину около 18 км и ширину 3 км), в пределах которой наблюдаются многочисленные узкие, извилистые в плане, вытянутые по падению равнины, невысокие валы (1–2 м) и неглубокие ложбины. В общей массе выброшенного материала частицы менее 2 мм составляют около 70%.

По-видимому, особый тип пирокластических потоков представляют образования, описанные Б.И. Пийпом [181] на Авачинском вулкане под названием агломератовых потоков. Эти образования Е.Ф. Малеев [138] называет агломератовыми потоками

авачинского типа и указывает для них следующие характерные черты. Они извергаются из открытых кратеров и не сопровождаются направленным взрывом, относительно медленно спускаются по склону вулканического конуса, а в нижней части конуса движение их прекращается. Форма потоков (в плане) вытянутая, иногда изометричная или неправильная. Мощность образующихся накоплений 5—10 м, а площадь распространения — несколько квадратных километров и изредка достигает 10 км².

Такие агломератовые потоки, кроме Авачи, характерны, по Малееву, для вулканов Карымская сопка, Жупановская сопка и Шивелуч. Глыбы агломератового потока авачинского типа обычно округлены, вследствие того что они находились во время движения в пластическом состоянии: на поверхности глыб наблюдаются корки закаливания толщиной 0,5—1 см; размер глыб до 2—3 м, изредка до 10 м (Шивелуч), но преобладают обломки поперечником 0,2—0,3 м (они составляют в потоке местами до 50% всей массы обломков).

В настоящее время имеются описания пирокластических потоков, образовавшихся в подводных условиях и залегающих среди древних отложений. Пример такого потока приводит, в частности, Фиске [346] для формации Оханопекош в штате Вашингтон (США). Подводные пирокластические потоки, по его данным, образуют здесь половину мощности 3,5-километровой эоцен-олигоценовой (?) толщи в восточной части Национального парка, расположенного на горе Рейнир. Большая часть этих потоков образовалась, как полагает Фиске, путем скатывания обломков по склонам активного вулкана во время извержений и после их окончания. Некоторые потоки не были полностью охлаждены во время извержения и перемещались как паронасыщенные смеси пирокластических обломков и воды. Большинство же потоков было охлаждено или слабо нагрето. Возникшие потоки представлены неспекшимися лапиллевыми туфами или тонкими туфовыми брекчиями мощностью от 3,5 до 70 м, переслаивающимися с отложениями турбидных потоков и пеплопадов.

Фиске выделил три разновидности потоков. Наиболее обычные потоки содержат различные обломки горных пород и изменчивое количество пемзы и являются продуктами фреатических извержений. Второй тип содержит обломки пемзы и осколки стекла и был вызван, по-видимому, подводными извержениями сильно вспенивающейся магмы. Третий тип пирокластических потоков связан с распадом под влиянием взрывов таких тел, как куполы, иглы и лавовые потоки. Остатки подводного вулкана состоят, по Фиске, из грубых туфовых брекчий, нагроможденных вокруг питающей вулканической горловины.

Спекание обломков в подводном пирокластическом потоке не наблюдалось и не была отмечена столбчатая отдельность, обычная в наземных пирокластических потоках. Предполагается, что подводные пирокластические потоки имели вид исключительно подвижных грязей, которые свободно перемещались поперек тонких водонасыщенных слоев и образовывали плитообразные пласты. По мнению Фиске, эти отложения примыкают к ряду турбидных потоков. Отсутствие спекания определяет температуру изученных Фиске потоков в пределах 100—150°. Тесное переслаивание этих потоков с морскими отложениями не оставляет сомнений в том, что они образовались в подводных условиях. Рассмотренный Фиске ряд отложений включает, по-видимому, накопления, представляющие вероятную аналогию не только известным в настоящее время пирокластическим потокам, но также и лавинным образованиям. В целом же этот пример не является бесспорным, так как современные эталоны подводных пирокластических потоков неизвестны.

Позднее Фиске с Мацудой [347] описали аналогичный подводный пепловый поток на примере формации Токива в Японии, а Мутти [430] указал среди морских олигоценовых отложений о-ва Родос в Греции пирокластические породы риолитового состава, которые, по его мнению, образовались в результате перемещения по морскому дну пеплового потока, представляющего смесь раскаленного газа и пирокластического материала ("газовую суспензию") с плотностью 1—1,5. Мутти назвал описанные им породы "субмаринными игнимбритами" и даже отметил в них признаки спекания, хотя маловероятно, чтобы в подводных условиях могла бы создаться обстановка, благоприятная для спекания материала. Во всяком случае, подобные указания требуют проверки, хотя бы экспериментальной. Сходного типа кристаллокластические породы риолитового состава описаны М.Г. Ломизе [105] на северо-западе Кавказа среди пород серии гойхт, принадлежащих ааленскому ярусу.

Образованию пирокластических потоков обычно предшествует мощная боковая эксплозия, в результате которой возникают отложения направленных взрывов [40]. Вследствие взрыва, ориентированного почти горизонтально, материал вулканической постройки отбрасывается на значительное расстояние, тем большее, чем интенсивнее взрыв, и зависящее также от угла наклона "оси взрыва". Во время извержения вулкана Безымянного в 1956 г. пирокластический материал при взрыве был рассеян на площади 25 X 30 (35) км. На всей площади отложился слой песка, достигавший на расстоянии около 25 км мощности 15 см, а ближе к вулканам — 35–40 см, а места — 60–70 см.

Т.С. Краевая и И.В. Мелекесцев [84] указывают, что мощность этих отложений, облегающих склоны вершин и возвышенностей, а также выстилающих днища отрицательных форм рельефа, была примерно одинаковой и достигала 15–20 м, но эти сообщения не совпадают с данными Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [40]. Помимо песчаных накоплений на расстоянии 12–13 км от вулкана были нагромождены своеобразные отложения в виде холмиков высотой от 1–2 до 10–20 м, сложенные слабо уплотненными агломератами преимущественно из обломков старых лав. Среди отложений, возникающих в результате направленного взрыва, часто наблюдаются обугленные остатки растений, так как температура выбросов достаточно высокая и горячий воздух опалляет все на пути взрывной волны.

В целом рассматриваемый тип отложений своеобразен, но обосновать распространение таких именно отложений в древних образованиях не просто.

Лахары относятся к такому генетическому типу вулканогенных образований, который возникает при активном участии обильных временных водотоков, стекающих по склонам вулкана и увлекающих огромные массы тефры к его подножию, а иногда и дальше, на значительные расстояния от вулканической постройки.

Причины образования таких временных водотоков, насыщенных тефрой и приобретающих вид типичных грязевых потоков или селей, могут быть различны. В одних случаях эти потоки образуются во время извержений, в других — могут возникнуть совершенно независимо от них. Грязевые потоки знакомы человечеству с тех пор, как почти 2 тыс. лет назад при извержении Везувия в 79 г. нашей эры под ним была погребена Помпея. Грязевые потоки были вызваны в этом случае сильными ливнями, обусловленными конденсацией паров, выброшенных во время вулканического извержения на большие высоты в верхние слои атмосферы. Значение конденсации паров при извержении вулканов и образовании грязевых потоков отмечено также для вулкана Бандай в Японии.

В Андах грязевые потоки, образующиеся на склонах вулканов вследствие быстрого таяния снегов перед извержением или во время извержения, наблюдались еще в начале XIX столетия. Такие грязевые потоки, как отмечал Ч. Ляйелль [132], известны в Южной Америке под названием мойя; их именуют также авенидас. Бурное таяние льдов во время извержения в Исландии вызывает появление мощных временных потоков — йокульхлаупов, переносящих огромные массы обломочного вулканического материала. Аналогичные потоки, возникшие при извержении вулканов в связи с таянием снегов и ледников, давно уже отмечены в Японии, сравнительно подробно описаны в конце прошлого столетия в Южной Америке, в Северной Америке на Лассен-Пике и во многих других местах.

Выявлены также иные причины образования грязевых потоков. Многие исследователи указывают, что такие потоки возникают во время извержений, происходящих через кратер вулкана, занятый водами озера. Подобные случаи описаны в Индонезии, а также на Антильских островах.

Образование грязевых потоков происходит также в случае прорыва естественных запруд на кратерных озерах. Так возник, в частности, холодный лахар на вулкане Келуд (Ява). Грязевые потоки возникают еще и вследствие выпадения обильных дождей, увлекающих за собой рыхлые скопления тефры, покрывающей склоны вулканов.

По Блеквельдеру [296], типичная черта грязевых потоков — несортированность и нестратифицированность накоплений, возникших в результате их деятельности. Характерную особенность представляет перенос ими крупных глыб на поверхности потока, совершенно аналогично тому, как это происходит при движении ледников. Консистенция грязевых потоков настолько сгущена, что даже крупные глыбы не погружаются на дно и поэтому не подвергаются окатыванию, что отличает грязевые потоки от

обычных водотоков. Количество воды в грязевых потоках едва достаточно для разбухания глинистых коллоидов, утраты внутренней связности и образования скользящих масс. Рикмерс [455] тоже подчеркивал, что грязевой поток никогда не сух и не пересыхает водой и в массе движется быстро, подобно потоку обычной грязи; тем не менее обломки в грязевых потоках настолько велики, что эти потоки мало соответствуют популярным представлениям о грязи. Огромные глыбы плывут, подобно пробкам, по воде, и это, как считают, резко отличает грязевой поток от обычной грязи.

Взглядам Блеквельдера и Рикмерса В.К. Ротман [198, с. 915] противопоставил представление о том, что "в зависимости от насыщенности воды тонким вулканическим материалом могут образоваться лахары различного типа — от плотных до очень жидких. Соответственно будут отличаться и отложения этих потоков. Первые образуют брекчии с большим количеством мелкообломочного материала и угловатыми обломками и глыбами, а вторые — породы типа конгломерато-брекчий с большим количеством цемента". Однако при таком толковании грязевых потоков утрачивается точность определения рассматриваемого типа отложений, поэтому следует считать прежде всего с ранее выдвинутыми взглядами Блеквельдера, Рикмерса, а также с представлениями Андерсона, Беммелена и других исследователей, предполагающих, что грязевые потоки, или лахары, представляют достаточно своеобразный тип отложений.

Грязевые потоки, горячие и холодные, т.е. возникшие в связи с извержениями или независимо от них, в Индонезии получили название лахаров, и это название сейчас широко распространилось в вулканологической литературе, хотя истинная природа потоков может быть весьма различна. По Р.В. Беммелену [14], продукты деятельности грязевых потоков имеют вид переложенных водой вулканических брекчий и содержат наряду с мелкими обломками также угловатые глыбы пород преимущественно вулканического происхождения. Мощность таких накоплений иногда достигает нескольких десятков метров. Отдельные компоненты грязевых потоков в Индонезии, т.е. типичных лахаров, по Беммелену, обычно не образуют скоплений и не сглажены по краям, а объем лавовых глыб, перенесенных лахарами, часто измеряется многими кубическими метрами.

На примере Камчатки Т.С. Краевая и И.В. Мелекесцев [84] указывают, что отложения грязевых потоков образуются преимущественно при бурном таянии снегового покрова, снежников или ледников в результате извержений. Массы воды, увлекающие рыхлый материал и насыщенные вулканическим пеплом, лапиллями и глыбами, либо скатываются по долинам сухих рек, либо образуют на склонах вулканов нерусловые потоки. Главная часть вынесенного материала откладывается непосредственно у подножия вулканов, где формируются широко распространенные на Камчатке наклонные равнины (до $7-8^\circ$), изборозжденные руслами мелких временных водотоков глубиной 1—3 м, образующихся при весеннем снеготаянии. В эту поверхность местами врезаны на глубину первых десятков метров сухие долины.

Мощность отложений достигает 70—80 м, а их строение характеризуется значительным содержанием крупнообломочного материала и очень грубой параллельной слоистостью. Обломки пород плохо окатаны, нередко остроугольны. Длина грязевых потоков может быть весьма значительной; как указывают Г.С. Горшков и Г.Е. Богоявленская [40], при извержении вулкана Безымянного в 1965 г. такой поток достиг длины 80—85 км. Известно также, что грязевой поток, образовавшийся в 1877 г. при извержении вулкана Котопахи (Эквадор), достиг длины 150 миль по прямой, не считая извилин [536].

Таким образом, для отложений грязевых потоков близость к центрам извержений может быть определена, как и для туфов и агломератов, лишь в том случае, когда имеются соответствующие данные об изменчивости мощности отложений, их составе и т.д. Находки отдельных залежей, представляющих результат грязевых потоков, не указывают непосредственно на местонахождение или близость вулканического центра. Опираясь на такие находки, далеко не всегда можно утверждать также, что в области их распространения в прошлом располагались крупные вулканические конусы, так как близкие к лахарам отложения йокульхлаупов образуются в связи с деятельностью щитовых и трещинных вулканов. Точная диагностика происхождения грязевых потоков и их отношения к различного типа вулканическим постройкам пока недостаточно строго разработана, и не всегда имеются необходимые данные для проведения четких различий между породами, образующимися из грязевых потоков,

и обычными агломератами. В погребенном виде те и другие выглядят как вулканические брекчии, происхождение которых может быть выяснено только на основании специальных исследований.

В настоящее время известны многие территории, для которых указано распространение древних грязевых потоков. Наиболее полное описание ископаемых грязевых потоков принадлежит Андерсону [279], отнесшему к данному типу отложений вулканические брекчии плиоценовой формации Таскен в Северной Калифорнии. Эта формация распространена на площади около 3400 км², вытянутой на протяжении 105 км параллельно Каскадному хребту, вдоль восточных его подножий и вдоль долины р. Сакраменто. Ширина полосы варьирует в значительных пределах и достигает 75 км. На западе формацию Таскен сменяют фациально замещающие ее и "пальцеобразно" сочленяющиеся с ней преимущественно невулканические терригенные толщи формации Тэхэма, залегающей на востоке Берегового хребта (рис. 11).

Ближе к Каскадным горам в формации Таскен сосредоточены вулканические брекчии, образующие толщу мощностью около 350 м. На западе в ее составе часто встречаются прослои конгломератов и туфов; конгломераты местами залегают также и в основании разреза формации, несогласно на размытой поверхности меловых отложений. Вулканические брекчии массивны, обломки в них угловаты, сравнительно редко обнаруживают следы обработки водой. Обломков с размерами, большими, чем лапилли, от 10 до 50%. Размеры глыб сильно варьируют на коротких расстояниях. Наиболее крупные глыбы достигают размеров 4 X 7 X 15 м. Цемент брекчий состоит из лапиллей и грубого и тонкого пепла. Обломки пород и осколки минералов в цементе тоже угловаты. Состав обломков преимущественно андезитовый и базальтовый, но в отдельных участках преобладают андезиты и дациты. Таким образом, состав пород не постоянен и внутри толщи наблюдаются соответствующие фациальные изменения.

Общая геологическая позиция вулканических брекчий и изменчивость их состава, а также данные о мощностях отложений формации Таскен позволили Андерсону определить источники питания и установить, что материал, за счет которого образовались эти брекчии, поступал в результате разрушения вулканических построек, располагавшихся в области Лассенского национального парка, где имеются лавы, сходные по составу с лавами из обломков вулканических брекчий и соответствующие им по возрасту.

Дальнейшие исследования привели Андерсона к необходимости сравнения полученных данных о геологическом положении, составе и строении вулканических брекчий, а также об условиях их залегания с тем, что известно об аналогичных современных образованиях. Опираясь на результаты исследований Лакруа [402], подчеркнувшего, что происхождение вулканических брекчий весьма разнообразно, Андерсон предложил систематику процессов, вызывавших появление этих брекчий. При этом все брекчии он разделил на два класса: не перемещенные водой и перемещенные водой.

Вулканические брекчии, не перемещенные водой, образуются в результате следующих процессов: 1) разрушение куполов (*brèches des décollément*); 2) интрузии (массивные пепериты); 3) трение; 4) разрушение выступов на лавовых потоках (глыбовая лава); 5) извержения: а) вулканические, б) пелейские, в) ультравулканические (бандайсанские); 6) деятельность сухих лавин (Везувий).

Вулканические брекчии, перемещенные водой (конгломераты — по Лакруа [403], Вульффу [537] и другим исследователям), связаны с процессами: 1) извержения: а) через кратерные озера, б) сопровождаемые таянием снега и льда, в) следующие сильным дождем, г) сопровождаемые сильными дождями; 2) не имеющие отношения к извержениям: а) обрушение запруд в кратерных озерах, б) сильные дожди, выпадающие на незатвердевшие выбросы, в) быстрое плавление снега и льда (*гора Шаста*).

Как показал Андерсон, геологические условия, в которых наблюдаются вулканические брекчии формации Таскен, и их расположение относительно источников питания исключают предположение о возможном их преобразовании тем способом, каким возникают брекчии выделенного им первого класса. Сравнивая их с продуктами вулканических извержений, он, кроме того, пришел к выводу, что при этих извержениях наблюдается сортировка материала, отсутствующая в изученных им брекчиях. Также

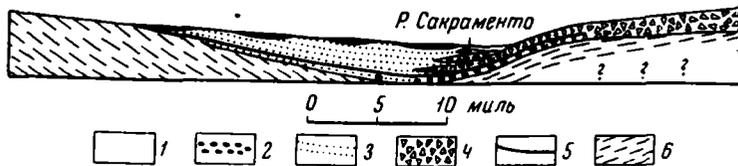


Рис. 11. Идеализированный разрез долины р. Сакраменто к югу от Ред-Блафф, по Андерсону [279]
1 — аллювий; 2 — Ред-Блафф; 3 — Тэхэма; 4 — Таскен; 5 — туф Номлаки; 6 — Чико

нетипичны для брекчий формации Таскен сочетания 90% вулканического песка с обломками, которые получаются при извержениях, связанных с палящими тучами. Кроме того, углы наклона, характеризующие условия залегания вулканических брекчий Таскенской формации, не превышают 2–3°, что, как он считает, тоже необычно для накоплений, образующихся из палящих туч.

Наоборот, имеются все основания сопоставлять вулканические брекчий формации Таскен с вулканическими брекчиями второго класса. Вследствие явлений, которые указаны Андерсоном для второго класса брекчий, образуются мощные грязевые потоки, распространяющиеся на большие расстояния, измеряемые многими десятками километров, а иногда превышающие даже сотню километров от источников питания. Эти дистанции вполне соизмеримы с шириной полосы распространения таскенских вулканических брекчий. Кроме того, Андерсон детально анализировал геологические и петрографические данные, в результате чего тоже пришел к выводу о том, что изученные им вулканические брекчий относятся к продуктам деятельности грязевых потоков, перемещавших обломки вулканических пород из горного массива, располагавшегося в прошлом параллельно современной долине р. Сакраменто на месте Каскадных гор. Бурное таяние снегов на этом горном массиве, а также семиаридный климат с периодами обильных дождей благоприятствовали образованию вулканических брекчий формации Таскен.

Дополнительные сведения о лахарах формации Таскен приведены Лейдоном [410], указавшим, что главным источником питания лахаров служат два крупных вулкана, расположенных к югу от Лассен-Пика: Блэк-Бьютт и Майда. Этот вывод Лейдон подтвердил картами изопакит лахаровых отложений и предположил, что образование лахаров связано, кроме того, с деятельностью небольших вулканических построек и даек, сосредоточенных в местности, прилегающей к Лассен-Пику с запада и северо-запада. Лейдон считает, что кроме талых вод в насыщении обломочного материала и образовании лахаров важную роль сыграли магматические (ювенильные) и метеорные (дождевые) воды.

Распространение ископаемых лахаров в настоящее время выявили многие исследователи в различных древних вулканических областях. Неогеновые лахары изучены на Камчатке Б.И. Пийпом в бассейне р. Авачи. Позднее В.К. Ротман [197, 198] указал в Срединном хребте Камчатки аналогичные олигоцен-плиоценовые отложения. Лахаровые толщи были описаны также в Центральной Америке [533], в горах Абсарока и в Йеллоустонском национальном парке [344] и во многих других местах. Крупный современный лахар изучен на горе Рейнир в штате Вашингтон, США [329].

В СССР известны многие примеры вулканических брекчий, образовавшихся в результате деятельности грязевых потоков, в частности в Казахстане. М.В. Тащиной [218], например, описаны мощные (до 400 м) толщи верхнепалеозойских туфов Центрального Казахстана, возникшие из селевых потоков, сопровождавших вулканические извержения. Эти толщи сложены несортированными отложениями с преобладающей тонкообломочной туфовой массой, в которой неравномерно распределены обломки пород, различные по окатанности и составу. Грубообломочные лахаровые брекчий указывает Т.О. Федотов [237] в живетских отложениях района Семиз-Бугу (Центральный Казахстан). Эти брекчий переслаиваются с риолитовыми туфами, частью спекшимися, и песчаниками; они напоминают конгломераты, однако в них не обнаруживается ни сортировки слагающего материала, ни слоистости. В брекчиях присутствуют глыбы игнимбритов и других вулканических пород и мелкообломочный туфовый цемент. По мере удаления от жерла древнего вулкана наблюдается уменьше-

ние размеров обломков, достигающих в прижерловой части 10 м в поперечнике. В цементе пород содержатся скопления чешуек гидробиотита, уплотненные и ориентированные параллельно общему напластованию. Лахаровые брекчи в Казахстане от метил среди верхнепалеозойских и триасовых (?) отложений также Г.М. Фремд [242]. Изученные им в горах Каратау вулканические брекчи имеют линзообразное залегание и представлены обломками лав и "туфолав" однообразного андезито-базальтового состава. Крупнообломочный плохо сортированный материал в этих брекчиях погружен в мелкообломочную туфовую массу. Среди юрских отложений северо-западного Кавказа сходные с лахарами породы описаны М.Г. Ломизе [105] под названием "глинистые туфогенные конгломераты". Таким образом, имеются весьма разнообразные сведения о широком распространении отложений рассматриваемого типа в древних вулканических областях различных территорий мира.

Агглютинаты и игнимбриты относятся к генетическим типам пирокластических образований, в которых обнаруживаются следы оплавления или спекания *слагающих породу обломков. Такой тип образований особый интерес приобретает в том плане, что необходимая для агглютинации температура может быть получена, по-видимому, только в континентальных условиях, в сравнительно малом удалении от центра извержений, либо на склонах вулканического конуса, либо вблизи трещины или воронки.*

К ряду агглютированных пород принадлежат различные туфы и агломераты, разнообразные по размеру слагающих породу обломков, но со следами спекания. Игнимбриты же представляют особый тип отложений, происхождение которого дискуссионно, хотя типичные черты установлены более или менее строго как в отношении состава и структуры игнимбритов, так и в отношении условий их залегания, всегда плащеобразного, перекрывающего неровности рельефа.

Сейчас хорошо известно, что игнимбритовый генотип характерен для обширных плато, расположенных среди обрамляющих эти плато горных сооружений, более или менее резко выраженных в рельефе, и, таким образом, тяготеет в ряде случаев к крупным впадинам, получившим название вулканотектонических депрессий. Вместе с тем игнимбриты могут наблюдаться в окружении вулканических конусов, что особо подчеркивал Г.С. Горшков на основании изучения результатов извержений вулканов *Безымянный* и *Катмай*. В докладе на симпозиуме в Ливерпуле в январе 1969 г. Г. Тазиев сообщил [см. 235], что, по его мнению, возможен различный механизм образования игнимбритов: во-первых, они могут возникнуть в результате эксплозий пересыщенной газами кислой магмы, образующей подвижные пепловые потоки, подобно тому, как это происходило в Долине Десяти Тысяч Дымов во время Катмайского извержения 1912 г.; во-вторых, они могут представлять "туфолавы" или "пенистые лавы", т.е. вспененные, богатые газами лавовые потоки, известные в СССР и в Италии; в-третьих, они могут быть излияниями потоков стекла, переполненного оплавленными обломками и лепешками гипо- и пироматмы, что установлено исследованиями Тазиева на вулкане Фантал в Эфиопии. История развития взглядов на происхождение игнимбритов, таким образом, продолжается, и, по-видимому, перевернута далеко не последняя ее страница.

Заканчивая изложение некоторых наиболее существенных сведений о пирокластической группе генетических типов отложений, необходимо остановиться вкратце на проблеме их образования в морских условиях. Выше эта проблема рассматривалась применительно к пирокластическим потокам, для которых был указан один из примеров вероятного подводного происхождения по установленной для таких потоков ассоциации с морскими отложениями, с которыми они переслаиваются. В отношении агломератов и туфов следует указать, что хотя непосредственные наблюдения за отложениями соответствующего типа осадков в результате извержений затруднены, тем не менее и для этих генетических типов происхождение может быть установлено аналогичным методом.

Во многих случаях в туфах, реже — в агломератах, встречаются палеонтологические остатки, по которым тоже устанавливается генетическая принадлежность пирокластических отложений к морским или континентальным образованиям. Такие палеонтологические остатки чаще всего сохраняются в тонкослоистых туфах.

Вопрос о возможном образовании пирокластических выбросов при извержениях на океаническом дне, по-видимому, может быть решен на основании изучения пиро-

кластических пород, переслаивающихся с морскими отложениями. В настоящее время можно утверждать, что в шельфовой зоне пирокластические выбросы в общем обычны, но для больших глубин проблема остается недостаточно ясной и разрешение ее возможно главным образом не путем дискуссий о взрывной силе вулканических извержений и роли водной среды, в которой они происходят, а на основе детального изучения океанического дна, а также путем исследования реальных объектов, представленных различными ассоциациями горных пород. Исследования, развернувшиеся сейчас в обоих направлениях, вероятно, позволят в ближайшем будущем выяснить спорные вопросы и внести необходимую ясность в проблему образования пирокластических продуктов деятельности подводных вулканов.

Метасоматиты

Метасоматическая группа генетических типов (метасоматиты) тоже достаточно разнообразна, но она в большей мере относится к гидротермальным образованиям, представляющим предмет специального исследования в учении о рудных месторождениях. Здесь следует ограничиться лишь краткими ссылками на известные работы С.И. Набоко [155, 157 и др.] и Д.С. Коржинского [79, 80], в которых проблема метасоматических фаций рассмотрена в общем виде, и привести некоторые сведения о двух главных генетических типах — пропилитовом и вторично-кварцитовом, которые широко распространены во многих вулканических областях.

В общей последовательности развития процессов метасоматоза Д.С. Коржинский выделяет более раннюю стадию, связанную с приконтактовым выщелачиванием вулканических комплексов и образованием вторичных кварцитов и сольфатарной аргиллизацией, и более поздние стадии — пропилитизации и зеленокаменного изменения.

Характерные черты состава пород, возникающих в результате этих процессов, определяются для вторичных кварцитов сочетанием кварца и серицита, наряду с которыми обычно присутствуют алунит или другие глиноземистые минералы, лишенные щелочей (андалузит, пирофиллит, диккит, диаспор, дюрмюртерит, топаз, цуниит и др.). В породах, подвергшихся сольфатарной аргиллизации, обычны следующий ряд минералов: опал, халцедон, кварц, рутил, алунит, диккит, диаспор, пирофиллит, серицит, глинистые минералы, гипс, ангидрит и сульфиды, в частности пирит, а также халькопирит, сфалерит, галенит, энаргит и т.д.

Для пропилитов типичны ассоциации актинолит-эпидотовые (более высокотемпературные) и хлорит-эпидотовые (низкотемпературные); в пропилитизированных породах из числа первичных минералов обычно сохраняются только кварц и апатит; сфен в них замещается лейкоксеном, железо, не вошедшее в эпидот, идет на образование пирита, плагиоклаз замещается альбитом, цветные — актинолитом или хлоритом. Для пропилитизации характерно также замещение альбита ортоклазом или адуляром, что отвечает, как считается, течению процессов на относительно более значительных глубинах, чем в случае обычной пропилитизации.

При процессах замещения, приводящих к пропилитизации и вторичному окварцеванию, образуется сложная сеть прожилков различного состава и происходит общее метасоматическое замещение первичных минералов породы продуктами их переработки. Предполагается, что более поздние этапы пропилитизации связаны с образованием кварцевых жил.

В породах, претерпевших зеленокаменные изменения, кроме минералов, свойственных пропилитам, появляются также низкотемпературные парагенезисы альбит—хлорит—кальцит.

Пропилитизированные и вторично окварцованные зоны образуются как в связи с процессами, протекающими в окружении вулканических построек, так и независимо от этих построек. В последнем случае зоны гидротермально-метасоматических изменений сопутствуют общим региональным преобразованиям, охватывающим более или менее обширные древние или современные вулканические области.

Исследования С.И. Набоко [155, 157] показывают, что в кратерах и на склонах современных активных вулканов опалитовые и аргиллитизированные породы образуются в настоящее время. Среди этих пород имеются разновидности моноопаловые, опало-алунитовые, опало-каолинитовые, кварцево-серицитовые и слабо пропилитизированные с серой. Источником метаморфизма пород в таких условиях являются маг-

мы каналов и корней вулканов. Наряду с этим развивается объемный метаморфизм, охватывающий площади в десятки квадратных километров и уходящий на глубину в несколько километров. В таких условиях под воздействием кислых растворов близ поверхности происходят каолинизация, опализация и алунитизация, а глубже — монтмориллонитизация, цеолитизация, фельдшпатизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация и пропилитизация.

Изучение метасоматических образований в вулканических областях существенно содействует выявлению центров былой вулканической активности, поэтому представляет один из важных элементов общего палеовулканологического исследования. Вместе с тем такое изучение составляет неотъемлемую часть комплекса работ, направленных на поиски полезных ископаемых. С этой точки зрения необходимо всемерно развивать исследование продуктов метасоматоза вулканических образований в самом широком плане, используя как и в других палеовулканологических работах, актуалистические методы.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Все рассмотренные выше вопросы выделения генетических типов отложений, как уже отмечалось, являются только частью общей проблемы фациального анализа, предполагающего изучение изменчивости облика, т.е. фаций (Facies), синхронных отложений в определенных возрастных рамках. Подобная изменчивость может быть выявлена по различным признакам, но преимущественно по составу и строению изучаемых отложений, в которых обычно выражены условия их образования. Естественно, что метод фациального анализа лучше всего разработан для стратифицированных толщ, при выяснении же возраста вулканогенных пород корневых зон часто возникают неясности и неточности, вызываемые особенностями условий залегания таких пород. В корневых зонах породы нередко лишены кровли, вследствие чего верхняя возрастная их граница остается неопределенной. Зачастую в кровле залегают отложения значительно более молодые, чем корневые зоны, поэтому возрастные рамки для этих зон устанавливаются в таком широком интервале, что сопоставление их с синхронными стратифицированными толщами становится затруднительным. Именно этим можно объяснить постоянно наблюдающуюся тенденцию считать корневые зоны древних вулканов скорее более поздними "интрузивными" телами, чем одновременно с ними образовавшимися вулканогенными толщами.

Несмотря на существующие методические трудности, фациальный анализ, в основе которого лежит сравнение осадочных и вулканогенных, в том числе корневых, образований древних вулканов, является одним из важнейших средств палеовулканологического исследования. Фациальный анализ позволяет решать многие задачи, связанные с палеовулканологическими реконструкциями, включающими выяснение особенностей строения и закономерностей размещения древних вулканических построек и их групп. Вместе с тем только учитывая фациальную изменчивость синхронных элементов геологического строения, можно правильно оценивать развитие вулканической деятельности — циклическое или необратимое эволюционное.

При фациальном анализе необходимо в первую очередь правильно и обоснованно определить рамки, в пределах которых будет вестись сравнение синхронных вулканогенных и осадочных образований. Это зависит от целей исследования, а также от реальных условий, так как не всегда в процессе изучения вулканогенных и осадочных толщ можно использовать все теоретически возможные методические приемы.

Обычные геологические методы синхронизации отложений опираются на изучение палеонтологических остатков, причем более надежным для параллелизации отложений считаются остатки фауны, особенно той, которая отличается наибольшей "космополитичностью". Важно также, чтобы эта фауна была представлена родами и видами, существовавшими в прошлом ограниченное время. Чем дольше интервал времени, в течение которого жили эти роды и виды на Земле, тем менее надежной может быть корреляция отложений по остаткам такой фауны. Приходится еще иметь в виду, что фауна с течением времени может постепенно мигрировать из одних областей земного шара в другие, и, следовательно, проводимая в таких условиях корреляция отложений будет тем менее строгой, чем более длительное время происходил процесс миграции фауны. Весьма неустойчива в этом отношении флора, расселение которой на по-

верхности Земли осуществляется значительно медленнее, чем фауны. По той же причине морская фауна более благоприятна для различного рода корреляций, чем пресноводная.

В целом же, несмотря на известные несовершенства палеонтологического метода корреляции отложений и определения синхронных элементов строения различных геологических образований, он в настоящее время является наиболее надежным и постоянно привлекается для сравнения стратифицированных толщ, как осадочных, так и вулканогенных.

Однако, когда в сравнение вовлекаются корневые зоны древних вулканов, нередко приходится прибегать и к иным приемам, например широко использовать наряду с палеонтологическим методом определения возраста геологических образований также методы изотопной геохронологии. Во многих случаях они оказываются более эффективными для корневых зон, чем обычные палеонтологические, так как позволяют в большей мере сузить вероятный интервал времени, в течение которого образовались эти зоны. Впрочем, корреляция стратифицированных вулканогенных осадочных толщ тоже возможна на основе возрастных датировок, полученных методами изотопной геохронологии, но практически такого рода исследования пока еще проводятся в весьма ограниченных масштабах. Так или иначе, при изучении фациальной изменчивости вулканогенных образований необходимо прежде всего выяснить, в рамках каких изохрон производится их сравнение и насколько достоверен метод проведения таких изохрон или, точнее, насколько достоверны данные, обосновывающие эти изохроны.

Такое изучение вулканогенных образований, так же как и осадочных, сводится к исследованию стратиграфических разрезов, непосредственному или опирающемуся на результаты геологического картирования, и выделению в этих рамках соответствующих элементов, содержащих палеонтологические остатки, датирующие возраст отложений с точностью, удовлетворяющей поставленным задачам исследования. Дополнительные затруднения при изучении вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ возникают в связи с тем, что пластовые тела, сложенные вулканогенными породами, в частности лавами, не всегда в таких толщах являются составными элементами разреза; нередко они оказываются внедренными в эти толщи поздними образованиями. Эта особенность строения вулканогенных толщ требует особенно внимательного отношения к оценке условий залегания пластовых тел, сложенных лавами, в частности к верхним контактам таких тел; по этим контактам чаще всего удается установить относительное время образования пластовых тел.

Для целей фациального анализа необходимо располагать данными о реальном или по крайней мере предполагаемом размещении соответствующих изохронных поверхностей в серии сравниваемых разрезов. Этими изохронами ограничивается комплекс тех или иных геологических образований, изменчивость которого в фациальном отношении предполагается изучать. Сравнение внутри ограниченного такими рамками комплекса образований возможно на основе определения типичного для различных разрезов состава и строения или же набора генетических типов отложений, характеризующих разные части изучаемой территории. Состав и строение отложений оказываются обычно неоднородными, что, собственно, и позволяет исследователю в зависимости от детальности, с которой проводятся работы, выявлять характерные особенности отдельных вулканических групп, а также более или менее обширных вулканических областей.

В пределах небольших территорий сравнение разрезов может быть проведено в рамках условных изохрон, определяемых расположением так называемых маркирующих горизонтов, т.е. пластов, отличающихся какими-либо выдающимися чертами состава, позволяющими их выделять достаточно отчетливо среди других напластований.

Возможности такого изучения фациальной изменчивости ограничиваются тем, что подобные маркирующие горизонты размещаются не параллельно изохронным поверхностям, а пересекаются ими под некоторым углом. Поэтому с увеличением расстояния между сравниваемыми разрезами все больше утрачивается точность исследования фациальных изменений, так как рамки, ограничивающие сравниваемые группы отложений, все более и более уклоняются от изохрон. Применение такого метода в сопоставлениях, проводимых на больших расстояниях без надлежащего палеонто-

логического контроля, может вызвать серьезные ошибки и привести к неправильным выводам.

Обычно ошибки связаны с тем, что выдержанный на больших дистанциях состав осадочных или вулканогенных образований принимают за факт, устанавливающий синхронность этих образований. Отсюда делают вывод о том, что смена одного состава другим происходит в одно и то же время на обширной территории, а в случае появления выше по разрезу серии образований, сходных с первоначально выделенными, считают доказанным циклическое развитие вулканической деятельности. Между тем такой подход не только возвращает нас ко времени Вернеровской стратиграфии, когда считалось, что возрастные эталоны могут быть установлены на основе литологических данных, но и противоречит тому, что известно в отношении современных вулканических областей с их полифациальным составом.

Имеется еще одна возможность изучения фациальной изменчивости отложений, не связанная с непосредственным определением изохрон. Как и в случае корреляции по составу, она не универсальна, но в некоторых благоприятных случаях применима. Речь идет о так называемом пальцеобразном сочленении разнородных литологических комплексов, при котором в пограничной зоне между этими комплексами устанавливается их переслаивание с одновременным выклиниванием таких прослоев при переходе от одного комплекса к другому. Такого рода сочленение разнородных литологических комплексов во многих случаях может быть принято в качестве доказательства их синхронности, если отсутствуют иные данные о взаимоотношениях между различными группами отложений. Именно этим методом Андерсон [279] устанавливал соответствие вулканогенно-осадочного комплекса отложений, представленных лахарами и относящихся к формации Таскен, осадочной формации Тэхэма. Благоприятным условием для такого сопоставления в данном случае явилось несогласное налегание обеих формаций на верхнемеловые отложения. В целом же выявленные соотношения между формациями позволили установить фациальное замещение лахаровых отложений аллювиальными по направлению с востока на запад, от области питания, где в это же время располагалась горная вулканическая гряда, к обширной аллювиальной равнине на западе, в области, тяготеющей к современной долине р. Сакраменто.

Пример аналогичного пальцеобразного сочленения сложной серии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований установлен исследованиями Т.И. Фроловой и Т.Б. Рудник [244] для Южного Урала, где ими проводилось сопоставление разрезов по линии, следующей через хребет Ирэндик на протяжении около 40 км.

Несколько более строго, в сущности, тем же методом, фациальная изменчивость вулканогенных образований была установлена Г.М. Фремдом [242] по данным детального геологического картирования на юге Джунгарского Алатау. До проведения этих работ предполагалось, что расчленение средне- и верхнепалеозойских вулканогенных толщ на юге Джунгарского Алатау можно опираться на данные о различиях литологического состава разновозрастных образований. Поэтому при разделении вулканогенного комплекса, слагающего эту территорию, выделялся ряд вулканогенных свит, расчленяющихся в свою очередь на подсвиты на основе литологического состава. Соответственно выделялись такие подсвиты, как андезитовая (порфирировая), "липаритовая" (порфирировая или альбитофирировая), эффузивно-пирокластическая (порфирировая) и т.д. Повторяемость подсвит кислого и основного состава при таких построениях принималась почти для каждого стратиграфического подразделения, отвечающего, как считалось, определенному геологическому циклу. При этом, как указывает Фрейд, подразумевалось, что смена основных продуктов вулканизма кислыми в пределах различных стратиграфических подразделений была обусловлена процессами дифференциации в глубинных магматических очагах.

Результаты наблюдений, находившиеся в явном противоречии с этой концепцией, сторонники полициклзма склонны были объяснять деятельностью так называемых остаточных (от прошлых циклов) магматических очагов, извергавших магму, состав которой не соответствовал ожидаемым продуктам дифференциации.

Детальные исследования тем не менее показали, что характерной чертой внутреннего строения свит, слагающих верхнепалеозойский вулканогенный комплекс, является их пестрый литологический и петрохимический состав, вследствие чего они представляются сложной чередующимися пачками кислых и основных пород, включающими прослой и горизонты красноцветных терригенных и вулканогенно-молассовых образований.

Картировочные работы выяснили, таким образом, несостоятельность существовавших ранее представлений о постоянстве состава отдельных свит и подсвит и последовательной смене их в вертикальном разрезе, отвечающей циклическому чередованию основных и кислых продуктов вулканической деятельности. В итоге сложная фациальная изменчивость разреза верхнепалеозойских вулканогенных образований на юге Джунгарского Алатау оказалась вполне сопоставимой с реально наблюдаемой полифациальной обстановкой современных вулканических областей.

Палеонтологическое обоснование возможностей выявления изохронных поверностей внутри фациально изменчивого разреза, включающего вулканогенные образования, позволяет более уверенно анализировать общий характер вариаций состава и строения пачек, слагающих изучаемые толщи. При таком обосновании появляется возможность проводить сравнение не только сближенных участков распространения вулканогенных толщ, разобщенных интервалами, недоступными по различным причинам для прямого сопоставления на основе данных геологического картирования, но и весьма удаленных территорий, на которых могут быть выявлены одновозрастные вулканогенные образования.

В пределах сравнительно небольшого региона фациальные замещения вулканогенных пород осадочными в рамках, ограниченных палеонтологически определенными изохронами, наглядно устанавливаются, например, на юге Минусинского прогиба в толще среднедевонских (эйфельских) отложений. Здесь А.И. Анатольева установила [1], что на протяжении около 25 км в залегающей среди красноцветных отложений толще карбонатных пород (таштыпская свита) происходят значительные изменения, связанные с фациальным их замещением вулканогенными породами. Карбонатная толща повсеместно содержит обильную эйфельскую фауну брахиопод и кораллов [191] и состоит преимущественно из известняков и мергелей, отчасти известковистых песчаников, общей мощностью около 600–700 м. Толща эта достаточно типична и легко картируется не только потому, что в ней легко обнаруживается характерная фауна, но еще и вследствие того, что светло-серые карбонатные породы залегают среди красноцветных терригенных отложений. В юго-западной части области распространения этой толщи около д. Ойданово верхняя часть разреза оказывается сложенной диабазовыми порфиритами и их туфами, образующими пачку около 75–100 м, залегающую между подстилающей толщей карбонатных пород мощность около 600 м и расположенной выше толщей красноцветных пород.

По направлению на восток происходят дальнейшие изменения соотношений между карбонатными и вулканогенными породами, залегающими среди красноцветных отложений. При сравнительно малых изменениях суммарной мощности тех и других постепенно сокращается мощность карбонатных пород и увеличивается мощность вулканогенной пачки. Вследствие этого в районе д. Усть-Таштып, примерно в 15–17 км к востоку от предыдущего разреза, мощность вулканогенной пачки возрастает до 800 м, а подстилающей карбонатной – сокращается до 100–110 м. В разрезе вулканогенной пачки, кроме базальтовых и андезитовых порфиритов, присутствуют многочисленные прослои вулканических брекчий, туфов и отчасти красноцветных пород. К югу от д. Усть-Таштып, в районе деревень Перевозинской и Кулагай, расположенных на левом берегу р. Абакан, мощность карбонатного разреза еще более сокращается – до 80 м. На противоположном берегу той же реки в районе д. Большой Монок по южным склонам горы Папальчихи от карбонатной толщи сохраняется только 45 м мощности, причем далее по направлению на восток мощность этой толщи уменьшается до 20 м и менее, тогда как мощность замещающей ее вулканогенной толщи остается в общем неизменной и равной примерно 800–850 м.

Таким образом, в рамках одного четко выраженного по палеонтологическим данным стратиграфического уровня происходят резкие изменения строения разреза, приводящие в итоге к почти полному замещению карбонатной толщи вулканогенными породами на протяжении примерно 20–25 км (рис. 12). Сами по себе эти данные не оставляют сомнений в том, что в период седиментации, отвечающей эйфельскому времени, в морском бассейне на юге Минусинского прогиба располагался крупный вулкан, на склонах которого спокойный процесс накопления карбонатных отложений был нарушен вулканическими извержениями, наиболее интенсивно и длительно в той части местности, которая непосредственно примыкала к жерлу вулкана.

Также определено в рамках палеонтологически обоснованных изохрон изменяется

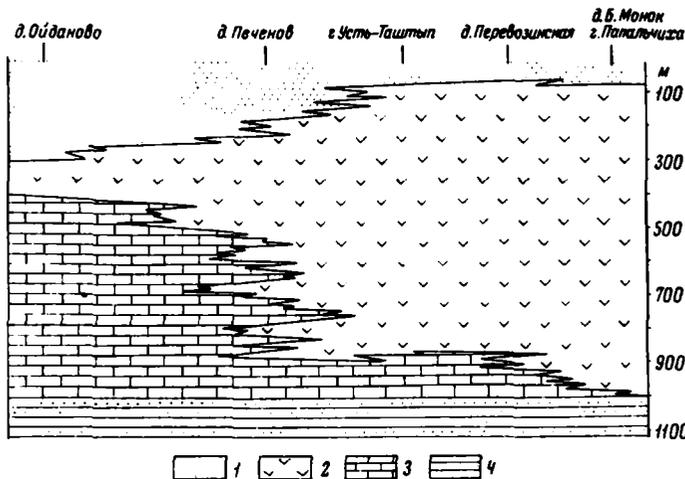


Рис. 12. Фациальное замещение известняков таштыпской свиты вулканогенными породами на юго-западе Минусинского прогиба, по А.И. Анатольевой [1]

1 — красноцветные песчаники (усть-чульская свита); 2 — эффузивы; 3 — известняки (таштыпская свита); 4 — красноцветные песчаники (толочковская свита)

состав вулканогенных образований, принадлежащих девонскому разрезу Гарца в ГДР, где фациальные замещения и вариации мощностей еще более выразительны. В Гарце известен так называемый Эльбингеродский комплекс, сформировавшийся главным образом в течение среднего девона в обширной мульде близ северного края Верхнего Гарца. Фациально изменчивая толща вулканогенных пород, преимущественно диабазов и кератофиров, а также их туфов, известна здесь под названием "толща шальштейнов". Эта толща залегает на эйфельских висенбахских глинистых сланцах, содержащих линзы кварцитов и имеющих одинаковый состав как в местах распространения Эльбингеродского комплекса, так и за его пределами, в области облекающей его "сланцевой оболочки".

Отдельные прослои вулканогенных пород встречаются и среди висенбахских сланцев, но они редки и главная масса вулканогенных пород образует мощные линзообразные тела, расположенные на поверхности этих сланцев. Вулканогенная толща имеет наибольшую мощность в центральной части Эльбингеродского вулканического поля, где достигает 300–700 м, но варьирует на юго-западном окончании "седла" Браунзюмпф от 500 до 1000 м, а в центральных частях мульды достигает мощности 2000 м.

Непосредственно на вулканогенной толще, изредка содержащей небольшие линзы известняков, залегает карбонатная толща известняков мощностью более 400 м. К окраинам Эльбингеродского комплекса мощности вулканогенных пород уменьшаются и местами они совсем выклиниваются. По простиранию они замещаются глинистыми и кремнистыми пестрыми сланцами. В центральных частях мульды выше вулканогенного комплекса залегают массивные известняки, нижняя часть которых принадлежит живетскому ярусу (стрингоцефаловый известняк), а верхняя половина соответствует всему верхнему девону и называется "ибергский известняк" [241]. В старых работах стрингоцефаловый известняк описывался как рифовый. Однако позднейшие исследования показали, что более 60% известняков представлено массивными узловатыми и конкреционными породами и отлагалось на глубине 300–500 м. Остальная часть состоит из перемытых рифовых остатков, сцементированных карбонатом кальция.

Ибергский известняк более мелководный; в нем имеются коралловые и брахиоподовые биогермы. В краевой части Эльбингеродского комплекса мощность известняков уменьшается, они переслаиваются с пестрыми сланцами и постепенно ими замещаются.

Сланцы краевой фации, как указывает Л.Н. Формозова [241] по результатам изучения литературных данных, — известковистые. Они содержат прослой известняков, туфов и фтанитов. Их мощность примерно 100–200 м. В сланцах встречаются

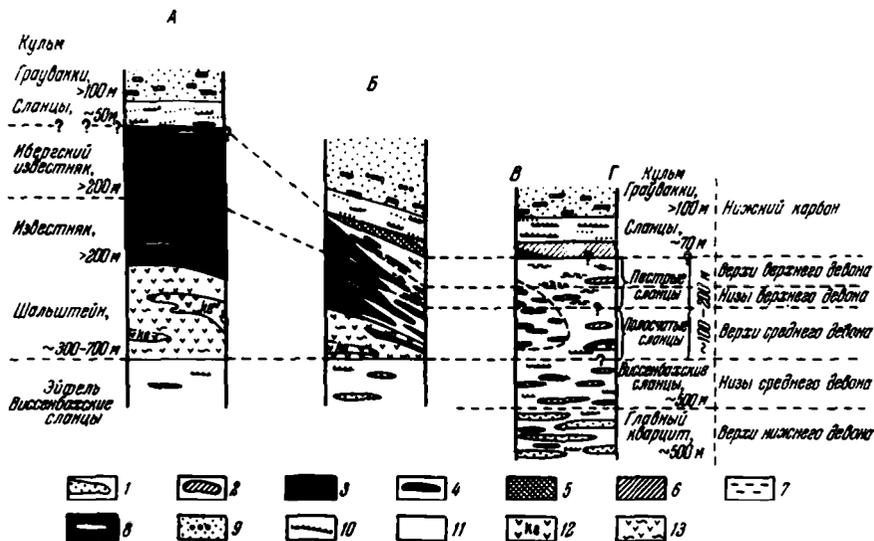


Рис. 13. Схема фациального перехода пород Эльбингеродского комплекса к сланцевому, по Рейхштейну [см. 241]

1 — линзы кварцитов в сланцах; 2 — линзы кремнистых сланцев среди глинистых сланцев; 3 — известняки; 4 — прослои известняка в сланцах; 5 — бюенбергские кремнистые сланцы; 6 — вренфельдские кремнистые сланцы; 7 — пестрые сланцы; 8 — прослои сланцев в известняках; 9 — конгломераты в граувакках; 10 — тонкие прослои песчаников в глинистых сланцах; 11 — сланцы; 12 — кератофиры; 13 — шальштейн. Эльбингеродский комплекс: А — центральный комплекс, Б — краевой комплекс, сланцевая фация, В — ближний комплекс, Г — отдаленный комплекс

остатки глубоководных трилобитов рода *Posidonia* и много остракод из рода *Cypridina*, почему они и описываются под названием ципридиновых сланцев.

Л.Н. Формозова отмечает, что в конце верхнего девона Гарц испытал складчатость, вследствие чего нижний карбон местами несогласно лежит на различных по возрасту девонских отложениях, вплоть до кобленцских. Наиболее древние горизонты карбона развиты только на юго-востоке Гарца. В этих районах залегают покровы диабазов, по возрасту соответствующие "покровному" диабазу Рейнских Сланцевых гор. Как и там, в Гарце, с ними связаны небольшие залежи гематитовых руд. Выше в Гарце везде развита формация "кульма", которая повсеместно начинается кремнистыми сланцами, а над ней залегают глинистые сланцы и граувакки с прослоями конгломератов, свидетельствующие о процессах складчатости и поднятия.

В плане анализа фациальной изменчивости разреза девонских вулканогенных образований важно отметить, что мощность вулканогенных пород изменяется от 300—700 м и более (вероятно, до 2000 м) в центральной части Эльбингеродского вулканического поля до нулевых значений на его окраинах, где вулканогенные породы и перекрывающие их преимущественно рифовые известняки выклиниваются, замещаясь резко отличным комплексом глинистых сланцев, а в основании перекрывающей их толщи — также кремнистых сланцев с гематитом (рис. 13).

Таким образом, в возрастном интервале зйфель — нижний карбон в Эльбингеродской мульде четко проявлено замещение мощных пачек вулканогенных пород маломощными толщами преимущественно глинистых и отчасти кремнистых сланцев, образующих как бы внешнюю "оболочку" Эльбингеродского вулканогенного (с известняками) комплекса. В системе поднятий, к которым тяготеют раздувы мощностей вулканогенных пород, представленных по крайней мере четырьмя "седлами", наглядно вырисовываются выступы, отвечающие неровностям того рельефа, который существовал в девонское время и соответствовал распространению древних девонских вулканических построек, принадлежащих стратовулканам центрального типа.

Область, в пределах которой выявлено распространение Эльбингеродского вулканического поля с его системой "седел" и сопровождающих вулканогенные породы извест-

няков, имеет сравнительно небольшие размеры. Общее протяжение вулканического поля в северо-восточном направлении измеряется всего лишь 12–15 км, а в поперечнике оно достигает не более 5–6 км.

Более значительные фациальные изменения, прослеживаемые на протяжении десятков километров в стратиграфических рамках, определенных палеонтологическими данными, могут быть указаны для многих регионов. В качестве примера можно привести Минусинский прогиб, в пределах которого автором проводилось специальное изучение девонских вулканогенных пород. Девонские вулканогенные толщи этого прогиба налегают на подстилающие породы несогласно, повсеместно отделяясь от них поверхностью размыва. Перекрываются же они красноцветными породами, залегающими непосредственно под живетскими карбонатными отложениями, содержащими обильную фауну брахиопод, кораллов и мшанок. Верхняя граница возраста вулканогенных образований, следовательно, определяется достаточно строго по палеонтологическим данным. Что касается нижней границы, то она устанавливается несколько менее точно, так как не исключена вероятность некоторой изменчивости возраста поверхности размыва, отделяющей вулканогенные породы от более древних, преимущественно кембрийских и протерозойских отложений, прорванных главным образом гранитоидами и отчасти другими интрузивными комплексами.

Возможные вариации возраста основания вулканогенной серии в пределах прогиба ограничиваются тем не менее эйфельским ярусом – нижним девоном, что подтверждается соответствующими находками флоры и фауны. Эйфельские слои с фауной брахиопод и кораллов на юге прогиба представлены в карбонатных фациях и тесно связаны с вулканогенными породами, что уже отмечалось выше на примере фациального анализа вулканогенных пород, синхронных эйфельской таштыпской свите.

Сравнение разрезов вулканогенной серии и вообще всей толщи пород, заключенных между базальными слоями девонского разреза и живетскими карбонатными породами, с фауной позволяет установить исключительно сложный и крайне неоднородный состав и строение отложений указанного возрастного интервала.

Во-первых, есть разрезы, почти нацело сложенные вулканогенными породами и, наоборот, полностью их лишенные и представленные преимущественно красноцветными терригенными толщами. Такие вариации строения и состава отложений, заключенных в определенных возрастных рамках, ясно очерчивают районы сосредоточения вулканических построек, существовавших в течение нижнего девона – эйфеля на территории Минусинского прогиба. В сочетании с данными о преимущественно гранитном составе галек в базальных и внутриформационных конгломератах девонских отложений, а также с материалами, ясно устанавливающими, что ограничивающие прогиб возвышенности в девонское время не были покрыты вулканическими породами, подобные вариации состава отложений позволяют установить приуроченность девонских вулканических построек главным образом к окраинам прогиба. Тем самым определяются контуры распространения активной вулканической деятельности в девонское время на рассматриваемой территории и отвергается концепция, предполагающая сплошное бронирование базальтовыми покровами обширных площадей прогиба и смежных с ним областей.

Во-вторых, сравнение разрезов вулканогенной серии приводит к выводу о том, что состав продуктов извержений на территории прогиба в интервал времени нижний девон – эйфель был крайне неоднородным. В западной и особенно в северо-западной части прогиба господствовали лавовые излияния базальтов, тогда как на восточной окраине прогиба в то же время наряду с базальтовыми излияниями происходили весьма интенсивные преимущественно плагиопорфировые извержения. Неравномерно проявились также эксплозивные процессы, более энергичные в восточной части прогиба, но наблюдавшиеся и в других его участках, в наименьшей степени – на северо-западе.

Наконец, в-третьих, при фациальном анализе девонских вулканогенных и красноцветных терригенных толщ обнаруживается еще одна типичная для Минусинского прогиба черта – появление на севере четкого перерыва, расчленяющего разрез на две части: нижнюю – вулканогенную и верхнюю – красноцветную, сменяющуюся вверх по разрезу живетскими карбонатными сероцветными породами. На юге прогиба, особенно в юго-западной его части, этот перерыв “затухает” в однородной непрерывной толще красноцветных и вулканогенных пород, а на севере в ряде случаев сопровождается ясным угловым несогласием [115].

Таким образом, выясняется, что вулканическая деятельность в наиболее прогнутых участках прогиба (на юго-западе и, по-видимому, в центральной зоне прогиба на севере) затухала, иначе говоря, ее интенсивность уменьшалась в тех участках, где тектонические перемещения, синхронные процессу седиментации и накопления вулканогенных толщ, были наименее активными.

Аналогичный подход к фациальному анализу, опирающийся на сопоставление разрезов разновозрастных отложений, может быть предложен не только для таких сравнительно локальных структур, к каким относится Минусинский прогиб, достигающий, впрочем, более 300 км в длину и 150–200 км в ширину и состоящий из ряда впадин, но и для более крупных территорий, таких, например, как вся Алтае-Саянская область в целом. Соответствующий анализ этой области дан А.И. Анатольевой [2] в рамках того же интервала времени, который рассмотрен выше применительно к Минусинскому прогибу.

Возможности корреляций, позволяющих определить положение изохрон в разнообразных разрезах, расположенных на территории, имеющей общее протяжение в широтном направлении около 1000 км, определяются в данном случае почти постоянным присутствием в разрезах, с одной стороны, живецких слоев с богатой, хорошо сопоставимой фауной брахиопод и кораллов, с другой – практически повсеместным распространением поверхности размыва, отделяющей девонские отложения от подстилающих более древних толщ. Корреляция разрезов облегчается, кроме того, палеонтологическими данными, позволяющими во многих случаях определять положение эйфельских слоев в разрезах девонских вулканогенных и осадочных толщ.

Проведенное сопоставление разрезов (рис. 14) охватывает на востоке Рыбинскую впадину, расположенную на краю древней Сибирской платформы, затем Минусинский прогиб с его раннекаледонским складчатым основанием и Тувинский прогиб с позднекаледонским фундаментом, к западу от них – Кузнецкий и Горно-Алтайские прогибы, а на крайнем западе – Рудно-Алтайские герцинские прогибы. Это сопоставление позволяет выявить ряд характерных черт в истории развития вулканической деятельности на рассматриваемой территории, представляющей достаточно обширный регион.

Прежде всего выявляется далеко не равномерное распределение древних вулканов в пределах этого региона. Так, в западной части Кузнецкого прогиба девонские вулканы вообще отсутствовали, а в Рыбинской впадине их было сравнительно немного. Наглядно обнаруживается смещение центров вулканической деятельности во времени. На схеме видно, что в начале девона вулканическая активность была сосредоточена в Минусинском и Тувинском прогибах, позднее, в эйфельский век, на этих территориях она начала угасать и более интенсивно проявилась в Горном и Рудном Алтае. В верхнем девоне вулканическая деятельность прекращается во всей Алтае-Саянской области, за исключением Горного и Рудного Алтая.

Наконец, схема сопоставления наглядно демонстрирует еще одну типичную черту развития вулканической деятельности на рассматриваемой территории. В восточной ее части господствуют базальтовые лавы, по направлению на запад продукты вулканической деятельности становятся более кислыми, на крайнем западе – преимущественно риолитовыми.

Общий характер фациальной изменчивости разреза выражен не только в соответствующих вариациях строения вулканогенных и осадочных пород толщ, но и в непостоянстве состава вулканогенных пород, в которых наблюдаются закономерные общие изменения. В области, тяготеющей к древней платформе, преобладают основные лавы, вдали от ее края – более кислые.

На важность изучения хроностратиграфических уровней в вулканогенных комплексах давно указывали многие исследователи, но особенно четко, по-видимому, Гланжо [357], подчеркнувший значение таких исследований в письме национальным корреспондентам Международной палеовулканологической комиссии. В этом письме он призывал составлять хроно-вулканологические карточки для каждого разреза вулканогенных образований. В таких карточках Гланжо считал необходимым сообщать местоположение разрезов, непосредственно наблюдаемые их особенности, петрографические данные о породах разреза и сведения о динамике и характере вероятных извержений, стратиграфические данные, позволяющие определять возраст вулканогенных пород, аналогичные материалы по изотопной геохронологии и т.д. Одновременно он

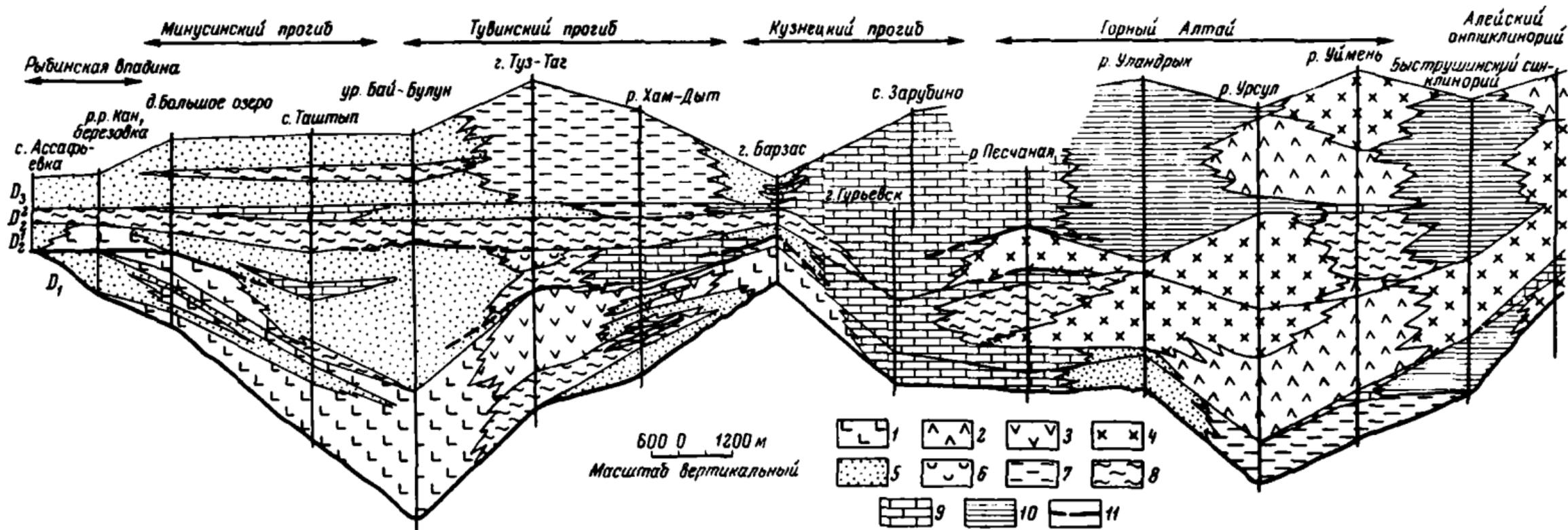


Рис. 14. Общая схема фациальной изменчивости девонских вулканогенных и осадочных толщ юга Сибири, по А.И. Анатольевой [2]

Вулканогенные комплексы: 1 – базальтоидный, 2 – андезитовый, 3 – андезито-дацитовый, 4 – металипаритовый (кварц-кератофировый); осадочные комплексы: 5 – красноцветный терригенный, 6 – эвапоритовый, 7 – пестроцветный терригенный, 8 – терригенно-карбонатный, 9 – карбонатный, 10 – флишевый; 11 – стратиграфические перерывы

рекомендовал давать пояснения, особенно к обоснованию возраста вулканогенных пород разреза, а также библиографические справки.

Указывая, что никакие представления об эволюции магматических расплавов в недрах Земли невозможно воссоздать с необходимой достоверностью без хроностратиграфических данных по вулканогенным породам, Гланжо считал необходимым объединить усилия вулканологов и стратиграфов и усилить региональные исследования в плане хроностратиграфического изучения вулканогенных образований. Только такая корреляция вулканогенных образований, которая будет основана строгой их синхронизации, опирающейся на наиболее совершенные методы сопоставления разрезов, позволит проверить гипотезы, предполагающие существование периодов грандиозной вулканической активности в общей эволюции земного шара.

Дальнейшее развитие исследований в области корреляции и хроностратиграфии вулканогенных образований в самых различных масштабах, от локальных сопоставлений до сравнительного изучения их в рамках всего земного шара, следует считать одной из важнейших задач современной палеовулканологии.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (парагенетические ассоциации)

Выдвинутые Н.С. Шатским в 30-х годах текущего столетия идеи выделения комплексов (сообществ, ассоциаций) пород на основании данных о свойственных им парагенезах хорошо известны в нашей стране и широко используются при различного рода тектонических построениях, при изучении магматических процессов, а также при анализе проблем рудообразования, и служат основой для прогнозов при оценке перспектив поисков полезных ископаемых. Эти идеи сформулированы им в ряде публикаций, помещенных, в частности, в 3-м томе избранных трудов [263].

Наиболее полное определение таких естественных комплексов, которые Н.С. Шатский назвал формациями, сформулировано им применительно к осадочным парагенезам так: "осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и вертикальной стратиграфической последовательности" [263, т. 3, с. 153]. В таком определении, как подчеркивал Шатский, не содержится никаких гипотетических предположений, в частности о генезисе пород, а вместе с тем раскрывается способ выделения формаций. "Формации представляют собой парагенезисы горных пород, поэтому каждый их вид отличается от другого своим особым парагенезом пород, а также составом слагающих его членов (пород, пачек, отложений) и пространственным взаимоотношением между ними" [Там же]. "Парагенезис осадочных и вулканогенных пород, слагающих формации, выражается в том, что в осадочной оболочке закономерно и определенно повторяются ассоциации горных пород, во-первых, в виде фациальных рядов и, во-вторых, в форме фациальных сочетаний; фациальным рядом я называю ряд разновозрастных пород, в латеральном направлении фациально замещающих друг друга. Под фациальным сочетанием подразумевается совокупность пород, фациально сопряженных, связанных совместным нахождением в формации, а не взаимным переходом при помощи замещения, как в фациальных рядах" [Там же, с. 156].

Рассматривая проблему иерархии систематических категорий, охватывающих сообщества различных горных пород, Шатский отмечал, что формации занимают наиболее высокое положение. В наслоенных минеральных массах земной коры, как он считал, можно различать следующие таксономические единицы: А. Осадочные горные породы, отличающиеся по химико-минералогическому составу и структуре пород, отражающим условия их образования. Б. Ассоциации осадочных пород, распадающиеся на две существенно различные группы: 1) отложения различного типа и происхождения, представляющие, в сущности, литолого-генетические комплексы, или генетические типы отложений, и 2) формации – самые крупные таксономические единицы осадочной оболочки, представляющие естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы и отложения. Типичные черты этих сообществ, по Шатскому, связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры. "Характерно для формаций также и то, что в некоторые из таких напластованных толщ входят не только осадочные породы и отложения, но и вулканы, лавы и их пирокластические дериваты. Только в таксономических единицах этой категории могут ставиться и решаться вопросы о влиянии на осадко-накопление вулканических процессов" [263, т. 3, с. 154].

Такой подход к проблеме выделения формаций (ассоциаций), опирающийся на представление о них как парагенезисах пород, во-первых, освободил исследователя от необходимости рассматривать формации как возрастные подразделения стратиграфической шкалы или возрастные группы, отвечающие эпохам соиздания земного шара, т. е. избавил от необходимости сохранения вернеровских принципов выделения формаций, во-вторых, позволил не связывать понятие формаций с проблемой происхождения пород и их групп, далеко не всегда ясной.

Более того, этот подход, разработанный также в ряде работ Н.П. Хераскова [246–248], открыл перспективу исследования естественных ассоциаций, объединяющих горные породы различного происхождения, в том числе и такие, как осадочные, с одной стороны, и вулканогенные – с другой.

Формации Шатского охватывают, таким образом, полигенетические группы пород и, следовательно, ничего общего не имеют ни с формациями в понимании Вернера и прдуктами их преобразования в представлении различных исследователей, ни с различными, так называемыми генетическими подходами к выделению формаций.

Учение о формациях, или ассоциациях пород, основанное на анализе парагенезов, устанавливаемых для различных пород и их групп, – это принципиально новое учение.

Сопоставления с зарубежными работами привели Н.С. Шатского к выводу о том, что “для формаций характерна сложность строения и комплексность состава; это выражается, в частности, в английском термине “*assemblage*” (собрание), которым обозначаются в американской литературе комплексы осадочных пород, близкие к нашим формациям, или в данном Ниггли для аналогичных образований наименовании “*Gesteins-association*” [263, т. 3, с. 555]. Отметив закономерную смену во времени (по стратиграфической вертикали) одних формаций другими, Шатский предложил подобные последовательно сменяющие друг друга формации называть формационными рядами.

В приложении к магматическим породам проблему формационного анализа, опирающегося на идеи Н.С. Шатского, развил в известной обобщающей работе Ю.А. Кузнецов, который подчеркнул, что магматические формации “являются только частным случаем или особым проявлением геологических формаций” [88, с. 17]. Он дал первый обстоятельный разбор главнейших типов магматических формаций, значительно более широкий, чем представленный ранее Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [221] обзор естественных ассоциаций изверженных пород. У Кузнецова такой обзор был подчинен системе общих тектонических подразделений (геосинклинальные, орогенные и другие формации), чем он принципиально отличался от представленного Тернером и Ферхугеном, в котором порядок описания был, как они отмечали, “в силу необходимости произвольным”.

Следует иметь в виду, что слово “формация” имеет латинское происхождение и в почти неизменном виде (*formatio*) широко используется в английском и французском языках, где обозначает, как и в русском (образование) и немецком (*Bildung*) переводах, явления, которые возникли из чего-то или вследствие каких-то причин, а также сам процесс соиздания этих предметов или явлений и вообще обучение или просвещение.

При таком широком применении этого слова представляется не вполне рациональным его использование в качестве строгого термина. Поэтому мы полагаем, что предпочтительно было бы называть парагенезы пород в том смысле, о котором писал Н.С. Шатский, не формациями, а парагенетическими ассоциациями или просто ассоциациями. Это ничего не меняло бы по существу, но позволило бы воспользоваться термином, имеющим международное звучание. Однако, следуя ставшей уже традиционной в нашей стране терминологии, в дальнейшем изложении сохранено название “формация” для парагенетических ассоциаций.

Приведенные общие сведения о парагенетических ассоциациях, или формациях горных пород, позволяют перейти к рассмотрению тех данных, которыми можно располагать сейчас в отношении вулканогенных парагенетических ассоциаций. Среди них могут быть выделены, по крайней мере, три главные группы: 1) стратифицированные вулканогенные, 2) нестратифицированные вулканогенные и 3) вулканогенно-осадочные.

К данной группе относятся ассоциации трапповые (толеито-базальтовые), зеленокаменные (спилито-кератофировые), трахибазальтовые, андезитовые, риолитовые, трахитовые и фонолитовые. Это, вероятно, не полный перечень ассоциаций, которые могут быть выделены в рассматриваемой группе, но он, вероятно, достаточен для того, чтобы дать представление об их разнообразии.

Следует подчеркнуть, что для всех вулканогенных ассоциаций типично их промежуточное положение между формациями вулканогенно-осадочными и интрузивными. В том случае, когда обнаруживается явная стратификация во внутреннем строении этих ассоциаций и они переслаиваются с пачками осадочных пород, их переходы к вулканогенно-осадочным ассоциациям становятся весьма постепенными. Границы между теми и другими приобретают условный характер, так как они определяются только количественными отношениями между вулканогенными и осадочными породами; между тем эти отношения изменчивы как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Тесные связи между вулканогенными и интрузивными ассоциациями и существование между ними переходов тоже вполне естественны; *глубинные ассоциации изверженных пород относятся во многих случаях к корневым зонам вулканогенных ассоциаций и, таким образом, как бы продолжают эти ассоциации в глубоких недрах Земли.*

Все это создает своеобразие вулканогенных ассоциаций как такого типа образований, исследование которых открывает путь к выяснению общих отношений между экзогенными процессами, протекающими на поверхности Земли и приводящими к накоплению осадков, и эндогенными явлениями, выражающими общие изменения, происходящие в ее недрах и сопровождаемые образованием магматических расплавов. Существенную отличительную особенность вулканогенных ассоциаций составляет возможность их параллелизации с вулканогенными накоплениями, возникающими в настоящее время и доступными непосредственному наблюдению. В этом отношении вулканогенные ассоциации, как и осадочные, можно исследовать актуалистическими методами, что для интрузивных ассоциаций пока исключается. Вместе с тем отмеченные типичные черты вулканогенных ассоциаций осложняют проблему их изучения, так как выдвигают задачу исследования взаимоотношений этих ассоциаций как с синхронными осадочными толщами, так и с близкими по времени образования глубинными корневыми зонами.

Стратифицированные вулканогенные ассоциации представляют систему слоистых тел, состоящих из чередующихся между собой пластов различной мощности, принадлежащих преимущественно вулканогенным породам. Именно этот ряд связан постепенными переходами с вулканогенно-осадочными ассоциациями в латеральном и вертикальном направлении. Таким образом, они могут по латерали сменяться другими ассоциациями, вулканогенно-осадочными или осадочными, в одних случаях одинаковыми, независимо от направления, в других — разными; в первом варианте они приобретают в общем как бы симметричное строение, во втором — асимметричное. Поэтому для вулканогенных ассоциаций может быть принято такое же схематичное деление на два класса: симметричных и асимметричных ассоциаций, какое было предложено в 1960 г. Н.С. Шатским для осадочных ассоциаций. Примером симметричных ассоциаций могут служить известные трапповые ассоциации, асимметричных — андезитовые ассоциации тихоокеанского обрамления и многие другие, им подобные. Для первого класса ассоциаций характерно то, что изменение их состава и строения происходит от центра к периферии по одному и тому же плану, для второго — типичен общий ряд последовательных изменений, наблюдающихся при прослеживании ассоциации от одного ее края к другому.

Трапповые формации

Трапповые (толеит-базальтовые) формации принадлежат группе наиболее распространенных формаций изверженных пород и, вероятно, охватывают наибольшие площади среди территорий, занятых вулканогенными формациями на континентах. В качестве примера можно привести размеры некоторых подобных площадей. Так, для Деканского плоскогорья (Индия) общая площадь развития траппов составляет 600 000 км², но в прошлом она, возможно, была в 2 раза больше; для Арктической провинции, охватывающей северо-запад Британских островов, Исландию и Гренландию

дию, она определяется цифрой около 1 000 000 км²; в бассейне Карру (Южная Африка) трапповая формация размещается примерно на площади 2 000 000 км²; на Колумбийском плато в Северной Америке—600 000 км² и т.д. Имея в виду, что мощность трапповых формаций в среднем составляет 500 м и более, а в погружениях иногда достигает 5 или даже 10 км, нетрудно представить, что общие их объемы во многих случаях превышают 1 млн. км³.

Извержения, вызвавшие появление таких огромных масс лавового материала, представляются, конечно, грандиозными, тем не менее для интервалов времени, исчисляемых многими миллионами или даже десятками миллионов лет, они мало отличаются по частоте и интенсивности от тех явлений, которые характеризуют вулканическую деятельность исландских трещинных вулканов в историческое время.

Таким образом, события, сопровождающие обширные лавовые излияния в областях распространения траппов часто, если не всегда, были не более значительными, чем происходящие ныне в Исландии на глазах человека. Если сравнить эти огромные цифры с общим объемом земной коры под континентами, то по отношению к ориентировочно принимаемой 30-километровой средней мощности коры объем трапповых формаций отдельных областей составит всего лишь десятые доли процента. Подсчет же всех площадей, занятых породами трапповых формаций, может привести к выводу о том, что объемы лавовых масс, извергнутых из недр на поверхность в трапповых областях на континентах, составляют в лучшем случае первые проценты объема континентальной коры.

Иначе говоря, судя по масштабам явлений, связанных с возникновением трапповых формаций, создавшие их процессы вулканической деятельности были не столь грандиозными, как это может показаться при первом знакомстве с приведенными выше цифрами. Тем не менее в связи с появлением трапповых формаций в недрах Земли происходили достаточно интенсивные перемещения магматических масс. Вследствие этого в земную кору внедрялись крупные объемы магматических расплавов, из которых образовались тела, по мощности вполне соизмеримые с мощностью континентальной коры. Известны, в частности, крупные пластообразные тела, сопровождающие трапповые формации, достигающие по протяжению многих десятков (Садбери) или даже сотен километров. Мощности таких тел составляют 3—15 км и более. В то же время необходимо учитывать, что вулканические извержения, которые обуславливали появление трапповых формаций, весьма заметно сказывались и на рельефе земной поверхности, так как способствовали ее выравниванию.

Несмотря на то, что породы трапповых формаций обычно распространены на огромных пространствах, состав их сравнительно однообразен. Характерен постоянный парагенез вулканогенных пород, образующих многочисленные покровы, потоки, пласты и пластовые интрузивные тела с континентальными, преимущественно сероцветными, реже красноцветными породами: песчаниками, алевролитами, реже конгломератами.

Обязательным и господствующим типом пород в трапповых формациях являются базальты, названные Вашингтоном [513] платобазальтами, а Кеннеди [394] — толеитовыми базальтами. Наряду с такими обычными базальтами и более зернистыми породами аналогичного состава (долеритами, диабазами, габбродиабазами) среди вулканогенных пород трапповых формаций встречаются гранофиры (пироксеновые с калиевым полевым шпатом), диабазовые пегматиты, а иногда и щелочные оливиновые базальты, тешениты, лимбургиты, океаниты, андезиты, трахиты, сиениты, нефелиновые сиениты и риолиты.

Все эти породы не являются обязательными членами парагенеза трапповых формаций и обычно количественно подчинены толеитовым базальтам. Впрочем, известно, что риолиты и оливиновые базальты, а также лимбургиты, сиениты, например, в некоторых районах распространения траппов в Индии или в Южной Африке приобретают существенное значение. Поэтому, если рассматривать разнообразные трапповые формации, то можно, анализируя петрохимические данные, найти соответствующие звенья, связывающие трапповые формации с трахибазальтовыми.

Существенными элементами строения некоторых трапповых формаций являются различные туфы и вулканические брекчии базальтового состава, образующие пластовые тела или заполняющие горловины и трубки. Туфовый материал в пластовых телах так же, как и в трубках, почти совершенно не сортирован, и в нем не обнаружи-

ваются слоистости. Такие туфы особенно обильны на Сибирской платформе, где, по подсчетам М.Л. Лурье и С.В. Обручева [110], общее количество туфов в разрезах вулканогенных толщ составляет не менее 40% их мощности и местами достигает, возможно, 75%. В других трапповых областях пирокластические выбросы образуют незначительную часть разреза формации. Так, в Южной Африке (система Карру) количество туфов равно 2–5%, тогда как на других территориях мира оно, по-видимому, меньше.

В областях распространения пород, принадлежащих трапповым формациям, а также за их пределами, но обычно в ближайшем окружении (в последнем случае в толщах, подстилающих лавовые покровы и туфы) наблюдаются многочисленные пластовые залежи и дайки пород, аналогичных тем, которые образуют эти формации, т.е. преимущественно толеитовых базальтов, долеритов и диабазов. Эти тела, как и многие туфовые трубки, относятся к корневым зонам вулканических построек, имеющих вид вулканических плато и возникших в процессе накопления базальтовых лав и пирокластических выбросов. В пластовых телах, обладающих особенно значительными размерами, а иногда и в дайках обнаруживается зональное строение. В пластовых телах основные породы (обычно нориты с никелевыми рудами или габбро) сосредоточены в нижней, а более кислые (граниты) — в верхней части этих тел.

Наиболее крупные пластообразные тела, принадлежащие ряду лополитов, достигают размера 25 x 50 км при мощности около 3–4 км (например, в лополите Садбери, сопровождающем базальтовые лавы Кивино на Канадском щите). К крупным пластовым интрузивным телам относится и габбровый лополит Дулута, расположенный на северо-западном берегу оз. Верхнего и тоже связанный с лавами Кивино; длина этого лополита 220 км при мощности до 15 км. Значительные размеры имеет дифференцированная пластовая залежь, обнаруженная на Таймыре. Она прослежена на протяжении 20 км, мощность ее от 500 до 1100 м.

С дифференцированными лополитами, сопровождающими трапповые формации, сходен гигантский лополит Бушвельда, для которого близкая по возрасту серия вулканогенных пород неизвестна. В кровле этого тела сохранились лишь отдельные блоки пород, среди которых имеются фельзитовые лавы, подстилаемые основными лавами и туфовым материалом. Характерным типом корневых зон трапповых формаций следует считать и огромные дифференцированные дайки, аналогичные Большой дайке из Южной Родезии (Зимбабве. — *Ред.*), прослеженной на протяжении 540 км при мощности от 3 до 11 км. Эта дайка сложена основными и ультраосновными породами, расположенными в виде последовательно сменяющихся по глубине полос, более основных (гарцбургитовых) с хромитовыми рудами внизу и несколько более кислых (нориты) вверху (рис. 15). Аналогичное крупное дайкообразное тело известно сейчас также и на Канадском щите.

Особенности строения дифференцированных интрузий объясняются либо расщеплением магмы в глубинных камерах, из которых расплавы поступали последовательно порциями в межслойные зоны сперва в виде основных, а затем — кислых интрузий, либо гравитационной дифференциацией на месте. Последний вариант Дэли [331] считал наиболее вероятным. Это подтверждается не только постепенными переходами от основных пород к кислым и единством строения подобных дифференцированных тел в различных областях земного шара, на что обращал внимание Дэли, но еще и сравнительно ранним совместным появлением фельзитов и базальтов в вулканическом комплексе, предшествовавшем образованию интрузии и сейчас сохранившемся только в обрывках. Выдвинутая Бильном [294] "революционизирующая", как писал ДюТойт [48, 339], концепция, предполагающая образование лополита Бушвельда, а следовательно, и его аналогов в результате плавления и замещения осадочных пород на месте, не выдержала испытания временем; сейчас она не разделяется исследователями, изучающими этот лополит.

К корневым зонам трапповой формации в некоторых районах, например в Шотландии, принадлежат, кроме того, кольцевые интрузии с коническими слоями и кольцевыми дайками. Такие корневые зоны, вероятно, имеются и в Южной Африке, где к ним, возможно, относятся некоторые интрузии типа Эронго, Мессума и других, расположенные в области распространения южноафриканских траппов системы Карру (рис. 16). Считается, впрочем, что эти интрузии образовались в послестромбергское время, тогда как главная масса вулканогенных пород системы Карру принадлежит стромбергской

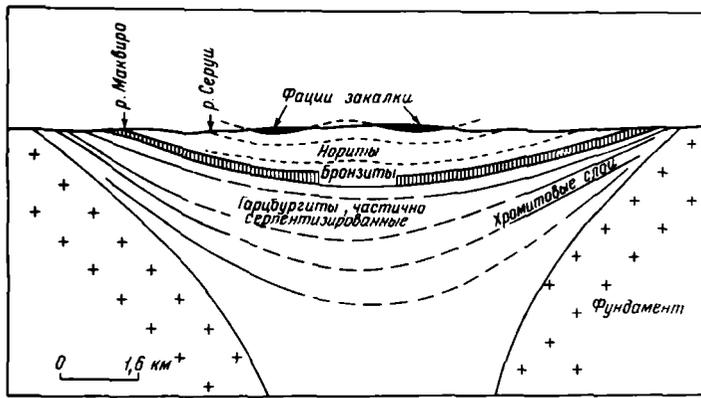


Рис. 15. Поперечный разрез Большой дайки Южной Родезии (Зимбабве. — Ред.), по Лайтфуту [см. 249]

эпохе. Рассматривая трапповые формации, следует еще иметь в виду их тесную ассоциацию с трубками кимберлитов, известную на древних платформах, подобных Сибирской и Африканской.

Трапповые формации залегают обычно спокойно, почти горизонтально. Местами их залегание осложнено пологими наклонами, вызывающими появление очень крупных мульд или синеклиз, в центральной части которых и располагаются породы трапповой формации. Таковы условия залегания траппов на Сибирской платформе, где они сосредоточены главным образом в пределах синеклиз Тунгусского бассейна, а также на юге Африки, где наиболее обширные поля, занятые траппами, тоже представляют крупные тектонические депрессии. Аналогичная картина типична для Индии, в пределах которой траппы Декана заполняют Деканскую и Виндийскую синеклизы, а также и для Канады, где траппы Кивино образуют крупную пологую синклираль, и т.д.

Такие условия залегания пород трапповой формации способствовали широкому распространению характеризующего их названия "траппы", что означает „лестница". Действительно, при пологом залегании толщ, часто слагающих возвышенные горные массивы, например плато Путорана на севере Сибирской платформы, хребты Стромберг и Дракенсберг на юге Африки или Западные Гаты в Индии, траппы, как более прочные породы, образуют среди окружающих осадочных толщ крутые обрывы и бронируют рельеф, вследствие чего возникают столовые горы, придающие своеобразный облик местности, в которой склоны гор опускаются к подножиям системой более или менее резко выраженных ступеней или уступов. Высота этих уступов иногда отвечает мощности отдельных покровов или пластовых интрузий, но далеко не всегда. Мощность пластовых тел варьирует в пределах от нескольких метров до 30—40 м и сравнительно редко достигает 100 м или более. Поэтому уступы часто бывают сложены несколькими пластовыми телами или покровами.

Наряду с типичными пологими формами залегания пластов, слагающих трапповые формации, наблюдаются и более сложные структурные взаимоотношения. Так, спокойное залегание местами осложняется сравнительно резко выраженными флексуобразными изгибами огромного протяжения. Примером может служить, в частности, гигантская флексурa, наблюдаемая в Южной Африке в области Лебомбо, обращенная к Мозамбикскому побережью Индийского океана и имеющая протяжение около 700 км при падении слоев трапповой формации, местами достигающем десятков градусов. На другой стороне Индийского океана имеется такая же огромная флексурa, вдоль которой трапповая формация западного побережья Индии, следуя меридиональной зоне протяжением во многие сотни километров, погружается на запад к низменному побережью в районе Бомбея, представляющему часть огромной впадины, затопленной водами Аравийского моря. Подтверждением этого является эоценовый возраст базальтов океанического дна из сбросовых эскарпов у архипелага Чагос и другие данные.

Наблюдаются и иные осложнения пологого залегания трапповых формаций. Известны

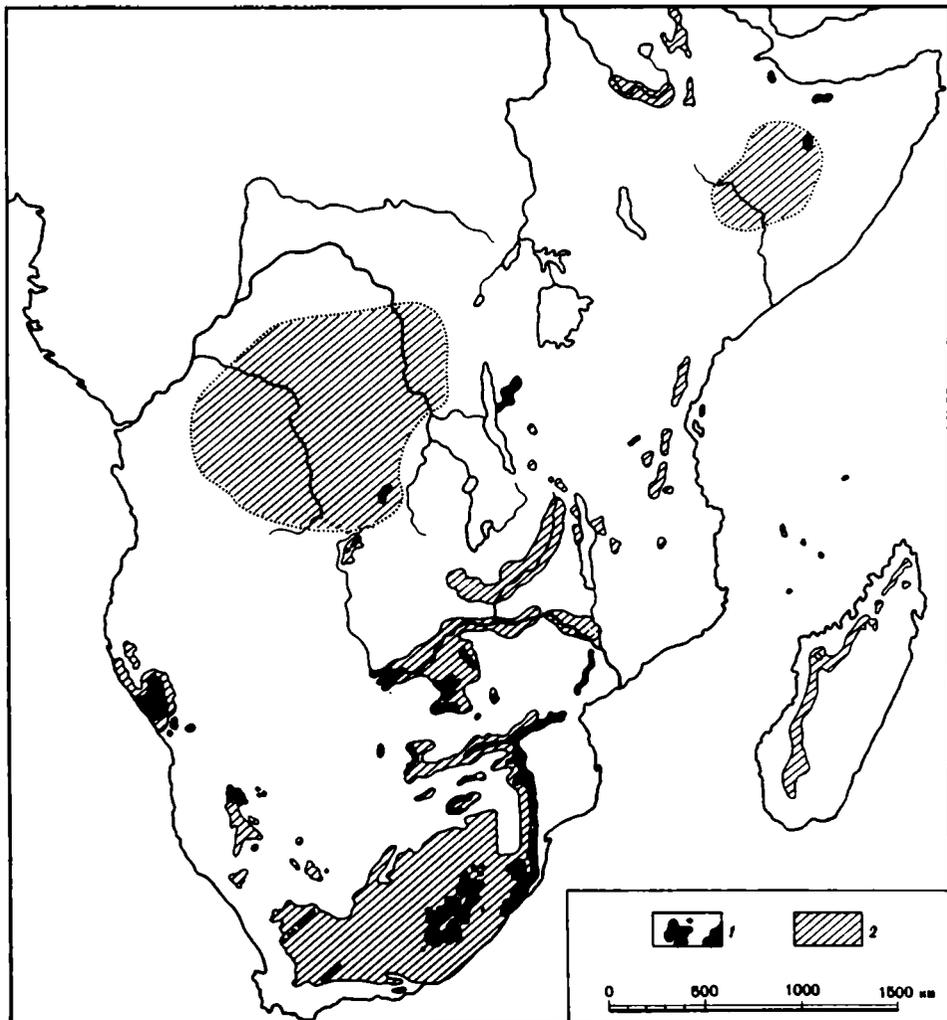


Рис. 16. Распространение системы Карру в Африке, по Дикси [см. 226]
1 — лавы Стромберг; 2 — осадочные породы Карру

области, в пределах которых пласты, слагающие эти формации, вовлечены в системы более или менее резко выраженных складок. С такого рода осложнениями приходится сталкиваться, например, на Таймырском полуострове, где прослеживаются с очень небольшими изменениями породы трапповой формации Сибирской платформы. Здесь траппы подчинены разрезам пермских терригенных континентальных отложений, но, может быть, частично относятся к триасу, так как лавы и туфы этой формации сосредоточены в верхней части разреза пермских отложений. Аналогичные осложнения залегания наблюдаются и на Канадском щите в серии Кивино.

Размыв трапповых формаций приводит к разобщению областей распространения принадлежащих им пород и вскрытию свойственных им корневых зон. Чем более резко разобщены корневые зоны и трапповый чехол, тем более самостоятельный характер приобретают эти корневые зоны. В случаях, когда от чехла остаются лишь фрагменты, приходится говорить о корневых зонах как о самостоятельном типе нестратифицированных или разобщенных формаций; такие формации могут быть связаны постепенными переходами со стратифицированными трапповыми формациями, что можно видеть на примере Шотландии.

Возраст трапповых формаций различен. Они известны в позднем докембрии на Сибирской, Русской, Северо-Американской и, по-видимому, Африканской (на юге) платформах, в кембрии на севере Австралии, в среднем палеозое на Русской платформе, в позднем палеозое — раннем мезозое на Сибирской и Африканской платформах, в палеогене и неогене в Тулейской, или Британо-Арктической, провинции, а также в Индии и Антарктике. В 1969 г. в Индии был созван Международный симпозиум по траппам Декана и других территорий мира, материалы которого опубликованы в 1972 г. в журнале „Bulletin volcanologique“ (vol. 37, № 3,4).

В качестве примера могут быть рассмотрены трапповые формации Сибирской платформы, Южной Африки (система Карру), Русской платформы, Кивино на Канадском щите, а также траппы Декана в Индии и Британо-Арктической провинции. Эти примеры не исчерпывают всего многообразия рассматриваемой группы, но могут дать общее представление об их характерных чертах.

Трапповая формация Сибирской платформы наблюдается в той части разреза осадочного чехла, который отвечает верхам палеозоя — низам мезозоя. Известны и значительно более ранние трапповые комплексы, в частности верхнепалеозойские, имеющие возраст около 100 млн. лет [90]. Таким образом, возможно, что между поздним протерозоем и верхним палеозоем трапповый вулканизм полностью не прекращался.

Верхнепалеозойская — нижнемезозойская трапповая формация распространена на площади более 1,5 млн. км². Ее особенности наиболее полно изучил в 1936 г. В.С. Соболев, опираясь на тщательное исследование состава пород; петрологическое изучение траппов Сибирской платформы проводилось позднее многими исследователями [25, 35, 94, 95, 108, 109], а геологическое — С.В. Обручевым [167], М.Л. Лурье и С.В. Обручевым [110], П.Е. Оффманом [170, 171] и др. Общую проблему механизма внедрения траппов рассмотрел, кроме того, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [103].

Сейчас известно, что траппы, залегающие в виде покровов и пластовых интрузивных тел, встречаются в сопровождении туфов на разных стратиграфических уровнях разреза континентальных угленосных (продуктивных) отложений, ранее выделявшихся под названием тунгусской свиты; а теперь ее именуют тунгусской серией или комплексом и расчленяют на три толщи (снизу вверх): продуктивную (мощность на юге около 350 м), туфогенную (700—800 м) и лавовую (до 1500—2000 м). Область распространения отложений тунгусской серии включает обширный “бассейн”, распадающийся, по Оффману, на ряд более или менее самостоятельных прогибов, названных им Мурской, Ванаварской, Мархинской, Путоранской и Норильской наложенными синеклизами. В северной части бассейна он выделяет, кроме того, Курейскую унаследованную синеклизу, на которую наложена Путоранская.

Интрузивные траппы сосредоточены главным образом на окраинах Тунгусского бассейна в осадочных толщах кембрия, ордовика, силура и более поздних, но, по Оффману, тяготеют еще к периферическим зонам синеклиз и к сочленениям блоков, из которых состоят синеклизы. Лавовые потоки расположены почти исключительно на севере бассейна в Путоранской синеклизе, где они выступают на плато Путорана на высотах до 2000 м. Остальная часть территории занята преимущественно туфами, которым подчинены немногочисленные лавовые покровы, а также интрузивные залежи, дайки и трубки. Туфовые и отчасти лавовые трубки сопровождают зоны сгущения трапповых тел, дайковых и пластовых, представленных преимущественно базальтами и долеритами. Большинство извержений, вызвавших образование туфовой и лавовой толщ, принадлежит концу палеозоя — началу мезозоя. Считается, что в более раннее, допермское время вулканическая деятельность была ограниченной и распространялась главным образом на северо-западе Сибирской платформы. Необходимо иметь в виду возможные фациальные замещения вулканогенных и терригенных комплексов, в связи с чем могут быть внесены серьезные коррективы в существующие стратиграфические построения.

Сосредоточение лавовых накоплений на севере Тунгусского бассейна можно объяснить лишь тем, что в общем развитии вулканической деятельности, обусловившей появление трапповой формации, важную роль сыграли не только тектонические нарушения, возникшие на периферии бассейна и вдоль швов, разделяющих отдельные синеклизы и слагающие их блоки, но и системы скрытых на глубине разломов, расположенных в наиболее погруженной северной части Тунгусского бассейна. Только существо-

ванием таких разломов можно объяснить мощные накопления лав в осевой зоне Путоранской синеклизы.

Размещение глубинных разломов на севере Тунгусского бассейна и входящей в его состав Путоранской синеклизы косвенно подтверждается вариациями состава пород, слагающих лавовую толщу трапповой формации, и появлением на краю Хатангской впадины, вдоль границы ее с Анабарской антеклизой, своеобразного комплекса ультраосновных интрузивных пород и лав. Весь этот комплекс пород, возрастное положение которого в общем идентично обычным траппам лавового поля Путоранской синеклизы, следует в северо-восточном направлении флексуорообразному изгибу. Этот изгиб имеет протяжение более 450 км и обуславливает сравнительно быстрое общее погружение позднепалеозойских и раннемезозойских толщ под чехлом меловых и кайнозойских отложений Ленско-Енисейского прогиба.

В основании лавовой толщи данного региона установлены меланократовые нефелиновые базальты, авгититы, лимбургиты, анкаратритоподобные породы, пикритовые порфириты, трахибазальты, трахиандезиты, андезито-базальты, трахиты и дациты, а в самом верху разреза — оригинальный тип пикритовых порфиритов, названный В.К. Котульским меймечитами (по одноименной реке). Эти породы отличаются пластовыми формами залегания и составом из оливина и стекла. Очевидна их непосредственная связь с крупным Гулинским массивом дунитов и авгитовых перидотитов, занимающих площадь свыше 500 км². Этот массив многие исследователи считают субвулканом, рассматривая его, таким образом, как корневую зону вулканогенных образований, фациально замещающих обычный тип трапповой формации Сибирской платформы. Такой характер замещений несколько нарушает общую симметрию формации.

Типичный для трапповой формации Сибирской платформы парагенез пород определяется резким преобладанием базальтов, долеритов и соответствующих им по составу туфов. Местами наблюдается зеленокаменное изменение пород. Редко встречаются спилиты и пикритовые порфириты, а также анальцимовые диабазы и тешениты. В пластовых залежах наблюдается дифференциация: в нижней части появляются залежи троктолитовых долеритов, а в верхней — долерито-пегматитов или гранофирировых долеритов. Наиболее значительные дифференцированные пластовые залежи известны в районе Норильска, а также в среднем течении р. Вилкой (Аламджакская интрузия). В Норильском районе М.Н. Годлевский [35] внутри пластовых залежей выделил: 1) горизонт верхних контаминированных пород; 2) зону нейкократовых (кислых) и мезократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов; 3) горизонт кварцсодержащих габбро, габбро-диоритов, габбро- и норит-диабазов (оливина содержится 10—25%); 4) горизонт пикритовых габбро и норит-диабазов (оливина больше 25%); 5) базальтовую зону такситовых габбро- и норит-диабазов.

В Аламджакской интрузии, имеющей блюдцеобразную форму и площадь около 220 км², строение более сложное. Эта интрузия, по наблюдениям В.Л. Масайтиса [145, 146], состоит из серии прослеживающихся на большое расстояние горизонтов различного состава и строения, в ряде случаев имеющих ясные первичнополосчатые структуры. Типична следующая последовательная смена состава пород (сверху вниз): 1) порфириновые микродолериты, миндалекаменные и субщелочные долериты со шлирами тешенит-долеритов и габбро-тешенитов (мощность 5—30 м); 2) долериты с биотитом и кварцем (25—60 м); 3) кварцевые щелочные и щелочные габбро со шлирами гранофириров (20 м); 4) феррогаббро-кварцевые гортонолитовые с титанистым авгитом (55 м); 5) габбро-долериты (40—60 м); 6) троктолитовые анортозитовые долериты (более 25 м).

М.Л. Лурье с соавторами [109] предприняли попытку расчленить интрузивные комплексы трапповой формации, расположенные на западе Сибирской платформы, и выделили 13 таких комплексов, группирующихся в пять фаз и именуемых по характерным районам их распространения: Агатский, Туринский, Тычанский, Кузьмовский, Норильский и др. Интрузивные траппы Сибири отличаются от типовых пород трапповой формации Южной Африки несколько более щелочным составом.

Для Сибирской трапповой формации очевидны теснейшие связи лавовых излияний с интрузиями и туфовых выбросов с вулканическими трубками. Роль извержений, подобных тем, которые сопровождали образование взрывных кратеров типа Вити в Исландии, в процессе накопления туфового материала, так называемой туфогенной толщи на территории Сибирской платформы, особенно ясно подчеркивали М.Л. Лурье

и С.В. Обручев [110]. Они писали, в частности, что основное количество туфов и туфобрекчий образовалось несомненно в результате деятельности огромного количества небольших по размеру туфовых вулканов, из которых многие действовали короткое время — дни или даже часы; другим распространенным типом вулканических аппаратов были трубки взрыва с небольшими валами вокруг них” [110, с. 183]. Все эти вулканические аппараты не могли сохраниться в рельефе, так как были эродированы почти начело еще в мезозое. Поэтому многие “воронки”, “вулканы” и т.п., которые теперь открывают на Сибирской платформе, представляют собой результат четвертичной эрозии.

Трапповая формация Ю ж н о й А ф р и к и описана в обобщающих работах Дю-Тойта [48, 339] и Хоутона [251], а также в специальных исследованиях Уокера и Полдерварт [226], Вейла с соавторами [409], Вули и Гарсона [538], Вахендорфа [508], Кокса [328]. Эта формация отличается тем, что венчает серию осадочных толщ системы Карру, залегающих почти горизонтально и расчлененных эрозией на ряд разоб- щенных полей, в которых эти толщи налегают на разновозрастные породы преимущественно кристаллического фундамента Африканской платформы. Существование здесь в прошлом единого седиментационного бассейна подтверждается сходством разрезов на всей территории распространения этих толщ, суммарные мощности которых на юге достигают 10 км, тогда как на севере обычно не превышают 1 км. Интрузивные траппы на юге Африки наблюдаются в той части системы Карру, которая не входит в состав Капского складчатого пояса. Как подчеркивает Дю-Тойт, “система Карру между двадцать шестой и тридцать третью параллелью пронизана долеритами, однако, что еще более любопытно, ... территории, занимающие промежуточное место и сложенные более древними отложениями, с которых слои Карру были снесены (или такие, в которых более древние отложения образуют “окна”), редко содержат интрузии, а если таковые имеются, то только небольших размеров” (цит. по: [226, с. 18—19]).

Среди характерных черт интрузивных траппов Уокер и Полдерварт отмечают наряду с обильными пластовыми залежами также кольцеобразные интрузии, возникшие вследствие пластовых внедрений в мульды. Они указывают, кроме того, увеличение размеров интрузий по направлению на восток, где в районе Транскей размещается очаг интрузивной деятельности, сопровождаемый интрузиями в виде “колокольного языка” (belljar). Размеры подобного типа интрузий достигают 10 км в поперечнике; они имеют кольцевое строение, сходное с шотландскими “кальдерообразными провалами”. Отмечены также дайки протяжением до 40—60 км, а в отдельных случаях — более 100 км при мощности 10—100 и 290 м и длине 140 км. Преобладающий тип пород в интрузивной серии — долериты оливиновые, толеитовые или пикритовые, иногда переходящие в краевых зонах в гранофиры.

Залегающая вверху разреза вулканогенная толща имеет мощность 300—1500 м. Подстилающие ее осадочные толщи начинаются базальными конгломератами Двайка (“ледниковые конгломераты”, или тиллиты) и продолжаются угленосными отложениями Экка, глинистыми сланцами Бофорт и другими континентальными терригенными осадками. Вся эта серия отложений вместе с покрывающими ее вулканогенными породами, которые обычно называют “вулканическими слоями”, или “слоями Дракенсберг”, образовалась в интервале времени верхней карбон — юра.

В горных районах Лесото, где вулканогенная толща слагает горы, местами достигающие высоты 3000 м, она согласно налегает на толщу так называемых пещерных песчаников мощностью 60—300 м, имеющих золотое происхождение. Однако во многих местах лавовые потоки перекрывают неровную поверхность пещерных песчаников и переходят за его пределы на более древние породы. Примером может служить бассейн р. Замбези, где в 50 км к северу от реки вулканогенные породы ложатся прямо на гнейсы кристаллического фундамента. Такие же соотношения наблюдаются на западном побережье Африки в южной части плоскогорья Каоко и на восточном Мозамбикском побережье южнее Эспунгабера.

Таким образом, устанавливается срезание вулканогенными толщами подстилающих отложений с переходом на кристаллический фундамент, что существенно отличает траппы системы Карру от сибирских траппов.

Парагенез пород, слагающих вулканогенную толщу, типичен для трапповых формаций и характеризуется резким преобладанием толеитовых базальтов, наряду с ними есть и оливиновые базальты; те и другие сходны по минералогическому и химическому

составу с интрузивными долеритами. Непостоянными компонентами парагенеза являются океаниты, андезиты, трахиты и риолиты. Многочисленные пластовые тела риолитов составляют мощную толщу между базальтовыми потоками в поясе Лебомбо, подчиненному меридиональной флектуре на востоке Южной Африки. Аналогичные риолиты обнаружены также в районе Дамараленд на западе, на плоскогорье, где они венчают разрез, начинающийся базальтами и продолжаемый андезитами. "Потоки риолитов" в этих районах являются, в сущности, игнимбритами. В поясе Лебомбо известны, кроме того, интрузии гранофилов и микрогранитов. В общем парагенезе пород должны быть отмечены еще различные щелочные лавы. Так, Кокс [328] указывал, что в районе р. Лимпопо в нижней пачке базальтового комплекса присутствуют лимбургиты и нефелиниты, а в Ньюанешти 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 абсарокисты и шошониты [499]. В южной части флексуры Лебомбо среди верхних базальтов выявлены, кроме того, ультращелочные и известково-щелочные риолитовые потоки. Здесь же обнаружены порфириновые породы, принадлежащие ряду нефелиновых сиенитов, которые сопоставляются с аналогичными породами, секущими щелочные лавы. Щелочная серия Лупаты, в свою очередь, представлена фонолитами, кенитами, анальцимовыми кенитами и бленморитами, редкими породами, содержащими фенокристы анальцима и нефелина до 1 см в поперечнике.

В районе Чилвы, по Вулли и Гарсону [538], имеются еще и фойяитовые щелочные породы, образующие дайки, кольцевые и другие интрузии и представленные бефорситами, альнэитами и меланефелинитами, сёльвсбергитами 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 в восточной части Африки, расчлененного рифтовыми впадинами, на южном продолжении которого расположена флексура Лебомбо.

В дополнении к приведенным данным о щелочных породах Лебомбо—Ньюанешти—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, хотя, вопреки этим представлениям, Вахендорф [508] установил идентичность изотопных отношений стронция в базальтах и риолитах флексуры Лебомбо.

Несмотря на значительное разнообразие вулканогенных пород, наблюдаемых на территории распространения траппов системы Карру, главными их типами, характеризующими специфику региона, являются базальты и долериты. Именно эти породы и привлекают постоянное внимание исследователей, вследствие чего область их распространения считается типичной трапповой провинцией.

Корневые зоны трапповой формации отмечены выше. Они представлены дайками, пластовыми залежами, интрузиями типа "колокольного языка" (в общем, кольцевые интрузии). Вполне возможно, что сложные кольцевые интрузии типа Мессума, Эронго и других, им подобных, в западном Дамараленде, где имеются толеитового ряда породы, тоже относятся к корневым зонам трапповой формации. Наряду с этими корневыми зонами Дю-Тойт отмечает многочисленные жерловины, или диатремы, заполненные лавой, агломератом или туфом; главная масса их сосредоточена в Лесото, где центрального типа вулканизм наблюдается наиболее отчетливо. Крупнейшая из этих трубок Маматиеле достигает 1,5 км в поперечнике.

В целом, трапповая формация Южной Африки отличается от формации Сибирской платформы, несмотря на одинаковый возраст, рядом особенностей: 1) резко приподнятым залеганием над древним плато, а не опущенным так глубоко, как на Сибирской платформе; 2) резко выраженным срезанием подстилающих толщ; 3) составом, включающим риолитовые лавы и щелочные породы, преимущественно в области флексуры Лебомбо на востоке, а на западе также в области выклинивания вулканогенных толщ; 4) ограниченной ролью пирокластического материала и соответственно туфовых тру-

бок; 5) вскрытием корневых зон на большую глубину. Состав же траппов отличается лишь несколько более четко выраженным толеитовым характером.

Трапповые формации Русской платформы относятся к двум возрастным группам: позднему докембрию и девону, на Западной Украине, как отмечено в Объяснительной записке к тектонической карте Евразии [220], скважины вскрыли, кроме того, долериты и базальты возраста 1110–1190 млн. лет, т.е. вулканогенные породы, принадлежащие среднему рифею. Что касается позднедокембрийской трапповой формации, верхи которой имеют абсолютный возраст 525 млн. лет, а также аналогичной девонской формации, то обе эти формации тоже скрыты под чехлом более молодых отложений.

Раньше считалось, что только на юго-восточной окраине Донбасса, где с давних пор известны выходы на поверхность девонской толщи палеобазальтов, структура Русской платформы осложнена разломами, по которым проникла магма. Однако после проведения буровых работ выяснилось, что вулканогенные породы распространены достаточно широко, и не только в Донбассе, но и в других районах платформы. Обнаруженные при бурении вулканогенные породы были изучены на Днепровско-Донецкой впадине И.С. Усенко и Л.Г. Бернадской [229], а в других районах — А.М. Дымкиным с соавторами [46], А.Г. Завидоновой и М.М. Веселовской [64], А.С. Махначем с соавторами [148–150], И.Е. Постниковой [187], С.В. Тихомировым [223], В.П. Флоренским и Т.А. Лапинской [239] и др.

Рифейские вулканогенные породы на Русской платформе представлены, по А.С. Новиковой [164, 165], различными туфами, туффитами и лавами, а также дайковыми породами. Лавы имеют базальтовый состав и отвечают долеритам, базальтам, диабазам, спилитам, андезито-базальтам и трахидолеритам. Аналогичный состав имеют и туфы. Что касается дайковых и других интрузивного облика пород, то они обладают составом и структурой габбро-диабазов, но в Белоруссии отмечаются также биотит-пироксеновые габбро- и габбро-нориты. Туфы, сопровождающие лавы и имеющие базальтовый состав, распространены шире, чем лавы, но в общем их тоже сравнительно немного. Базальтовые лавы сосредоточены главным образом в бортовых частях грабенообразных прогибов, подобных Пачелмскому, по границе которого с Воронежской антеклизой они установлены в районе городов Капуга и Балашов. Такие же лавы распространены в юго-западной Белоруссии и Западной Башкирии. Туфы обычно тяготеют к тем же районам, где встречаются лавы, но прослеживаются на более обширных территориях, например, в северо-западной части Пачелмского и в Котласском прогибах они наблюдаются и в их внутренних частях.

Весь комплекс вулканогенных пород залегает среди терригенных, преимущественно буровато-красных, красно-бурых и зеленоцветных песчаников, алевролитов и глин, принадлежащих позднему докембрию. Накопление вулканического материала происходило в этом время либо в континентальной, либо в лагунно-континентальной обстановке. Вулканогенные породы, возникшие в результате сравнительно слабо проявившейся вулканической деятельности, распространены тем не менее на обширной территории и могут представлять определенный тип трапповых формаций, отличающийся двумя главными чертами: во-первых, сравнительно высоким насыщением разрезов продуктами эксплозий — различными туфами, что сближает эту формацию с сибирской; во-вторых, расположением в прогибах, испытавших в более позднее время погружение. Таким образом, в данном случае речь может идти об относительно слабо развитой погребенной трапповой формации.

Девонская трапповая формация Русской платформы известна сейчас не только в пределах Днепровско-Донецкой впадины, где она изучена более полно, чем в других местах, но также на Тимане, в Радаевской впадине на Волго-Уральском своде (с. Казаклар), в центральной части Московской синеклизы (г. Солигалич) и в других районах. Помимо юго-восточной окраины Донбасса, девонские вулканогенные породы имеются в Черниговской области, а также в куполах на территории, прилегающей к с. Исачки и г. Ромны, т.е. распространяются далеко на северо-запад от Донбасса. Петрохимическое исследование диабазов купольных структур позволило И.С. Усенко и Л.Г. Бернадской [229] установить принадлежность этих пород к толеитам или платобазальтам.

В Черниговской области при бурении была вскрыта вулканогенно-осадочная толща, состоящая из базальтовых покровов, чередующихся с пластами пирокластических и осадочных пород (туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). Общая мощ-

ность толщи составляет 1160 м, из которых на долю излившихся пород падает 415 м, туфов и туффитов — 415 м, а остальное — на осадочные породы. В нижней части разреза толщи среди терригенных осадочных пород присутствуют прослои известняков. Вулканогенная толща явно дислоцирована, так как в кернах пород, извлеченных из скважин, виден наклон слоев под углом 20–50°.

Парагенез пород характеризуется преобладанием базальтов, которым подчинены диабазы, а изредка также трахидолериты и альбитизированные диабазовые порфириты. Установлены, кроме того, полевошпатовые пикриты. Предполагается, что возраст толщи верхнедевонский, поэтому ее сопоставляют с аналогичной толщей, вскрытой на юго-восточной окраине Донбасса в районе р. Волноваха. В этом районе в вулканогенной толще преобладают толеитовые, отчасти оливиновые базальты, которым подчинены андезито-базальты, андезито-трахиты, а также пикритовые базальты и лимбургиты. Наряду с лавами известны туфы. Корневые зоны, как предполагал В.И. Лучицкий [112], представлены здесь мощными (до 60 м) протяженными дайками диабазов и диабазовых порфиритов, выступающих в среднем течении р. Кальмиус, вытянутых в северо-западном (донбасском) направлении.

Девонская трапповая формация Русской платформы в целом сходна с позднедевонской формацией. Она тоже погребена и сравнительно богата продуктами эксплозивной вулканической деятельности. В связи с последующим прогибанием, а частично, может быть, и в процессе накопления пласты, слагающие данную формацию, были дислоцированы.

Трапповая формация Кивино расположена на Канадском щите в районе оз. Верхнего. Краткие описания этой формации имеются в работах Ф.Б. Кинга [73], Е.М. Уилсона [225] и других исследователей. Возраст формации позднедевонской. Она залегает несогласно на подстилающих толщах гурона и охватывает три толщи: нижнюю, состоящую из конгломератов, кварцитов и аркозов; среднюю, представленную базальтовыми покровами, которым подчинены риолиты и андезиты, переслаивающиеся с конгломератами и песчаниками и прорванные пластовыми интрузиями, массивами и дайками габбро и фельзитов; наконец, верхнюю, снова из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Большинство осадочных пород имеет красную окраску.

Предполагается, что они образовались на суше, хотя некоторые исследователи считают лавовые излияния подводными. Опорой для выводов о подводном образовании лав служат их текстуры [375]. Однако Кинг подчеркивает, что “как лавы, так и осадочные породы сформировались, вероятно, в наземных условиях, т. е. отложились скорее на суше, чем под водой” [73, с. 45]. По его представлению, “в то время, когда лавовые потоки изливались на поверхность, подстилающая их часть серии Кивино пронизана различной мощности пластовыми телами основных интрузий. Крупнейшей из них является габбровый лополит Дулута длиной 220 км и мощностью примерно 15 км, край которого выступает ныне на поверхность вдоль северо-западного берега о. Верхнего. Восточнее, в Онтарио, меньший по размерам норитовый лополит образует блюдцеобразный бассейн Садбери. Радиометрические определения дулутских габбро показывают, что возраст их равен примерно 1100 млн. лет” [Там же].

Парагенез пород типичен для трапповых формаций: господствующий тип — базальты, в существенно меньших количествах присутствуют риолиты и отчасти андезиты. Комплекс вулканогенных пород серии Кивино сопровождается месторождениями меди, которая встречается в виде цемента в фельзитовых конгломератах, переслаивающихся с потоками лавы, в минерализованных пузырьчатых брекчированных верхних частях лавовых потоков и в виде жил самородной меди, арсенидов и сульфидов меди, заполняющих трещины в породах серии Кивино. Это крупнейшие медные месторождения Канады, которые разрабатываются непрерывно с 1844 г.

Типичные черты трапповой формации Кивино определяются: 1) складчатой деформацией слагающих ее пород, происходившей, по крайней мере частично, во время накопления осадков и лав; 2) расположением внутри крупного прогиба, среди преимущественно красноцветных пород; 3) ассоциацией с богатейшими месторождениями меди и, наконец, 4) тесной связью с крупными дифференцированными пластовыми телами типа лополитов, также меденосных, но содержащих, кроме того, никелевые руды и платину. Присутствие подобных дифференцированных интрузий сближает трапповую формацию Кивино с ее аналогом на Сибирской платформе.

Трапповая формация Индийской платформы относится к типу сильно расчлененных формаций, сходных с Южноафриканской. Поразительная по объему излившихся почти одновременно на обширной территории базальтовых лав вулканическая активность в Индии 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. Им посвящена обширная литература. Обстоятельные петрографические описания траппов были даны более полвека назад Вашингтоном [513]. Позднее М.С. Кришнан [85] дал краткий обобщающий очерк траппов Декана. Различные аспекты проблемы траппов Индии рассматривались Фермором [343], Матуром [415] и другими исследователями. Общая площадь траппов, по Чаттерджи [316], превышает 512000 км² и охватывает территорию, занимающую, как отмечает Вест [524], 9,5° 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 [447]. В пределах этого бассейна они занимают площадь около 35 000 км² между 21 и 24° с.ш. и 71,5 и 73,5° 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 Лакадиво-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 — 2660 м [449]. По данным отраженной сейсмички, продолжение траппов устанавливается до 18° с.ш., т. е. южнее Бомбея.

Истолкование бомбейских гравитационных аномалий привело Веста [522] к выводу о том, что вдоль побережья здесь располагается огромное дайкообразное тело, вероятный источник излияний, распространявшихся к востоку и западу от него. 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 глубине до 1000 м. Учитывая данные магнитных аномалий и наблюдения над изменчивостью мощностей на поверхности, были построены [285, 447] схемы изопазит для траппов Камбейского залива, из которых следует, 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. Нармады в ЮЗ направлении.

На крайнем востоке главной области распространения траппов мощность их сокращается у Амаракантака 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 современную. Наиболее древняя часть системы трапповых излияний расположена далеко к востоку от главных полей их распространения в Бихаре (траппы Раджмахала) и Ассаме (траппы Силета). Предполагается, что траппы этих двух районов имеют юрский возраст [490], так как подстилают верхнемеловые отложения, отделены от них перерывом и содержат прослой осадочных пород с юрской (нижний или средний отдел) флорой. Траппы образуют узкую широтноориентированную полосу длиной 60 и шириной 4 км, ограничивающую с юга нагорье Шиллонг. 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 продолжатся 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 простираем, 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 содержанием щелочных базальтов (нефелиновых тефритов), риолитов и кислых туфов. Среди фенокрист в базальтах обычны лабрадор и авгит, кроме которых может присутствовать оливин. В щелочных базальтах, отмеченных только в двух покровах, содержится вкрапленники диоксида 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 [429, 490] 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. Края Раджмахальского вулканического поля ограничены меридиональными разломами. На востоке они перекрыты аллювием. Отмечается общий слабый наклон базальтовых пластов в сторону Бенгальского бассейна, вследствие чего предполагается [490], 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 многочисленные 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.

Главные трапповые поля сосредоточены в западной части Индостана. Наиболее крупными являются обширные плато собственно Декана, включающие Западные Гаты в Махараштре, а также плато Мальва, отделенное от первого хребтом Сатпура и реками Нармада и Тапти. К менее значительным относятся плато п-ова Саураштра и Катиавар на западе и Мадла на востоке. Повсеместно типично распространение преимущественно толеитовых базальтов. Характерно расчленение трапповых полей на более или менее резко выраженные отдельные участки в пределах этих полей, некоторые из них 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.

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 рек Нармада и Тапти — восток-северо-восточная, так как дайковые серии группируются соответственно вдоль разломов, следующих аналогичным направлениям. Как предполагал Оден [284], 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 [284] и Гленни [358], а также Вест [522] 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, лакколлиты, штоки, некки, небольшие неправильные массивы и т. д. Пластовые тела обычно сложены толеитовыми базальтами, тогда как морфология других интрузивных образований чаще всего свойственна кис-

лым и щелочным породам, достаточно широко распространенным 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. Кислые породы приурочены преимущественно к западной окраине траппового поля Декана, что отмечено было ранее многими исследователями [23, 415, 518, 521 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 [486], где она сопровождается габбровыми породами и обнаруживает черты сходства с аналогичными ассоциациями Шотландии [487]. Кислые породы обычно встречаются в интрузивных формах залегания; потоки их сравнительно редки. Тем не менее известны разнообразные фельзиты, риолиты, риодациты, обсидианы, пехштейны, деллениты и трахиты, слагающие отдельные потоки. Отмечено распространение местами игнибритов и риолитовых туфов. Такие породы образуют, кроме того, дайки, лакколлиты 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 [487]: 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 дотрапповых 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 [485] недонасыщенные базальты, в том числе оливиновые, анальцимсодержащие и нефелиновые, муджириты, трахиты, базаниты анальцимсовые и лейцитовые, камптониты, мончикиты, эссекситы, тешениты, лимбургиты, тингуаиты псевдолейцитовые и нефелиносодержащие, лампрофиры, сиениты, нефелиновые и нефелиносодалитовые сиениты, а также ийолиты. Все эти породы встречаются в виде даек и изредка образуют покровы (оливиновые базальты, лимбургиты, анальцимсодержащие базальты, трахиты). Субба Рао подчеркивает малую вероятность образования щелочных пород из первично-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 [484], поддержанные другими исследователями [525 и др.], по которым предполагалось возникновение щелочных пород из магматических очагов, обособившихся вдоль зон разлома, он считает в более поздней работе [485] 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 [489]. 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 пироксид. Имеются дайки карбонатитов с сидеритом, кальцитом, апатитом и кварцевыми агрегатами, а также гематитом. В плагиоклаз-кальцитовых породах обычно обнаруживается реликтовая структура 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 [489], формировалась в интервале $70 \pm 5 - 55 \pm 4$ млн. лет. Обра-

зованию карбонатитов сопутствовали, как считают эти исследователи, процессы фенизации базальтов щелочными растворами.

В трапповой серии на западе Декана известны пикритовые базальты, изученные в системе покровов, расположенных в районе Игатпури в штате Махараштра [424]. Такие породы с содержанием полевых шпатов менее 30% представлены тремя разновидностями: океанитами с обильным оливином в фенокристах и полным или почти полным отсутствием авгита, анкарамитами с преобладанием в фенокристах авгита по отношению к оливину и мирмекитовыми пикритовыми базальтами; в последних наблюдается умеренное количество небольших фенокрист оливина; мощность отдельных покровов пикритовых базальтов варьирует 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 [317, 475].

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 отдельный 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 поздневерхнемеловой — раннетретичный. 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 [441], в области западных трапповых 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 проведен по результатам изотопных датировок.

Кроме молодых траппов, в Индии известны и более древние, возникшие, по-видимому, в рифее; эти древние траппы распространены ограниченно и выявлены среди отложений куддапахской серии. Крупные дифференцированные пластовые интрузии в Индии пока неизвестны.

Британо-Арктическая трапповая формация распространена на огромной территории одноименной провинции, охватывающей северо-западную часть Британских островов, Фарерские острова, Исландию, Гренландию и Ян-Майен. Начало образования формации относится к эоцену, что установлено как для покровов, так и для корневых зон не только палеонтологическими методами, но и на основании данных абсолютной геохронологии [421, 422, 426], определяющих возрастные рамки ранних извержений в пределах 35—55 млн. лет. В Исландии образование этой формации продолжается и сейчас.

Лучше всего изучена юго-восточная область распространения пород трапповой формации на территории Шотландии [481]. Здесь преобладают базальтовые лавы, сопровождаемые в ограниченной степени пирокластическим материалом (например, палагонитовыми туфами и агломератами на о-ве Скай и пеплами на о-вах Малл, Морверн и

Арднамерчен). В нижней части разреза вулканогенных комплексов обычно господствуют оливиновые базальты, выше них залегают полевошлатовые базальты, муджиериты и толеитовые базальты; на севере о-ва Скай наблюдается, кроме того, ассоциация трахитов с муджиеритами, а на Квиллин-Хиллсе — с риолитами. Однако на о-ве Малл толеитовые и богатые глиноземом базальты перекрывают маломощные покровы оливиновых базальтов. На Арране известны андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы и их пирокластические эквиваленты; такие ассоциации сопровождают в ряде случаев центральные интрузивные комплексы, принадлежащие корневым зонам лавовых излияний и отличающиеся большим разнообразием. Среди них, кроме господствующих габбро, имеются граниты и гипербазиты. Важно иметь в виду, что состав трапповой формации в Шотландии достаточно сложен: наряду с толеитовыми и оливиновыми базальтами в ней сосредоточены трахиты, андезиты и риолиты. Трапповая формация, достигающая мощности 2000 м, сильно расчленена эрозией и сохранилась в виде останцов обширного чехла, в поле распространения которых в подстилающем каледонском складчатом фундаменте расположены центральные интрузии корневых зон.

В Исландии, по данным Уолкера [511, 512 и более поздние] и Тораринсона [492], преобладают толеитовые и отчасти оливиновые базальты, хотя имеются риолиты и андезиты, количественно уступающие базальтам и составляющие до 15% всей массы пород. Наибольшая мощность траппового чехла здесь достигает 10 км. Центральная часть острова расчленена меридиональной тектонической депрессией, к которой приурочены современные вулканические извержения. По краям вулканического плато наблюдается наклон базальтовых покровов в сторону океана под углом до 8° , тогда как по направлению к горным вершинам острова углы наклона не превышают 4° . На Фарерских островах базальтовые лавы достигают мощности 3000 м. Верхняя часть траппового чехла представлена щелочными оливиновыми базальтами и отчасти океанитами, средняя — толеитами, а нижняя — чередованием тех и других.

В Гренландии трапповая формация, продолжающая третичные базальтовые поля Шотландии и Исландии по направлению на запад, известна главным образом на восточном побережье между 69 и 76° с.ш. Между зал. Кангердлугсуак и зал. Скорсби базальты распространены на площади около 1000000 км², севернее, между фьордом Франца-Иосифа и о-вом Шенон, — на площади примерно 16000 км², а на Земле Хоббса и Альфреда Эшера — всего лишь на 2000 км². Все это остатки размытого базальтового плато, хотя можно сомневаться в том, что в прошлом это был непрерывный базальтовый чехол. Наоборот, ясно, что базальтовые лавы не прослеживались далеко на запад и не соединялись с базальтами Западной Гренландии, известными в области Диска. Это подтверждается уменьшением мощности базальтовых накоплений от побережья Блосвилл, где они достигают $7,5$ км, по направлению на запад, в глубь страны, а также отсутствием базальтовых галек в морене из западной части побережья зал. Скорсби.

На юге базальтовое плато налегает на осадочную серию, имеющую возраст сенонский до нижнего эоцена, а там, где эта серия выклинивается, прямо на докембрийские метаморфические породы. Базальтовые лавы изливались в субэвральных условиях, лишь местами в подводной обстановке, и представляли собой типичные флудбазальты в понимании Тирреля. Мощности потоков варьировали от 10 до 30 м, изредка достигали 80 м. В подстилающих комплексах пород имеются многочисленные пластовые интрузивные тела и дайки. Общая последовательность залегания различных разновидностей базальтов не изучена, но известно, что здесь имеются порфириновые и непорфириновые базальты сходного состава, который мало отличается от траппов Декана. Оливиновые базальты не наблюдались. В северных районах базальты обычно более основные и щелочные. Из Земли Хоббса известны нефелинсодержащие базальты, а на юге подобные базальты были встречены среди галек.

Базальтовые лавы сопровождаются весьма разнообразными по составу интрузиями, среди которых установлены оливиновые габбро и эвкриты, габбро, феррогаббро и гранофиры, кварцевые сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты и сиениты, сиенито-долериты, сиенито-габбро и пироксениты, монцониты, а также бостониты, тингуаиты и лампрофиры.

Сложный комплекс перечисленных интрузий изучен пока недостаточно; наиболее полные сведения относятся к п-ову Скергаард, где, по Вагеру и др. [509, 510], имеется интрузия в виде крутой воронки, суживающейся книзу, обнаженной на площади 60 км². Интрузия расслоена: по вертикали сменяются снизу вверх оливиновые габбро

обыкновенными габбро, затем ферро-габбро и кварцевыми габбро; эта смена отвечает представлениям об образовании интрузии в результате гравитационной дифференциации. В верхней части интрузии наблюдаются более поздние геденбергитовые гранофиры и кислые натриевые гранофиры. Скергаадская интрузия вскрыта над уровнем океана до высоты 2500 м, но основание ее скрыто под водой.

Возраст наиболее ранних базальтов Гренландии относится предположительно к сенону или к постсенонскому времени, а наиболее поздних — к позднему зоцену или олигоцену.

По отношению к другим районам Британо-Арктической провинции о-в Ян-Майен заметно выделяется тем, что в его пределах распространены преимущественно оливиново-базальтовые и другие щелочные лавы. Здесь, по Вольфу [537], Карстенсу [315] и другим исследователям, распространены оливиновые трахиандезиты и трахибазальты, анкармиты, а также кварцевые трахиты с содержанием кремнезема 65–85%. Это единственный район в пределах рассматриваемой провинции, где трапповая формация фациально замещается породами существенно щелочнобазальтового состава.

Заканчивая описание Британо-Арктической провинции и свойственных ей траппов, следует подчеркнуть, что в целом эта провинция неоднородна и сильно расчленена. В отдельных участках, в частности на юго-востоке, в области Британских островов, где вскрыты корневые зоны третичных вулканов, траппы принадлежат ряду нестратифицированных формаций. В дальнейшем несомненно представится возможным дать более строгое описание рассматриваемой провинции и выделить среди них разнотипные парагенетические ассоциации вулканогенных пород.

Общие черты трапповых формаций различных регионов земного шара вырисовываются достаточно наглядно — все они состоят в основном из базальтовых, преимущественно толеитовых лав. Фациальные изменения внутри этих формаций сравнительно невелики и определяются главным образом переходами к сериям, включающим риолитовые или щелочные лавы. Такие фациальные изменения связаны с крупными флексуобразными изгибами, в которых, помимо базальтовых лав, появляются риолитовые и щелочные породы. Примеры подобного рода представляют флексуры района Лебомбо в Южной Африке, Бомбейского побережья в Индии; по-видимому, такое же положение занимают щелочные лавы на севере Сибирской платформы. Типичные переходы к осадочным сериям для трапповых формаций не описаны.

Рассмотренные формации в общем симметричны в том смысле, что изменчивость их по разным направлениям слабо выражена, хотя, конечно, чередование лав с осадочными породами не вполне устойчиво и может существенно варьировать. Характерно сопровождение трапповых формаций корневыми зонами в виде пластовых залежей, дифференцированных или однородных даек и так называемых центральных интрузивных комплексов, а также туфовых трубок.

Вследствие того, что трапповые формации после возникновения в одних случаях были приподняты, в других — опущены, они могут быть разделены на две группы: расчлененные (или обычные) и погребенные. Для расчлененных формаций характерны своеобразные черты ступенчатого лестничного рельефа, свойственного траппам. В наиболее приподнятых участках подобных трапповых формаций обычно вскрываются корневые зоны вулканических построек. В том случае, когда такие зоны имеют вид центральных интрузий (например, в Шотландии), наблюдаются переходы от стратифицированных трапповых формаций к нестратифицированным, разобленным кольцевым комплексам. В этих комплексах вулканогенные породы либо сохраняются в кальдерных проседаниях, либо вообще не обнаруживаются, хотя кольцевое строение интрузий сохраняется. Примерами расчлененных формаций являются траппы Сибири, Индии, Южной Африки, Тасмании и ряда других территорий.

Погребенные трапповые формации расположены в крупных прогибах, возникших либо в процессе накопления траппов, либо после завершения этого процесса. Для погребенных трапповых формаций корневые зоны устанавливаются с большим трудом, так как изучение таких формаций обычно связано с буровыми работами. Тем не менее для серии Кивино в Канаде, где позднейшие погружения не были значительными, а слои были смяты, по-видимому, в процессе накопления осадков и лав, корневые зоны в виде дифференцированных интрузий прекрасно выражены.

Имеются различия между докембрийскими и более поздними формациями, которые выражаются в следующем. Во-первых, весьма крупные дифференцированные корневые

зоны, имеющие вид лополитов или пластовых тел, резко приближенные к былой поверхности Земли, типичны главным образом для докембрийских трапповых формаций. В более поздние эпохи подобные интрузии оказываются не столь крупными, менее резко дифференцированными, а в большинстве случаев отсутствуют, например в кайнозойских трапповых формациях. Во-вторых, для докембрия типичны погребенные трапповые формации, которые не характерны для палеозойских и более поздних гологов этих формаций на древних платформах. Погребенные палеозойские трапповые формации, подобные донбасским, встречаются в палеозое реже, чем среди докембрия, и они обычные для молодых платформ. Так же, по-видимому, редки погребенные третичные формации, примером которых может служить только тот участок Британо-Арктической трапповой формации, который тяготеет к Исландии. Однако даже этот участок отличается некоторой особенностью: в его пределах трапповая формация на краях острова погружается под океан, что свидетельствует об относительно более высоком положении траппов Исландии по сравнению с теми, которые выстилают дно Атлантического океана. Так или иначе, известная эволюция трапповых формаций за время с позднего докембрия до кайнозоя намечается, и, вероятно, в дальнейшем она будет выявлена более полно, чем это можно сделать сейчас.

Зеленокаменные формации

Зеленокаменные (спилито-кератофировые) формации имеют, подобно трапповым формациям, преимущественно базальтовый состав, хотя известны вариации их состава: связанные с различиями в содержании подчиненных им относительно более кислых пород, преимущественно так называемых кератофиров. Известна их тесная связь с основными и ультраосновными (офиолитовыми) интрузиями, наблюдаемая, впрочем, далеко не повсеместно.

Для зеленокаменных формаций типичен парагенез базальтов обычных с сильно измененными, имеющими вид спилитов или вообще альбитизированных пород; базальты сопровождаются кератофирами, а также осадочными породами с морской фауной. Количество осадочных пород изменчиво; представлены они песчаниками (аркозами и граувакками), кремнистыми сланцами, нередко яшмами, а также известняками. Во многих случаях может быть указан парагенез зеленокаменных пород с глубоководными, преимущественно кремнистыми отложениями.

Корневые зоны зеленокаменных формаций представлены разнообразными, преимущественно основными, иногда ультраосновными телами, которые встречаются в зоне распространения пород зеленокаменной формации или вблизи этой зоны, хотя их непосредственное отношение к излияниям не всегда может быть установлено. В корневых зонах встречаются также граниты (преимущественно плаггиограниты).

Зеленокаменные формации обычно располагаются на линейно удлинённых территориях, следуя вдоль определенных зон внутри складчатых областей. Все эти формации оказываются вовлеченными в складчатость; поэтому зеленокаменное перерождение входящих в их состав пород связано прежде всего с процессами, сопутствующими складчатости и в той или иной степени относящимися к категории метаморфических явлений.

Представление о том, что альбитизация пород происходит в подводных условиях, и представление о спилитах как о подводных базальтовых лавах, имеющих шаровое строение, находятся в противоречии с двумя хорошо известными в настоящее время фактами. Во-первых, установлено, что в продуктах излияния базальтовых лав на морском дне не обнаруживается зеленокаменного изменения, они не альбитизированы и не имеют вид спилитов, а выглядят как обыкновенные базальтовые лавы, отличающиеся от наземных лишь низким содержанием калия. Во-вторых, обнаружены шаровые, или подушечные, лавы, образовавшиеся в континентальной обстановке. На это обращалось внимание при рассмотрении трапповых формаций. Все эти данные вполне совпадают с результатами детальных петрографических исследований в областях распространения спилито-кератофировых формаций. Эти исследования показывают, что большинство зеленокаменных формаций имеет сложное строение и внутри них наблюдаются базальтовые лавы и морские осадочные породы, то почти неизменные, то подвергшиеся сильным вторичным изменениям. Подобного рода изменения сходны с процессами пропилитизации.

Таким образом, зеленокаменные формации представлены подводными, во многих случаях глубоководными, преимущественно базальтовыми лавами, то сильно измененными вторичными процессами (т. е. процессами, не имеющими прямого отношения к застыванию и кристаллизации лав), то сравнительно свежими. Различным образом изменены и кератофиры, сопровождающие базальтовые лавы. Причины вторичного изменения базальтовых лав могут быть связаны как с явлениями фумарольно-сульфатарными, так и с динамометаморфическими или с иными преобразованиями пород вследствие складчатости и горообразования. Главную роль играют, очевидно, процессы второго рода. Особенности строения зеленокаменных формаций удобнее всего рассмотреть на примере Урала, западной окраины Северо-Американских Кордильер и некоторых других регионов.

Зеленокаменная формация Урала в геологическом отношении наиболее полно изучена на Среднем Урале Н.А. Штрейсом [270], в петрографическом плане — А.Н. Заварицким [50, 56 и др.], Г.Ф. Червяковским лично и совместно с В.А. Коротевым [252–255], Т.И. Фроловой [243, 244] и др.

Разнообразные новые данные по вулканизму Урала рассматривались в 1983 г. на VI Всесоюзном палеовулканонологическом симпозиуме [219]. В ряде докладов подчеркивалось распространение в зеленокаменной полосе Урала пород толеит-базальтового ряда, сходных с океаническими их аналогами, и демонстрировались материалы, указывающие на существенную роль соответствующих формаций, испытавших зеленокаменное преобразование. Таким образом, отмечалось принципиальное значение представлений о существовании на ранних стадиях геосинклинального развития региона более или менее четко выраженных линейных зон с вулканическими породами, свидетельствующими о распространении на Урале в ордовике—силуре, частично в девоне, типичной океанической коры.

Тем не менее наибольший интерес в плане определения основных черт развития вулканической деятельности на Урале на ранних стадиях формирования его структуры в палеозое по-прежнему представляет работа Н.А. Штрейса [270], широко используемого в своих построениях не только результаты личных детальных наблюдений, но и разнообразные данные тщательно выполненных петрографических исследований А.Н. Заварицкого. Штрейсом было выяснено геологическое положение зеленокаменной ассоциации в системе структур Среднего Урала. Именно здесь он установил стратиграфическую последовательность залегания осадочных толщ, вмещающих вулканогенные комплексы и чередующихся с ними в разрезе. Выявленная последовательность изучена очень детально и подтверждена тщательным изучением фауны. Было выяснено, что в зеленокаменном синклинии имеются осадочные и вулканогенные толщи готландия и девона, представляющие все ярусы систем от уинлока до живета. По данным о фациальной изменчивости осадочных и вулканогенных толщ он построил ряд фациальных схем, позволяющих установить, что еще в нижнем уинлоке в пределах зеленокаменной полосы Среднего Урала существовали две зоны вулканов, тянувшиеся вдоль окраин этой полосы. С внешней стороны зон вулканов располагались области, в которых накапливались, по-видимому, лишь маломощные осадки. В среднем уинлоке излияния базальтовых лав охватывали всю территорию синклиния, но в осевой зоне мощность осадков была небольшой и представлены они были главным образом туфами в ассоциации с яшмами. В верхнем уинлоке в осевой зоне синклиния появились известняки, которые к периферии сменялись вулканогенными породами, преимущественно вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и отчасти также лавами. Это распределение осадочных и вулканогенных пород сохранилось и в нижнем лудлоу.

Состав продуктов вулканической деятельности существенно менялся на протяжении рассмотренного отрезка геологической истории. Как отмечает Штрейс, в нижнем уинлоке накапливались лавы и пирокластические породы андезит-базальтового состава. В среднем уинлоке они сменились базальтовыми излияниями; в верхнем уинлоке и нижнем лудлоу преобладали эксплозии с выбросом преимущественно пирокластического материала андезитового и базальтового состава. В среднем лудлоу появились извержения дацитовых или кератофировых лав, а позднее в готландии и нижнем девоне вновь происходили излияния базальтовых лав, которые сменились в эйфеле и живете андезитами и дацитами. Другие характерные особенности выражены, по Штрейсу, приуроченностью к Тагильско-Исовской (осевой) фациальной зоне в лудлоу—жедине относительно более богатых калием базальтовых и трахитовых лав.

Важным результатом исследований Штрейса следует считать установление им связи зеленокаменной формации Среднего Урала с габбро-перидотитовыми интрузиями Урала. Иначе говоря, он установил принадлежность габбро-перидотитовых интрузивных тел к корневым зонам зеленокаменной формации. Основанием для такого заключения послужили данные о фациальных изменениях готландия и девона, которые приводят к выводу о том, что "вдоль западной окраины геосинклинали зеленокаменной полосы, в области ее сочленения с Центрально-Уральской геоантиклиналью, в течение этого времени протягивалась зона проницаемости коры, питавшая ... синклинали прогиб накоплениями вулканического происхождения" [270, с. 358]. Эту зону проницаемости Шрейс рассматривал как глубинный разлом, образовавшийся в зоне сочленения Центрально-Уральской геоантиклинали и геосинклинали зеленокаменной полосы. Анализ возрастных отношений габбро-перидотитовых интрузий, проведенный Штрейсом, показал, что верхняя их возрастная граница относится к среднему девону, хотя возможно образование этих интрузий в определенной последовательности, продолжавшейся на протяжении не одного века. Таким образом, Штрейсом была установлена не только пространственная, но и временная связь габбро-перидотитовых интрузий с вулканической деятельностью. Он показал, что корневыми зонами вулканов, давших накопление лав и пирокластического материала в зеленокаменной полосе, являются габбро-перидотитовые интрузии. Это один из наиболее ясных примеров, устанавливающих такие отношения между вулканогенными породами зеленокаменной формации и габбро-перидотитовыми ее корнями, расположенными вдоль глубинного разлома, разделяющего крупные структуры, такие, как Центрально-Уральский антиклинорий и Зеленокаменный синклинорий.

Характерные черты зеленокаменной формации Среднего Урала определяются, помимо парагенеза и отношения к габбро-перидотитовым интрузиям, также ее осесимметричностью, сохранявшейся достаточно продолжительное время, после чего в конце готландия – начале девона эта формация приобрела асимметричное строение.

В районе месторождения Блявы, по наблюдениям В.А. Заварицкого, парагенез формации, имеющей силурийский (готландский) возраст, определяется преобладанием вулканогенных пород с подчиненными слоями кремнистых сланцев, яшм и, реже, известняков. В нижней части разреза формации преобладают спилиты, образующие потоки, покровы, некки, дайки; обычны шаровые лавы. Спилиты встречаются наряду с обычными диабазами и другими породами базальтового ряда, а также с альбитизированными андезитами. В верхней части разреза формации преобладают кератофиры (альбитофиры), принадлежащие ряду альбитизированных риолитов (липаритов).

В настоящее время установлено, что на Южном Урале имеется сложная серия вулканогенных пород, преимущественно базальтов, претерпевших более или менее интенсивное зеленокаменное изменение, с подчиненными риолитами. Вследствие этого среди них, во-первых, имеются как недифференцированные серии, представленные главным образом базальтами, так и контрастные, с чередованием базальтов и риолитов [243]. Во-вторых, независимо от исходного состава на эти серии разнообразных пород накладываются процессы метаморфизма, связанного с появлением соответствующих "зеленых" минералов – хлорита, эпидота, актинолита, пренита, пумпеллита в ассоциации с альбитом, кальцитом, кварцем, серицитом и др. Появление этих минералов и обуславливает типичную для зеленокаменных формаций зеленую окраску пород. Такие преобразования типичны для многих зеленокаменных формаций других регионов земного шара.

Зеленокаменная формация п-ова Олимпик описана А. Уотерсом [227, 517], Ф. Тернером и Д. Ферхугеном [221] и другими исследователями. Эта ассоциация, расположенная в северо-западной части Берегового хребта близ границы США с Канадой, имеет эоценовый возраст. Вулканогенные породы залегают на меловых или палеоценовых отложениях, по-видимому, согласно и переслаиваются с граувакками, красными известняками и красными аргиллитами, а также яшмами. Раковины глобигерин и зубы акул, сохранившиеся в прослоях туфов и туффитов, свидетельствуют о том, что вулканогенные породы образовались в морских условиях. Красная окраска осадочных пачек вызвана, по-видимому, присутствием распыленных примесей марганцевых соединений. Мощность всей серии эоценовых пород достигает 10 км. Вулканогенные породы представлены спилитовыми шаровыми лавами, наряду с которыми при-

сутствуют нормальные базальты и диабазы. Такие неизменные породы принадлежат ряду толеитовых базальтов.

Для зеленокаменной формации данного региона характерна теснейшая связь с продолжающими ее на юг недифференцированными толеитовыми базальтами, широко распространенными в той же складчатой полосе третичных отложений на протяжении свыше 300 км и прослеживающимися почти до границы штатов Орегон и Калифорния. Толеитовые базальты также образовались в морских условиях, но в них не обнаружено признаков интенсивной вторичной альбитизации и спилитов. Спилиты и альбитизированные породы наблюдаются лишь на относительно ограниченном участке полосы распространения толеитовых базальтов, накопившихся в подводных условиях.

Строение зеленокаменной формации п-ова Олимпик и подводных толеитовых базальтов резко асимметричное. Линейно вытянутая в северо-западном, близком к меридиональному, направлению и прослеживаемая на протяжении нескольких сот километров, эта формация на западе граничит с океаном, а на востоке сменяется андезитовой формацией Каскадных гор, а еще далее на восток — базальтами трапповой формации Колумбийского плато. Смена андезитами относится к фаціальным замещениям, так как древнейшие потоки и туфы андезитов одновозрастны с подводными базальтами Береговых хребтов. Колумбийские же базальты несколько моложе и относятся к миоцену.

В целом пример зеленокаменной формации п-ова Олимпик приводит к выводу о том, что выделение зеленокаменных (равно и спилито-кератофировых) формаций достаточно условно и что правильнее было бы, по-видимому, говорить о формации подводных базальтов и сопутствующих им пород, а не о спилитах и кератофирах. Спилито-кератофировые комплексы являются, по-видимому, преобразованными подводными базальтами и сопровождающими их риолитами в зонах наиболее интенсивного динамического и гидротермального метаморфизма пород в складчатых областях.

Зеленокаменные формации Англии и Центральной Европы известны как типичные представители ряда спилитовых толщ. В частности, на примере девонских спилитов юго-западной части Англии, ГДР и ФРГ впервые были описаны спилитовые "свиты" (ассоциации), в которых преобладали спилитовые шаровые лавы и туфы, переслаивающиеся с аргиллитами, известняками и радиолариевыми осадками. Совместно с этими лавами здесь распространены кератофиры, альбитовые диабазы, камптониты и пикриты. В каменноугольное время эти толщи были дислоцированы и прорваны гранитными интрузиями. В ГДР и ФРГ девонские отложения в общем аналогичны описанным в Англии.

В Новом Южном Уэльсе Австралии спилиты и сопровождающие их породы, в том числе кератофиры, накапливались в течение девона и карбона. В нижнекаменноугольное время изливались большие массы кератофиров, в среднекаменноугольное — состав лав был разнообразнее, хотя преобладали, по-видимому, базальтовые лавы. Вся эта серия пород тоже подверглась впоследствии складчатости и была прорвана гранитными интрузиями.

Общие черты зеленокаменных формаций варьируют в соответствии с особенностями их строения и состава. Непостоянно в них соотношение слагающих эти формации вулканогенных и осадочных пород, и, главное, для них типично изменчивое содержание различных разновидностей базальтов (спилитов, базальтов альбитизированных и обычных и т.п.). От зеленокаменных формаций, представленных в основном базальтами, по-видимому, могут быть найдены переходы к формациям кварц-кератофировым, или порфиоровым, которые лучше называть метариолитовыми.

Существенные вариации зеленокаменных формаций выражены также в различной степени вторичных изменений слагающих эти формации пород, вследствие чего наблюдаются переходы от сильно измененных серий к таким, в которых первоначальный облик пород сохраняется почти неизменным, хотя морское происхождение несомненно. В таких условиях, когда речь идет о зеленокаменных формациях, следует иметь в виду, что они могут быть достаточно разнообразными и что правильнее, быть может, было бы их называть подводными базальтовыми формациями, противопоставляя классическим траппам континентов.

Состав подобного рода зеленокаменных формаций изучен по-прежнему еще недостаточно, для того чтобы можно было провести сравнения разновозрастных зеленокамен-

ных формаций. Известно, что такие формации есть как среди древних докембрийских и кембрийских, так и среди кайнозойских отложений. Вероятными их гомологами в архее являются амфиболитовые толщи, в разных соотношениях чередующиеся с гнейсами. Зеленокаменные формации обычно линейно вытянуты и нередко асимметричны, что характерно, в частности, для восточной окраины Тихого океана, а отчасти и для Урала.

За последние годы с обнаружением среди докембрийских зеленокаменных систем очень своеобразных пород — коматитов, названных так Вильонами [501—503] по месту нахождения этих пород на р. Комати в Южной Африке, стремление выявить специфику ранних стадий развития Земли привлекло к таким системам исключительное внимание. По первоначальному определению Вильонов коматиты представляют собой тип ультраосновных или основных излившихся пород, содержащих резко удлиненные скелетные кристаллы оливина, свидетельствующие о быстрой их кристаллизации в результате излияния магмы на поверхность. В составе пород типичным является значительно большее единично отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Соответствующие структурные черты были отнесены к ряду структур закалки, или "квенч-структур", а позднее Несбитом [433] они же были описаны в Западной Австралии под названием "спинифекс-структуры". Вильоны не дали четких определений химических параметров, характеризующих коматиты; она была дана уже другими исследователями, в частности Бруксом и Хартом [305], указавшими, что коматитам свойственно отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{MgO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > 9\%$, и $\text{K}_2\text{O} > 0,9\%$; к коматитам относятся, по этим данным, также базальты, бедные К и Al.

Выявленное, таким образом, существование в докембрии, в редких случаях в более поздние эпохи, ультраосновных магм, излившихся на земную поверхность, получило всеобщее признание. Коматиты с типичными "квенч-" и "спинифекс"-структурами были найдены во многих регионах мира преимущественно среди докембрийских зеленокаменных толщ. Это определило не только общий характер представлений о ранних этапах формирования Земли, но и о специфике докембрийского вулканогенного рудообразования, сопровождаемого характерными стратиформными сульфидно-никелевыми месторождениями, открытыми в Западной Австралии в 1966 г. Своеобразные черты зеленокаменных формаций докембрия, установленные по распространению и существенной роли среди них коматитов, выдвигают проблему выделения среди зеленокаменных серий характерных коматитовых формаций. Им посвящены сейчас многочисленные публикации, позволяющие утверждать, что вряд ли можно параллелизовать подобные докембрийские зеленокаменные формации, которые включают, по крайней мере во многих случаях, коматитовые серии, с обычными геосинклинальными формациями ранних стадий развития. Проблема более полного изучения коматитовых формаций требует дальнейшего углубленного изучения.

Трахибазальтовые формации

Трахибазальтовые формации могут быть рассмотрены на примере верхнепалеозойских вулканогенных пород плато Клайда в Шотландии, аналогичных девонских пород Минусинского прогиба на юге Сибири, а также четвертичных лав Аравийского полуострова и Эфиопии. Во всех этих районах вулканогенные формации стратифицированы и чередуются с осадочными породами. Их отличительной чертой является постоянное сочетание базальтов и отчасти андезитов с трахибазальтами, трахиандезитами и щелочными породами, такими, как фонолиты, тералиты, тешениты и т.п. Первоначально предполагалось, что вулканогенные породы плато Клайда могут быть отнесены к типу платобазальтов, но затем выяснилось, что они обладают более или менее резко выраженным щелочным составом.

Трахибазальтовая формация плато Клайда в Шотландии описана Гики [351], позднее — Макгрегором [412], уточнившим как геологические данные, так и сведения о составе вулканогенных пород. Эта формация расположена в области Мидленда и сосредоточена в верхней части разреза девонских красноцветных отложений, среди которых залегают пластовые интрузии, принадлежащие корневым зонам более поздних каменноугольных и пермских лавовых и туфовых накоплений, образующих обширное плато, в котором лавы и туфы чередуются с прослоями песчаников и алевролитов. Толще верхнепалеозойских осадочных пород подчинены угольные прослои.

Главная масса вулканогенных пород представлена оливиновыми базальтами, отчасти также трахибазальтами (муджиеритами), трахиандезитами, трахитами и риолитами. Сопровождающие их пластовые залежи, лакколлиты, куполы и дайки корневых зон имеют состав, либо сходный с тем, который характерен для покровов и туфов, либо несколько более щелочной (тешениты, базаниты, мончикиты, фонолиты и фонолитовые трахиты, рибекитовые фельзиты и т.п.). Эти более щелочные породы в большинстве случаев относятся к поздним проявлениям вулканической деятельности. Заключительные излияния (по Макгрегору, пермского возраста) наряду с оливиновыми базальтами содержат лавы анальцимовых и нефелиновых базанитов, а также нефелиновых мончикитов ("нефелиновых базальтов"). В неких местах имеются обломки карбонатизированных перидотитов, щелочных полевых шпатов, авгита, роговых обманок и других минералов. Общая мощность вулканогенного разреза достигает в этом районе 1000 м.

Некоторые из слагающих вулканогенную толщу лав изливались на краю лагун и поэтому приобрели подушечное строение. Тем не менее в большинстве случаев потоки изливались на низменном побережье в континентальных условиях, вследствие чего местами обнаруживается даже латеритное выветривание пород и образование бокситовых глин. Излияния лав чередовались с эксплозиями, особенно во время извержения трахитовых лав.

Среди пластовых интрузий трахибазальтовой формации плато Клайда имеются дифференцированные тела. По Тиррелю [495, 496], наиболее классическим их примером может служить тешенито-пироксеновый силл Лугара в Эршире. Вертикальный разрез этого силла, вскрытый скважиной на протяжении 50 м, представлен (сверху вниз): тешенитами, затем оливиновыми тералитами, содержащими обособленные тералиты, богатых нефелином (лугариты); далее следуют меланократовые оливиновые тералиты с анальцимом, нормальные оливиновые тералиты, переходящие в пикрит-тералиты, роговообманковые пикриты, роговообманково-авгитовые перидотиты, пикротешениты и тешениты. Общее увеличение количества оливина в основании залежи и увеличение удельного веса пород в том же направлении свидетельствуют, по Тиррелю, о значительной роли гравитационной дифференциации в процессе образования этого сложного пластового тела.

Трахибазальтовая формация Минусинского прогиба на юге Сибири изучена наиболее полно автором [115]. По его данным, эта формация, имеющая возраст нижний девон — эйфель и тесно связанная с терригенными красноцветными отложениями, охватывает не только систему преимущественно базальтовых лабрадор-порфиритовых и отчасти плагиопорфиритовых покровов, но также пластовые залежи, дайки и штоки более разнообразного, в частности щелочного, состава и, следовательно, корнями своими уходит в глубокие зоны земной оболочки. В строении этой формации принимают участие долериты и метадолериты (диабазы), базальты и metabазальты (диабазовые порфириты), андезиты и метаандезиты (андезитовые порфириты), плагиопорфириты, тешениты, берешиты, горячиты и другие щелочные породы, а также пирокластические и шлаковые образования и гидротермалиты.

К краям прогиба количество осадочных пачек в разрезе формации уменьшается, они становятся более грубыми и содержат обломочный материал, представленный породами, залегающими в фундаменте Минусинского прогиба. Присутствие этих пород в виде галек и обломков в базальных конгломератах формации указывает на то, что корневые зоны вулканов, давших многообразные продукты извержений, располагались на окраинах прогиба, где были приурочены к крупным глубинным разломам, ограничивающим прогиб на западе, востоке и на юге.

Трахибазальтовая формация Эфиопского (Абиссинского) нагорья и смежных территорий принадлежит к тому же ряду стратифицированных формаций, что и две рассмотренные выше, но резко отличается от них молодым возрастом. Наиболее древние ее слои предположительно относят к верхнему мелу — палеогену и называют "группой Ашанги", более молодые — к неогену и именуют "группой Магдала". Посленижнемеловой возраст определяется налеганием формации на различные горизонты нижнемеловой осадочной толщ, которые они срезают, переходя на подстилающие слои юрских отложений и прямо на кристаллический фундамент. Вулканогенные породы Ашанги представлены преимущественно базальтами, которым

подчинены немногочисленные и маломощные пачки осадочных пород. Сравнительно молодая толща Магдала более насыщена пачками бурых песчаников и черных и белых глинистых пород. В ее составе, помимо базальтов, имеются трахиты, трахиандезиты, риолиты, отмечены бостониты, фонолиты и авгититы. Толщи Ашанги и Магдала обычно объединяют под названием трапповой свиты и считают, что они образовались соответственно в верхнемеловое и третичное время.

Кроме трапповой, выделяют еще аденскую свиту, состоящую из пантеллеритов, натровых риолитов, комендитов, трахитов (обычных и натровых), дацитов и залегающих в верхней части разреза оливиновых базальтов. В этой свите известны также фонолиты. Время образования пород свиты, заполняющих рифтовые долины, четвертичное, причем извержения лав продолжались вплоть до настоящего времени.

Сложно построенная трахибазальтовая формация Эфиопского нагорья охватывает огромные территории в Эфиопии и распространяется также на Сомали, на противоположный берег Красного моря. Общая площадь, на которой встречаются породы этой формации, превышает 0,5 млн. км², а мощности изменчивы и местами достигают 3500 м. По направлению на юг, к рифтовым долинам, расположенным в области Великих Африканских разломов, в системе впадин, окаймляющих плато оз. Виктория с запада и востока, площади, занятые вулканогенными толщами, продолжающими трахибазальтовую формацию, сокращаются. От нее сохраняются, по-видимому, только наиболее молодые лавовые серии, более или менее разобщенные. Таким образом, намечается переход от рассмотренного типа стратифицированных формаций к нестратифицированным. Одновременно меняется и состав лав. Существенное значение приобретают калиевые лейцитовые лавы, а не обычные щелочные натриевые, а также и карбонатиты.

Общие особенности трахибазальтовых формаций определяются их принадлежностью к ряду стратифицированных базальтовых формаций. Как и обычные трапповые, эти формации образуются в континентальной обстановке, но в местности, которая по временам, как, например, на плато Клайда или в Минусинском прогибе, могла затопляться морскими водами и представлять собой систему лагун.

Внешние черты сходства трахибазальтовых формаций с трапповыми обращали на себя внимание, поэтому плато Клайда первоначально считали одним из примеров трапповых полей, так же как среди базальтовых полей Эфиопского нагорья выделяли трапповую свиту, а в Минусинском бассейне пытались выделить самостоятельный базальтовый комплекс траппового типа интрузий. Между тем отличительные черты трахибазальтовых формаций выявляются при внимательном геологическом и петрографическом изучении пород, позволяющем установить тесную связь обычных базальтов этих формаций с натриевыми щелочными породами, а также щелочной эссекситовый характер самих базальтов. Трахибазальтовые формации не вполне симметричны. Асимметрия, связанная со сменой пород трахибазальтового ряда более кислыми по направлению с запада на восток при общем меридиональном удлинении поля распространения пород формации, достаточно определенно выражена в Минусинском прогибе. На Эфиопском нагорье асимметрия аналогичной формации прослеживается по фациальной смене ее в южном направлении калиевыми щелочными породами трахибазальтового ряда, принадлежащими нестратифицированной калиевой щелочной формации.

Типично общее положение рассматриваемых формаций в геологической структуре. На плато Клайда и в Минусинском прогибе они размещаются на каледонском основании (от которого отделены резким угловым несогласием) внутри наложенных межгорных прогибов. Впрочем, возраст формации в Минусинском прогибе девонский, тогда как на плато Клайда — верхнепалеозойский.

Предполагается, что данная формация в Минусинском прогибе образовалась вследствие обрушения осевой зоны обширного свода, возникшего в ордовике и силуре на юге Сибири. В таком плане обнаруживается известная аналогия этого прогиба с Аравийско-Нубийским сводом, в центральной части которого возникла впадина Красного моря, а на юго-западе — обширное поле распространения пород трахибазальтовой формации. Важно отметить, что в данном случае, когда речь идет об Аравийско-Нубийском своде, не вызывает сомнений платформенное происхождение трахибазальтовой формации. В Минусинском прогибе аналогичная формация возникла, вероятно, в начальные стадии развития осадочного платформенного чехла на древнекаледонском основании.

По-видимому, сходными были условия накопления трахибазальтовой формации и на плато Клайда в прогибе, заложившемся на позднекаледонских складчатых структурах. На Африканской же платформе трахибазальтовая формация возникла после того, как прошел почти 600-миллионный интервал времени, отделяющий ее от момента заложения осадочного чехла.

Таким образом, время образования трахибазальтовых формаций определяется не возрастом складчатого фундамента, на котором они возникают, а некоторыми общими деформациями земной коры, вызывающими коробление обширных ее участков и возникновение впадин и прогибов. Эти общие деформации могут, по-видимому, происходить в разное время и локализоваться на различных территориях в зависимости от возникающих конкретных структурных условий.

Андезитовые формации

В пределах Тихоокеанского пояса давно уже намечена "андезитовая линия", отделяющая базальтовые лавы океанических островов от преимущественно андезитовых лав окраин континентальных массивов и сопровождающих эти массы островных гирлянд. Распространение андезитовых ассоциаций вдоль этих гирлянд на западе Тихого океана и горных цепей, опоясывающих Тихоокеанское побережье Северной и Южной Америки, настолько наглядно, что о них упоминают даже в сводках, затрагивающих самые общие проблемы строения Земли и геофизики (см., например, [134] и другие работы).

В современной структуре земного шара эти формации в большинстве случаев оказываются приуроченными к линейно вытянутым горным сооружениям (Кордильеры, Анды, островные гирлянды). В более ранние геологические эпохи андезитовые формации тоже наблюдались в областях, затронутых складчатостью, в которых они занимают линейно удлинённые зоны, ориентированные параллельно складчатым структурам того региона, в пределах которого размещаются, но также и в иных геологических структурах.

Андезитовые формации изменчивы по составу и дают серию переходов к риолитовым и базальтовым формациям; поэтому главным признаком, определяющим принадлежность конкретной формации к ряду андезитовых, является преобладание в ее составе пироксеновых или роговообманковых андезитов. В наиболее типичных андезитовых формациях количество андезитов достигает 75%, однако и в этом случае наряду с андезитами в строении формации нередко принимают участие также базальты и риолиты. Помимо андезитов и других изверженных пород, в строении андезитовых формаций участвуют разнообразные осадочные, преимущественно пирокластические породы, вместе с которыми широко распространены продукты деятельности грязевых потоков. Обилие туфов в разрезах подтверждает представление о том, что подобные андезитовые формации возникают при деятельном участии эксплозивных извержений. Вулканогенные и осадочные породы сопровождаются породами, образующими дайки, штоки и некки, а в ряде случаев также пластовые интрузии. Характерна резко выраженная асимметрия андезитовых формаций; при общем линейном удлинении они обычно замещаются вкрест простирания различными сериями осадочных пород или другими вулканогенными формациями.

Среди примеров, иллюстрирующих особенности строения рассматриваемых формаций, удобнее всего в первую очередь ознакомиться с теми, которые характеризуют область типичного их распространения — Тихоокеанский пояс: формации Каскадных гор на востоке, Камчатки и Японии на западе Тихого океана. Затем можно будет обратиться к некоторым примерам более древних формаций, не связанных непосредственно с Тихоокеанским поясом.

Андезитовая формация К а с к а д н ы х г о р прослеживается вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки на протяжении свыше 1000 км в виде полосы шириной около 100 км. Характерные черты этой формации на севере описаны Уотерсом [228, 517], а в южной части Андерсоном [279] и Вильямсом [526, 530]. Эта формация представлена мощной толщей туфов и лав, состав которых варьирует от базальтов до риолитов, а андезитов содержит примерно 75%, что и определяет четко выраженную принадлежность толщи к андезитовой формации.

Различные пачки вулканогенных пород формации отделены одна от другой угловыми несогласиями, которые не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстоя-

ния. В Орегоне, как отмечает Уотерс, эти породы называют андезитами Западных Каскадов в отличие от более молодых андезитов и оливиновых базальтов Восточных Каскад. Этот разнородный комплекс андезитовых пород известен также под названием кичелусской серии.

Формация накапливалась в течение длительного времени, от раннего эоцена до плиоцена. Этому времени отвечают обширные базальтовые излияния к западу от Каскадных гор, в полосе Береговых хребтов, а также к востоку — на Колумбийском плато; на западе распространены подводные излияния, переходящие в спилиты п-ова Олимпик, на востоке — континентальные излияния, ныне представленные породами трапповой формации. Андезитовые извержения четвертичного времени, которым в некоторых случаях предшествовали базальтовые излияния, дали крупные вулканы Каскадного хребта: Адамс, Худ, Кратер-Лейк, Шасти и др. Мантии этих вулканов сложены андезитовыми лавами, брекчиями, туфами (обычными и спекшимися), лахарами и другими вулканогенными породами. Главная масса этих крупных стратовулканов сосредоточена в Восточных Каскадах. Среди них Кратер-Лейк был специально изучен Вильямсом и явился образцом, на примере которого он построил теорию образования кальдер путем обрушения после взрыва. Эоцен-плиоценовые андезиты местами сильно изменены (альбитизированы, соскритизированы, частично хлоритизированы) под влиянием гидротерм.

Краткую характеристику рассматриваемой формации следует дополнить данными о корневых ее зонах, представленных многочисленными штоками, некками, а также небольшими батолитами гранодиоритов и диоритов. Размеры этих тел, прослеживаемых на севере Каскадных гор на протяжении более 300 км [10, 309], варьируют обычно в пределах 2,5—4,0 км, но самое крупное из них, так называемый Снокуолмский батолит, достигает 15 км в поперечнике. Все эти тела приурочены к зоне, следующей вдоль оси хребта. Некоторые штоки пересекают андезитовые лавы. Гранодиориты и диориты корневых зон во многих случаях подвергались автотематоморфизму, свидетельствующему, по Уотерсу, о неглубоком залегании магматических очагов, застывших на небольшой глубине под тонкой кровлей.

В южной части Каскадных гор Андерсон [279] выявил широкое распространение лахаров, следующих вдоль западного склона этих гор и сменяющихся к западу, по направлению к долине р. Сакраменто, осадочными толщами серии ("формации") Тэхэма. О накоплении в этом районе осадочных пород, возникших в результате размыва андезитовых вулканов, писал также Фишер [344]. Андезиты Каскадных гор могут служить лишь частным примером андезитового пояса огромной протяженности, который может быть прослежен с некоторыми интервалами не только на территории Северо-Американского континента, где он располагался параллельно Кордильерам, но и в Южной Америке, где он следует вдоль горных цепей Анд.

Таким образом, андезитовая формация на востоке Тихого океана — это огромный вулканический пояс, имеющий на громадных пространствах сходные черты. Продолжение этого же пояса через Аляску на западную окраину Тихого океана приводит к андезитовым формациям Камчатки, Курильских островов и Японии.

Андезитовая формация Камчатки и Курильских островов тоже прослеживается на расстоянии во много сотен и даже тысяч километров при сравнительно небольшой ширине, порядка 100—150 км. Эта формация изучена в петрографическом отношении А.Н. Заварицким [52, 53], Г.С. Горшковым [37—39], Е.В. Быковской [21], В.И. Влодавцем [30], С.И. Набоко [154, 156] и другими исследователями, а в геологическом плане — Г.М. Власовым [26], В.К. Ротманом [198], А.Е. Святловским [202], Э.Н. Эрлихом [271, 272] и многими другими.

Как подчеркивает Е.В. Быковская, общая мощность накопившихся в неогене вулканогенных толщ, известных в литературе под названием андезитовой группы формаций, составляет 4—5 тыс. м, причем 60% их приходится на долю лав преимущественно андезитового состава.

В начале неогена, как предполагает Ротман, первоначально в подводных условиях возникли толщи, аналогичные комплексу "зеленых туфов" Японии, а затем к концу плиоцена вулканогенные серии пород стали накапливаться в субазальной обстановке. Обильный пирокластический материал подвергался переотложению, подобно тому, как это отмечал Андерсон на юге Каскадных гор, вследствие чего возникли лахаровые накопления, расположенные у подножия растущей вулканической гряды.

По-видимому, в отличие от Каскадных гор такие накопления образовались в морской, а не в субаэральной обстановке. В дальнейшем, в четвертичную эпоху были созданы современные вулканические постройки, для которых также характерно постоянное присутствие андезитовых лав и их туфов. Таким образом, андезитовая формация Камчатки имеет длительную историю развития от миоцена до современной эпохи.

Область, расположенная к востоку от андезитового пояса, отличается, по-видимому, преимущественным распространением подводных базальтовых (толеитовых) лав, по направлению же на запад общий характер смены другими вулканогенными формациями остается недостаточным ясным. Обычно предполагается, что в западном направлении происходит некоторое увеличение щелочности пород, которое приводит в итоге к распространению на территории Азии щелочных базальтов типа Уюнь-Холдонги, описанных А.Н. Заварицким [55]. Об этом пишут С.Н. Набоко [154, 156] и другие исследователи, хотя подобная закономерность не вполне отчетлива, как это показала В.В. Кепежинкас [71].

Разным этапам развития андезитовой формации отвечают разновозрастные корневые зоны, представленные дифференцированными и недифференцированными интрузиями диоритов, гранодиоритов, отчасти также габбро. Возраст этих интрузий определяется, по данным О.П. Волынца с соавторами [31], в пределах от 10 до 20 млн. лет. Известное разнообразие пород, слагающих корневые зоны андезитовой формации, отвечает вариациям свойственных ей самой пород, среди которых, помимо андезитов, имеются, с одной стороны, базальты, с другой — риолиты и их туфы.

Курильская островная гряда, как указывает Г.С. Горшков [39], сходна с Камчатской тем, что в ней преобладают пироксеновые андезиты, наряду с которыми значительно распространены базальты и андезито-базальты. Дациты и близкие к ним кислые андезиты среди массивных лав встречаются реже, но ими часто сложены обширные отложения пемз. Для лав восточной части островов характерно присутствие роговой обманки, почти не встречающейся в центральной части.

Андезитовая формация Курильских островов тоже имеет, по-видимому, длительную историю развития, но пока она намечается лишь очень приблизительно. Судя по данным Е.К. Мархинина [143], начальные стадии развития, как и на Камчатке, относятся к миоцену. Как и там, здесь вскрыты корневые зоны миоценовых и, вероятно, более молодых вулканов, представленные кварцевыми диоритами, интрузивными андезитами и андезито-базальтами. К подобным же корням третичных вулканов принадлежат, вероятно, описанные Г.П. Вергуновым [24] габброиды и гранитоиды, а также многофазное интрузивное тело, наблюдаемое в современном срезе на о-ве Парамушир на площади 100–110 км². Это тело сложено габбро, диоритами, гранитами и их вариантами и имеет сравнительно хорошо выраженную полосчатость.

Южным продолжением Курило-Камчатской дуги является Японская дуга, имеющая сходное строение. Для нее также характерно широкое распространение андезитов.

Таким образом, на западе Тихого океана, как и на востоке, на протяжении тысяч километров прослеживается линейно вытянутая зона, сопровождаемая породами андезитовой формации, среди которых наряду с господствующими андезитами распространены также базальты, дациты и риолиты. Этот гигантский андезитовый вулканический пояс располагается вдоль шва, отделяющего молодые неоген-четвертичные складчатые сооружения континентальных окраин и опоясывающих эти континенты островных дуг от глубоко погруженных структур ложа Тихого океана. По структурному положению и по особенностям истории развития, достаточно длительной, продолжавшейся не менее 25 млн. лет, андезитовая формация мало соответствует типу так называемых орогенных формаций, или формаций, возникающих, по схеме Штилле, в связи с развитием субсеквентного вулканизма. Аналогом этого пояса и его андезитовой формации является Индонезийская дуга с ее преимущественно андезитовым вулканизмом, описанным в работах Беммелена и других исследователей.

Более древние андезитовые формации могут быть рассмотрены на примере Охотского вулканического пояса, Центрального Казахстана и Закарпатья.

Андезитовая формация Охотского вулканического пояса описана Е.К. Устиевым [234]. Эта формация входит в состав пояса, прослеживающегося на протяжении около 2500 км, имеет нижнемеловой возраст и возникла в начальные стадии развития вулканического пояса.

В начале нижнего мела, как отмечает Е.К. Устиев, на территории пояса "уже подни-

мались складчатые хребты с широкой полосой вулканов, протянувшейся вдоль границы с молодой геосинклиналью. Вся эта область характеризовалась в нижнемеловое время резкими контрастами вертикальных движений, о чем свидетельствует большая мощность континентальных отложений в быстро заполнявшихся межгорных котловинах. Еще большая разница амплитуд характеризовала границу молодого поднимающегося континента и быстро углублявшегося геосинклинального трога с колоссальной толщей терригенных осадков. Трещины растяжения, возникавшие вдоль этой структурной границы, определили развитие нижнемелового вулканизма и контролировали его распространение" [234, с. 15]. Ширина вулканического пояса достигла в это время первых сотен километров. Общая мощность вулканогенных пород колебалась от сотен метров до 2–3 км.

Среди пород, слагающих формацию, имеется большое количество туфов, туффитов, а также речных и озерных отложений с отпечатками флоры. Основную массу составляют андезиты, хотя имеется вся гамма пород от базальтов до риолитов. Обобщенная схема изменчивости состава пород во времени отвечает, по Устиеву, последовательности: андезиты – дифференцированные андезито-риолитовые серии – андезиты. На подстилающие юрские толщи формация ложится с повсеместно развитым угловым несогласием.

В полосе распространения пород андезитовой формации широко распространены также корневые зоны андезитовых вулканов, представленные "охотскими" интрузиями. Эти интрузии образуют сложно дифференцированные "батолитоподобные" тела преимущественно гранодиоритового состава. Интрузии обычно начинались внедрением небольших масс габбро, вслед за этим следовали диоритовые и кварц-диоритовые расплавы. Главная интрузивная фаза характеризовалась образованием гранодиоритов, после чего внедрялись плагиограниты и граниты. Дальнейшая история вулканического пояса была связана с общим изменением состава продуктов вулканических извержений; поэтому в верхнем мелу, как предполагает Е.К. Устиев, происходило накопление кислых лав и разнообразных, в том числе спекшихся, туфов. Впрочем, общая эволюция в верхнемеловое время тоже началась с андезитовых извержений. Таким образом, длительность развития андезитовой формации в данном случае измерялась цифрами 45–50 млн. лет.

Андезитовые формации Центрального Казахстана приурочены, по крайней мере частично, к выделенному А.А. Богдановым поясу, имеющему, как и Охотский вулканический пояс, протяжение около 2000 км, но подковообразно изогнутому, а не линейному. К этому поясу верхнепалеозойских вулканогенных серий, расположенных в Джунгаро-Балхашском прогибе, относятся нижнекаменноугольные андезитовые формации, залегающие в основании разреза вулканогенных серий, которые выше по разрезу сменяются риолитовыми формациями [70]. Мощность андезитовой формации в Токрауском синклинории достигает 1300 м, причем характерно обилие в разрезе туфов и вулканических брекчий. Наряду с андезитовыми лавами здесь установлены корневые зоны вулканических построек, представленные диоритами, а также диоритами и андезитовыми порфиритами и имеющие вид лакколитоподобных тел и пластовых интрузий. Как выявлено В.В. Кепежинским [70], в Токрауском синклинории породы корневых зон по возрасту и составу близки к породам андезитовой формации. В других районах наблюдается принципиально сходная картина распространения пород андезитовой формации, хотя, по-видимому, она не везде так хорошо вырисовывается, как в Токрауском синклинории и в Северном Прибалхашье.

Рассмотренный тип андезитовых формаций отличается от типа, характерного для окраин Тихого океана. Поэтому проводить прямые параллели между Тихоокеанским и Охотским поясом, с одной стороны, и Центрально-Казахстанским – с другой, по-видимому, можно лишь с оговоркой, что Центрально-Казахстанскому поясу принадлежит определенное место в последовательном ряду, в котором крайнее положение занимают межгорные впадины или более обширные внутренние впадины складчатых областей, подобные Закарпатской впадине.

Пример андезитовой формации Закарпатской впадины дает Выгорлат-Гутинская гряда, изученная В.С. Соболевым с соавторами [209]. В этой гряде неогеновые извержения начались взрывами с массовыми выбросами пирокластического материала, после чего стали изливаться преимущественно андезитовые и андезито-базальтовые лавы. В конце периода извержений внедрились куполы кварцевых гиперстенных

андезитов, а местами дацитов и риолитов. В целом в Закарпатье преобладают андезитобазальты и двупироксеновые андезиты. Имеются гортонолитовые андезиты, андезитодациты, дациты и риолиты, много пирокластических пород. Наряду с покровами и куполами известны штоки гранодиорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов.

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды расположен вулканический массив, детально изученный Н.В. Короновским и Н.А. Солодковой [82]. Он занимает площадь поперечником около 20–25 км и имеет вид асимметричного уплощенного конуса высотой до 1000 м, сильно расчлененного эрозионной сетью. Возраст вулкана среднеплиоценовый, частично, может быть, верхнеплиоценовый. Общая история образования этого вулкана выглядит следующим образом.

В первый этап происходили сначала интенсивные выбросы эксплозивного пирокластического материала, имевшего андезито-базальтовый и андезитовый состав, а затем излияния однородных андезито-базальтовых лав. Эти лавы дали начало плоскому щитовидному вулкану, вслед за этим возобновились эксплозии, наряду с выбросами пепла и лапиллел происходило скатывание палящих туч и образование лахаров. Второму этапу отвечает затишье вулканической деятельности и накопление озерно-аллювиальных отложений. Лишь местами происходили эксплозии, одновременно с которыми внедрялись куполы дацитовых и риолито-дацитовых лав, иногда сопровождавшиеся лавовыми излияниями. К концу второго этапа снова появились более основные лавы, преимущественно андезитовые, извергавшиеся сперва эксплозивно, а затем излившиеся на поверхность и давшие мощный (до 200–300 м) плащеобразный лавовый чехол, выклинивающийся к периферии вулканической постройки. В конце второго этапа проявилась газо-гидротермальная деятельность, вызвавшая изменение пород и их минерализацию, связанную с появлением, в частности, ртути. Третий этап ознаменовался эксплозиями андезитовых туфов, а затем излиянием андезитовых лав. В общей серии вулканических извержений, несмотря на некоторую изменчивость состава лав, преобладали, как отмечают Н.В. Короновский и Н.А. Солодкова, андезиты.

К западу от Выгорлат-Гутинской гряды в Венгрии располагаются Токайские горы, прослеживаемые на протяжении свыше 100 км в меридиональном направлении. Вулканические породы в этих горах имеют возраст средний — верхний миоцен и частично принадлежат плиоцену (понтическому ярусу). Здесь могут быть выделены две группы вулканогенных накоплений: андезито-дацитового и риолито-дацитового ряда. Как пишет Г. Панто, “несмотря на то, что в результате неоднократного изменения характера вулканической деятельности эти породы находятся в самых сложных взаимоотношениях, разделение их вполне возможно, поскольку их формирование было связано с различными вулканическими центрами и путями восхождения” [174, с. 94]. Как указывает Панто, андезитовый вулканизм Токайских гор отличается низкой эксплозионностью. Главную массу пород, слагающих разрезы, представляют андезитовые лавы, не повсеместно разделенные прослоями туфов и агломератов мощностью до 10 м. Здесь имеются андезитовые массивы, сложенные на 90% андезитовыми толщами мощностью от 300 до 500 м, образовавшимися частично в виде субвулканических тел. Местами лавы изливались в подводной обстановке, по-видимому, в озерах, где возникли пелериты, подобные известным в Южной Франции.

Общие черты андезитовых формаций определяются, как уже отмечалось выше, господством андезитов в разрезе вулканогенных толщ. Наряду с андезитами постоянными спутниками подобных формаций являются базальты и риолиты, наблюдающиеся в разных количественных соотношениях с андезитами. Вариации состава пород обуславливают возможность перехода андезитовых формаций либо в базальтовые, либо в риолитовые. Андезитовые формации обычно сопровождаются прослоями преимущественно терригенных пород и различных пирокластических накоплений, а также замещающими их вкрест простирающимися опоясывающими шлейфами, сложенными продуктами деятельности грязевых потоков. Такие шлейфы могут прослеживаться, по-видимому, на сотни километров вдоль линейно вытянутой области, занятой породами андезитовой формации.

Для андезитовых формаций характерно длительное развитие, которое иногда начинается в морских условиях и заканчивается в континентальной обстановке. Эти формации обычно расположены на границе, разделяющей резко разнородные структурные элементы. Часто они размещаются вдоль шва, разграничивающего наиболее крупные структуры, такие, как океаны и континенты. В таких случаях андезитовые формации

прослеживаются на протяжении десятков тысяч километров параллельно складчатому поясу, подобно тому, как это имеет место в Тихоокеанском кольце. В других случаях эти формации приурочены к менее значительным тектоническим швам, аналогичным тем, на которых расположены Казахстанские девонский и верхнепалеозойский вулканические пояса. Вдоль таких швов не обнаруживается строго выраженного линейного удлинения на огромных расстояниях. Вулканические пояса имеют вид более или менее крупных подковообразных зон.

Андезитовые формации могут располагаться, кроме того, в более или менее крупных впадинах, подобных Закарпатской, находящейся внутри альпийской складчатой области, или в еще более мелких впадинах. Представить все это множество структурных ситуаций одним названием "субсеквентный вулканизм" представляется малооправданным. Общим для всех андезитовых формаций является их приуроченность к более или менее значительным зонам разломов. В линейно вытянутых областях распространения андезитовых формаций обычно наблюдается асимметрия, хорошо выявляемая на примере Каскадных гор и Курило-Камчатской дуги.

Среди характерных черт андезитовых формаций следует указать еще часто наблюдаемое расположение их в начале ряда формаций, развивающихся на древнем складчатом основании (например, в Казахстане). Вслед за ними, как отмечают многие исследователи, идут риолитовые формации. Вероятно, подобная закономерность не является всеобщей и может быть существенно нарушена.

Возраст андезитовых формаций различен, но, по-видимому, массовое распространение их относится к кайнозою.

Риолитовые формации

Риолитовые формации разнообразны по природе и особенностям состава; они могут быть разделены на следующие три группы: метариолитовые, или кварц-кератофировые, собственно риолитовые и игнимбритовые. Каждая из этих групп формаций наблюдается в различных геологических обстановках и отличается не только составом вулканогенных пород, но и парагенезом с осадочными толщами различного происхождения.

Метариолитовые, или кварц-кератофировые, формации отличаются парагенезом с морскими терригенными, частично также карбонатными отложениями. В качестве самостоятельного типа эти формации были выделены Ю.А. Кузнецовым [88] из общей спилито-кератофировой группы на том основании, что в них преобладают лавы риолитового, дацитового или комендитового состава. В качестве примера он привел соответствующие серии девонских пород Рудного Алтая и западной части Горного Алтая, а также нижнекембрийские комплексы Западного Саяна и Центрального Казахстана. Здесь можно ограничиться этими примерами, показывающими, что структурное положение метариолитовых формаций не вполне тождественно.

А л т а й с к а я девонская метариолитовая формация совершенно самостоятельна и на территории Алтая не связана с зеленокаменными спилит-диабазовыми или более сложными по составу формациями непосредственными переходами. Слагающие ее породы залегают в системе линейно вытянутых герцинских прогибов, либо унаследованных от каледонского развития, либо наложенных (Коргонский прогиб).

Для метариолитовой формации характерна ассоциация вулканогенных пород преимущественно с пачками черных и темно-серых рассланцованных аргиллитов и алевролитов, которым подчинены прослои известняков и песчаников, реже конгломератов. Следовательно, метариолитовая формация имеет преимущественно морское происхождение, и это составляет одну из ее главных отличительных черт.

Другую особенность данной формации представляет состав пород, среди которых господствуют кварцевые кератофировые, метариолиты, фельзит-порфиры, фельзиты и разнообразные их туфы, т.е. породы риолитового ряда. Эта типичная черта Рудного Алтая и западной части Горного Алтая была вначале отмечена Н.А. Елисеевым [49] для Рудного Алтая, затем В.И. Черновым [256, 257] и Е.Б. Яковлевой [273, 274], В.Н. Пилипенко [182] и другими исследователями также для Горного Алтая.

Стратиграфическая приуроченность вулканогенных пород Алтая была изучена А.И. Анатольевой [2], показавшей, что в западной части Горного Алтая возраст формации отвечает всему среднему девону, а на Алейском антиклинории Рудного Алтая охватывает также часть верхнедевонской эпохи. Мощность формации достигает 3–5 км.

На востоке после перерыва в распространении она сменяется андезито-базальтовыми и трахибазальтовыми вулканогенными сериями, залегающими в Минусинском прогибе реди континентальных красноцветных пород. На западе ей соответствуют морские терригенно-карбонатные толщи, преимущественно с диабазовыми порфиритами и спилитами, распространённые на территории Калбы.

Корневые зоны вулканических построек формации описаны В.И. Черновым [256, 257], Б.Н. Лапиным [93], отчасти В.Н. Пилипенко [182] и другими исследователями. Эти зоны имеют вид пластовых тел, лакколитов (?) и даек, сложенных кварцевыми кератофирами или иными кислыми породами эффузивного облика. Вопрос о связи риолитовых лав и пирокластических выбросов с более глубинными корневыми зонами, имеющими гранитоидный состав, пока еще не выяснен и требует дальнейшей разработки.

В отличие от других типов риолитовых формаций метариолитовая существенно метаморфизована, альбитизирована и хлоритизирована, вследствие чего во многих случаях слагающие ее породы называют альбитофирами. Эти метаморфические изменения выражены достаточно отчетливо и связаны главным образом с региональными явлениями, сопутствующими складчатости, хотя возможно, что в ряде случаев они могут быть объяснены фумарольно-сульфатарной деятельностью, сопровождавшей девонский вулканизм.

Западно-Саянская метариолитовая формация относится к нижнему кембрию и недостаточно ясно выделяется из состава спилито-кератофировой ассоциации, описанной В.Н. Смышляевым [208], включившим в ее состав так называемую нижнемонокскую свиту. Изменчивость состава этой ассоциации очень велика, она подчеркивается и Ю.А. Кузнецовым [88]. Поэтому говорить о самостоятельности кварцкератофировой формации в данном случае очень трудно. Имеющиеся характеристики этой формации указывают на смешанный состав, поэтому нельзя сопоставлять ее с описанной выше Алтайской метариолитовой формацией.

В Центральном Казахстане к кварц-кератофировым (метариолитовым) формациям Ю.А. Кузнецов [88] отнес верхнюю часть разреза существенно вулканогенной бошекульской свиты, описанной Ю.И. Лялиным и Е.Е. Миллер [133]. Свита имеет нижнекембрийский возраст. Мощность ее достигает 3500—4000 м. В верхней части разреза на смену основным и средним лавам и туфам приходят кислые породы: дацитовые порфиры, альбитофиры и их туфы и туфобрекчии. Эти кислые породы слагают свыше половины мощности свиты (52%) при 12% осадочных пачек и 36% основных и средних пород.

Краткий обзор метариолитовых формаций показывает, что наиболее характерным примером их является пока Алтай (Рудный и западная часть Горного). Что касается других примеров, то они недостаточно выразительны, и, следовательно, необходимо продолжить соответствующие поиски аналогичных представителей данного типа формаций в других областях. Расположение метариолитовых формаций подчинено системе разновозрастных складчатых структур, среди которых они залегают в линейно вытянутых прогибах, либо в какой-то мере унаследованных от предшествующего развития, либо наложенных. Обычно они смяты с вмещающими их толщами осадочных пород. Ассоциация с морскими отложениями настолько типична, что метариолитовые формации в некоторых случаях могут рассматриваться в качестве заместителей морских спилит-диабазовых формаций. Если для недостаточно строго обособляемой метариолитовой формации Западного Саяна такие связи с зеленокаменными формациями очевидны, а для Бошекуля их можно предполагать, что для алтайской метариолитовой формации эти взаимоотношения представляются недостаточно ясными и маловероятными.

Собственно риолитовые формации — наиболее обычно и часто встречающиеся ассоциации континентальных кислых вулканогенных пород. Они могут быть рассмотрены на примере Казахстана, Дальнего Востока и Закарпатья. Обычно эти формации сопровождаются гранитными корневыми зонами, поэтому их иногда именуют гранито-риолитовыми формациями.

Для Центрального Казахстана Л.С. Никитина и В.М. Шужанов [162] подчеркивают, что самостоятельность риолитовой формации (они называют ее гранито-липаритовой) в Баянаульском районе и северо-западном Прибалхашье определяется пространственной разобщенностью по отношению к андезитовой формации, одновременностью

возникновения той или другой формации, иногда разделяемых перерывом, а также различиями их состава.

Риолитовая формация расположена в пределах девонского вулканического пояса и имеет возраст среднедевонский — верхнедевонский. Внутри формации выделяются две толщи: нижняя — туфовая и верхняя — игнимбритовая. Нижняя толща имеет мощность 1500—2000 м; она сложена кристаллотуфами и литокристаллотуфами, содержащими кварц и полевые шпаты, а среди обломков пород — алевролиты, песчаники, порфириды и граниты. Основная масса туфов пирокластическая. Толще подчинены пачки игнимбритов мощностью 10—50 м, редко до 200 м, выдержанные по простиранию. Верхняя толща имеет мощность около 2000 м. От подстилающей толщи она отличается слоистым строением и ритмичностью, обусловленной частым чередованием пирокластических и осадочных пород. В верхней толще присутствуют игнимбриты, кристаллолиты и витрокластические риолитовые туфы с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов и редкими потоками андезит-базальтовых лав. В верхней части разреза количество осадочных прослоев увеличивается. Игнимбритовые пласты обычно выдержаны по простиранию. Состав пирокластических пород и игнимбритов риолитовый; соотношение между породами такое: игнимбритов — 50—60%, туфов — 20—30, лав — до 10%.

Общая площадь этих пород в северо-западном Прибалхашье и Баянаульском районе — около 12 000 км². Отдельные зоны прослеживаются на 100—150 км. В поле распространения пород риолитовой формации имеются интрузивные тела, реже дайки и пластовые интрузии, сложенные риолитовыми порфирами и фельзитами. Эти дайки и линзовидные тела местами пересекают среднедевонские граниты. В пределах поля сосредоточены также другие интрузивные тела, принадлежащие гранитам, гранит-порфирам, порфировидным гранитам, аляскитам и адамеллитам. Эти граниты прорывают нижне- и среднедевонские отложения и перекрываются живетско-франской игнимбритовой толщей (район ст. Моинты). Возраст гранитов 375—385 млн. лет. Форма интрузивных тел гранитоидов разнообразна: в плане они линзовидны, изометричны или обладают неправильными очертаниями. Общее размещение интрузий подчинено той же подковообразно изогнутой вулканической зоне (поясу), которой следуют вулканогенные породы формации.

Таким образом, имеются все основания рассматривать сопутствующие поясу девонские интрузии гранитоидов как корневые зоны риолитовой формации.

В Казахстане имеются еще и риолитовые формации, принадлежащие более высокому стратиграфическому уровню — верхнему палеозою. В северном Прибалхашье в разрезе отложений, имеющих возраст средний—верхний карбон, есть риолитовый комплекс мощностью от 200 до 800 м, сложенный преимущественно риолитовыми, риолито-дацитовыми и трахириолитовыми туфами и игнимбритами, частично даже порфиридами [133]. Предполагается, что их корневыми зонами следует считать гранодиориты топарского и граниты кальмиринского комплексов, имеющие соответственно возраст средний—верхний карбон и верхний карбон.

Детальное исследование верхнепалеозойской риолитовой формации Центрального Казахстана проведено В.В. Кепежинским в Токрауском синклинии, в пределах которого эта формация имеет возраст средний карбон — нижняя пермь. Риолитовая формация состоит из двух толщ. Нижняя толща (средний—верхний карбон) лежит на размытой поверхности подстилающих ее андезитов, в ряде случаев отделяясь от них угловым несогласием. Мощность толщи изменчива и варьирует от 500 до 1200 м. В состав ее входят риолитовые и дацитовые лавы и туфы, а также редкие покровы андезитов. Существенную роль в разрезе играют игнимбриты. Верхняя толща (верхний карбон — нижняя пермь) сложена преимущественно разнообразными пирокластическими породами (туфы, брекчи), а также игнимбритами в сопровождении лавоподобных риолитов. Мощность толщи изменчива и достигает максимальных значений 1500 м. Характерно распространение разнообразных пород, отвечающих корневым зонам вулканических построек. Эти зоны представлены дайками, некками, штоками и телами неправильной формы с размерами в поперечнике от 100 до 600 м, имеющими риолитовый и риолит-дацитовый, реже трахитовый состав.

В пределах Хотского вулканического пояса риолитовая формация описана Е.К. Устиевым [234 и др.] под названием "верхнемеловая формация". Эта формация, составленная континентальными и осадочными породами с верхнемеловой

флорой, отделена от нижнемеловой андезитовой угловым несогласием. Слагающие формацию толщи образуют очень пологие складки. Мощность отложений колеблется от 600—800 до 1300—1500 м. Частично угленосные отложения верхнемеловых межгорных впадин достигают 1200—2000 м мощности. Вулканогенные породы преимущественно кислые, представлены туфами, отчасти игнимбритами. Устиев отмечает общую эволюцию состава извергавшихся расплавов по следующей схеме: андезиты—дациты—риолиты—щелочные риолиты. К корневым зонам формации относятся гиабиссальные интрузии гранит-порфиров, гранитов, щелочных гранитов, образующие лишь в редких случаях тела крупных размеров, обычно моногенные. Гранитам сопутствуют оловянная и редкометальная минерализация. Интрузии сосредоточены главным образом на территории вулканического пояса, но нередко связаны и с молодыми разрывами "во внутренних областях континента".

Общие черты собственно риолитовых формаций достаточно очевидны. Все они являются типичными континентальными накоплениями, возникающими при активном участии эксплозий, вследствие чего постоянно насыщены пирокластическими продуктами вулканической деятельности. Среди подчиненных им пород часто встречаются игнимбриты. Пока не вполне ясно, насколько самостоятельны подобные ассоциации кислых пород и не следует ли их объединять с игнимбритовыми формациями. Тем не менее следует иметь в виду, что отличительные черты игнимбритовых полей Новой Зеландии и Йеллоустонского парка очень характерны, поэтому убедительные доказательства аналогий между такими полями и областями распространения описанных выше риолитовых формаций могли бы быть приведены. Однако при исследовании этих формаций не были сделаны соответствующие сопоставления и описания формаций были даны так, что строгие сравнения их с игнимбритовыми формациями сейчас еще невозможны.

Игнимбритовые формации хорошо известны на примере двух классических областей распространения игнимбритов. Процесс накопления вулканогенных толщ, принадлежащих этим формациям, сопровождается выравниванием рельефа, так как типичные для них пирокластические потоки распространяются на больших пространствах, заполняя отрицательные элементы рельефа и сглаживая его выступы и депрессии. В итоге деятельности таких потоков возникают характерные плато, типа риолитового плато Йеллоустонского парка или Новозеландской равнины в районе оз. Таупо, перекрытые на огромных территориях однообразными пластами игнимбритов, имеющих вид спекшихся туфов или других пород риолитового состава, представляющих пирокластические выбросы. Среди аналогов игнимбритовых формаций двух отмеченных выше областей следует отметить, во-первых, ряд районов, расположенных во внутренних зонах альпийской складчатой области, во-вторых, известные, по описаниям Бренча [300—302], пермские игнимбритовые поля Австралии.

Во внутренних зонах альпийской складчатой области игнимбритовые формации установлены в Венгерской впадине, в Родопском срединном массиве (Болгария), в срединных массивах Анатолии (Турция), а также на Кавказе. Общие сведения об этих формациях приведены в работах Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [153] по литературным данным и по результатам личных наблюдений. Панто [442] отмечает, что главную роль в строении вулканогенных толщ Венгерской впадины и островных гор Северной Венгрии играют миоценовые риолитовые и дацитовые игнимбриты и туфы. Суммарный объем этих вулканогенных пород оценивается по предполагаемой средней мощности 250 м и площади 40 000 км², на которой они распространены, в 10 000 км³. В серии кислых пород Панто выделяет обычные туфы, материал которых переносился воздушным путем (air fall tuffs), а также спекшиеся туфы (игнимбриты). Все породы, выделяемые Панто, имеют состав риолитов и дацитов, содержащих кремнезема от 61 до 71% с преобладанием калия над натрием. Извержения происходили в континентальных условиях, частично в прибрежно-мелководной обстановке.

На Родопском массиве олигоценые и миоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, местами достигающие мощности 2 км, заполняют ряд впадин, главным образом в восточной части массива. Извержения начались незначительными эксплозиями кислых туфов и одновременными излияниями андезитов и латитов. Затем накопилась мощная толща дацитов, риолито-дацитов и риолитов в сопровождении субвулканических массивов того же состава. Мощность толщи достигает более 1500 м. По мнению Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского, эта толща яв-

ляется типично игнимбритовой, так как среди слагающих ее пород были обнаружены игнимбриты. Позднее извергались андезитовые лавы, сменившие крупнопорфировыми риолито-дацитами и риолитами.

Внутри срединных массивов Анатолии на Каппадокийском плато, в Ликаонии и Фригии, по данным Вестерфельда [525] и Г. Фюрона [245], тоже широко распространены миоплиоценовые кислые вулканогенные толщи, представленные преимущественно риолитовыми и дацитовыми пемзовыми туфами и типичными игнимбритами.

На Каппадокийском плато эти породы занимают площадь более 15 000 км². Мощность толщи туфов и игнимбритов достигает 400 м. В ее основании залегают сравнительно рыхлые пемзовые туфы, кверху постепенно сменяющиеся типичными игнимбритами. Каппадокийские игнимбриты имеют риолитовый состав, а на западе, во Фригии, — более основной состав, дацитовый до андезитового. Вестерфельд предполагает распространение аналогичного состава толщ также на Эгейском массиве между Измиром и Пергамом, где ранее отмечались белые пемзовидные туфы в сопровождении игнимбритоподобных пород. Миоценовые и плиоценовые извержения туфов и игнимбритов происходили в континентальных условиях, частично в пресноводных озерах.

Наконец, игнимбриты риолитового состава описаны Ю.П. Масуренковым [147], Е.Е. Милановскими и Н.В. Короновским [152] в Нижнечегемском и Верхнечегемском вулканических районах на Кавказе. В Нижнечегемском районе риолитовые игнимбриты были распространены первоначально на площади около 1000 км² при мощности 200—300 м; их возраст верхнеплиоценовый. В этом районе имеются также более молодые, плейстоценовые игнимбриты. В Верхнечегемском районе дацитовые туфы, риолитовые "туфолавы" и игнимбриты залегают во впадине, имеющей вид кальдеры; мощность вулканогенной толщи здесь достигает 2—2,5 км, а площадь распространения составляет около 200 км². Милановский и Короновский указывают в этом районе переходы риолитов подводящего канала (дайки) в риолитовые покровы (в ущелье р. Сырынус). Вулканические извержения в Верхнечегемском районе продолжались в верхнем плиоцене и позднее, вплоть до голоцена.

Особо следует отметить игнимбритовые поля в Закавказье, в районе Арагаца (Армения), где, как указывает К.Г. Ширинян [265, 266], игнимбриты разнообразны по структурным особенностям и происхождению, но имеют преимущественно дацитовый состав с отклонениями до андезито-дацитов и андезитов и реже до риолито-дацитов. Таким образом, по составу игнимбритовые поля Армении отличаются от других аналогичных им полей, расположенных в Альпийском складчатом поясе. Игнимбриты Армении отличаются еще и тем, что, как отмечают Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский, "не образуют комплекса, обособленного в разрезе, а многократно чередуются с лавами близкого к ним или несколько более основного состава (в среднем андезито-дацитового), причем эти лавы по мощности и суммарному объему значительно превосходят игнимбриты и туфолавы" [153, с. 45].

Принципиальное значение для оценки условий, благоприятствующих образованию игнимбритов, и для понимания некоторых общих вопросов современной палеовулканологии приобрели работы Бренча [301—303], посвященные верхнепалеозойской игнимбритовой формации Австралии. Бренч [303] показал, что в Северном Квинсленде на востоке Австралии имеется обширная провинция, в которой на площади около 25 000 км² широко распространены верхнепалеозойские кислые вулканогенные породы в ассоциации с гранитными интрузиями. Эти вулканогенные породы располагаются в обширных кальдерных опусканиях (cauldron subsidencis) и представлены, по определениям Хатча и Веллсов [366], риодацитовыми спекшимися туфами с подчиненными риолитами, трахиандезитами, андезитами и базальтами, принадлежащими известково-щелочной серии пород. Наблюдаемые в этой области интрузивные породы образуют кольцевые комплексы, имеющие характер адамеллитовых штоков с подчиненными им гранитами и гранодиоритами.

По подсчетам Бренча, примерно 2000 миль³ риодацитовых спекшихся туфов было извергнуто в 11 кальдерных опусканиях (котловинах), размеры которых варьируют от 12X12 до 50X115 км. Эти котловины представляют собой огромные опущенные по разломам блоки вулканогенных пород, ограниченные системой линейных и кольцевых сбросов. Как предполагает Бренч, вулканические котловины возникли путем обрушения, вызванного удалением магматических расплавов из обширной магматической

камеры, располагавшейся на уровне симатической коры на глубине 20–25 км (рис. 17). Удаление магмы происходило в результате извержения пирокластических потоков внутри котловины. Как отмечает Бренч, эта концепция развивает прежние представления о происхождении кальдер, изложенные Бейли и др. [287]. Общую последовательность извержений в котловинах Бренч рисует в следующем виде. Вначале вдоль периферического сброса внедрилась вязкая магма. Затем возникли пирокластические потоки, на ранних стадиях чередовавшиеся с озерными осадками. С течением времени текучесть магмы возрастала, происходили извержения пузырчатых риодацитовых потоков и выбросы пирокластического материала в воздух, вследствие чего образовались туфы и вулканические брекчи. Заключительную стадию представляли извержения флюидизированной риодацитовой магмы, давшей мощные накопления спекшихся туфов и создавшей заполняющую котловины единую толщу мощностью до 500–650 м.

С вулканическими котловинами (cauldrons) ассоциируются кольцевые комплексы, в которых интрузивные и эффузивные породы обычно присутствуют совместно. Как указывает Бренч, полевые наблюдения подтверждают гипотезу Рейнольдс [450], по которой предполагается непосредственная связь кольцевых комплексов с кальдерами, которые, по Вильямсу [528, 531], определяются как "вызванные обрушением в результате колоссальных извержений пемзы".

В этих кальдерах, расположенных на расстоянии от 3 до 35 км в стороне от котловин, заполненных мощными толщами спекшихся туфов, последовательность извержений была сходна с той, которая типична для котловин. Эта последовательность включает три фазы: 1) ранняя фаза, связанная с извержением кислых вулканитов из центрального жерла; 2) кальдерная фаза, связанная с извержением основной до кислой пирокластике в виде пепла и с образованием умеренных по размерам пепловых потоков, вытекавших через вулканические кольцевые дайки, заполненные флюидизированной кислой магмой; 3) фаза подземного котловинного опускания (cauldron subterranean subsidence) с интрузиями кольцевых даек и штоков. По предположению Бренча, кислая магма, из которой образуются вулканогенные породы котловин, возникает вследствие фракционного плавления "базальтового слоя". Перед вулканическими фазами магма 1-й и 2-й фаз дифференцируется в изолированных участках магматической камеры в результате подземного проседания. К началу 3-й фазы поднимаются расплавы из главной магматической камеры, испытавшие химическую эволюцию. Самые молодые кольцевые дайки и штоки образуются из такой магмы.

В целом Бренч считает, что предложенный им механизм приложим ко всем вулканическим котловинам Северного Квинсленда. Он полагает, что только его схема может объяснить поразительное несоответствие между огромными пепловыми потоками, подобными описанному, например, Куком [324, 325] в Большом Бассейне, или спекшимся туфовым слоем, прослеженным поперек обширных котловин Квинсленда, и пирокластическими потоками, возникающими при образовании кальдер в соответствии с гипотезой Вильямса.

Для объяснения происхождения вулканических котловин Северного Квинсленда приходится обращаться к аналогиям с кальдерными опусканиями типа Гленко [418], так как связанные с кальдерами кольцевые интрузии расположены за пределами вулканических котловин, заполненных толщами спекшихся туфов. В таких котловинах прослеживаются дайковые пучки, сложенные материалом, близким по составу к вулканитам, заполняющим котловины. Наряду с такими пучками обычны дайки, расположенные вдоль краев котловин. В общей системе построений, связанных с выдвинутой Бренчем концепцией происхождения вулканических котловин вследствие подземного проседания над обширной магматической камерой, расположенной на глубине 20–25 км, в "базальтовом слое", серьезным аргументом является устанавливаемый им факт единообразного погружения поверхности этих огромных котловин. Такое единство, естественно, легче достигается, если магма внедряется вдоль периферических трещин, а общий механизм работает по схеме, предложенной ранее для кальдер типа Гленко [322].

Игнимбритовые формации отличаются не только составом и весьма типичными плащеобразными формами залегания, но также тем, что они сопровождают не только обычные кальдеры, но и обширные вулканические котловины, известные под названием кальдерных опусканий (cauldron subsidence) или вулкано-тектонических депрессий. Исследование подобных формаций и сопутствующих им депрессий приводит

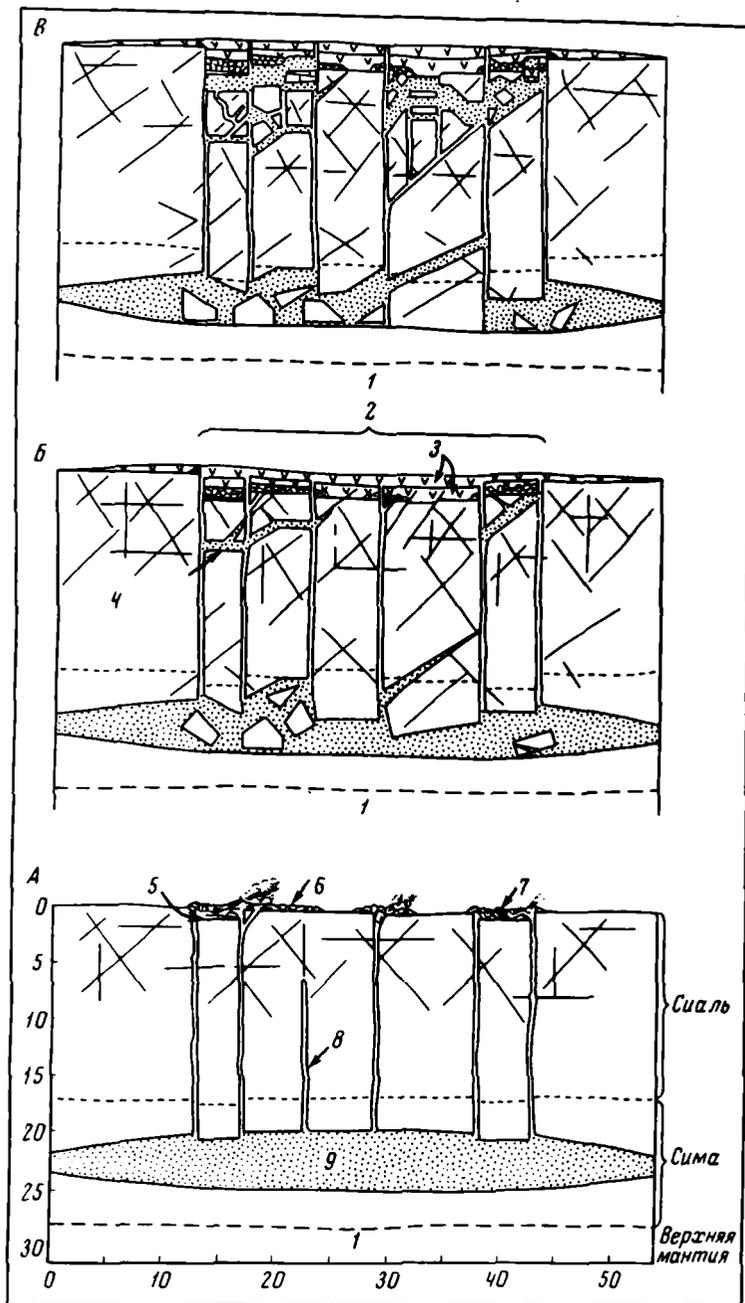


Рис. 17. Эволюция котловины проседания (cauldron subsidence), по Бренчу [301]

А — стадия 1; Б — стадия 2; В — стадия 3. 1 — граница Мохо; 2 — котловина проседания, 3 — риолито-дацитовые пепловые пласты; 4 — верхний магматический резервуар; 5 — пресноводные осадки; 6 — обогащенная летучими риолито-дацитовая лава; 7 — вязкая риолито-дацитовая лава; 8 — подъем магмы вдоль главного разлома в фундаменте; 9 — глубинная магматическая камера

к выводу о том, что, рассматривая их происхождение, необходимо проводить, по-видимому, ясные различия между кальдерами, возникающими вследствие грандиозных эксплозий и последующего обрушения вулканического конуса по схеме Вильямса, и вулканическими котловинами, для которых более вероятен механизм образования, подобный кальдерам типа Гленко.

Таким образом, следует, очевидно, считаться с двумя принципиально различными способами образования кальдер и крупных вулканических котловин, как это подчеркивал, в частности, Мак-Колл [418].

Итак, обзор риолитовых формаций показывает, что они далеко не однородны по природе и протяжению. Одни из них сопровождаются морскими осадочными толщами и пачками и сосредоточены в прогибах складчатых областей, другие образовались в континентальной обстановке и не связаны непосредственно с процессом созидания складчатых структур. Тем не менее и в последнем случае они либо тяготеют к внутренним впадинам складчатых областей, либо располагаются в пределах различной протяженности вулканических поясов. В общем условия возникновения подобных формаций разнообразны и их истинная природа должна выясняться в конкретных случаях на основании достаточно детальных исследований.

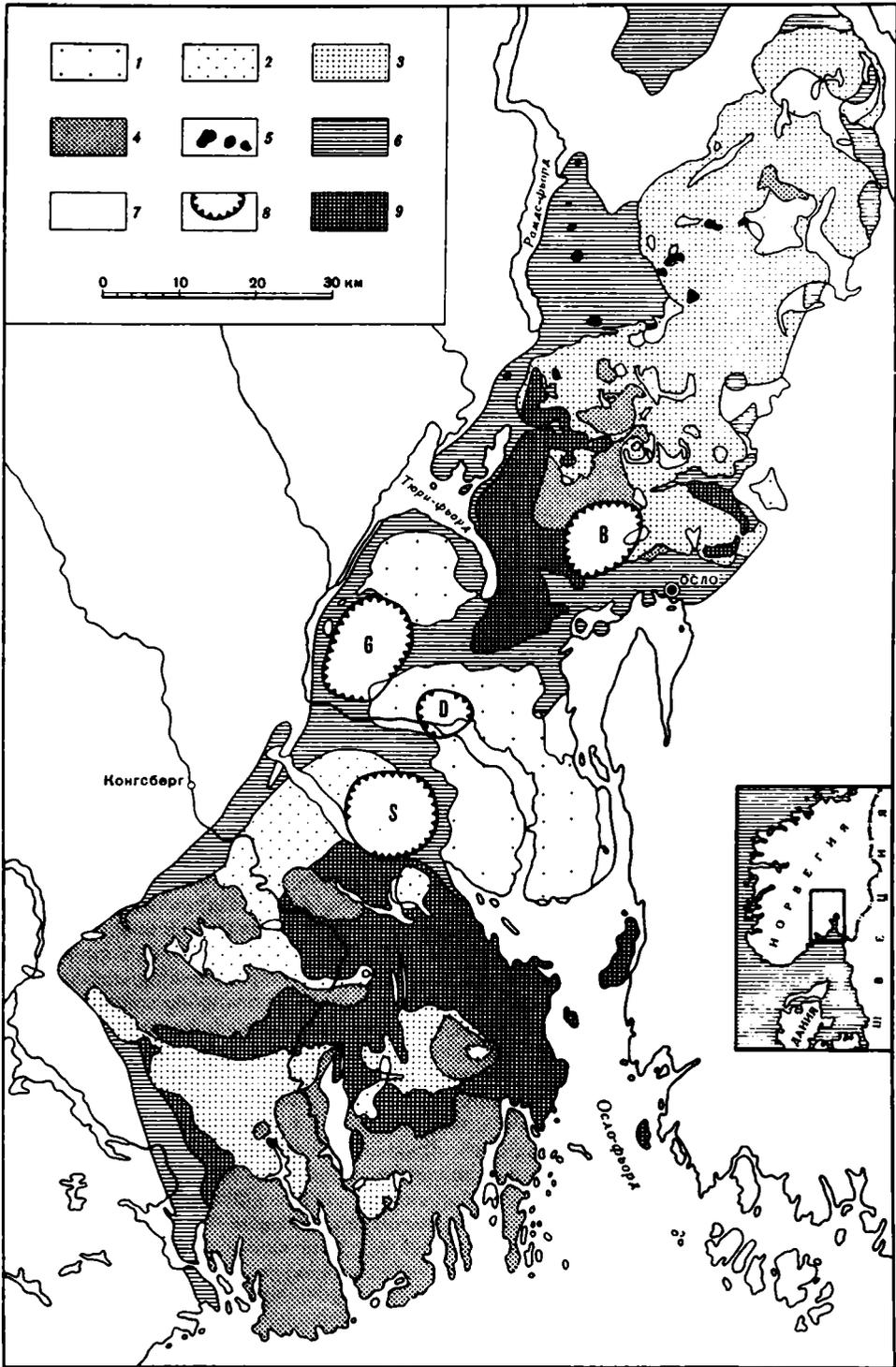
Трахитовые формации

Тип трахитовых формаций может быть показан на примере вулканогенных пород пермской магматической провинции Осло в Норвегии, описанной Холтедалем [373] и Офтедалем [437].

Пр о в и н ц и я О с л о приурочена к меридиональному грабену, который прослеживается на протяжении 200 км при ширине около 40 км (рис. 18). Ее породы длительно изучал Бруггер в период 1890—1900 гг. Сейчас выяснено, что залегающие в грабене вулканогенные породы представлены крайне пестрой серией, включающей лавы и пирокластику, варьирующую по составу от оливиновых базальтов до риолитов. Наиболее широко в грабене распространены так называемые ромбен-порфиры; состав их меняется от андезитовых до основных трахитов, хотя более обычны трахиандезиты. Наряду с лавами такого состава встречаются разнообразные туфы монцонитового и сиенитового состава и довольно многочисленные пласты сиенитовых или гранитовых игнимбригов. Общий объем вулканических масс, накопившихся в пермское время, достигает 10 000 км³. Отмечая для этой провинции преобладание трахиандезитовых лав, Офтедаль сравнивает ее с провинцией активных вулканов Италии, включающей Этну и Липарские острова. В результате вулканической деятельности в провинции Осло возникли крупные вулканические котловины (cauldron). Одновременно образовались различные интрузивные породы, среди которых известны эссекситы, ларвикиты, щелочные сиениты, нордмаркиты, экериты и биотитовые граниты, во много раз превышающие по объему вулканогенные породы. Офтедаль относит эти породы к корневым зонам древних вулканических построек. Учитывая крупные размеры интрузивных тел (свыше 50—80 км в длину), Офтедаль предполагает, что монцонитовая магма, давшая начало всей серии изверженных пород грабена Осло, образовалась в нижней части земной коры на глубинах около 60 км. Вулканогенная формация грабена Осло с сопровождающими ее корневыми зонами представляет редкий тип вулканогенных формаций, который, вероятно, может быть сопоставлен с субвулканическими щелочными ассоциациями Кольского полуострова, где вулканогенный чехол полностью или почти целиком удален позднейшей эрозией. Во всяком случае, этот оригинальный тип вулканогенных формаций не имеет пока строгих аналогий.

Рис. 18. Район Осло, по Офтедалю [см. 10]

Четыре комплекса (B, D, G, S) лав, кольцевых даек и штоков кальдер опускания, а также ассоциированных с ними более молодых дискордантных батолитов; все в элизоне. 1 — гранит; 2 — экерит; 3 — нордмаркит и др.; 4 — ларвикит и др.; 5 — эссексит; 6 — кембро-силурийские осадочные породы; 7 — архей; 8 — кальдерный кольцевой сброс; 9 — базальт, ромбен-порфир



В заключение обзора стратифицированных вулканогенных формаций следует привести некоторые общие соображения о путях дальнейшего их изучения. Прежде всего необходимо указать, что ни приведенная выше систематика стратифицированных формаций, опирающаяся на данные об их составе и внутреннем строении, ни систематика магматических формаций по структурным обстановкам, в которых они наблюдаются, что предполагается Ю.А. Кузнецовым [88] и многими другими исследователями, не исчерпывают разнообразия встречающихся в природе конкретных вулканических ассоциаций. Поэтому не следует механически подходить к оценке серий вулканогенных пород и стремиться их отнести к тому или иному тектоническому типу прежде, чем будут выяснены характерные черты состава этих формаций, выявлены сходные с ними серии аналогичных пород в других областях и будут установлены действительные условия нахождения и происхождения рассматриваемой серии вулканогенных пород.

Не менее существенным моментом в изучении вулканогенных формаций является определение характерного для них парагенеза вулканогенных комплексов с осадочными породами, в зависимости от которого выявляется принадлежность вулканогенных формаций к тому или иному типу и их отношение к общей эволюции геологических структур. Сейчас уже становится очевидным, что типичные платформенные трапповые формации отличаются от геосинклинальных не тем, что последние имеют спилито-кератофировый состав, а главным образом парагенезом с осадочными породами; для платформенного типа характерен парагенез с континентальными, а для геосинклинального — с морскими осадочными толщами.

Что касается спилитизации, альбитизации и вообще зеленокаменного изменения пород, свойственного базальтовым вулканогенным формациям геосинклинальных областей, то эти признаки зависят от последующих преобразований, а не являются первичными чертами пород. Поэтому сейчас в полном объеме возникают проблемы изучения перехода спилитовых формаций в типичные базальтовые с морскими прослоями, установленные сейчас и на западном побережье Северной Америки, и на Урале. Значение этих переходов еще недостаточно оценено, но тем не менее многие исследователи уже сейчас вынуждены обращаться к первичному составу зеленокаменных формаций при их изучении и выделять базальтовые, контрастные и т.п., а не просто зеленокаменные серии вулканогенных пород [243 и др.] .

Для трапповых формаций тоже могут быть указаны достаточно сложные отношения, которые приводят от типичных платформенных обстановок к прогибам, подобным Днепровско-Донецкому на Русской платформе, где девонские вулканогенные породы Н.С. Усенко и др. [230] склонны относить к спилито-кератофировой формации. Таким образом, даже для столь различных трапповых и зеленокаменных формаций далеко не всегда разграничение можно провести без труда, если не учитывать данные о парагенезе с осадочными породами и общую историю геологического развития территории.

Сложные ситуации могут быть отмечены и для так называемых орогенных формаций, крайне неоднородных по составу и, очевидно, не менее разнообразных по тектонической природе. Так, трахибазальтовая формация Минусинского прогиба, которую рассматривают в качестве примера орогенных формаций, является, в сущности, своеобразной вулканической ассоциацией, параллели с которой в общем немногочисленны и приводят к каменноугольным вулканогенным сериям плато Клайда (Мидленд в Шотландии) и, может быть, к наиболее молодым неоген-четвертичным вулканогенным породам Эфиопского (Абиссинского) нагорья. В то же время андезитовая формация, которую тоже обычно рассматривают как пример орогенной формации, включает, как уже отмечалось, трудно сопоставимые вулканогенные серии андезитового вулканического пояса Тихого океана, с одной стороны, и андезитовые формации внутренних впадин складчатых областей — с другой. Поэтому требуется еще большая работа, направленная на исследование особенностей состава вулканогенных формаций и выяснение их отношений к развитию геологических структур.

Полное исследование вулканогенных формаций должно включать изучение не только вулканогенных пород, но и сопровождающих эти породы корневых зон древних вулканов, а также вмещающих осадочных толщ. В этом плане следует иметь в виду, что каждая вулканогенная формация связана с глубинными корневыми зонами и, таким образом, нет необходимости выделять среди вулканогенных формаций еще и вулканоплутонические формации. Каждая вулканогенная формация связана с глубинными

зонами земной коры и, следовательно, имеет плутонические корневые зоны. Методы изучения корневых зон вулканогенных формаций и их сопоставления необходимо, конечно, разрабатывать и совершенствовать. Наряду с изучением корневых зон не менее важной задачей является выделение фациальных рядов вулканогенных формаций, пока еще недостаточно исследованных. Некоторые примеры общей изменчивости формаций были приведены выше, но развитие работ по выявлению фациальных рядов вулканогенных формаций, составляет серьезнейшую задачу дальнейших исследований.

Наконец, остается еще отметить некоторые общие данные об изменчивости вулканогенных формаций во времени. Эта проблема принадлежит к наиболее сложным в современной геологии, и она не может быть решена на основании приведенных выше данных. Но даже эти скромные данные заставляют обратить внимание на то, что не все типы формаций существовали в течение того отрезка геологической истории, который известен современной геологии. Вместе с тем некоторые вулканогенные формации были более типичны для древних геологических эпох, другие — для более поздних.

Трапповые формации, в частности, известны с позднего докембрия до кайнозоя, но древние и молодые трапповые формации, по-видимому, различаются. Во-первых, древние трапповые формации более тесно связаны с глубинными корнями, образующими очень крупные подземные камеры в виде крупных лополитов, в которых магма подвергалась гравитационной дифференциации в масштабах, по-видимому, не сопоставимых с тем, что наблюдалось в более поздние эпохи. К тому же эти камеры располагались в прошлом близко от поверхности. Во-вторых, трапповые формации в древние эпохи во многих случаях располагались в таких прогибах, которые впоследствии приобретали характер погребенных структур, тогда как более молодые трапповые формации сосредоточивались преимущественно на приподнятых участках крупных синеклиз и на их склонах. В-третьих, трапповые формации в ранние эпохи, по-видимому, не были столь широко распространены, как в поздние этапы геологической истории. Характерно также появление трахибазальтовых формаций только в палеозое и в более позднее время, зеленокаменных формаций — протерозое и позднее, вплоть до кайнозоя, взамен амфиболитовых формаций раннего докембрия и т.д.

В области исследования эволюции вулканогенных формаций сейчас могут быть намечены только первые вехи, и перед дальнейшими исследованиями в этой области стоят задачи выявления времени оптимального проявления каждой из этих формаций в общей истории геологического развития земного шара.

НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Нестратифицированные (разобщенные) формации тоже отличаются разнообразным составом и неодинаковым отношением к геологическим структурам. Главная их отличительная черта — разобщенность отдельных проявлений вулканической деятельности. Во многих случаях такая разобщенность вызывается тем, что сами по себе проявления вулканической деятельности представляют отдельные вулканические извержения или излияния, локально распространившиеся и встречающиеся в системе внешне независимых и не связанных друг с другом пунктов. При таком размещении проявлений вулканической деятельности они практически не приводят к накоплению вулканогенных толщ и лишь местами могут способствовать распространению лавовых покровов или их групп на отдельных площадях, как правило, сравнительно небольших, измеряемых первыми десятками или сотнями квадратных километров, редко более крупных.

Наряду с такими нестратифицированными формациями наблюдаются и иные, которые представляют либо совершенно независимые ассоциации кольцевых интрузий с вулканогенными породами, либо аналогичные ассоциации, принадлежащие корневым зонам вулканических построек стратифицированных формаций. Далеко не всегда можно легко распознать, какие из них принадлежат таким корневым зонам, а какие являются совершенно самостоятельными. Тем не менее сравнение подобного рода нестратифицированных формаций ясно показывает, что в ряде случаев разграничение их возможно.

Наиболее типичные нестратифицированные вулканогенные формации могут быть разделены на следующие главные группы: трахибазальтовые, трахитовые, риолитовые, смешанного состава и гипербазитовые (в том числе кимберлитовые). К ним могут быть отнесены также различные кольцевые комплексы.

Нестратифицированные трахибазальтовые формации известны в Центральной Европе, Азии, Африке, а также в Северной Америке.

В Центральной Европе имеется огромное количество разрозненных вулканических центров, рассеянных перед фронтом альпийского складчатого пояса, на протяжении от Центрального массива Франции на западе до Силезского вулканического района на востоке, прослеживаемых с перерывами и не всегда представленных однотипными ассоциациями. Возраст большинства таких вулканических центров варьирует в пределах от миоцена до плиоцена; некоторые из них продолжали деятельность значительную часть четвертичного периода. Эти центры придают определенный колорит рельефу местности, в которой они наблюдаются, что хорошо известно, например, во Франции, где вулканы провинции Овернь имеют вид конических вершин, „насаженных“ на ровную поверхность плато. Некоторые молодые вулканические постройки имеют высоту до 600 м (например, Пюи-де-Дом).

В провинции Овернь разобщенные вулканические постройки образуют цепи Пюи и Веле, а также крупные вулканы Мон-Дор, Кантал и др. В цепи Пюи, прослеживаемой на протяжении около 90 км, располагаются куполы и шлаковые конусы, превосходно сохранившиеся, нередко даже не заросшие лесом, оголенные, состоящие из трахитов, андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Многие шлаковые конусы сопровождаются лавовыми потоками, иногда сливающимися в единый поток длиной до 15 км при ширине около 1,5 км (Пюи-де-Лассоль, Пюи-де-Ваш и др.).

Определенная последовательность в изменении состава продуктов извержений может быть установлена только для отдельных центров, но не для всей цепи Пюи. Часто наблюдается смена базальтов трахитами, затем трахиандезитами и снова базальтами. Однако каждый вулкан имел, как подчеркивал А.Н. Заварицкий, свою собственную историю развития, которая проявлялась независимо от соседних вулканов. Единый порядок для всей цепи Пюи не устанавливается. Заварицкий предполагал, что общую картину развития вулканической деятельности в цепи Пюи можно представить, предположив, что очаг этой цепи „залегал довольно глубоко и имел вытянутую форму. Вверх проходили трещины, по которым магма достигала поверхности и, вылившись, застыла в виде базальтовых лав. После извержений канал закупорился, происходила дифференциация магмы, приводившая к образованию в верхней части легкой, богатой газами трахитовой магмы, сменившейся на глубине базальтовой. При новых извержениях вместо базальтовых лав из вулканов выбрасывались трахитовые и трахиандезитовые шлаки, а иногда появлялись базальтовые лавы. В других случаях при дальше зашедшей дифференциации на поверхность экструдировала вязкая трахитовая лава, которая нагромождалась в виде купола и окончательно закупоривала канал“ [61, с. 283].

Вулканические конусы Мон-Дор и Кантал имеют более сложное строение. Мон-Дор в поперечнике достигает около 30 км, Кантал — 60—80 км. Они разделены базальтовым плато Сезалье, и оба возникли в плиоцене. В Мон-Доре извержения начались излияниями кислых лав, риолитов, затем фонолитов и закончились трахитовыми пепловыми выбросами. Главный массив составлен из пирокластических отложений трахитового и андезитового состава, чередующихся с потоками трахитов, андезитов и базальтов. Над ними расположены огромные потоки трахитов и андезитов, пересеченные дайками фонолитов. Наконец, вулканическая активность завершается крупными излияниями базальтов, залегающих на плато. На Кантале извержения начались базальтами, затем произошли экструзии фонолитов и трахитов. Главная масса вулкана состоит из андезитовых брекчий, среди которых залегают потоки базальтов и андезитов. Вулканическая деятельность закончилась, как и в Мон-Доре, базальтовыми излияниями.

Цепь Веле насчитывает более 150 конусов, прослеживаемых на протяжении около 60 км. Эти конусы сложены базальтовыми выбросами и шлаками. Из них вытекали лавы базальтов, сливавшиеся между конусами. В восточной части Веле расположен двойной массив Мезанк и Мегаль, сложенный базальтами и фонолитами. Обильные фонолиты образуют здесь мощные потоки и куполы, хорошо выраженные в рельефе.

К северо-востоку от Центрального массива Франции после значительного интервала прослеживаются две крупные вулканические зоны, или дуги: Северо-Рейнская и Южно-Рейнская. Первая из них охватывает семь самостоятельных районов извержений, от Эйфельских мааров на западе до базальтов Франконии на востоке и, таким образом, прослеживается на протяжении около 360 км. Вторая, Южно-Рейнская дуга начинается

на западе вулканическими центрами Кайзерштуля и на востоке заканчивается изверженными породами Нордлингенского Гиганта.

Структурное положение всей серии вулканических центров было рассмотрено Клоосом [321] в связи с изучением тектонической природы Рейнского свода. Соответствующее размещение этих центров изображено им на схеме (рис. 19), на которой показано, что северная дуга следует поперек Рейнского грабена в северной его части, вдоль зоны поперечного прогиба. Группы вулканических центров располагаются в этой поперечной зоне примерно на равном расстоянии одна от другой, что Клоос ставил в известную зависимость от предполагаемой толщины земной коры, которая подвергалась сводообразному изгибанию.

На западе северная дуга начинается маарами Эйфеля; местами они расположены параллельными линиями северо-восточного направления. Извержения происходили кратковременно в плейстоцене и дали небольшое количество лав, представленных нефелиновыми и иногда лейцитовыми базальтами. Маары Эйфеля начинаются в том месте, где внутрь свода проникает Трирская мульда, отходящая от Парижского бассейна и следующая поперек удлинения Рейнского грабена. Расположенные восточнее Нейвидерский бассейн и область Зибенгебирге отличаются большей продолжительностью вулканической деятельности, от верхнего олигоцена до верхнего плейстоцена. В Зибенгебирге имеются трахиты, трахиандезиты, трахибазальты и щелочные базальты; в Нейвидерском бассейне и в районе Лаахернского озера — нозеановые фонолиты, лейцитовые фонолиты, лейцитовые и нефелиновые базаниты, базальты и тефриты.

В следующем к востоку районе Вестервальда известны покровы базальтов и отдельные трахитовые и фонолитовые куполы, а еще далее на восток, в Гессене и Фогельсберге, — фонолиты, базаниты и базальты, в том числе толеитовые, извергавшиеся в период от аквитана до конца понтического века. Рён, расположенный еще далее на восток, представляет вулканический район, в котором активность продолжалась до верхнего миоцена и дала разнообразную серию пород, включая фонолиты, санидиниты, нозеановые фонолиты, лимбургиты, нефелиновые тефриты, нефелиновые базальты, полевошпатовые базальты. На расстоянии около 35 км от Рёна очередная область извержений намечается нефелиновыми базальтами, базанитами и фонолитовым штоком Хильдбурга, а в 55 км от Рена — группой базальтовых жил небольшой мощности (60 см), но длинных и вытянутых в северо-восточном направлении. На крайнем востоке Северо-Рейнская дуга заканчивается полевошпатовыми и нефелиновыми базальтами, выходящими к западу от Кульмбаха и восточнее Брамберга.

Южно-Рейнская дуга находится на юго-восточном крыле Рейнского свода; она охватывает (с юго-запада на северо-восток) Кайзерштуль, Хегау, Урахскую вулканическую область, бассейн Штейнгейма и Нордлингенский бассейн. В Кайзерштуле (внутри Рейнского грабена) размещаются руины вулкана, сохранявшего активность в верхнем олигоцене и миоцене и давшего разнообразные щелочные породы: эссектитовые габбро, лейцититы, нефелиниты, фонолиты, нефелиновые базальты, лимбургиты, авгититы и жильные породы. В Хегау остатки вулканов располагаются рядами северо-западного простирания; их западный ряд представлен мелилитовыми базальтами, восточный — нозеановыми и трахитоидными фонолитами. Район Ураха знаменит туфовыми жерловинами или туфизитовыми трубками. Вулканическая деятельность здесь проявлялась главным образом в миоцене и сопровождалась выбросами нефелиновых и мелилитовых базальтов. Наконец, Нордлингенский Гигант и бассейн Штейнгейма отличаются чисто эксплозивными проявлениями вулканизма.

К востоку от Рейнского грабена между северной и южной дугами вулканическая деятельность проявилась в третичное время в Оденвальде, Шпессарте и Катценбуккеле. Здесь известны базальты, в том числе нефелиновые, лимбургиты, трахиты, частично фонолиты (Шпессарт), а также шонкиниты, нефелиниты, тералиты и тингуаиты (Катценбуккель).

Восточнее Рейнских дуг разобщенные вулканические центры располагаются в Чешско-Силезской дуге, имеющей протяжение более 500 км, где они прослеживаются от Сосновых гор (Фихтельгебирге) на западе до базальтов Верхней Силезии и Восточных Судет на востоке. Наибольшее количество подобных центров сосредоточено в средней части дуги, в Дуповских и Чешских Средних горах. К этой части дуги приурочено наибольшее разнообразие изверженных пород, отличающихся здесь также наиболее ранним возрастом.

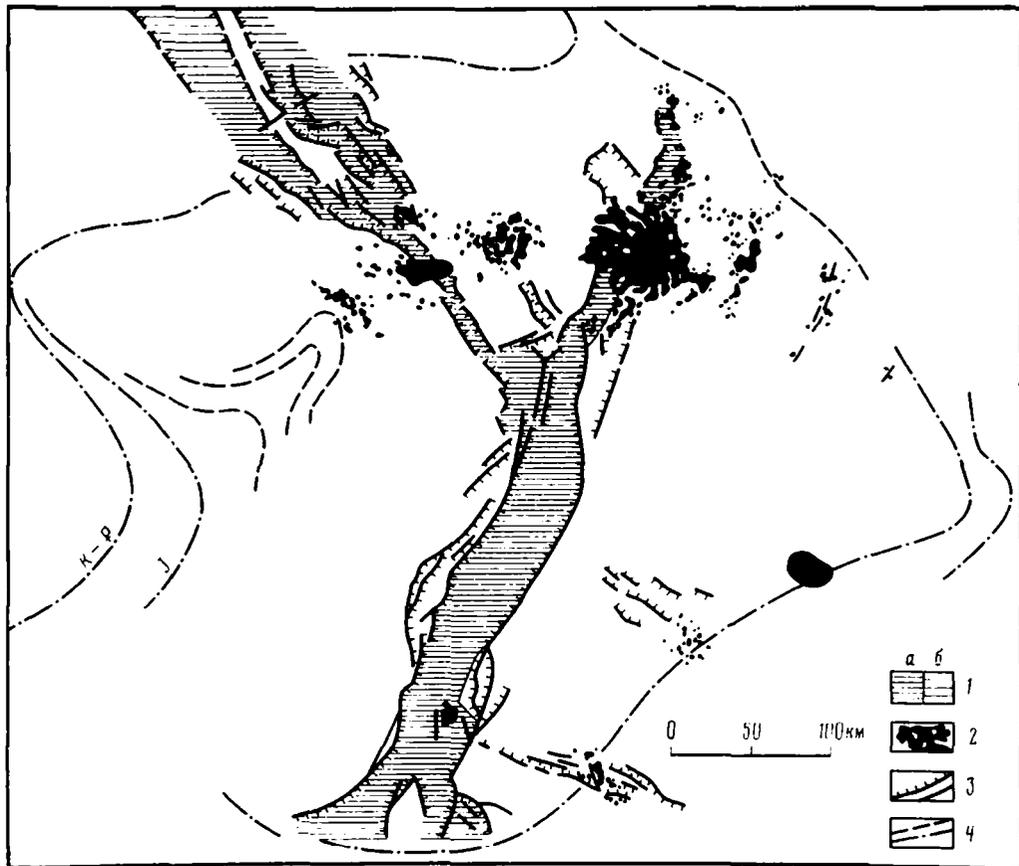


Рис. 19. Вулканические поля Рейнского свода, по Клоосу [321]

1 — грабены на суше (а) и их продолжение в акваториях (б); 2 — вулканические поля; 3 — разломы; 4 — структурные линии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений

По направлению к востоку и западу, как отмечает А.Н. Заварицкий [61], возраст извержений становится более молодым, плейстоценовым; в тех же направлениях происходит и общее изменение состава продуктов извержений, менее разнообразных на окраинах дуги. На западе, в Сосновых горах преобладают плагиоклазовые базальты, наряду с которыми имеются нефелиновые базальты и туфы. В Дуповских горах восточнее Карловых Вар, кроме базальтов, встречаются тералиты с жилами нефелинового сиенита, по краям сменяющегося фonoлитом, а также трахиандезиты. В Чешских Средних горах, расположенных по обе стороны р. Лавы (Эльбы), выявлены три эпохи извержений. Сначала образовались покровы и потоки базальтов и их туфы, а также фonoлиты, встречающиеся в виде лакколитов. Во вторую эпоху, тоже верхнеолигоценую, возникли большие массы тефритов и соответствующие им интрузии с жильным сопровождением. В третью эпоху, миоценовую, произошли извержения преимущественно трахитов и фonoлитов, кроме них образовались тингуаиты и нефелиновые порфиры, а также базальты.

Главная масса пород в Чешских Средних горах — базальты. Их около 75%, причем это преимущественно плагиоклазовые базальты. К востоку от Средних гор размещается вулканическая область Плучницы (Польцена), в которой магматические массы застыли в туфовых каналах и образуют штокообразные и жилообразные тела. Здесь преобладают нефелиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, частично камптониты, а также своеобразные породы так называемой польценит-трахидолерит-фonoлитовой жильной серии. На крайнем востоке Чешско-Силезской дуги породы становятся менее

разнообразными уже в районе Цвиккау, а в Силезском районе они становятся чисто базальтовыми.

В целом на протяжении более 1500 км в Центральной Европе прослеживается с перерывами полоса распространения разобщенных вулканических центров, то более или менее сближенных, то разделенных значительными интервалами; местами лавовые излияния из этих центров сливаются в сплошное лавовое поле. Среди продуктов извержений здесь повсеместно преобладают базальты, встречающиеся обычно совместно с нефелинсодержащими породами, иногда с примесью лейцита или мелилита. Таким образом, общий, преимущественно натриевый состав формации в пределах рассматриваемой полосы устанавливается достаточно отчетливо, несмотря на присутствие в породах в некоторых случаях таких минералов, как лейцит.

Большинство вулканических центров сосредоточено в тех участках, лежащих перед фронтом альпийского складчатого пояса, на которых вскрыты древние породы, т.е. на выступах древних складчатых структур, сравнительно сильно приподнятых по отношению к смежным территориям. Таково расположение Центрального Французского массива, образующего обширное плато, приподнятое на высоту 100—1300 м над ур. моря, на поверхность которого насажены вулканы Оверни. Аналогичное положение имеет Рейнский свод, на котором сосредоточены вулканические центры Северо- и Южно-Рейнских дуг. Сходные черты имеет и Чешский массив, на котором тоже располагаются многочисленные вулканические постройки, местами сливающиеся. Однако только для Рейнского свода определена зависимость в размещении вулканических центров от особенностей структуры, свойственной области их распространения.

На севере Центральной Азии также широко известны многочисленные вулканические центры, рассеянные на огромной территории, лишь местами сливающиеся в более или менее значительные поля, подобные Витимскому, Каларскому, или встречающиеся местами в Прикосоголье и в Туве. Область распространения пород нестратифицированной трахибазальтовой формации на севере Центральной Азии охватывает районы, примыкающие на юге и юго-востоке к Байкальскому своду и окаймляющие на юге Сибирскую платформу, распространяясь на смежную территорию Монгольской Народной Республики. В этой части Центральной Азии трахибазальтовая формация изучалась в геологическом плане С.В. Обручевым и М.Л. Лурье [169], Н.А. Флоренсовым [240], В.П. Солоненко и другими [213], а в петрографическом отношении наиболее полно И.В. Беловым [12].

Серия пород трахибазальтовой формации имеет возраст от миоцена до позднего плейстоцена. Среди пород, типичных для трахибазальтовой формации севера Центральной Азии, преобладают базальты, залегающие на высотах до 2800 м над ур. моря, например в Восточном Саяне. В то же время в Тункинской впадине, на склонах которой они встречаются на высотах 850—900 м, скважиной вскрыты покровы третичных базальтов на глубине 1250 м ниже ур. моря. В этой впадине мощность только верхнетретичных базальтов определяется в 550 м. В различных участках распространения пород трахибазальтовой формации указываются мощности базальтовых покровов и их групп от 50 до 600 м.

Тем не менее отдельные группы потоков, местами сливающиеся вместе и накапливающиеся на сравнительно ограниченных площадях в количестве до 20—25 более или менее ясно выраженных обособленных пластовых тел (в Тункинской впадине их насчитывается 44), обычно разобщены и раскинуты на огромных территориях таким образом, что в большинстве случаев не представляется возможным даже предполагать существование вулканических полей, соединяющих подобные изолированные группы потоков. Это составляет такую же отличительную черту рассматриваемой формации, как и предыдущей, хорошо изученной в Центральной Европе.

Состав пород, слагающих трахибазальтовую формацию севера Центральной Азии, разнообразен, несмотря на преобладание в нем оливиновых базальтов. Как указывает И.В. Белов [12], наблюдаются две линии отклонений пород от базальтов. С одной стороны, от оливиновых базальтов устанавливаются переходы к андезито-базальтам, андезитам, дацитам и риолитам. С другой стороны, через лимбургитовые базаниты, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиандезиты, трахиты — к комендитовым фельзитам. Первую серию пород Белов назвал известково-щелочной, вторую — щелочно-известковой. Корневые зоны формаций выявлены в виде куполов, лакколитов, даек и пластовых интрузий, сложенных, кроме перечисленных выше пород, также

трахидолеритами, анальцимовыми кринанитами, гленмуиритами (тешениты), авгититами, эссекситами, бостонитами и др.

Четвертичные вулканы менее разнообразны по составу пород. Здесь известны оливинные базальты, андезито-базальты, лимбургитовые базанитоиды, трахибазальты, трахиандезиты и комендиты. Таким образом, хотя щелочной характер пород трахибазальтовой формации севера Центральной Азии очевиден, тем не менее здесь нет того разнообразия сопутствующих базальтам щелочных пород, которое особенно типично для аналогичной формации Центральной Европы.

На востоке Центральной Азии и в примыкающих к ней областях тоже достаточно широко распространены породы нестратифицированной трахибазальтовой формации. Они известны на плато Дариганга, где В.И. Влодавец [28] указывает 222 вулканических аппарата высотой от 25 до 3000 м, в районах Датуна, Малого Хингана, Большого Хингана и др.

Хорошо известны описания типичных для этой области вулканов Уюнь-Холдонги, извергавшихся, вероятно, в 1721—1722 гг. Состав лав этой группы вулканов принят А.Н. Заварицким [55] в качестве эталона, иллюстрирующего характерные черты ассоциации пород Восточно-Азиатской петрографической провинции. Используя данные японских геологов, Заварицкий выделил здесь наряду с базальтовыми лавами также шихлуниты, представляющие собой оливинные базальты с лейцитом, или оливинные лейцититы.

Примером более древних разобщенных трахибазальтовых формаций в Центральной Азии могут служить некки Минусинского прогиба [114, 115] на юге Сибири. Здесь имеется серия некков и даек, рассеянных на довольно обширной территории в северной части названного прогиба и окружающих крупное поднятие (рис. 20). Эти некки рассекают нижекаменноугольные и пермские (?) отложения, но не затрагивают юрских отложений, поэтому их возраст считается предположительно верхнепалеозойским, отвечающим трапповому вулканизму Сибирской платформы. Размеры даек составляют до 10—15 м в поперечнике, некки же достигают 150 м в диаметре. Все эти тела сложены базальтами и трахидолеритами, содержащими местами анальцим, а также адуляр; среди них установлены также эссекситовые диабазы. Химический состав всех этих пород близок к составу платобазальтов, но уклоняется в сторону щелочных пород; поэтому несомненна близость рассматриваемой ассоциации пород из некков и даек Минусинского прогиба к нестратифицированным трахибазальтовым формациям.

В А ф р и к е к аналогичного типа формациям, но калиевым, а не натриевым, должны быть отнесены вулканические ассоциации, расположенные в области рифтовых долин, примыкающих с запада и востока к оз. Виктория. В западной группе рифтовых долин (рис. 21) размещены вулканические группы Торре-Анколе (севернее оз. Эдуард), Вирунга (севернее оз. Киву) и Южного Киву. В Торре-Анколе преобладают щелочные калиевые породы, резко недонасыщенные кремнеземом, и в ряде случаев ультраосновные с содержанием кремнезема 35—40%. Породы большей частью представлены лейцитовыми и мелилитовыми базальтами с содержанием кремнезема редко более 45%. Во многих породах (катунгитах) оливин и пироксен или мелилит встречаются совместно со стеклом, химически эквивалентным фельдшпатоидам.

В группе Вирунга имеется восемь крупных вулканов, расположенных цепочкой поперек рифта в широтном направлении на протяжении около 80 км. Кроме крупных вулканов, здесь есть еще несколько сот мелких конусов высотой 50—150 м. В группу Вирунга входят действующие вулканы Ньярагонга с постоянным лавовым озером, Ньямлагира и другие более мелкие. Все лавы вулканов Вирунга отличаются преобладанием калия над натрием. Среди лав установлены лейцитовые базальты, лейцитовые базаниты (кивиты) и калиевые трахибазальты (абсарокиты или шошониты). Часто в лавах встречаются ксенолиты перидотитов и пироксенитов. К юго-западу от Буфумбери, но в пределах той же области Вирунга, расположены вулканы, сложенные мелилито-нефелиновыми базальтами, лимбургитами и трахибазальтами, в которых натрия преобладает над калием. Таким образом, как подчеркивают Ф. Тернер и Д. Ферхуген, здесь имеется "замечательный пример того, как расположенные очень близко вулканы могут в продолжении длительного времени давать лавы, имеющие совершенно различный химический и петрографический состав" [221, с. 209].

В Южном Киву, между озерами Киву и Танганьика, в пределах довольно обширного вулканического поля лавы изливались большей частью из двух крупных вулканов.

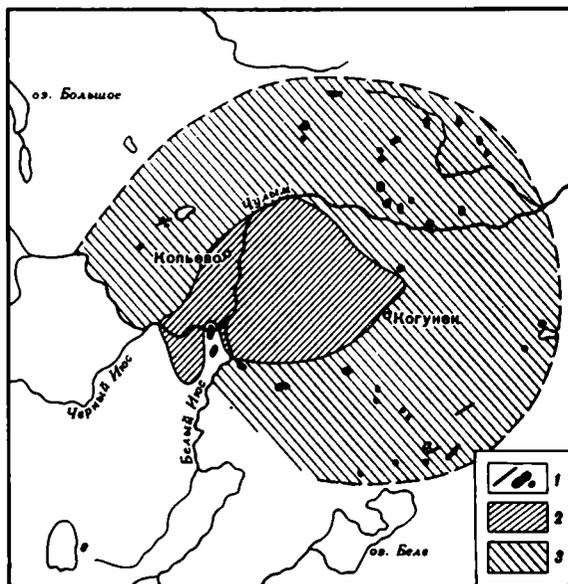


Рис. 20. Схема распространения молодых базальтов в Чулымо-Енисейской впадине, по И.В. Лучицкому [115]

1 — дайки и некки молодых базальтов; 2 — Кольевское антиклинальное поднятие; 3 — область преимущественного распространения молодых базальтов

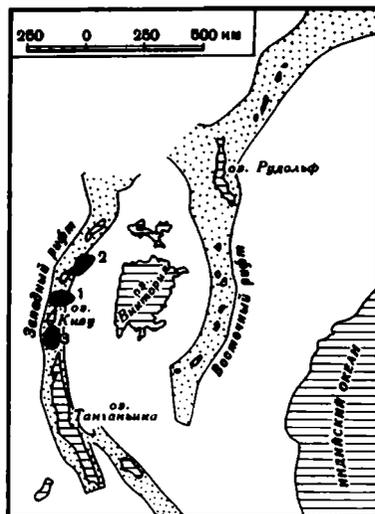


Рис. 21. Расположение вулканической провинции Буфумбири по отношению к другим вулканическим полям и к Восточному рифту Африки (показано точками), по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [221]

1 — поле Вирунга; 2 — поле Торра-Анколе; 3 — поле Южного Киву

Лавы здесь представлены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами в сопровождении толеитовых базальтов, в подчиненном количестве содержатся натриево-калиевые трахиты. Местами здесь встречаются очень кислые риолиты, богатые калием.

В зоне Восточного рифта, в 800 км восточнее Буфумбири, расположено еще одно вулканическое поле, к которому относятся знаменитые вулканы Кения и Килиманджаро. Извержения вулкана Кения начались фолонитовыми лавами, после чего образовались кениты и нефелиновые сиениты, а в последнюю очередь — базальты. Позднее к югу от Кении происходили извержения риолитов и трахитов, а затем базальтов и базанитов, потом фолонитовых трахитов и, наконец, риолитов. В конце плейстоцена извергались еще нефелиниты, комендиты и кениты, а иногда и базальты, после чего продолжались вплоть до современной эпохи извержения трахитов и базальтов.

В Килиманджаро кениты преобладают; они предшествовали нефелинитам и базанитам. Другие породы — преимущественно полевошпатовые базальты, анкартиты и авгититы, а также найденные в туфах мельтейгиты. Вся эта серия пород в петрохимическом отношении отличается, по А.Н. Заварцкому [61], пантеллеритовой тенденцией, что можно видеть на схеме (рис. 22), на которой помещены, кроме пород Восточного рифта, также пантеллериты о-ва Пантеллерия и лавы Эфиопии и Аравии.

В Северной Америке трахибазальтовая формация, принадлежащая, вероятно, тому же ряду нестратифицированных вулканогенных формаций, сопровождается, по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену [221], восточный край Скалистых гор на всем протяжении от Канады на севере до Мексики на юге. На большей части этой территории распространены основные породы со средним или высоким суммарным содержанием щелочей, но только в немногих ее участках встречаются явно калиевые породы. Как пишут данные авторы, "Вильямс указывает, что богатые калием породы из области Новохо в северо-восточной Аризоне резко отличаются по составу от пространственно близких к ним богатых натрием основных вулканических пород района Хоупи. Оба эти участка являются останцами вулканического поля, которое занимало, по-видимому, тысячи

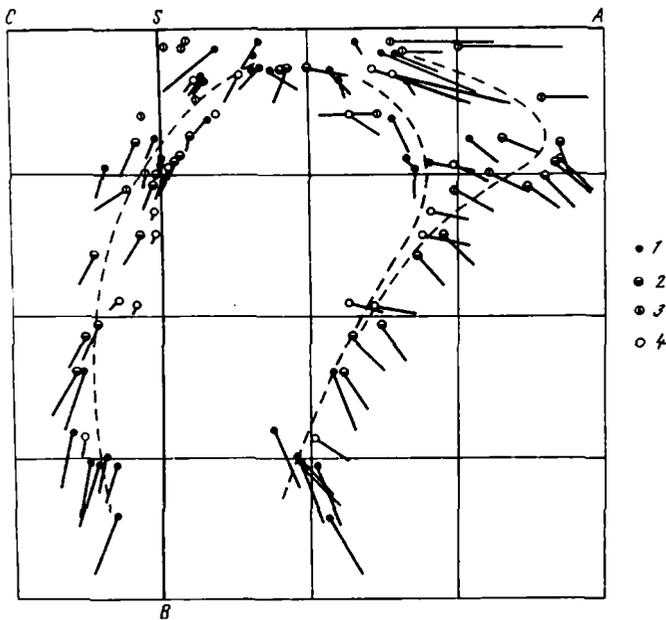


Рис. 22. Щелочные породы с пантеллеритовой тенденцией, по А.Н. Заварицкому [67]
 1 — Пантеллерия; 2 — Килиманджаро и Кения; 3 — Эфиопия (Абиссиния); 4 — Аравия

квадратных миль между натриевой провинцией Юта—Колорадо на севере и горами Сан-Франциско на юге” [221, с. 313]. Ранее Пирсон тоже считал, что происходят фациальные замещения калиевых пород натриевыми. Плиоценовые породы Новахо, по Вильямсу, представлены богатыми санидином трахибазальтами, лейцитовыми базальтами и близкими по составу жильными породами. Изредка встречаются альнэйты и мончикиты.

В центральной Монтане богатые калием породы имеются в провинции Хайвуд, где были выделены четыре субпровинции с типичными для каждой из них ассоциациями вулканических пород: 1) кварцевые латиты, 2) интрузивный шток монционитов и сиенитов, 3) интрузия ультраосновных пород (монтичеллитовые и альнэйты), 4) основные, богатые калием породы. Последняя из перечисленных субпровинций представлена потоками и жилами фонолитов, а также плоскими лакколитами и дайками химически эквивалентных им шонкинитов, содержащих лейцит и анальцим (псевдолейцит). Классическим примером является лакколит Шонкин-Саг, являющийся сложным телом, напоминающим дифференцированные пластовые интрузии тешенитов. Этот лакколит состоит главным образом из шонкинитов с псевдолейцитом в краевых частях. К кровле тела он сменяется щелочными сиенитами.

Общие черты трахибазальтовых формаций определяются их постоянной ассоциацией с оливиновыми или толеитовыми базальтами. Большинство этих формаций принадлежит натриевым сериям, содержащим нефелин, иногда анальцим; сравнительно редки калиевые трахибазальтовые формации. Калиевые ассоциации обычно встречаются среди натриевых или совместно с ними и, таким образом, не являются совершенно обособленными. Тем не менее их распространение иногда оказывается достаточно широким, например вдоль восточной окраины Скалистых гор, в Западном рифте Африки и т.п. В структурном плане трахибазальтовые формации размещаются в областях сводовых поднятий или вообще на поднятиях, расположенных перед фронтом складчатой области, подобно тому, как это наблюдается в Центральной Европе. Нестратифицированные трахибазальтовые формации распространены достаточно широко, значительно шире, по-видимому, чем стратифицированные формации аналогичного типа. Возраст рассматриваемой группы формаций — кайнозойский или мезозойский, более древний, по-видимому, редок.

Трахитовые формации

Нестратифицированные трахитовые формации могут быть показаны на примере Римской петрографической провинции в Италии, где имеется ряд трахитовых куполов, местами окаймленных игнимбритами. К таким куполам относятся, в частности, гора Амиата, а также аналогичные массивы Роккастрада, Сасофорте, Кампилья-Марритима и др. Возраст этих куполов постплиоценовый. Среди пород, слагающих трахитовые купола, имеются такие, которые содержат лейцит, в чем проявляется сходство пород этой провинции с лейцитовыми породами Везувия. Кроме трахитов, в Римской петрографической провинции известны породы более щелочные лейкократовые с лейцитом (лейцитовые трахиты и лейцитовые фонолиты с нефелином), а также тефриты с лейцитом и плагиоклазом. Количество разновидностей пород трахитового ряда в этой провинции настолько велико, что многие из них получили специальные местные названия: орвиетиты, таволатиты, вульзиниты и т.п. Наблюдаемая изменчивость состава пород трахитовой формации Римской провинции позволяет говорить, во-первых, о значительных вариациях состава пород (при общем преобладании трахитов), вплоть до риолитов, во-вторых, о четко выраженном щелочном характере трахитов Аbruцких гор, расположенных в той же провинции.

Риолитовые формации

К трахитовым формациям близки по особенностям строения нестратифицированные риолитовые формации. Эта группа выделена В.В. Кепежинским на примере Монгольской Народной Республики и Камчатки. В МНР породы риолитовой формации имеют раннемезозойский, а на Камчатке — четвертичный возраст. В обоих случаях для этих формаций характерно ареальное распространение небольших секущих (субвулканических) тел и экстрезивных куполов, обычно лишенных эффузивного сопровождения.

В центральной части Монголии и ареальные риолитовые поля расположены в пределах Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов, принадлежащих наложенным структурам в системе Хэнтэй-Хангайских герцинид [65]. В этих прогибах риолиты и дациты рассматриваемой формации слагают систему более или менее изометричных (в плане) тел, секущих пермские и триасовые вулканогенные толщи базальтов, андезитов и риолитов. Эти тела, а также аналогичного состава пластовые интрузии относятся к наиболее позднему проявлению позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма, не имеющим, как подчеркивает В.В. Кепежинским, аналогов в стратифицированном вулканогенном разрезе перми и триаса. Абсолютный возраст дацитов и риолитов, по данным Л.В. Фирсова и В.В. Кепежинским [238], определяется в пределах 200–220 млн. лет.

На юго-востоке Камчатки аналогичная серия куполов изучена В.В. Кепежинским в районе Банных Ключей. В этом районе Э.Н. Эрлих [272] ранее отмечал область распространения четвертичных экстрезивных куполов. Куполы прорывают здесь четвертичные андезито-базальтовые покровы и потоки.

Размеры изометричных или овальных тел в Монголии от 100 × 500 до 300 × 900 м, а мощность пластовых интрузий 10–15 м при протяжении до 4–5 км. Встречаются также дайки протяжением 200–500 м и мощностью 1–5 м. На Камчатке куполы имеют в среднем 500 м в поперечнике, а овальные или несколько вытянутые куполовидные тела — размеры 500 × 3000 м.

В химическом отношении в большинстве пород обнаруживается несколько повышенное содержание калия.

Аналогом нестратифицированной риолитовой формации Монголии и Камчатки являются миоценовые диапировые куполы района Минеральных Вод на Северном Кавказе, сложенные преимущественно риолитами и трахириолитами, названными Н.Д. Соболевым [210] вслед за А.Н. Заварицким [62, с. 290] гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и сиенит-порфирами. Большинство куполов имеет многофазную историю образования. Форма куполов, имеющих размеры до 2 × 2 км (Бештау), в общем каплевидная, так как на глубине они, судя по серии разрезов, резко сужаются. Соболев назвал эти куполы бисмалитами, или штоками, и предположил, что кристаллизация магмы, из которой возникли куполы, происходила на глубине всего 1–2 км и что на поверхность магма этих куполов не вытекала. В.Н. Павлинов же [173] считал возможным выдавливание магмы на поверхность с образованием экстрезив.

Все эти куполы залегают среди мезозойских и палеогеновых отложений, а галька пород, слагающих куполы, найдена в основании акчагыльских отложений [163]. Абсолютный возраст пород купола Джуца — 12 млн. лет [9].

В тектоническом плане рассматриваемые куполы приурочены, по Н.Д. Соболеву, к системе параллельных разломов северо-восточного простирания. В целом же эти куполы, подобно разным породам трахибазальтовой нестратифицированной формации Центральной Европы, сосредоточены на крупном выступе, поднятии, расположенном перед фронтом Альпийской складчатой области, а в данном случае — перед центральным Кавказом. Внедрение интрузий района Кавказских Минеральных Вод, по Соболеву, было связано с более поздней вулканической деятельностью в Нижнечегемском и Верхнечегемском районах и на Эльбрусе и представляет смену одной формы внедрения другой.

ОБЩЕЕ СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассматривая в общем виде проблему вулканогенных формаций, можно видеть, что разделение их на стратифицированные и нестратифицированные отвечает тем реальным природным отношениям, которые определяют характерные черты развития вулканической деятельности и отражаются на особенностях строения и состава формаций. В этом ряду стратифицированные вулканогенные формации обычно при палеовулканологических исследованиях изучают наиболее детально. Однако всякая формация такого типа связана теснейшим образом с процессами седиментации, и поэтому всегда можно найти переходы от стратифицированных вулканогенных формаций к вулканогенно-осадочным.

Стратифицированные вулканогенные формации постоянно сопровождаются корневыми зонами, уходящими в глубокие недра Земли, и обычно связаны переходами с нестратифицированными вулканогенными формациями. Поэтому при исследовании вулканогенных формаций нельзя ограничиваться изучением стратифицированных вулканогенных формаций. Необходимо определение тех элементов строения этих формаций, которые приводят к корневым зонам, с одной стороны, и к вулканогенно-осадочным ассоциациям — с другой.

Такого рода исследования способствуют разработке представлений о латеральных рядах вулканогенных формаций и, следовательно, об их фациальных замещениях, изученных пока еще очень слабо. Однако латеральная изменчивость вулканогенных формаций может выражаться не только в замещении их ассоциациями вулканогенно-осадочных или осадочных пород, но и в смене одних вулканогенных формаций другими в рамках одного и того же отрезка времени.

Примером такого рода смены может служить общая картина размещения палеоген-неогеновых вулканогенных формаций в Европе. На севере, в области Британских островов, Исландии и Гренландии, в это время были широко распространены трапповые формации с типичным стратифицированным строением. Лишь местами там, где траппы размыты, из-под них выступают корневые зоны, представленные кольцевыми интрузиями Шотландии. Между тем по направлению к Альпийской складчатой системе в том же возрастном интервале появляются нестратифицированные трахибазальтовые формации, сосредоточенные преимущественно на наиболее резко приподнятых блоках герцинских структур, обрамляющих альпийскую зону с севера. Внутри альпийской складчатой системы, например в Закарпатской впадине, в тот же период возникли андезитовые и риолитовые формации. Таким образом, намечается общая смена вулканогенных формаций, прослеживаемая в очень широком плане по латерали.

Другой пример дают Кордильеры Северной Америки, где по направлению с запада на восток для того же палеоген-неогенового времени прослеживается смена морских базальтовых формаций (на севере переходящих в типичные спилитовые, зеленокаменные) андезитовыми формациями Каскадных гор, а затем траппами Колумбийского плато, вслед за которыми еще дальше на восток появляются нестратифицированные трахибазальтовые формации, опоясывающие на востоке цепь Скалистых гор. Внутри этой серии латеральных изменений наблюдаются, в свою очередь, замещения андезитовых лавовых формаций лахаровыми и т.п. Таким образом, прослеживаются определенные фациальные ряды вулканогенных формаций, сменяющих друг друга вкрест простирания складчатых областей.

Такие же общие изменения состава формаций могут быть указаны и для более древних эпох. В частности, для девонского периода на юге Сибири при анализе фаций уже отмечалась изменчивость состава вулканогенных формаций, от базальтовых на востоке (Минусинский прогиб) до метариолитовых (Горный и Рудный Алтай) на западе, а затем еще дальше на запад — до зеленокаменных формаций Калбы. Наряду с латеральной изменчивостью, прослеживаемой вкрест простирания складчатых структур, может быть установлена аналогичная изменчивость вдоль них. Можно сослаться, в частности, на приведенный пример фациальных изменений в системе Береговых хребтов Северной Америки, связанных с замещением спилитов по-ова Олимпик обычными базальтами южных районов той же полосы. Другим примером может служить полоса поднятий перед фронтом альпийской складчатой области в Европе. Помимо тех изменений, которые свойственны трахитовой формации и связаны с вариациями состава слагающих ее пород по простиранию соответствующих дуг, может быть отмечена резкая смена состава вулканогенных пород на Предкавказском поднятии (Ставропольском), на котором сосредоточены породы нестратифицированной риолитовой формации, как бы замещающей в данном случае трахибазальтовую нестратифицированную формацию аналогичных поднятий в Центральной Европе.

Так выглядят лишь самые общие черты некоторых латеральных рядов вулканогенных формаций, определяемые структурным положением этих формаций. В целом же пространственное размещение вулканогенных формаций в конкретных геологических структурах и их отношение к процессу развития этих структур должны служить предметом специального изучения. Здесь недостаточно общего определения формации как платформенной, орогенной или геосинклинальной, хотя, конечно, следует выяснять связи вулканогенных формаций с разнородными структурами. Важно, что такое изучение отношения вулканогенных формаций к структурам должно опираться не на априорные схемы, устанавливающие принадлежность формаций к тем или иным геологическим структурам, а на реальное исследование парагенеза пород, слагающих тот или иной формационный тип. Такое изучение должно быть направлено на выявление фациальной изменчивости и общего положения данной формации в латеральном (фациальном) и вертикальном (стратиграфическом) рядах осадочных и вулканогенных формаций.

Сейчас еще сохраняется тенденция к систематизации вулканогенных формаций по типам структур, в которых они размещаются, т.е. по внешним чертам по отношению к самим вулканогенным формациям. Тем не менее такая систематизация не должна заслонять важных задач исследования разнообразных по составу вулканогенных формаций и их действительного отношения к структурам, как пространственного, так и хронологического.

Исследование вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций открывает перспективы не только в плане изучения отношений вулканизма к тектонике, но создает также предпосылки к выявлению общей эволюции вулканической деятельности на земном шаре. Некоторые шаги в этом направлении сделаны в области вулканогенно-осадочных формаций. В частности, исследованиями последних лет достаточно отчетливо устанавливается различие вулканогенно-кремнистых формаций, древних и более молодых, что подтверждает идеи Н.С. Шатского.

Выше отмечалось, что намечаются различия между докембрийскими и более поздними палеозойскими и особенно кайнозойскими трапповыми формациями, указывалось на сравнительно позднее появление трахибазальтовых формаций, как стратифицированных, так и нестратифицированных, раннее появление коматитовых зеленокаменных формаций, а также некоторые другие положения. Для того, чтобы установить общую эволюцию вулканической деятельности на земном шаре, необходимо изучать вулканогенные формации, отрешившись от канонов и априорных схем, которыми определяется постоянное и неизменное положение формаций в развитии конкретных геологических структур, во многих случаях вопреки тому, что действительно известно об этих формациях. Выявить эволюцию процессов, связанных с вулканической деятельностью, можно лишь тогда, когда будут установлены не сходные черты разновозрастных вулканогенных формаций, а наоборот, важнейшие отличительные черты, определяемые их возрастом, а не структурной приуроченностью. Определить главные черты эволюции вулканической деятельности на земном шаре — основная задача учения о вулканогенных и вообще о геологических формациях.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Проблеме палеовулканологических реконструкций, впервые выдвинутой в 1966 г. [117], сейчас посвящена уже довольно обширная литература. Опубликован ряд сборников, в которых эта проблема рассмотрена различными авторами. Выпущены в свет труды Всесоюзных палеовулканологических симпозиумов, где та же проблема подверглась всестороннему обсуждению. Специальный раздел, выделенный в 1971 г. в методических указаниях по геологической съемке вулканогенных образований, расширился до солидного труда. Таким образом, теперь можно располагать достаточно разнообразными сведениями о палеовулканологических реконструкциях вообще и о тех приемах, на которые опираются при их разработке. Однако главные положения, сформулированные при постановке проблемы в упомянутой выше работе 1966 г., а также в развернутом виде в "Основах палеовулканологии" [119], сохраняют свое значение *в настоящее время, и им подчинено дальнейшее изложение.*

Следует подчеркнуть, что основой для разработки различного рода палеовулканологических реконструкций, так же как для фациального и формационного исследований, служит геологическое картирование. В зависимости от масштаба такого картирования палеовулканологические реконструкции могут существенно варьировать. Крупномасштабное картирование обеспечивает реконструкции отдельных вулканических построек или их элементов. При среднемасштабном картировании могут быть восстановлены либо самостоятельные постройки, либо их небольшие группы. Мелкомасштабные карты позволяют представить особенности строения более или менее обширных вулканических областей, на которых частные вулканические постройки могут быть показаны главным образом внемасштабными условными знаками.

Разномасштабные палеовулканологические реконструкции призваны решать различные задачи, начиная с определения характерных черт строения отдельных участков бывших вулканических построек, особенностей строения более или менее значительных *по размерам древних вулканов и кончая выявлением специфики ранее существовавших вулканических областей.* Наиболее детальные разработки палеовулканологических реконструкций отвечают целям геологической разведки месторождений полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую активность. Обзорные палеовулканологические построения позволяют анализировать глобальные проблемы, имеющие отношение к разработке прежде всего основной задачи палеовулканологии — эволюции вулканизма в истории Земли. В целом палеовулканологические реконструкции охватывают широкий круг построений, позволяющих представить развитие вулканической деятельности геологического прошлого во всем ее многообразии.

Детальный анализ материалов геологического картирования в целях палеовулканологических реконструкций основан на сопоставлении разрезов; составляющем основу фациального анализа, а также на изучении состава пород и образуемых ими парагенезов, т.е. на формационном исследовании этих разрезов и ассоциаций вулканогенных пород, получивших отображение на геологических картах. В итоге такого анализа восстанавливаются бывшие контуры и выявляются особенности внутреннего строения древних вулканических построек и вулканических областей. Однако, когда речь идет о древних вулканах, не подвергшихся существенной денудации и не расчлененных деформациями, важное значение в процессе их реконструкции приобретают геоморфологические исследования, а в случае изучения древних вулканов планет земного типа,

лишенных воздушной оболочки, такие исследования становятся ведущими. При этом следует иметь в виду, что используемые в соответствующих случаях методы анализа результатов аэрофотосъемки различных территорий, а также исследований Земли и других планет из Космоса могут быть широко использованы также для изучения различных срезов древних вулканических построек, вскрывающих глубинное их строение, выявляемое в процессе денудации.

Многообразие вопросов, возникающих в процессе разработки палеовулканологических реконструкций, ставит перед необходимостью определения не только типичных черт вулканических извержений, происходивших в геологическом прошлом, но требует также особого внимания к выявлению характерных черт морфологии и внутреннего строения древних вулканов и вулканических областей, известных в настоящее время на земной поверхности и наблюдаемых на различных уровнях денудации, вскрывающих разные глубинные срезы изучаемых объектов. Не менее важны также другие палеовулканологические реконструкции, связанные с воссозданием истории развития вулканической деятельности, ее энергетике, связей с процессами формирования геологических структур Земли и т.д. Соответственно ниже рассматриваются все эти вопросы, причем в необходимых случаях приводятся краткие сведения о некоторых особенностях современной вулканической активности, необходимые для понимания палеовулканологических проблем.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Определение типа вулканических извержений относится к простейшим видам палеовулканологических реконструкций, позволяющим выявлять типичные особенности тех процессов, которые способствовали образованию более или менее значительных скоплений продуктов вулканической деятельности, формирующих вулканические постройки. Такие реконструкции основываются преимущественно на петрографическом исследовании вулканогенных пород, а также на анализе условий их залегания. Возможности точной диагностики зависят от того, насколько четкими являются представления о современной вулканической деятельности, с продуктами которой сопоставляются древние породы или их ассоциации, а также от того, насколько полно изучены сами эти породы и их геологическое окружение. Когда имеется соответствующий прототип среди современных продуктов вулканической деятельности, можно более или менее успешно решить вопрос о типе извержений, в результате которых образовались древние породы. Но если, как, например, для игнимбритов и вообще для спехшихся туфов, фактически не известны бесспорные примеры современных извержений, то проблема истинной природы этих пород остается нерешенной и может еще долгое время быть предметом дискуссий.

Общеизвестны типы извержений вулканский, пелейский, стромболианский, гавайский, исландский и Усу. Каждый из них отличается некоторыми характерными признаками, которые следует здесь указать. Так, вулканический тип представляет эксплозивные извержения обычно огромной силы, сопровождаемые пароксизмальными взрывами, следующими после периода сравнительно продолжительного, иногда очень значительного периода покоя. В процессе извержения образуются обильные скопления пирокластического материала, образующегося за счет разрушения вулканической постройки, разнообразного по размерам обломков, как правило, уменьшающихся в размерах по мере удаления от вулкана.

Отличительной чертой пелейского типа обычно считают латеральный характер выброса пирокластического материала, вследствие чего пароксизмальный взрыв сопровождается образованием стремительного потока раскаленного воздуха, насыщенного газами и измельченной пирокластикой, а также системой предшествующих ему и одновременных с главным взрывом палящих туч (*puees ardens*). Выбросы пирокластического материала представлены преимущественно, как и в случае вулканских извержений, так называемыми резургентными пеплами, т.е. пеплами, возникшими из материала старой постройки, сложенной затвердевшими лавами. Наряду с пеплом выбрасываются глыбы в десятки кубических метров. Извержения обычно завершаются формированием экструзивных куполов.

Стромболианский тип извержений исключительно устойчив, ритмичен, приводит к накоплению чередующихся лав и рыхлых продуктов (но не пеплов), состоящих преимущественно из свежей лавы и представленных грушевидными и круче-

ными бомбами, при падении образующими вследствие расплющивания лепешки, а также тончайшими обрывками той же лавы. Ритмические извержения сопровождаются взрывами умеренной силы и приводят к образованию однородных слоистых серий.

Типичные черты г а в а й с к о г о т и п а извержений определяются участием в них очень жидких лав базальтового состава, фонтанирующих и образующих так называемые огневые завесы (curtaine of fire) или изливающихся из трещин и стекающих вдоль ложбин по склонам щитового вулкана (рис. 23). При извержениях образуются тончайшие лавовые нити, известные под названием "волос Пеле", по имени мифической богини Гавайских островов, или под названием "горной шерсти". Эксплозивная деятельность при этих извержениях не наблюдается, за исключением тех случаев, когда изливания лав прекращаются полностью и, как предполагают, подземные воды проникают в область распространения перегретых пород, вследствие чего может происходить бурное выделение паров, сопровождаемое взрывными явлениями (так называемые фреатические извержения). Такие эксплозии редки в жизни гавайского типа вулканов и разделены интервалами более чем в сотни лет.

С гавайскими сходны извержения и с л а н д с к о г о т и п а. При этих извержениях жидкие базальтовые лавы вытекают из весьма протяженных трещин в огромных количествах и растекаются, образуя обширные лавовые поля. Лавовым изливаниям сопутствуют более или менее мощные пепловые выбросы, совсем не характерные для гавайских извержений. Этот тип извержений считается особенно типичным для древних базальтовых вулканических плато.

Извержения т и п а У с у отличаются тем, что эксплозии при них сопровождаются значительными перемещениями сравнительно крупных блоков земной коры, вследствие чего возникают многочисленные центры извержений, расположенные вдоль прямолинейных или дугообразных трещин, отделяющих вздымающиеся участки блока от окружающей местности.

Сравнивая различные типы извержений, известные по наблюдениям над современными действующими вулканами, нетрудно видеть, что далеко не просто и не всегда однозначно может быть определен былой тип извержений, устанавливаемый только по продуктам их деятельности и на основании изучения образовавшихся в процессе извержений накоплений. Естественные затруднения возникают при разделении вулканических и пелейских извержений, главные различия которых определяются ориентировкой обуславливающего их взрыва — вертикального (вулканический тип) или латерального (пелейский тип). Такие различия, в данном случае принципиальные, обычно невозможно установить, изучая строение и состав древних вулканических толщ. Так же затруднительно отличить гавайские извержения от исландских, опираясь только на данные изучения древних продуктов вулканической деятельности. Во всяком случае, определяя тот или иной тип вулканических извержений по результатам изучения вулканических толщ, следует давать серьезное обоснование, позволяющее решать вопрос о типе извержений достаточно строго.

Особо следует остановиться на реконструкции типов извержений по данным изучения игнимбритов и других спекшихся туфов или как называемых туфолав. Природа этих пород сама по себе недостаточно ясна, образование их при современных проявлениях активности действующих вулканов не наблюдалось с необходимой строгостью. Поэтому дискусионен характер их происхождения — лавовый или пепловый. В этих условиях определять тип извержений только на основании изучения данных о распространении, строении и составе пород невозможно.

Реконструируя различные типы извержений, следует различать: возникли они на суше или под водой. В результате исследований рельефа и строения дна океанов и морей в настоящее время вырисовалась картина исключительно широкого распространения вулканических построек в той части земной поверхности, которая до недавнего времени считалась однообразной равниной, почти лишенной вулканической активности. Ныне только на дне Тихого океана выявлено более 2000 вулканов конического строения, а всего их предполагается, по расчетам Менарда [420], около 10 000 с высотой более 1 км. Установлена исключительная роль базальтовых покровов, слагающих не только верхнюю часть океанического ложа, но и, как предполагается, весь так называемый второй сейсмический слой. Впрочем, непосредственные наблюдения над современными подводными извержениями ограничены главным образом шельфовыми областями, где вулканы, по-видимому, мало отличаются от тех, которые сосредоточены на суше.

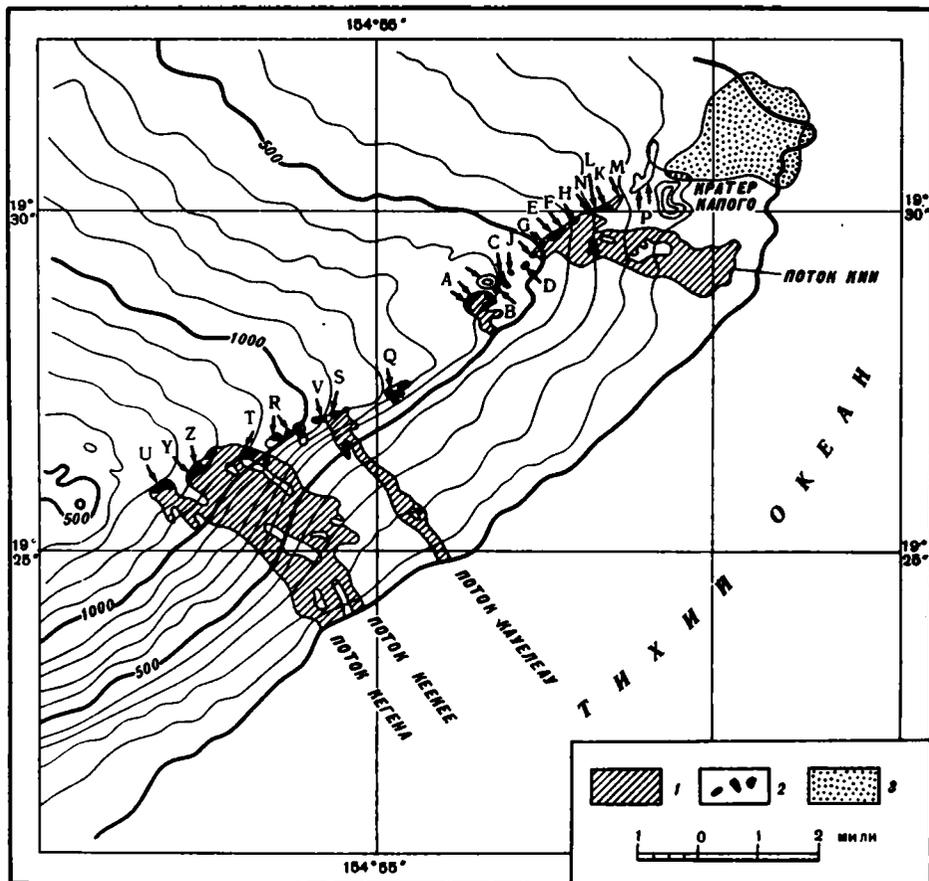


Рис. 23. Извержение Килауэа в 1955 и 1959—1960 гг., по Парсону [см. 119]
 1 — лавовые потоки 1955 г.; 2 — лавовые потоки и шлаковые конусы извержения 1955 г.;
 3 — лавовые потоки 1960 г. Латинские буквы обозначают жерловины, время образования которых
 последовательно отвечает алфавитному порядку

Глубоководные же вулканические извержения, сопровождаемые преимущественно лавовыми излияниями, определяются лишь по данным о морфологии и составе застывших лав, т.е. прекратившихся, а не непосредственно наблюдаемых извержений. Однако среди древних продуктов вулканической деятельности бесспорно подводный тип извержений обычно устанавливается достаточно строго, потому что вулканогенные породы, наблюдаемые в разрезах, сопровождаются переслаиванием их с морскими осадками, нередко содержащими палеонтологические остатки, однозначно определяющими подводное происхождение вулканогенных пород.

Строгое определение типа вулканических извержений требует достаточно обстоятельного и внимательного исследования, направленного на выяснение характерных особенностей вулканогенных пород, их строения и состава сопутствующих им осадочных образований и т.д. Поэтому при недостаточно полном описании можно, в сущности, выделять среди продуктов вулканической активности только такие, которые возникли под влиянием эксплозивной деятельности вследствие излияний лавы на поверхность или в результате экструзий. Иначе говоря, изучая древние вулканогенные породы, можно говорить только о вероятном механизме извержений, в результате которых они возникли, — эксплозивном, связанном со свободным излиянием лавы или с ее выдавливанием, но не о стромболианских, вулканских и других извержениях.

Для более или менее полного исследования типа вулканических извержений геоло-

гического прошлого необходимы знания не только петрографических черт пород, но и характерных разрезов вулканогенных толщ, пространственного размещения этих пород относительно древних вулканических центров, а также другие данные. Таким образом, требуется совокупность сведений, по которым могут быть определены характерные особенности происходивших в прошлом извержений. Только располагая этими сведениями, можно проводить сравнения древних вулканических извержений с известными в настоящее время.

При строго поставленном исследовании всегда видна неполнота данных, требуемых для сравнения вулканических извержений, древних и современных, а также степеней обоснованности развиваемых представлений и их точность. Примеры подобных строгих исследований известны в трудах А.Н. Заварицкого [58—60], посвященных происхождению игнимбритов Армении, в работах Вильямса по реконструкции вулкана Мазамы [529, 530], а также в других исследованиях. Во всех этих работах восстанавливается истинная картина вулканических извержений геологического прошлого на основании всесторонних геологических данных, включающих наряду с петрографическими материалами сведения об условиях залегания пород, их распространении, изменчивости фаций и мощностей вулканогенных толщ, которым они подчинены, и т.д.

МОРФОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ И ПРОБЛЕМА КАЛЬДЕР

Реконструируя древние вулканические постройки и различные их группы, включая вулканические области, необходимо ясно представлять главнейшие черты морфологии современных вулканов. Это вполне естественно, так как, во-первых, следует знать, на что должно быть направлено исследование и что должно быть реконструировано, а во-вторых, только в процессе сравнения с современными объектами могут быть выявлены главные отличительные черты древних и современных вулканов и вулканических областей, т.е. в конечном счете установлены основные черты изменчивости сравниваемых объектов во времени, определяющие направление их эволюции.

Хорошо известны как положительные, так и отрицательные формы современных вулканических построек. В сложном многообразии взглядов на вопросы систематики главных особенностей их морфологии следует при палеовулканологических реконструкциях учитывать лишь те наиболее характерные признаки этих вулканов, которые имеют существенное значение для поставленных целей. В таких именно палеовулканологических аспектах систематика современных вулканов была рассмотрена в связи с разработкой основ палеовулканологии [119], и с некоторыми уточнениями в кратком виде она может быть здесь представлена.

Среди положительных форм современных вулканических построек можно различать слоистые и шлаковые вулканические конусы, щитовые вулканы и вулканические пла-то, а также вулканические куполы.

С л о и с т ы е в у л к а н и ч е с к и е к о н у с ы, или стратовулканы, относятся к ряду полихостных высоко насыпанных) построек с чередующимися слоями рыхлого (тефрового) и лавового материала. В континентальных условиях они достигают нескольких километров в высоту, склоны их наклонены под углом от 30 до 40° к горизонту. В основании они могут занимать площадь с сечением 12—15 км, а с учетом обычно опоясывающего их шлейфа — 20—25 км, т.е. более 150 км², что отвечает объему примерно 200 км³. Таковы, например, размеры одного из самых крупных континентальных вулканов — Ключевской сопки на Камчатке. Размеры подводных вулканов еще более значительны; так, при высоте до 4000 м и пологих склонах (около 20°) они имеют площадь основания около 440 км² с сечением 20—25 км и объемом около 570 км³ (например, подводные вулканы Хендерсон, Скриппс, Джаспер).

Ш л а к о в ы е к о н у с ы обычно значительно меньше по размерам. Высота их измеряется немногими десятками метров, иногда достигает сотни метров и сравнительно редко оказывается еще более значительной. Такие конусы часто располагаются на склонах крупных стратовулканов либо концентрически, либо следуя радиальным направлениям. Однако нередки случаи рассеивания их вдоль более или менее обширных депрессий, например Ключевской дол, где эксцентрическая деятельность крупных вулканов привела к образованию более 300 шлаковых конусов, сосредоточенных на площади 49 × 90 км, удлинённой в северо-восточном направлении, параллельно простиранию главных структур Камчатки. По данным А.Н. Сирина [205], можно соответственно различать

эксцентрическую деятельность адвентивного и ареального типа. Он подчеркнул, кроме того, что в поле распространения эксцентрических куполов обычны также экструзии. Внутреннее строение шлаковых конусов может существенно варьировать; наряду с собственно шлаковыми накоплениями могут формироваться рыхлые конусы со стриженом спекания и конусы с лавовым стержнем. Отсутствие связей шлаковых конусов с крупными вулканическими постройками достаточно характерно также для сравнительно молодых вулканов Гегамского хребта в Армении. Конические постройки постоянно сопровождаются околосвершинными углублениями — кратерами, размеры которых могут сильно варьировать в зависимости от величины конусов. Наиболее крупные достигают 2—2,5 км в поперечнике; большего размера вулканические депрессии, имеющие циркообразные формы, обычно называют кальдерами и относят к ряду структур, возникающих вследствие обрушения, тогда как обычные кратеры (впрочем, далеко не все) считают результатом взрывов. Кратеры представляют собой прямое продолжение уходящего от них на глубину канала (conduit), образующего жерловину, через которую извергается на поверхность глубинный материал. Внутри большого кратера может быть расположено несколько каналов (пример — вулкан Стромболи), в период покоя вулкана заполняемых отвердевшим лавовым материалом, образующим закупоривающую их пробку.

Внутри крупных депрессий нередко образуются небольшие вулканические конусы, а в итоге особенно крупные депрессии могут представлять обширные циркообразные впадины, в центре которых размещаются обычные вулканические конусы разнообразных размеров. Весьма крупные циркообразные впадины, опоясывающие вулкан, имеют либо вид, характерный для Пико-де-Тейде о-ва Тенерифе, где высокая коническая постройка действующего вулкана находится в центре округлой депрессии, окаймленной крутыми обрывами, либо вид, свойственный окружению Везувия, современный конус которого опоясан полукольцом соммы, но почти сросся с ней и отделен только сравнительно узкой полосой сохранившегося от разрушения дна депрессии (кальдеры), известного под названием Атрио-дель-Кавалло.

Разрастание молодого конуса внутри кольцевой депрессии, опоясывающей вулкан, может привести к почти полному срастанию ограничивающего депрессию эскарпа (обрыва) с конусом; эскарп тогда приобретает вид кольцевого вала, опоясывающего вулканический конус, подобно тому, как это наблюдается на склонах вулкана Авачинская сопка на Камчатке, а также многих вулканов Индонезии и других районов мира.

В целом нет, в сущности, ясных, морфологически определенных границ между кратерами и кальдерами, как нет различия и между эскарпами, ограничивающими кальдеру, и соммой вулкана, представляющей горную гряду, окаймляющую вулкан, подобно сомме Везувия. Вряд ли можно проводить различия между кратерами и кальдерами также и по тому признаку, что кратеры образуются в связи с процессами аккумуляции, а кальдеры являются деструктивными формами рельефа. Аккумуляция и деструкция протекают во время вулканических извержений одновременно, поэтому и здесь строгие границы не могут быть указаны, так как невозможно установить, когда закончились процессы аккумуляции и началась деструкция вулканической постройки.

Щитовые вулканы и вулканические плато имеют общие черты строения, связанные с принадлежностью их к ряду полихорных, одновременно также полихитных (полихитос — обильно разлитой) вулканических построек. Щитовые вулканы отличаются присутствием центрального канала, с которым связаны трещинные питающие каналы. Среди таких вулканов имеются не только полихорные постройки, обширные и весьма протяженные, но и их эмбрионы, имеющие сравнительно малые размеры. Среди вулканических плато, формирующихся вследствие трещинных, как обычно предполагают, извержений, известны не только широко распространенные базальтовые, но также игнимбритовые или риолитовые. Оригинальный тип представляет фанолитовое вулканическое плато рифтовой системы Восточной Африки. Относительно игнимбритовых или риолитовых плато трудно сказать, сложены ли они лавовыми покровами или возникли вследствие эксплозионных извержений и выброса в воздух пирокластического материала. Поэтому не все вулканические плато, по-видимому, могут быть отнесены к полихитному ряду.

Типовыми примерами щитовых вулканов являются вулканические постройки Гавайских островов и их аналоги, известные среди постгляциальных угасших вулканов Ислан-

дии. Такие вулканы построены преимущественно или почти исключительно из лав и возникают в результате излияний, сопровождаемых эксплозиями лишь в ограниченной степени. В процессе излияний сравнительно легко растекающиеся лавы, имеющие базальтовый состав, распространяются на большие площади, вследствие чего мощности отдельных покровов на краях снижаются до нескольких дециметров или даже сантиметров. В итоге многократных излияний образуется вулканическая постройка с очень пологими склонами, наклоненными под углом не более $10-12^\circ$ к горизонту, а к подножию до 4° и менее.

Размеры щитовых вулканов могут быть очень крупными. Так, Мауна-Лоа в группе сопровождающих его действующих (Килауэа) и угасших вулканов возвышается на 4170 м над ур. моря, а его подножие расположено на океаническом дне на 500 м ниже этого уровня. Таким образом, полная высота вулкана Мауна-Лоа превышает 9000 м. Соответствующий объем только надводной части постройки может быть определен примерно в 6,5 тыс. км³, а весь — около 25 тыс. км³. Щитовые вулканы Исландии несравненно меньше гавайских. Высота их обычно варьирует в пределах от 60 до 600 м и лишь в отдельных случаях (вулкан Хердубрейд) оказывается равной 1200 м. При средних углах наклона около 3° это дает примерные объемы построек до 750 км³.

Подобно коническим постройкам в вершинной части щитовых вулканов располагаются один или несколько кратеров, окруженных кальдерами. На Мауна-Лоа кальдера имеет размеры 2,8 × 5,6 км, на Килауэа — от 2,8 × 4 до 4 × 5,6 км. Размеры и глубина их варьируют в связи с тем, что дно кальдер то заполняется лавой, то проседает, вследствие чего образуются террасовидные уступы. Глубина кальдер достигает 100–200 м. Стенки их отвесны. Кратеры внутри кальдер имеют вид колодцев, называемых пит-кратерами, т.е. шахтными кратерами, или кратерными колодцами. Размеры их около 60 м в поперечнике. Склоны щитовых вулканов обычно рассеены трещинами, вдоль которых располагаются небольшие адвентивные шлаковые конусы разбрызгивания, остающиеся после образования лавовых потоков, изливающихся из таких трещин и стекающих вниз по склону, распадаясь на отдельные рукава. Общая длина потоков может достигать нескольких десятков километров при ширине до 3–5 км и средней мощности 5–10 до 15–20 м. Рифтовые трещины в сопровождении хорошо выраженных в рельефе эскарпов прослеживаются на расстояния, измеряемые десятками километров.

Вулканические плато лучше всего изучены на примере Исландии, а в более древних областях их представляют хорошо известные по разнообразным описаниям базальтовые плато Колумбии в Северной и Параны в Южной Америке, Декана в Индии, Туле в Гренландии, Среднесибирское в нашей стране и так далее. Отличительные черты таких плато — исключительно широкое распространение базальтовых лав на огромных площадях, измеряемых многими тысячами квадратных километров, а также колоссальные объемы излившихся масс, достигающие многих сотен тысяч и даже превышающие 1 млн. км³. Эти плато формируются преимущественно в результате деятельности трещинных излияний, но при участии, иногда значительном, также центральных излияний, сопровождаемых образованием более или менее многочисленных щитовых и иногда типа вулканических построек. Тиррель считал, что на ранних стадиях базальтовые лавы образуют щитовые вулканы и изливаются из их центральных каналов и отчасти через трещины на склонах построек; затем, когда плоский конус достигает пределов возможного роста, происходят обрушения вдоль концентрических сбросов, возникающих вследствие снижения давления со стороны глубинного расплава и вызывающих образование на поверхности кальдер. Дальнейшая эмиссия лав имеет место при трещинных извержениях на склонах вулканов и в промежутках между ними, а также вдоль рифтовых систем, которые определяют положение вулканов и пути миграции их лав. Вольф [537] также давно уже отмечал существование переходов между трещинными и центральными извержениями, формирующими базальтовые плато. Поэтому представляется малооправданной попытка выделить наряду с базальтовыми плато, возникающими в результате трещинных излияний, и вулканическими областями с вулканами центрального типа (вулканическими конусами) также еще и смешанный тип в качестве представителя особого типа вулканических плато. Базальтовые плато образуются в результате совместного действия трещинных и центральных извержений с варьирующей ролью каждого из участков общего процесса формирования системы сравнительно плоско залегающих покровов.

Риолитовые плато привлекли внимание широкого круга исследователей после того, как Маршалл [414] опубликовал результаты изучения риолитов района Таупо—Роторуа в Новой Зеландии и выделил новый тип пород, названный им игнимбритами. Впрочем, подобные плато были известны и ранее, примером чему служит Йеллоустонский национальный парк в США. С названными регионами сравнима по объему извергнутых риолитовых масс, по-видимому, только область оз. Тоба на Суматре, описанная Бемеленом [292, 293] как пример вулcano-тектонических депрессий; меньшего размера риолитовые плато имеются в районах Асо (Япония), Чирикау (Аризона), в горах Вэллис (Нью-Мексико), в Сан-Хуане (Колорадо) и других районах. Площади, занимаемые такими плато, достигают 100 x 150 км (Таупо-Роторуа) при мощности отдельных плащеобразно залегающих игнимбритовых пластов 30—150 м, а общий объем извергнутых риолитовых масс оценивается в 70 000 км³. В области оз. Тоба на Суматре риолитовое плато занимает площадь около 20 000—30 000 км². Предполагается, что образование риолитовых плато связано с процессами проседания обширных территорий над скрытыми на глубине магматическими камерами. Котс [323] предложил называть риолитовые плато леколитами (lekos — тарелка, впадина, ложбина). Этим названием он обозначает более или менее изометричные прогибы (бассейны), заполненные полого лежащими риолитовыми пластами с почти плоской современной поверхностью, несколько вогнутой в центре. Диаметр такого прогиба значительно больше глубины.

О нефелиновых плато пока известно сравнительно мало. Единственным эталоном такого рода вулканических построек может служить нефелиновое плато, известное по краткому описанию Кинга [396]. Он выделяет нефелиновое плато к ВСВ от оз. Виктория на территории протяжением около 400 км при ширине до 200—250 км. Плато образуют обширные потоки фотолитовых лав, изливавшихся, по Кингу, через систему трещин. Возраст фонолитовых лав определен в 11—14 млн. лет; лавы подстилаются ранними базальтами рифтовой зоны и перекрываются трахитами, фонолитами и нефелинитами, среди которых наблюдаются реликты древних вулканических построек центрального типа, а затем — позднетретичными базальтами.

Вулканические куполы, наиболее полно изученные Вильямсом [527] и Лейденом [409], представляют крутостенные вязкие протрузии лав, образующие более или менее ясно выраженные куполовидные массы вокруг своего выхода. Среди них можно различать выжатые куполы (plug domes), выполняющие жерловины вулканов, эндогенные куполы, рост которых осуществляется, как полагает Вильямс, за счет расширения изнутри, и экзогенные куполы, образующиеся при поверхностных извержениях, особенно часто из центрального вершинного кратера. К выжатым куполам относятся твердые интрузии очень вязкой магмы, называемые также скальными иглами. Некоторые исследователи к вулканическим куполам относят также куполовидные вздутия, возникающие в процессе течения лавы (бескорневые куполы Ритмана, его же куполы течения и т. п.). К типичным примерам вулканических куполов относятся многие вулканические постройки Оверни, впервые описанные под таким названием Скропом; купол вулкана Пеле, сопровождаемый обелиском, возникший после извержения 8 мая 1902 г.; купол, образовавшийся при извержении вулкана Безымянного в 1956 г., и др.

Рассмотренные главнейшие типы вулканических построек, возникающих в процессе извержений и дающих положительные формы рельефа, могут быть достаточно определенно реконструированы по данным геологического картирования и изучения фациальной изменчивости вулcanoгенных пород в наблюдаемых разрезах. Более того, некоторые типовые формы таких построек, в частности вулканические плато, в значительной степени представляются более выразительными в тех регионах, где вулканическая активность прекратилась сравнительно давно. В особенности это касается базальтовых плато, примеры которых более наглядны среди относительно древних вулканических областей. Что касается нефелиновых плато, то пока единственным строгим их образцом служит южная часть рифтовой зоны Восточной Африки.

Среди отрицательных форм рельефа, обусловленных вулканической деятельностью, наряду с уже упоминавшимися кальдерами, иногда достигающими значительных размеров, могут быть названы также вулканические грабены и расселины, вулcano-тектонические депрессии и другие вулcano-тектонические структуры. Однако все эти формы (кроме кальдер) сами по себе представляют в большинстве случаев результат различного рода реконструкций, основанных на данных геологического карти-

рования, сопоставления разрезов, исследования фациальной изменчивости отложений и тому подобных построений. Поэтому заслуживают дополнительной характеристики только кальдеры как соответствующий тип вулканических построек, хорошо известный в областях распространения современных вулканов, который может служить эталоном для сравнения при изучении древних вулканических областей, где такие постройки могут быть реконструированы на основе специальных палеовулканологических исследований.

Морфология кальдер достаточно разнообразна, вследствие чего для них предложены различные классификации и разработаны разные варианты объяснения их происхождения. Вильямс [528], наиболее детально изучавший кальдеры разных районов мира, различал кальдеры эксплозивные, небольшие и весьма редкие (примеры Таравера в Новой Зеландии и Бандай в Японии); кальдеры обрушения типа Кракатау, Килауэа, Катмай, Гленко; смешанные кальдеры обрушения, возникающие вследствие изменения формы или объема магматического тела на глубине; эрозийные кальдеры. Кальдеры типа Кракатау, по Вильямсу, в первом его варианте образуются в результате повторных интенсивных кратковременных эксплозий, сопровождаемых массовыми выбросами пемзы и пепла, что вызывает истощение магматической камеры на глубине и проседание ее кровли. В случае, когда такое проседание кровли магматического очага происходит вследствие излияния лав на склонах вулкана или дайковых интрузий и внедрения силлов, что приводит к опорожнению центральной горловины, речь может идти о кальдерах типа Килауэа. Пример кальдер такого типа — Ньям-лагира, Мокуеовео и Аскья. Катмайский тип отличается, по Вильямсу, участием наряду с эксплозиями и обрушением стенок также процессов внутреннего растворения, выраженных в появлении контаминированных пород в окружении кальдеры. При обрушении кровли магматической камеры вдоль кольцевых трещин, с чем связано опускание цилиндрических блоков коры, можно говорить о кальдерах типа Гленко [322].

В общую систематику отрицательных форм вулканического рельефа Вильямс вводил еще и криптовулканические структуры, вулканические грабены и расселины или трещинные трюги, а также различные вулкано-тектонические структуры — название, которое он применил к своей классификации вслед за Беммеленом. Однако происхождение криптовулканических структур постоянно вызывает дискуссии, и связь их с вулканической деятельностью во многих случаях ставится под сомнение. Что касается разного рода вулкано-тектонических структур, то их включение в единый ряд с кальдерами вряд ли оправдано. Эти структуры не имеют непосредственного отношения к вулканической деятельности. Они представляют результат сложного взаимодействия тектонических и магматических процессов, выявляемых на основе геологических построений, прилагаемых к элементам строения земной коры, формировавшимся длительное время, и, таким образом, отнюдь не принадлежат к эталонам структуры, возникшей в результате современной вулканической деятельности.

Рассмотренный ряд кальдер, намеченный Вильямсом еще в 1942 г., был существенно расширен им позднее совместно с Мак Бирнеем [417, 532]. В этом новом варианте систематики кальдер дано их определение как обширных вулканических провальных депрессий, более или менее округлой формы, с диаметром, во много раз превышающим расположенные в них жерловины. Размерами кальдера отличается от кратера, значительно меньшего, чем она, и представляющего конструктивную, а не деструктивную форму. Опускания размерами менее 1 км в поперечнике выделены в качестве пит-кратеров, или кратерных колодцев. Название "кальдерное опускание" (cauldrons), как указывают Вильямс и Мак Бирней, следует применять к кальдерам, образующимся, хотя бы частично, путем пассивного погружения в обширный неглубокий магматический резервуар. Диаметр кальдерного опускания приближается или в некоторых случаях превышает размеры сопровождающего конуса, но имеются многие такие опускания, в которых нет крупных вулканов. Резких различий между кальдерами и кальдерными опусканиями нет; извержения на поверхности и опускание в неглубоко залегающую магматическую камеру типичны для тех и других. Принципиальное отличие состоит в том, что кальдеры сопровождаются обрушением, следующим за удалением магмы из глубинной камеры, тогда как кальдерные опускания представляют результат пассивного погружения кровли в стационарную или поднимающуюся вдоль трещин магматическую массу.

Общий ряд, охватывающий большинство, но не все кальдеры в новом варианте Вильямса, совместно с Мак Бирнеем, включает 7 типов: Кракатау, катмайский, Вэллис, гавайский, галапагосский, Масайя и Атитлан. Тип Кракатау образуется при опускании вершины крупного сложного вулкана вслед за эксплозивным извержением из одной или нескольких жерловин, в некоторых случаях — из дугообразных трещин на его склонах. Объем выбросов обычно значительно меньше 100 км^3 . Катмайский тип представляет результат обрушения вследствие дренирования центрального магматического резервуара, питающего новые вулканы или трещинные извержения вне пределов основания конуса. Тип Вэллис возникает вследствие опускания вдоль дугообразных трещин, независимо от ранее существовавших вулканов, одновременно с разгрузкой колоссальных объемов силикатной пемзы, обычно значительно больших 100 км^3 . К гавайскому типу относятся случаи обрушения вершины щитового вулкана на поздней стадии его роста. Первоначальное вздутие сменяется подземным дренированием основной магмы из-под вершинной области в рифтовые зоны и во многих случаях посредством боковых извержений лавы. Галапагосский тип также связан с обрушением, происходящим на последних стадиях роста базальтового щитового вулкана, но является следствием инъекций магмы и извержений лавы через окаймляющие трещины, расположенные близ вершины, реже через радиальные трещины на флангах щита. Тип Масайя возникает при постепенном опускании обширных неглубоких депрессий, занимающих центральную часть невысокого уплощенного щита; извержения через дугообразные и радиальные трещины вне кальдеры не происходят, и почти все лавы располагаются внутри сложного эскарпа. Тип Атитлан образуется при кальдерном опускании независимо от прежнего конуса, но сопровождается извержениями из вулкана близ его края или соседних трещин. Весь этот перечень сам по себе интересен, но не вносит существенно новых сведений, позволяющих расширить перспективы палеовулканологических реконструкций. По-видимому, детали строения кальдер редко могут быть восстановлены с такой полнотой, чтобы можно было провести разграничения между представителями такого длинного ряда эталонов. Тем не менее знание этих эталонов может способствовать большей полноте проводимого палеовулканологического исследования. Важно, кроме того, иметь некоторые общие представления, касающиеся дискуссий о строении и происхождении кальдер.

Новые веяния в систему общих представлений о строении кальдер внесли геофизические исследования, осуществленные в Японии, Индонезии, отчасти в Италии Йокоямой [383–385], на Гавайских островах — Коянаги с соавторами [398]. Эти исследования показали, что по гравиметрическим наблюдениям кальдеры могут быть разделены на две группы с типичными для них либо отрицательными, либо положительными аномалиями силы тяжести, сосредоточенными в центральной части депрессии. По мнению Йокоямы, первая группа кальдер отличается присутствием рыхлого пористого материала, богатого кремнеземом, заполняющего ранее образовавшуюся впадину. Для второй группы характерна аккумуляция на дне кальдеры плотного мафического материала. Расчеты Йокоямы привели его к выводу, что основание рыхлых накоплений в краевой зоне кальдеры первой группы очень полого наклонено к их центру. Все это позволило ему утверждать, что кальдеры первой группы образовались в качестве отрицательных форм рельефа прежде, чем они были заполнены рыхлым материалом. Общая история образования таких кальдер была объяснена Йокоямой в соответствии с взглядами Минато с соавторами [423], предполагавших, что кальдера Сикоту, принадлежащая первой группе, образовалась вследствие извержения магмы через систему трещин, возникших вследствие расширения магматического очага, расположенного на сравнительно небольшой глубине. В результате сильнеешего извержения кровля магматического очага была разорвана на мелкие части, и образовавшиеся обломки стали падать на дно возникшей кальдеры. В итоге кальдера была заполнена пирокластическим материалом того же типа, что и в ее окружении. Этот вывод Йокоямы принципиально противоречит представлениям Вильямса о том, что кальдера заполняется породами кровли магматического очага. Эти породы, как считал Вильямс, обрушиваются внутрь кальдеры вследствие утраты поддержки со стороны магматических масс, стремительно выбрасываемых из расположенной на глубине камеры при одновременной или многократных сильнейших эксплозиях.

Поддерживая взгляды Йокоямы, С. Арамаки [5] отметил, что многие скважины, пробуренные в Японии на дне кальдер типа Кратер-Лейк, встретили породы цоколя

на неожиданно небольшой глубине. Так, две скважины в кальдере Асо подсекли граниты, в кальдере Хаконе бурением в ряде точек вскрыто третичное основание, а в кальдере Какуто на юге Кюсю достигнута древняя вулканическая толща. Поэтому Арамаки считает, что юе внутренняя структура вулканической постройки много меньше морфологически выраженной на поверхности депрессии. Он предполагает формирование магматического очага на глубине около 10 км, откуда вследствие лавинообразно развивающегося процесса вскипания выбрасываются через сравнительно узкую жерловину пирокластические потоки. Так как вмещающие породы близ поверхности подвергаются дроблению извергающейся магмой, то верхняя часть жерловины приобретает форму плоской воронки, заполняемой пирокластическими потоками, а также резургентными обломками и глыбами.

Арамаки подверг также сомнению возможность строгой оценки количества литоидных обломков в пирокластике, что является одной из существенных опор в построениях Вильямса. Однако ограниченная роль материала старой постройки в пирокластических потоках представляется достаточно наглядной на примере многих, в том числе и японских (Асо и другие) кальдер, а построения Йокоямы—Арамаки противоречат широкоизвестным данным о повсеместно наблюдаемых крутых обрывах, ограничивающих кальдеры.

Построения Йокоямы вызвали соответственно возражения со стороны Вильямса [532]. Он подчеркивал, что такие построения противоречат относительно малому количеству довулканических и других каменных выбросов вокруг кальдер, а также данным о реальном наличии крутых, а не пологих наклонов стенок кальдер и кольцевых комплексов. Кроме того, он указал на существование вариаций гравияномалий в различных кальдерах. Хотя для многих (по Йокояме, для большинства) кальдер, сопровождаемых сильнейшими пемзовыми извержениями, обычны отрицательные гравияномалии от 10 до 30 мгал, кальдера Кратер-Лейк имеет гравияномалию менее 5 мгал, а кальдера Апойо в Никарагуа — положительную аномалию 30 мгал. Для кальдер типа Кракатау, по Вильямсу, возможны как отрицательные, так и положительные гравияномалии, в зависимости от высоты первоначального конуса, а также от глубины залегания и состава пород основания. Большинство отрицательных гравияномалий, по его мнению, может быть объяснено немногими сотнями или немногими тысячами метров пемзовых отложений и обломков осадочных пород в основании кальдеры. Положительные гравияномалии от 40 до 100 мгал характерны для гавайских кальдер Мауна-Лоа и Килауэа [397], а также Ленаи и Кауаи [400]. Центр гравитационного максимума в большинстве случаев располагается на гавайских вулканах эксцентрически и может находиться за пределами ограничивающих разломов.

В заключение краткого очерка о кальдерах и кальдерных опусканиях отметим еще тип резургентных кальдер, выделенный Смитом и Бейли [477]. Представителями этого типа они считают кальдеры Вэллис, Крид, Сан-Хуан, Сильвертон, Лейк-Сити и горы Тамбер. Все подобные структуры — это преимущественно крупные (десятки километров в поперечнике) формы, в которых кальдерный блок после первоначального опускания был приподнят и образовал структурный купол. Принимая кальдеру Вэллис в качестве модели и учитывая данные по другим кальдерам, Смит и Бейли выделили семь стадий образования резургентных кальдер и кальдерных опусканий: 1) региональное вздутие (*tumescence*) и образование кольцевых разломов, 2) кальдерообразующие извержения, 3) кальдерное обрушение, 4) предрезургентный вулканизм и седиментация, 5) резургентное куполообразование, 6) главный вулканизм кольцевых разломов, 7) заключительная деятельность фумарол и горячих источников.

Рассматривая происхождение резургентных куполов, Смит и Бейли считают маловероятным их образование над лакколитовой инъекцией или внедрившимся штоком и предполагают, что они возникают вследствие общего изгибания кальдерного блока под влиянием магматического давления. Магматическая резургенция может быть вызвана: 1) продолжающимся подъемом магмы, 2) гидростатической реакцией, 3) региональным прогибанием, вызывающим центрипетальное давление, 4) конвекцией и связанными с ней процессами, 5) возвратом к максимальному магматическому давлению. Образование резургентных куполов зависит, по Смиуту и Бейли, от вязкости магмы, степени деформации кальдерного блока, отношения диаметра блока к его толщине, плотности блока, а также от других факторов. Поэтому такие купола наблюдаются не во всех кальдерах.

Приведенные данные позволили Смиуту и Бейли поставить вопрос о пересмотре первоначальной классификации кальдер, предложенной Вильямсом [528]. Они считают, что вулканические структуры обрушения образуют две группы: 1) ассоциирующиеся с мафическими щитовыми вулканами (тип Килауза, по Вильямсу) и 2) ассоциирующиеся с различными вулканами и отличающиеся тем, что их возникновению предшествуют или его сопровождают извержения пемзы и пепла (тип Кракатау, по Вильямсу). Вторую группу они считают возможным разделить на: 2а) кальдеры, в которых обрушение сопровождается хаотическим расчленением опущенного блока (Кракатау), и 2б) кальдеры с когерентным блоком, опущенным вдоль кольцевых разломов. Резургентные кальдеры в этом ряду представляют особый случай или тип конечного генетического развития группы 2б. Подразделения 1, 2а, 2б считаются, по представлениям Смита и Бейли, расширенной версией классификации Вильямса с одним отличием: группа 2б охватывает только часть типа Гленко, включающего у Вильямса все классические кальдерные опускания и кольцевые комплексы.

Существенно новым со времени появления обзора кальдер, предложенного Вильямсом в 1941 г., было, по Смиуту и Бейли, обнаружение спекшихся туфов в ассоциации с классическими кальдерными опусканиями и кольцевыми структурами. Подобные туфы сейчас известны в кольцевых структурах грабена Осло, в кальдерных опусканиях Сильвертона, в Северном Квинсленде [301, 303] и описаны в кальдере Гленко. В связи с этими относительно новыми данными Смит и Бейли поставили вопрос о причинах различий строения кальдер типа Гленко и Кракатау и высказали предположения о том, что в дальнейшем большинство кальдер мира окажется принадлежащим группе 2; в таком случае кальдерные опускания и кольцевые комплексы можно будет рассматривать как субвулканические эквиваленты кальдер этой группы.

Изложенные данные о существующих подходах к систематике кальдер важно учитывать при палеовулканологических реконструкциях в связи с тем, что многие из тех признаков морфологии кальдер, которые указываются различными исследователями в качестве типовых, отличающих одни кальдеры от других, могут быть выявлены в процессе изучения древних вулканических областей. Однако следует иметь в виду, что многие из указываемых в классификациях форм кальдер сами по себе реконструируются на основе геологических данных, а не относятся к типу современных образований. В частности, это относится ко многим из тех кальдер и кальдерных опусканий, которые сопровождаются кольцевыми структурами и спекшимися туфами. Именно этот ряд структур не может рассматриваться в качестве эталонов современных проявлений вулканической активности, так как установлен, в сущности, в древних вулканических областях (район Осло, Квинсленд и др.).

Заканчивая на этом краткий очерк некоторых особенностей морфологии современных вулканических построек, следует подчеркнуть, что большинство рассмотренных черт морфологии может быть более или менее строго реконструировано на основе данных детального геологического картирования, хотя при этом могут возникать различные затруднения, особенно в связи с позднейшими деформациями вулканогенных толщ и их денудацией. Тем не менее в благоприятных условиях соответствующие реконструкции могут быть проведены и в пределах очень древних вулканических областей.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Первичные формы сравнительно молодых вулканов, не затронутых позднейшими деформациями и денудацией, могут быть легко восстановлены путем непосредственных наблюдений, основанных на анализе топографических, аэрофотографических и других аналогичных материалов. Более древние вулканические постройки подвергаются эрозии и постепенно разрушаются, с течением времени утрачивая былые характерные черты свойственной им морфологии. Если, кроме того, вулканы деформируются, расчленяясь на отдельные блоки, то определение их первичной формы еще больше затрудняется и в этом случае приходится прибегать к различного рода реконструкциям, опирающимся на данные геологического картирования, фациального анализа и использование других методических приемов.

Однако внутреннее строение вулканов в процессе денудации становится более до-

ступным прямому наблюдению; чем больше промежуток времени, в течение которого вулкан подвергается разрушению после его угасания, тем глубже вскрывается строение вулканической постройки. Для действующих же вулканов глубинная структура может быть лишь частично вскрыта вследствие эрозии или в результате крупных эксплозий, подобных тем, которые наблюдались на Кракатау, Безымянном и на других вулканах. Аналогичную картину может дать и расчленение вулканической постройки трещинами, такими, например, какие известны в Исландии или на склонах многих конических вулканов. При этом следует иметь в виду, что хотя расчленение вулкана начинается еще в период его активности, тем не менее денудация в это время обычно не достигает подошвы вулканической постройки, а также зон, связывающих ее с глубинными питающими очагами, существование которых предполагается по совокупности всех данных о вулканической деятельности. Поэтому глубинное строение действующих вулканов может быть определено только по косвенным геологическим данным или на основании геофизических, преимущественно сейсмических наблюдений. Непосредственное изучение глубинных очагов этих вулканов возможно лишь путем бурения, которое пока практически не применяется, хотя вопрос о постановке соответствующих работ уже рассматривался, в частности, в нашей стране Сибирским отделением Академии наук СССР.

Древние вулканические постройки, подвергшиеся более или менее значительной денудации, дают срезы различной глубины, а поэтому представляют самостоятельную ценность в плане исследования глубинного строения вулканов и выявления их корней, уходящих в недра Земли. Однако здесь имеются свои трудности. Во-первых, чем глубже срез вулкана, тем более разобщенными могут оказаться структуры верхней части постройки и глубинные элементы ее строения, вследствие чего для их сопоставления могут потребоваться косвенные данные. Во-вторых, если вулкан не был деформирован, то его срезы, расположенные ниже основания, вскрывают лишь те части постройки, непосредственная связь которых с выброшенными на поверхность продуктами извержений вообще не устанавливается. В-третьих, древние вулканические аппараты часто оказываются настолько сильно денудированными и деформированными в процессе существования, что расшифровка их строения становится затруднительной независимо от условий обнаженности. Таким образом, по мере перехода от верхних частей вулканической постройки к более глубоким, корневым, постепенно утрачивается возможность непосредственного сравнения тех и других и все большее значение приобретают косвенные сопоставления и гипотетические построения. В таких сопоставлениях главную роль часто играют уже не прямые отношения вулкана к его корням, а вулканических масс, накопившихся в результате длительного развития ряда вулканов, т.е. различного рода вулканических (или вулканогенных) толщ, к корневым зонам, связывающим эти массы с недрами Земли.

На разных денудационных срезах доступны изучению либо суперкрустальные, либо глубинные, или интеркрустальные, элементы строения древних вулканов. О суперкрустальном строении можно говорить, по-видимому, в том случае, когда первоначальный вид вулканической постройки либо совсем не изменен, либо подвергся лишь частичным и в общем незначительным преобразованиям. Обычно это относится к современным вулканам, реже — к вулканам более древним, но мало отличающимся по возрасту от современных. Так, суперкрустальная структура великолепно сохранилась в третичных вулканах Армении, в вулканах Оверни и некоторых других районах мира. Что касается интеркрустальных структур, то их можно, вероятно, разделить на те, которые отвечают относительно более высоким и более глубоким зонам, а кроме того выделять субкрустальные, или мантийные, корневые зоны. В этих наиболее глубоких зонах существенные преобразования первичного строения вулканической постройки осложняются наложением на нее метаморфических процессов, вследствие чего реконструкции первичных ее контуров должна предшествовать большая работа по восстановлению первоначального состава метаморфических пород, что само по себе далеко не всегда дает эффективные и однозначные результаты.

Тем не менее даже в областях распространения метаморфизованных пород докембрия детальные исследования позволяют реконструировать сохранившиеся первичные элементы древних вулканических построек. Большую работу в этом направлении в течение длительного времени проводят в Карельском филиале АН СССР под руководством В.А. Соколова [212]. Аналогичные палеовулканогеологические реконструкции по-

явились также в Канаде [319, 359] и стали широко привлекаться к поисковым работам в Австралии [340].

Древние вулканические постройки с корневыми зонами верхнего интеркрустального яруса обычно представляют собой, по словам Джагара, "интрузии под вулканами" [382], или систему так называемых субвулканических тел в сочетании с вулканогенными породами, сохранившимися от денудации и деструкции в древнем вулканическом аппарате. Для срезов, отвечающих верхнему интеркрустальному ярусу, типично, таким образом, совместное нахождение интрузивных, излившихся и пирокластических пород в единой структуре. В блоках земной коры, не претерпевших значительного перемещения, связанного с общим изменением их пространственного положения, вулканические постройки меняют свой облик преимущественно в зависимости от эрозионного среза. В сильно разрушенных и расчлененных блоках отдельные части постройки разрываются и перемещаются, вследствие чего на одном эрозионном срезе совмещаются элементы, весьма разнородные по глубине образования. При наличии устанавливаемых наблюдениями непосредственных связей между интрузиями и излившимися или пирокластическими породами можно говорить о верхнем, а при их отсутствии — о нижнем интеркрустальном ярусе корневых зон древних вулканов.

Известны различные примеры палеовулканологических реконструкций для территорий, где вулканические постройки подверглись преимущественно денудации, сопровождавшейся деформациями лишь такого типа, которые обычны и для современных вулканов, т. е. связанных с эксплозиями, погружениями концентрических блоков над опустошаемыми при извержениях глубинными магматическими камерами и т. п. Такие примеры характеризуют преимущественно древние и отчасти молодые платформы или области так называемой завершенной складчатости.

Один из наиболее ранних известных примеров соответствующих палеовулканологических реконструкций представлен в работах, посвященных изучению сильно разрушенных третичных вулканов Тулейской провинции, охватывающей обширную территорию, включающую, кроме Шотландии, также Северную Ирландию, Фарерские острова, Исландию, о-в Ян-Майен и протягивающуюся вплоть до берегов Западной Гренландии (рис. 24). На этой огромной территории, разобщенной водами Атлантического океана, а в Гренландии на значительном протяжении перекрытой льдами, распространены преимущественно базальтовые лавы. Такой состав лав и их третичный, главным образом эоцен-олигоценый и лишь отчасти более поздний, возраст сближают отдельные участки Тулейской провинции, раскинутые на площади, простирающейся в общем в северо-западном направлении и имеющей около 3000 км в длину и до 1000 км в ширину.

Несмотря на общее господство базальтов, в пределах Тулейской провинции распространены также андезитовые, дацитовые и риолитовые лавы. Все эти разнообразные продукты извержений образовались в результате деятельности вулканов, глубинные срезы которых с корневыми зонами лучше всего изучены в Шотландии и Ирландии. Здесь они сосредоточены вдоль полосы северо-западного (близкого к меридиану) простираения, следующей от о-ва Арран на юго-востоке через Малл, Арднамерчен и Рум к о-ву Скай на северо-западе. Имеется также группа вулканических построек в Северной Ирландии, в зоне северо-восточного простираения примыкающая к берегам Ирландского моря (рис. 25).

Для всей рассматриваемой территории типично кольцевое строение корневых зон третичных вулканов, сравнительно легко выявляемое по результатам картирования даек и по данным о распространении различных интрузивных пород: гранитов, полосчатых и массивных габбро и др. Хотя Джадд [389] ранее предполагал, что образование обширных лавовых полей происходило в связи с деятельностью щитовых вулканов, а Гики [351] придавал значение трещинным извержениям, нет сомнений в том, что сосредоточенные в Западной Шотландии третичные интрузивные породы представляют, как подчеркивал Стюарт [481], корни крупных центральных вулканов. В Шотландии имеется соответственно шесть таких центральных комплексов, содержащих многочисленные интрузивные тела, разнообразные по форме и составу. Для некоторых комплексов устанавливается перемещение активности с течением времени. На о-вах Скай, Арднамерчен и Малл имеется не менее трех таких центров, на Арране — два.

Вокруг некоторых центров былой активности располагаются кольцевые интрузии.

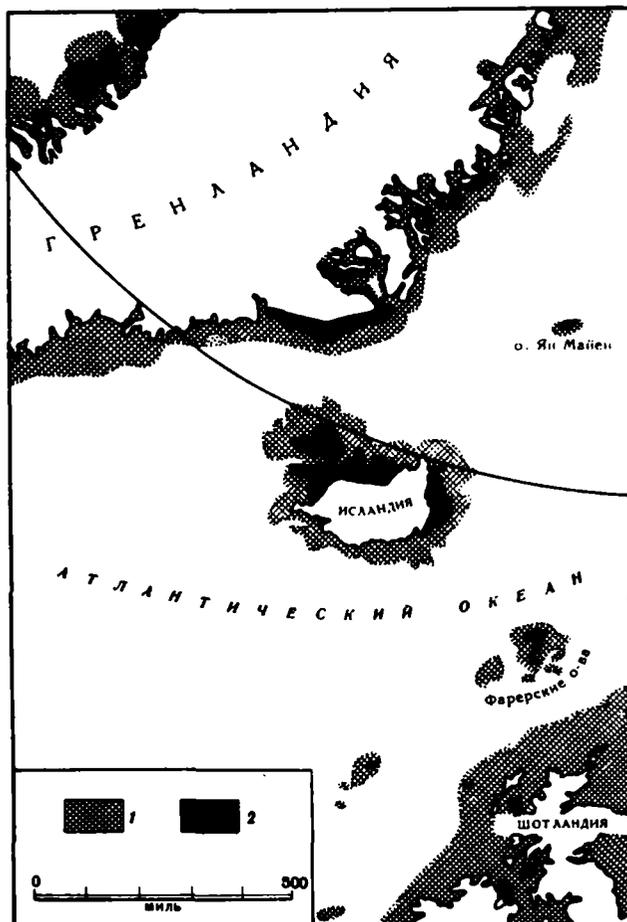


Рис. 24. Северо-Атлантическая провинция третичных изверженных пород, по Ричи [см. 481]
 1 — глубины 0—100 фатомов; 2 — третичные извержения преимущественно базальтовых лав

Дугообразно изогнутые тела, состоящие из пород габбрового и гранитного ряда, от сотен метров до 1,5 км шириной, могут следовать параллельно одно другому или разделяться вмещающими породами; особенно хорошо они выражены на о-вах Малл и Арднамерчен. Иногда расположенные ближе к центру тела оказываются более молодыми. Некоторые из этих тел являются типичными кольцевыми дайками, круто падающими в сторону от центра комплекса. Другая группа представляет серию конических слоев, наклоненных под разными, но преимущественно крутыми, углами к центру комплекса и к некоторому фокусу, расположенному на значительной глубине, достигающей 3 км. Взаимоотношения между этими интрузивными телами и механизм их внедрения изучены Андерсоном [280]. Предполагается, что конические слои возникают при подъеме расположенного в недрах магматического очага, а кольцевые дайки — при его опускании. Эти предположения подтверждены Андерсоном математическими расчетами, а автором и П.М. Бондаренко [128] — также экспериментально. Общей чертой центральных комплексов Шотландии следует считать крайнее разнообразие состава свойственных им интрузивных пород. Среди них имеются граниты, кварцевые габбро, эвкриты и другие габбро (полосчатые и массивные), а также дуниты, а из серии гипабиссальных и эффузивного облика пород — долериты, тешениты, кварцевые долериты, микродиориты, трахиты, риолиты, фельзиты и обсидианы, а в некоторых случаях ультрабазиты, образующие дайки и силлы. Отдельные крупные плутонические тела на о-вах Рум и Скай представлены пластовыми интрузиями перидотитов, алливалитов,

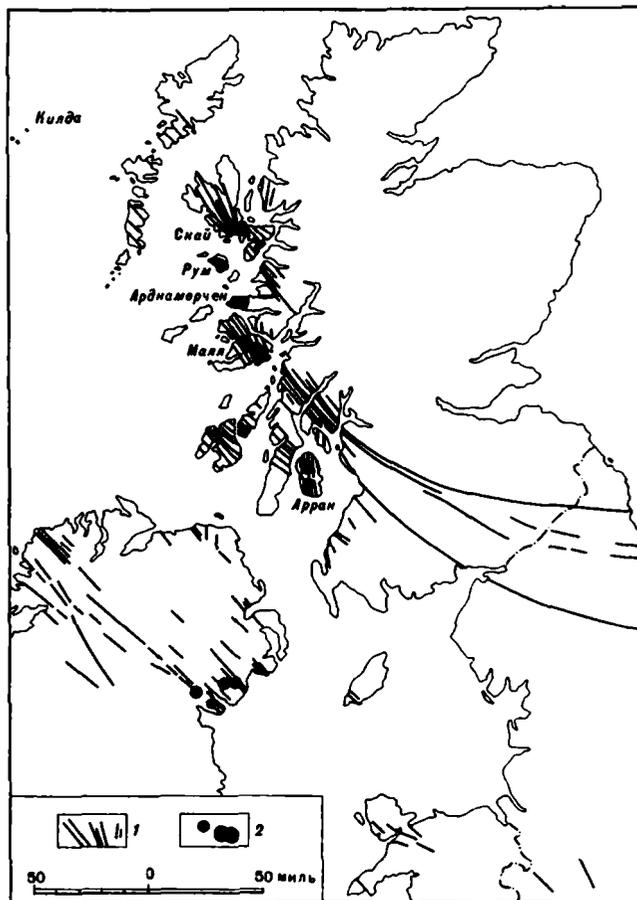


Рис. 25. Соотношения третичных северо-западных даек и третичных плутонов в Шотландии и Ирландии, по Ричи [см. 481]

1 — основные дайки и дайковые рои; 2 — центральные интрузивные комплексы

звкритов и габбро, имеющих расслоенное, как предполагается, гравитационное строение. Считается, что слоистые породы возникают вследствие подъема и опускания магмы вдоль дугообразных трещин. Признаки гравитационного разделения материала имеются также в интрузиях, подобных габбро Арднамерчена и пикрит-тешенитовым силлам о-вов Скай и Шиант. В кольцевых дайках на о-ве Малл обнаруживаются переходы сверху от кварцевых габбро через средние породы к гранофирам, что также, как считают, вызвано гравитационными явлениями.

Эксплозивные жерла, сопровождающие интрузивные комплексы, часто имеют тенденцию располагаться тангенциально к центрам активности, и многие из этих жерл содержат риолитовые или трахитовые агломераты, а также риолитовые или андезитовые обсидиановые лавы. Кольцевые интрузии о-ва Малл ассоциируют с кальдерами, а граниты о-ва Арран занимают обширное кальдерное опускание, содержащее основные, средние и кислые лавы, интрузии и пирокластические породы. Интрузии всех плутологических комплексов, по-видимому, сопровождались поверхностным вулканизмом, хотя большинство лав сейчас удалено денудацией.

Наряду с комплексами пород, сосредоточенными в центрах вулканической деятельности, широко распространены силлы и дайки, удаленные от центров, рассекающие лавы на окружающем плато. Типичен также сложный состав даек и силлов, особенно наглядно прослеживаемый на о-вах Скай и Арран. Обычно в центре для них характерен кислый состав, а на периферии — основной. Кислые части даек близ их скрещения не-

редко содержат ксенолиты основных пород и обнаруживают различную степень гибридации магмы, а в основных частях даек иногда наблюдаются ксенокристы кислого материала. Все это приводит многих исследователей к выводу об одновременном существовании кислых и основных магм, хотя в ряде случаев интрузии кислой магмы следовали явно после основных. Имеются также предположения о том, что происходил процесс переплавления и мобилизации кварцевых порфиров при подъеме основных магм. Во всяком случае, известно, что на рассматриваемой территории во многих интрузиях обнаруживается тесная ассоциация кислых и основных пород. Некоторые тела, сложенные основными породами, пронизаны сетью жил кислого состава. Часто встречаются также малые тела гибридных пород диоритового состава, которые могут, как писал Стюарт [481], представлять результат инкорпорации кислого материала основной магмой, основного материала кислой магмой или являться смесью двух магм разного состава. В целом для региона характерно сосредоточение разного состава интрузивных и вулканических комплексов в пределах корневых зон древних вулканов.

Реконструкции отдельных вулканических построек позволили выявить типичные черты некоторых из них. Наиболее наглядна реконструкция, представленная М. и Д. Ричи и другими [453, 454], для вулкана о-ва Малл (рис. 26). Здесь наблюдается сложная последовательность лавовых образований, включающая широко распространенные платобазальты и подчиненные им лавы, сосредоточенные в кальдере древнего центрального вулкана. После экстрезии центральных лав ранняя кальдера превратилась в центр интрузий большого числа разнообразных крупных и малых тел. Позднее центр активности дважды менялся, перемещаясь на север, сначала до местности, расположенной около Бейн, а позднее до Лохба, где кольцевая дайка внедрилась вдоль края сложного кольцевого сброса, окружающего блока, опустившийся примерно на 1000 м (поздняя кальдера).

Главная интрузия и сопровождающие ее жерла разместились вокруг трех последовательных центров ранней кальдеры. Они включали многочисленные крутые кольцевые интрузии и конические слои, а также множество других тел. Вокруг области, включающей эти центры, интрузивные породы и лавы подверглись пневматолитовым изменениям. Даже в поздних дайках, секущих кольцевую дайку Лохба, обнаруживаются соответствующие изменения. Общий характер палеовулканологических реконструкций, проведенных Бейли и его коллегами [287] для древних вулканов о-ва Малл, показан на рис. 27, изображающем геологическое строение местности, положение опустившихся кальдер и области, подвергшиеся пневматолиту. Интрузии ранней кальдеры изображены на рис. 28.

На о-ве Арднамерчен имеется аналогичный кольцевой комплекс. По данным Ричи [453], он принадлежит трем центрам активности, сменившим друг друга с течением времени. Наиболее ранний, самый восточный центр отличается эксплозивным жерлом, в котором содержатся средние и кислые породы, а также более поздними коническими слоями. Следующий, более западный центр содержит две группы конических слоев и многочисленные крутостенные кольцевые интрузии преимущественно габбрового состава. Наиболее поздний центр, лежащий между двумя более ранними и секущий их, включает главным образом концентрическую серию габброидных и эвкритовых колец с узкими телами средних пород в центре.

К корневым зонам третичных вулканов принадлежат также центр вулканической активности о-ва Скай, и к ним могут относиться еще и кольцевые интрузии и конические дайки о-вов Рум и Арран. Во всяком случае, общая картина тесной связи интрузивных тел, расположенных в центральной части комплексов, с лавами, кольцевыми и коническими дайками, а также сочетание в этих телах различных по составу пород составляют наиболее типичную черту рассматриваемой серии центральных вулканических комплексов, представляющих корневые зоны третичных вулканов Шотландии, вскрытых на глубину, вероятно, на меньше 3—5 км ниже их бывлой подошвы.

К числу давно и хорошо изученных примеров наиболее полно и надлежащим образом документированных вулканов, имевших в прошлом коническую форму и реконструированных весьма строго Вильямсом [526, 529, 530], относится вулкан Мазама в Каскадных горах (США). Этот пример может интересовать прежде всего с точки зрения системы доказательств, привлеченных к выяснению первоначальной морфологии подвергнувшегося разрушению вулкана, на месте которого сейчас сохранилось только кратерное озеро (Кратер-Лейк), а кроме того, для объяснения процесса, создавшего

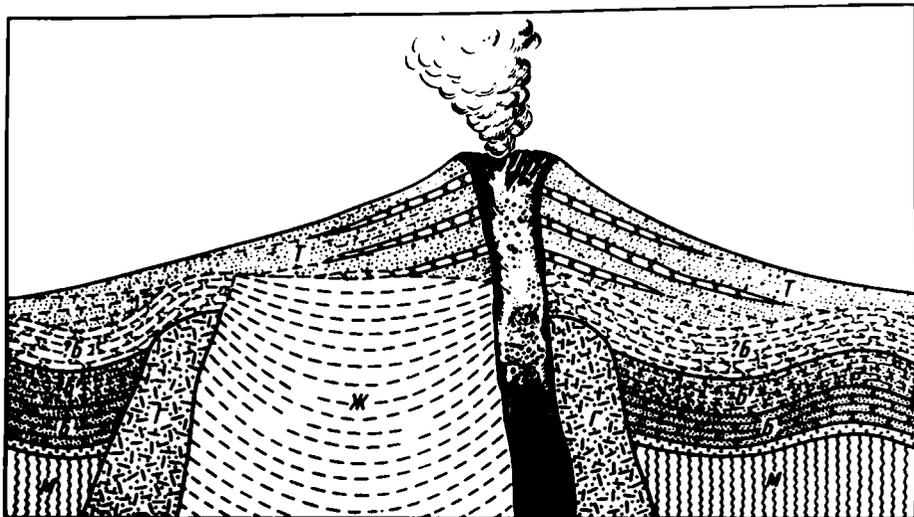


Рис. 26. Реконструкция вулкана о-ва Малл в ранней кислой эксплозионной фазе, по Ричи [см. 481]

М — сланцы Мойн, перекрытые мезозойскими слоями; *Б, Б', Б''* — третичные базальтовые лавы вулкана Малл (*Б* — группа плато, *Б'* — центральная группа, *Б''* — лавы предположительно более поздние, чем *Б'*, уничтоженные денудацией); *Г* — гранофиры, внедренные в базальтовую кальдеру и создавшие периферическую складчатость; *Ж* — раннеэксплозивное жерло, созданное кислой (риолитовой) магмой; *Т* — предполагаемые пеплы и риолитовые лавы вулканического конуса (уничтожены денудацией)

го главные черты морфологии этого вулкана и его кальдеры. В данном случае Вильямсом прежде всего были предприняты меры к выяснению того, как выглядела вулканическая область перед образованием вулкана Мазама. Была составлена геологическая карта масштаба около 1 : 500 000 [530], которая позволила выявить особенности строения фундамента вулканической постройки перед началом ее роста и обрисовать предшествующую геологическую историю и процесс образования рельефа, а также выяснить границы вулканической постройки и ее структурное положение. Район, в котором расположен сам вулкан, был изучен Вильямсом особенно детально и для него дана геологическая карта масштаба 1 : 75 000, которая иллюстрирована блок-диаграммой.

Далее, для характеристики особенностей строения вулканической постройки были привлечены геологические и петрографические данные, характеризующие основные черты строения состава главного андезитового конуса, природу его лав и сольфатарных полей, установлены вариации мощностей лавовых покровов, переслаивающихся с лавами пирокластических пород, а также состав андезитовых и дацитовых даек. Наибольшее внимание было уделено определению состава, строения и условий залегания дацитовых пемз. Оценена изменчивость состава этих толщ, их мощность и расположение относительно центрального жерла, в котором размещаются короткие дацитовые потоки, сопровождаемые дайковыми корнями. Все эти данные, так же как и результаты подробного исследования стекловатых пепловых спекшихся туфов, послужили Вильямсу основанием для последующих реконструкций. Вначале была выяснена форма горы Мазама незадолго до ее разрушения. Типичные черты морфологии конуса выявлялись путем сравнения особенностей современного рельефа Кратер-Лейк (кратерного озера) и вулканических конусов Рейнир, Адамс и Шаста, расположенных, так же как и Мазама, в Каскадных горах (рис. 29). Это позволило определить общую морфологию вулкана и степень сохранности остатков вулканического конуса горы Мазама.

Тщательное изучение спекшихся туфов, изменчивости их мощностей и зернистости в зависимости от удаления от центрального кратера дало Вильямсу возможность определить объем материала, выброшенного во время образования этих туфов, в 9,75—11,75 миль³ и установить раздельно объем выброшенных кристаллов и обломков древ-

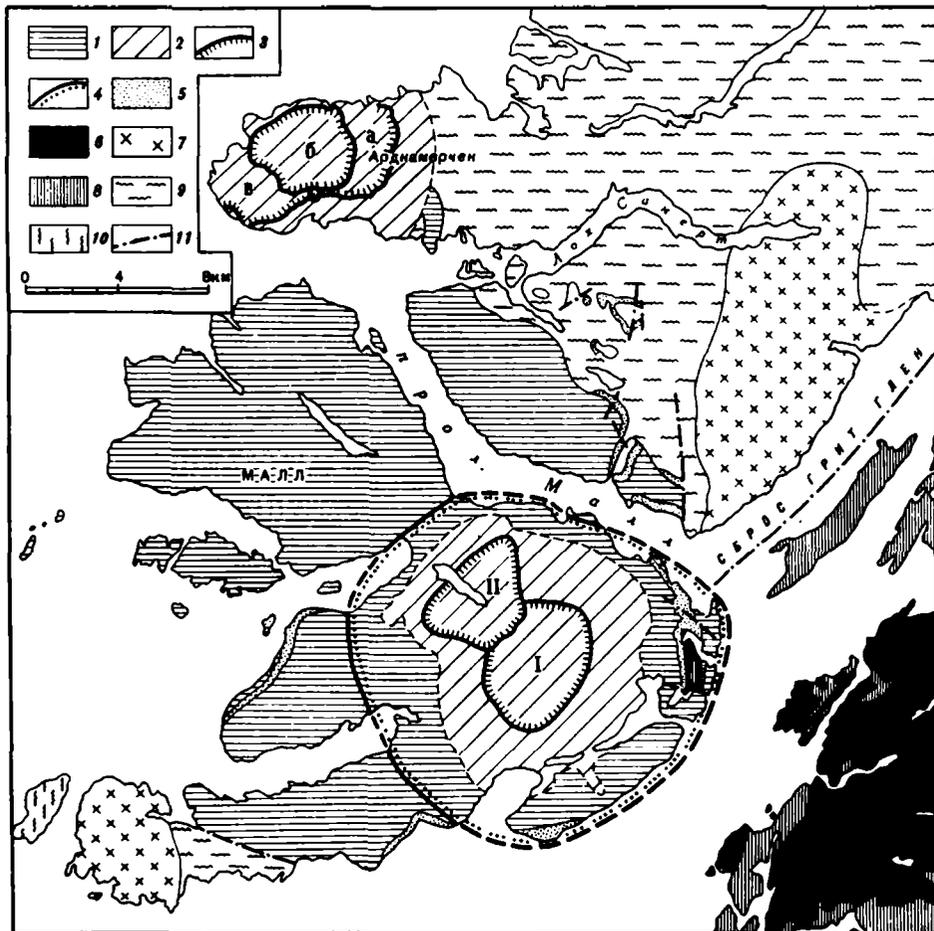


Рис. 27. Область Малл – Арднамерчен, по Стюарту [481]

1 – третичные базальтовые лавы за пределами центрального интрузивного комплекса; 2 – третичные изверженные породы центрального интрузивного комплекса (границы приблизительные); 3 – края кальдер проседания (Малл) и глубинного жерлового комплекса (Арднамурчен); 4 – границы пневматолита вокруг Центрального Малла; 5 – мезозойские отложения (включая верхнекарбонные в бухте Иннин–море); 6 – лавы и отложения нижнего Олд-Ред; 7 – каледонские граниты; 8 – сланцы Далреддиан; 9 – гнейсы и сланцы Мойн; 10 – гнейсы Льюзиан; 11 – разломы. I–II, а – в – центры кольцевых структур

них пород в этой общей массе эксплозивного материала. С учетом пористости выбросов Вильямс вычислил, что объем жидкой магмы составил 3 мили³, извергнутых кристаллов – 2 мили³ и обломков пород – 1,5 мили³. Объем удаленного из недр материала, таким образом, составил не менее 6,5 мили³.

Анализ всех полученных данных по геоморфологии и геологическому строению разрушенного вулкана и обобщение результатов петрографического изучения состава и строения пород позволили Вильямсу представить результаты проведенного исследования в виде серии разрезов, демонстрирующих общую эволюцию Кратер-Лейка, расположенного ныне на том месте, где ранее находился вулканический конус горы Мазама (рис. 30). Эта серия разрезов нередко привлекается различными исследователями и составителями учебников структурной и общей геологии для иллюстрации способа образования кальдер путем обрушения вследствие истощения магматического очага, вызванного мощной эксплозией, сопровождаемой появлением обильных скопленных спекшихся туфов [например, 16, 249, 250 и др.].

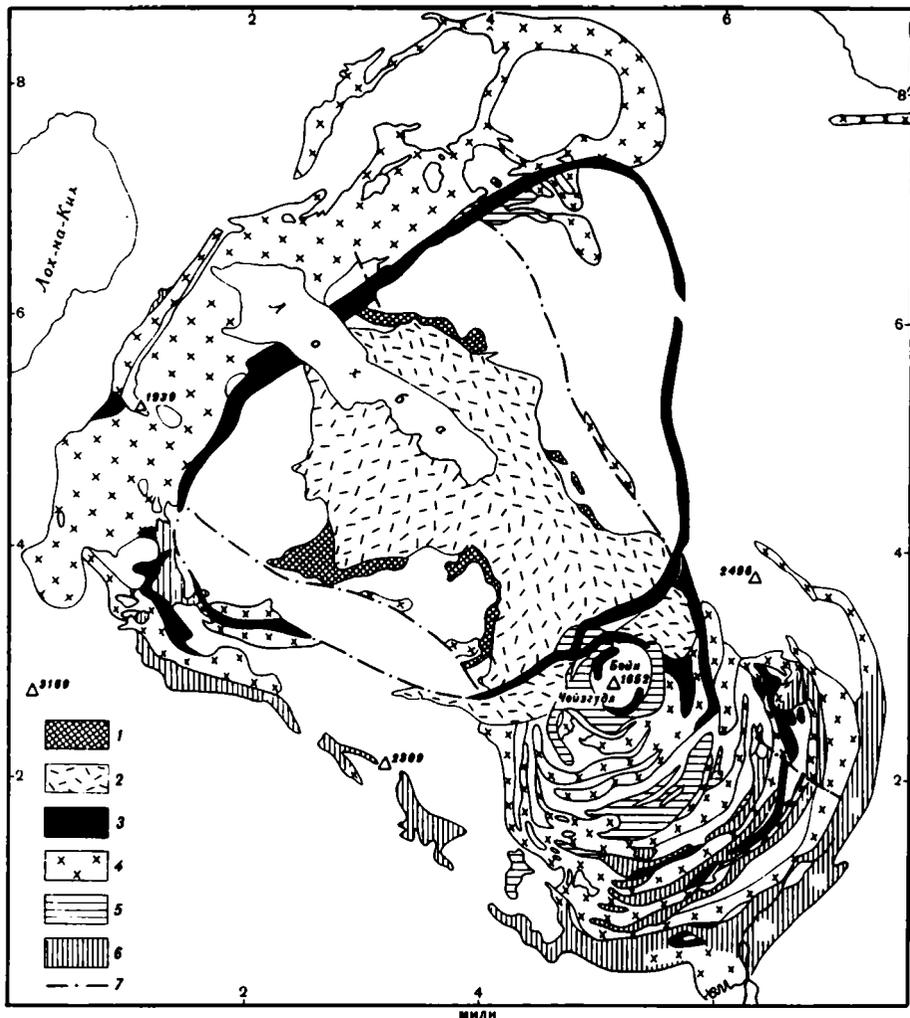


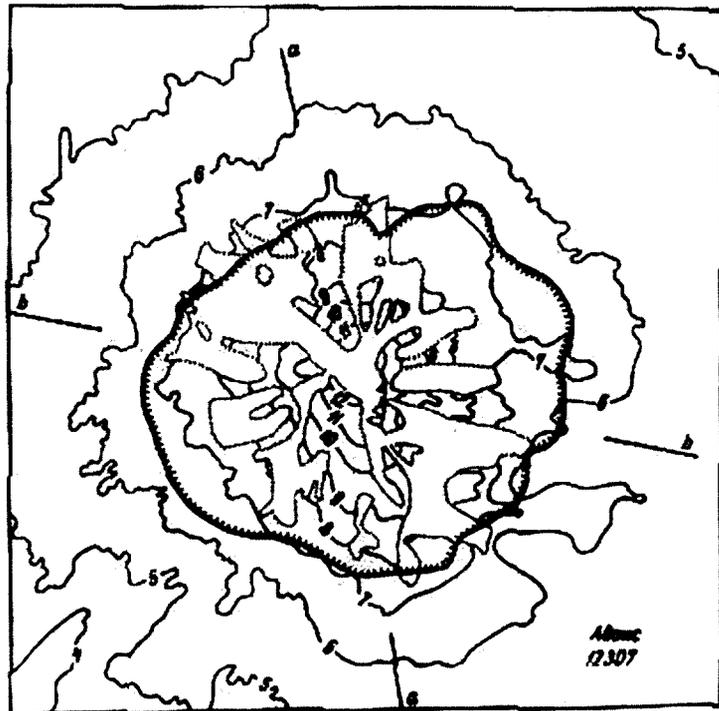
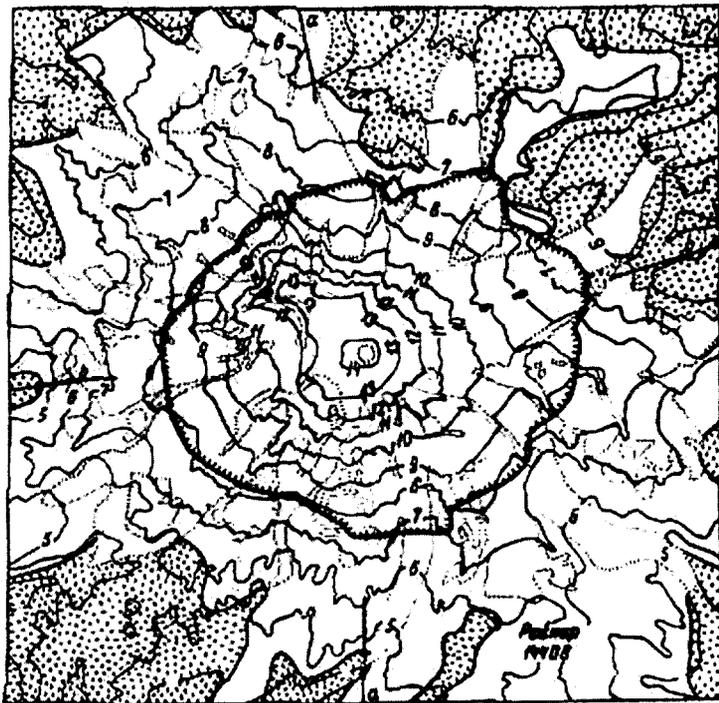
Рис. 28. Карта кольцевых даек о-ва Малл, по Дэли [47].

Центральные интрузии: 1 — фельзиты Глен Кэннел, 2 — гранофиры Глен Кэннел; кольцевые дайки: 3 — фельзиты, 4 — гранофиры, 5 — кварцевые долериты, 6 — кварцевые габбро; 7 — разломы

Та же серия разрезов послужила художнику Роквуду образцом для красочных картин, изображающих гору Мазама в период оледенения (которое тоже было изучено Вильямсом), незадолго до разрушения ее вершины и вскоре после ее разрушения. Цветные фотографии этих картин помещены Вильямсом в кратком популярном очерке истории и происхождения Кратер-Лейк [529].

Реконструкция вулкана Мазама, угасшего сравнительно недавно и ныне представленного только кальдерным озером, привлекает внимание не только общими выводами о происхождении этого озера (а следовательно, и аналогичного типа других кальдерных озер). На этом примере можно видеть, какими методами реконструируется вулканическая постройка в том случае, если она подверглась разрушению и денудации даже совсем недавно. Приведенный пример следует учитывать и с той точки зрения, что работы по реконструкции древних вулканических построек должны быть доведены до соответствующей наглядности, строго обоснованной во всех звеньях.

В рассмотренном случае воссоздавалась постройка, разрушенная совсем недавно, но принципиально немногим более значительны затруднения, возникающие при ре-



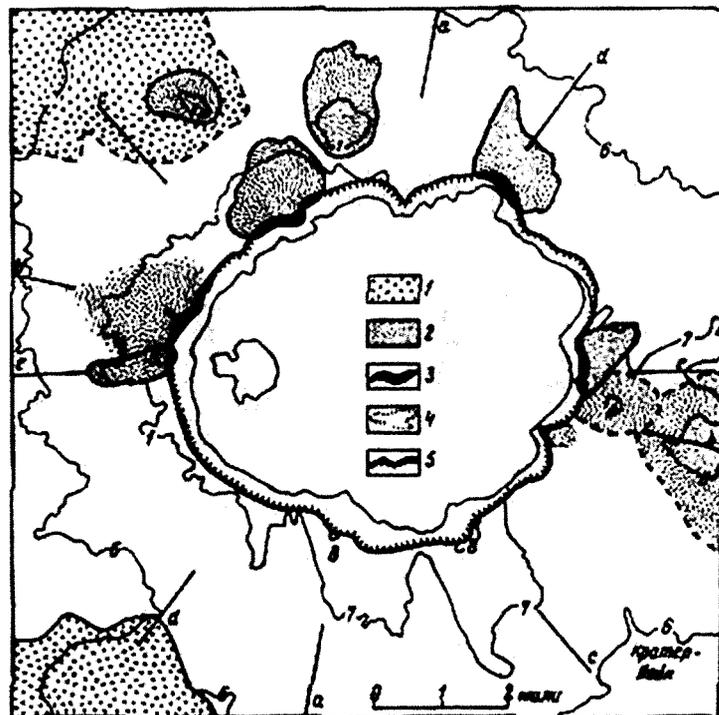
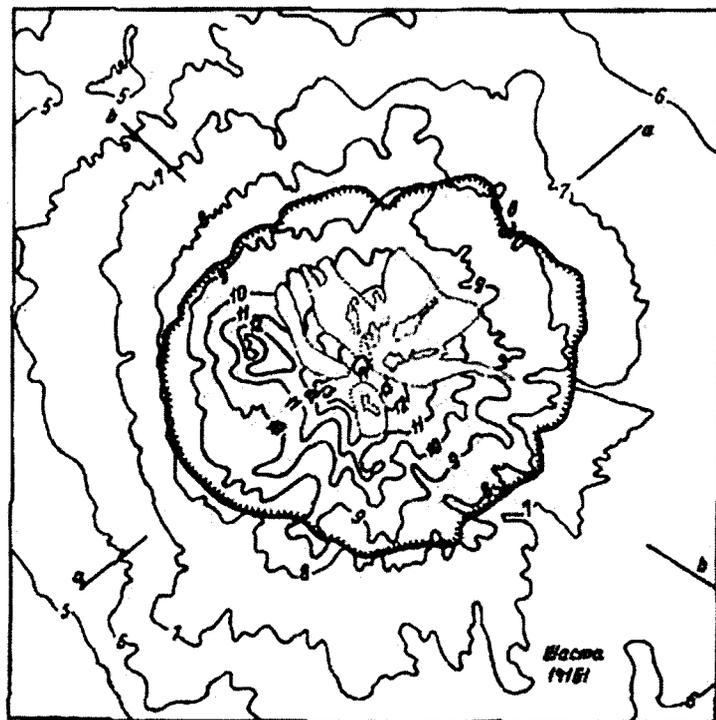


Рис. 29. Формы гор Шаста, Рейнир и Адамс в сравнении с остатками горы Мезама, по Вильямсу [529]

1 — породы основания; 2, 3 — продукты паразитических извержений; 4 — границы ледников; 5 — края воображаемых кальдер гор Рейнир, Адамс и Шаста, по размерам равных Кратер-Лейку. Склоны воображаемых кальдер могут быть сравнимы со склонами остатков горы Мезама. Контуры горизонталей проведены через 1000 футов

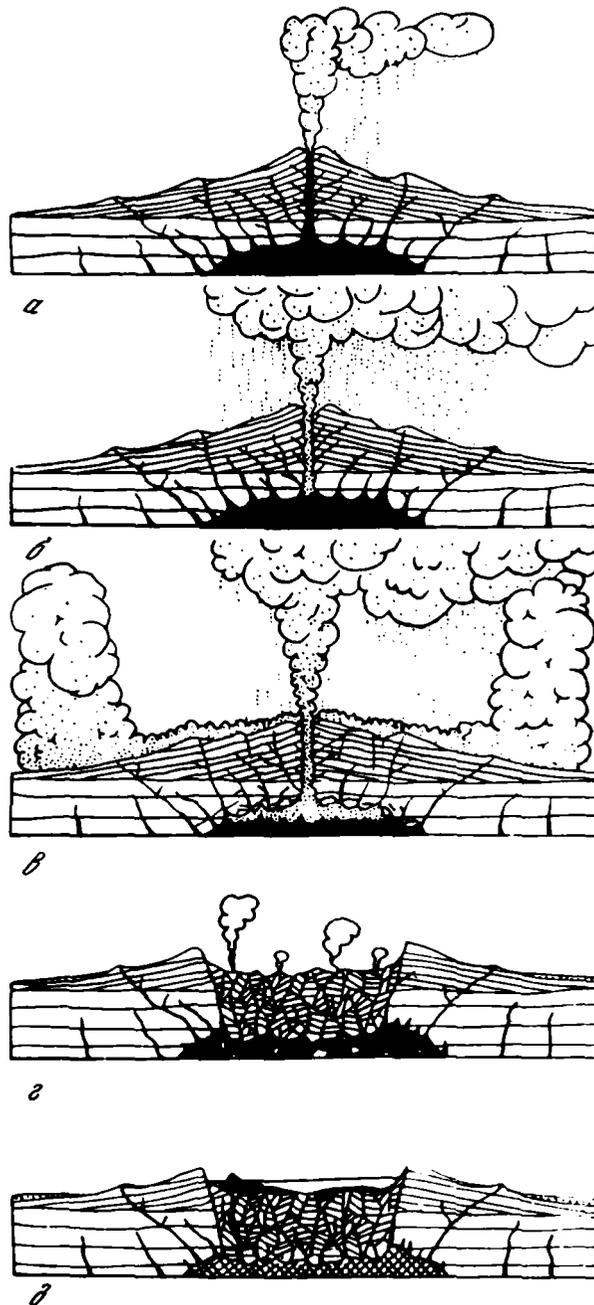


Рис. 30. История образования кальдеры Кратер-Лейк типа Кракатау, по Вильямсу
 а-д – последовательные стадии образования кальдеры

конструкции более древних вулканических конусов, если они сохраняют симметричность строения и не слишком сильно денудированы. Те же принципы изучения строения древнего вулкана сохраняются, когда денудация заходит глубоко и вскрытыми оказываются корни, если при этом вулканическая постройка не была сильно деформирована позднейшими тектоническими процессами. Такие условия длительного сохранения построек, не подвергшихся тектоническим перемещениям, создаются, как указано выше, главным образом на платформах (преимущественно древних, но также и молодых), вследствие чего именно к таким территориям относятся многие другие хорошо известные примеры реконструкции древних вулканов по остаткам кольцевых структур, свойственных корневым их зонам.

Одним из наиболее типичных примеров является так называемый субвулкан Мес-сум, описанный Корном и Мартином [399] в юго-западной части Африки. Схема его строения была представлена названными авторами в виде серии разрезов (рис. 31), а общий облик разрушенной постройки, в строении которой участвуют граниты, можно видеть на составленной ими карте (рис. 32). Возраст постройки, в пределах которой вскрыта сложно построенная корневая зона вулкана, по-видимому, верхнепалеозойский. Во всяком случае, имеются основания сопоставлять вулканические породы этого древнего вулкана с аналогичными породами серии Карру. Длительная денудация нацело уничтожила контуры первоначальной формы вулкана, которые сейчас могут быть реконструированы для различных этапов его развития лишь приблизительно, однако глубинное строение, в котором выявляется сложное сочетание гранитных и габбровых кольцевых залежей, видно предельно отчетливо.

Кольцевые структуры глубинных срезов вулканических построек вскрываются также в ряде других ранее изученных Клоосом так называемых субвулканах юго-западной Африки, имеющих вид обширных кальдер с остатками вулканогенных комплексов, сохранившихся либо в центре (Эронго), либо на периферии (Брандберг) этих структур (рис. 33). Аналогичные кольцевые системы, представленные гранитоидами в сопровождении вулканогенных пород, известны в Нигерийско-Камерунской вулканической области, где они формировались в период поздний палеозой — мезозой. Для всех этих систем выявлена тесная связь гранитоидов и вулканогенных пород и образование их в процессе кальдерных опусканий [295, 494]. Начальная стадия образования кольцевых систем отмечена экструзиями обширных масс кислых лав и спекшихся туфов, ныне лишь частично сохранившихся от размыва в результате опускания по кольцевым разломам [295]. Размеры кольцевых даек варьируют от 8 до 20 км, но иногда достигают 33 км в поперечнике (кольцевая габбровая дайка Межье—Межье). Могут быть выделены два типа кольцевых даек: первый — начальные периферические, преимущественно вертикальные, достигавшие, по-видимому, земной поверхности и сопровождавшие образование кальдеры, второй — более поздние, внутренние, часто наклоненные наружу, на верхних уровнях питавшие пологие пласты, распространяясь вквост простирая вулканогенного комплекса. Среди пород, участвующих в строении кольцевых комплексов Нигерийско-Камерунской вулканической области, более 95% представлено риолитами, кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами, а также гастингситовыми и биотитовыми гранитами. Остальные 5% пород — анортозиты и оливковые габбро. В некоторых кольцевых системах Аира господствуют щелочные граниты.

Типичные черты первичного облика древних вулканов, реконструированных на основании специальных исследований, рассмотрены в работе В.В. Донских, В.Н. Зелепугина и И.И. Кронидова [45], посвященной методике геологической съемки древних вулканов. Эта работа, о которой выше уже упоминалось, наглядно демонстрирует значение и возможности исследований, направленных на разработку палеовулканологических реконструкций и, в частности, на восстановление первоначальной морфологии древних вулканов. В этой работе имеются многочисленные примеры, иллюстрирующие строение реконструируемых древних вулканов, подвергшихся в различной мере эрозии. К числу мало эродированных вулканических построек названные исследователи отнесли в первую очередь современные вулканы Камчатки и Курильских островов, а также недавно угасшие вулканы Армении. Эта первая группа вулканов выделена, в сущности, в качестве некоторых эталонов, позволяющих проводить сравнения. Одним из таких эталонов может служить вулкан Головина (рис. 34) на о-ве Кунашир (Курильская островная гряда). Что касается Армении, то среди ее угасших вулканов рассмотрен пример Арагаца (рис. 35), отнюдь не бесспорный, как известно по рабо-

там К.Н. Пафенгольца [175]. Другими примерами на той же территории могут служить вулканы Гузгюилу, Араилер, также расположенные на Гегамском нагорье. Все эти вулканы (за исключением Арагаца) хорошо сохранили первичные черты морфологии, и среди них имеются стратовулканы, шлаковые конусы и куполы. Таким образом, эти вулканы могут представлять интерес с точки зрения реально наблюдаемых форм вулканических построек, а не в плане их реконструкции, хотя и здесь можно встретиться с затруднениями при истолковании вопросов происхождения таких построек. Тем более могут оказаться дискуссионными аналогичные проблемы для древних вулканов.

Древние вулканы, подвергшиеся существенной денудации и поэтому имеющие вид, который В.В. Донских и его соавторы называют "среднеэродированным", есть на территории Центрального Казахстана (среднепалеозойские вулканы Жантау, Серек) и на Дальнем Востоке (мезозойские вулканы Сололинский, Нют). Однако лучшие примеры представляют изученные названными исследователями более "глубокоэродированные" вулканы. Наиболее выразительным является вулкан Машан в Центральном Казахстане, реконструкция которого приведена на рис. 36 по Л.Г. Никитиной [161] с дополнениями В.В. Донских с соавторами [45].

Древние вулканические постройки с корневыми зонами и жнего интерконтинентального яруса характеризуются отсутствием непосредственных связей между корневыми зонами и вулканогенными породами, вследствие чего они приобретают вид более или менее самостоятельных плутонов или групп плутонов. В таком случае обычно затруднительно определить связь таких интрузивных тел с поверхностью Земли в момент их образования. Тем не менее могут быть предложены различные подходы к решению возникающей сложной проблемы. Во-первых, возможно последовательное изучение интрузивных тел, вскрытых на различных эрозионных срезах, особенно если сравнение строения различных тел проводится в рамках определенного региона. Во-вторых, в связи с выдвигаемой в процессе исследования проблемой внимание привлекают кольцевые интрузии.

В известной мере именно в этих двух аспектах проведено изучение интрузий с целью реконструкции крупных вулканических построек, подобных так называемым субвулканам типа Эронго, Мессум, а также шотландским и другим аналогичным им структурам, рассмотренным выше. Хорошо известны, кроме того, многочисленные примеры изучения кольцевых интрузий в целях реконструкции древних вулканов в Центральном Казахстане. Можно сослаться, в частности, на кольцевые интрузии Узюккен-Каракуу, по которым В.В. Донских и соавторы реконструируют верхнепалеозойские вулканы: одноименный с кольцевой структурой и Аиртас (рис. 37). Аналогичный пример кольцевой системы дайковых тел и интрузий представляет Байназар, для которого реконструкция дана теми же авторами по материалам работы различных исследователей. Здесь, как и в предыдущих случаях, реконструкция проведена на основании данных о размещении системы кольцевых даек и других интрузий, в общем разобщенных с синхронными вулканическими породами. Нет необходимости более подробно останавливаться на разборе всех этих примеров, тем более что им сейчас посвящена разнообразная литература.

Рис. 31. Схема возникновения субвулкана Мессум, по Корну и Мартину [см. 186]

I — на кристаллической формации Дамара лежат слои Стромберг, в их основании пласт с остатками растений, далее лавы-мелафры и базальты с туфами; наиболее молодые излияния принадлежат порфиритам и риолитам; II — внедрение лакколитообразных габбро по структурам слоистости; III — кольцевой разлом в кристаллическом основании, погружение глыбы и поднятие по кольцевому разлому гранита, сопровождаемое началом образования первой кальдеры оседания; IV — дальнейшее оседание и расколы этого блока, сопровождаемые внедрением гранита в кровлю субвулкана, возобновление вулканизма и образование грубых агломератов, содержащих кварцевые порфиры; эти кварцевые порфиры могут рассматриваться как экструзивные выбросы гранитной магмы; эквивалентных эффузий не обнаружено; V — лавы и туфы сильно изменяются кислыми расплавами; отверждение и образование основных даек; VI — старый блок освобождается из гранитной оболочки и опускается глубже; интродуцированная и пропитанная гранитом краевая часть блока кровли остается в том же положении, тогда как центральная часть блока опускается в глубину; по кольцевым дайкам внедряются трахиты; вторая кальдера опускания; VII — центральный гранит, быть может, материнский расплав трахитов, внедряется в туфы и агломераты, которые в широкой зоне изменяются в сивиты; отверждение сопровождается интрузией основных даек

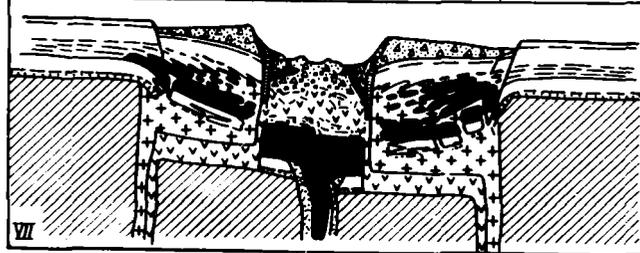
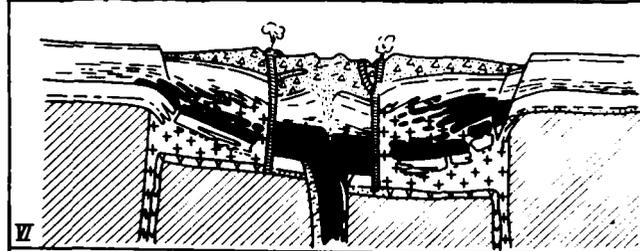
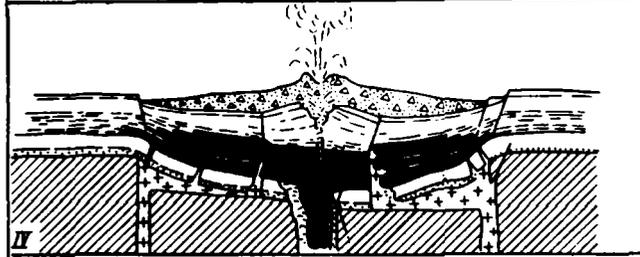
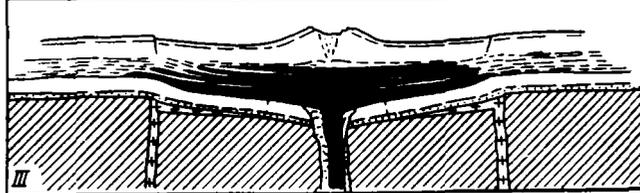
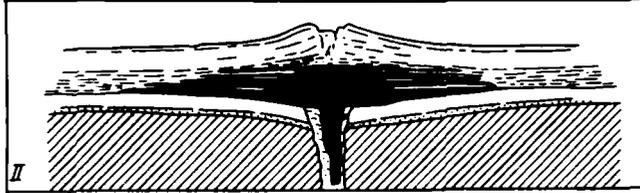
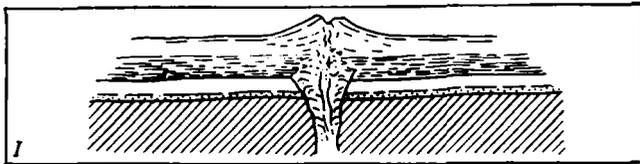




Рис. 32. Субвулкан Мессум, по Корну и Мартину [см. 186]

1 — основные дайки; 2 — пески и щебень; 3 — разрушенные агломераты и туфы; 4 — центральный гранит; 5 — трахит; 6 — агломераты, туфы и лавы; 7 — измененные лавы (сиениты); 8 — граниты; 9 — анортозит; 10 — габбро; 11 — лавы и туфы; 12 — осадки; 13 — кристаллические осадки

Древние вулканические постройки с корневыми зонами субкрупного или мантийного яруса представляют наибольшие затруднения в процессе их изучения. С одной стороны, существуют гипотезы, предполагающие гипербазитовый, эцлогитовый или иной состав верхней мантии Земли, в пределах которой размещаются субкрупные вулканические очаги. С другой стороны, в системе корневых зон, питающих вулканическую деятельность, невозможно найти последовательно сменяющие друг друга эрозийные срезы различной глубины, вскрывающие корни, расположенные в верхней мантии Земли и имеющие гипербазитовый, эцлогитовый или иной состав. Наоборот, обычна такая картина, при которой на срезах

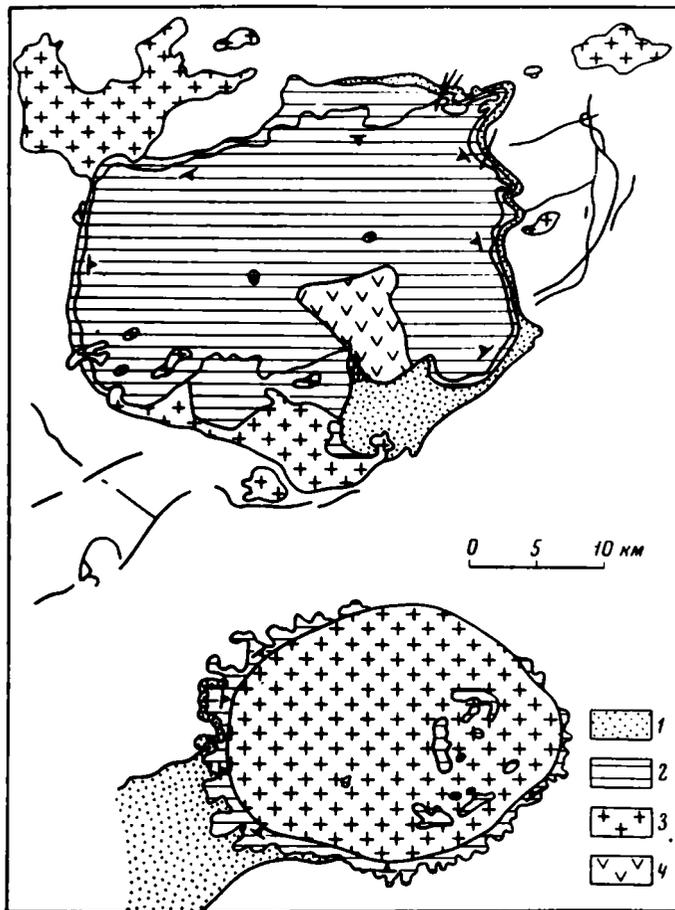


Рис. 33. Субвулканы Эронго и Брандберг, Юго-Западная Африка, по Корну и Мартину [см. 186]

1 — осадки; 2 — лавы; 3 — молодые граниты; 4 — диориты

разной, в том числе и очень значительной глубины, могут быть найдены не только такие породы, но и граниты. Однако проследить смену корневых зон гранитного состава аналогичными, но более глубокими зонами гипербазитового или эклогитового состава, невозможно. В то же время на самых верхних эрозионных срезах в корневых зонах можно найти сложное сочетание гранитов с габбро и гипербазитами (например, некоторые корневые зоны третичных вулканов Шотландии). В целом же, известные в настоящее время данные о глубинных корневых зонах древних вулканов достаточно противоречивы. Это вполне естественно, так как, рассматривая субкрупальные корни вулканов, приходится сталкиваться с системой гипотетических построений, связанных с весьма общими представлениями о вероятном составе верхней мантии Земли, недостаточно строгими и однозначными. Между тем важно иметь в виду, что при той сложности процессов деформации, которые претерпевает земная кора, особенно в складчатых областях, вполне возможно появление на земной поверхности наиболее глубоких корневых зон древних разломов, отвечающих верхней мантии Земли. Поэтому не следует, в частности, исключать возможности того, что к субкрупальным, или корневым, зонам древних вулканов относятся наиболее глубокие эрозионные срезы интрузивных тел, сложенных различного состава породами, в том числе гранитоидами и габброидами, а не только гипербазитами. Иначе говоря, можно допускать, что, например, гранитоиды катазоны, представленные преимущественно гранито-гнейсами, относятся к субкрупальным корневым зонам. То же относится и к амфиболитовым зо-

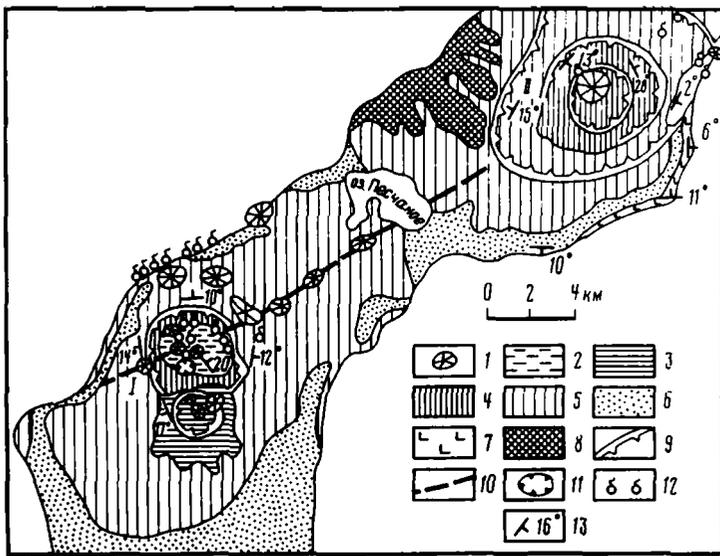


Рис. 34. Схема строения вулканов Головина (I) и Менделеева (II), по В.В. Донских и др. [45]

1 — экструзивные куполы андезито-дацитового состава; 2 — озерные внутрикальдерные образования (гравелиты, песчаники); 3 — андезито-дациты и туфы побочного вулкана Головина; 4 — образования привершинной зоны вулканов (андезиты, андезито-базальты, агломеративные туфы); 5 — андезиты, андезито-базальты, псефитовые туфы, лавовые отложения склонов вулканических построек; 6 — отложения морских террас; 7 — андезито-базальты древнего щитового вулкана Менделеева; 8 — фундамент вулкана Менделеева; 9 — границы кальдер; 10 — предполагаемые разломы; 11 — кратерная воронка; 12 — сольфатарные и фумарольные поля; 13 — элементы залегания пород

нам некоторых районов, которые также могут рассматриваться как мантийные зоны древних вулканов.

Большие затруднения возникают в тех случаях, когда приходится сталкиваться с задачами реконструкции морфологии вулканических построек, подвергшихся интенсивным деформациям и выведенных из первоначального залегания совместно с их корнями в связи с перемещениями более или менее крупных блоков земной коры. Подобные сильно деформированные вулканические постройки могут оказаться запечатанными внутри круто наклоненной моноклинали вместе с корневыми зонами, вследствие чего их реконструкция может оказаться очень трудной, а иногда и почти непреодолимой задачей. Такие опрокинутые вулканические постройки тем не менее давно уже были отмечены Гики [351] на Британских островах. В рассмотренных им случаях благоприятным моментом явилось расположение таких древних вулканических построек внутри осадочных толщ. Исследование разрезов позволило Гики представить результаты наблюдений в виде идеальной схемы взаимоотношений между погребенными вулканическими конусами и их горловинами (рис. 38). На схеме можно видеть, что после захоронения под осадочной толщей вулканические постройки были деформированы вместе с этой толщей, а затем денудированы. Различная глубина среза повернутых набок древних вулканических конусов позволяет видеть разнообразные взаимоотношения между горловинами древних вулканов и окружающими их древними же продуктами извержений.

Аналогичную картину можно видеть в Тувинском прогибе [131], где древний вулкан расположен среди девонских (нижний девон — эйфель) отложений, образующих мощную толщу, состоящую из чередования красноцветных и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Этой толще подчинены сравнительно немногочисленные покровы базальтов и андезитов, а также вулканогенные породы риолитового ряда, связанные непосредственно с деятельностью четко обособляющегося и сравнительно хорошо сохранившегося погребенного девонского Кулбусташского вулкана.

Риолитовые туфы и вулканические брекчия с подчиненными им лавовыми брекчия-

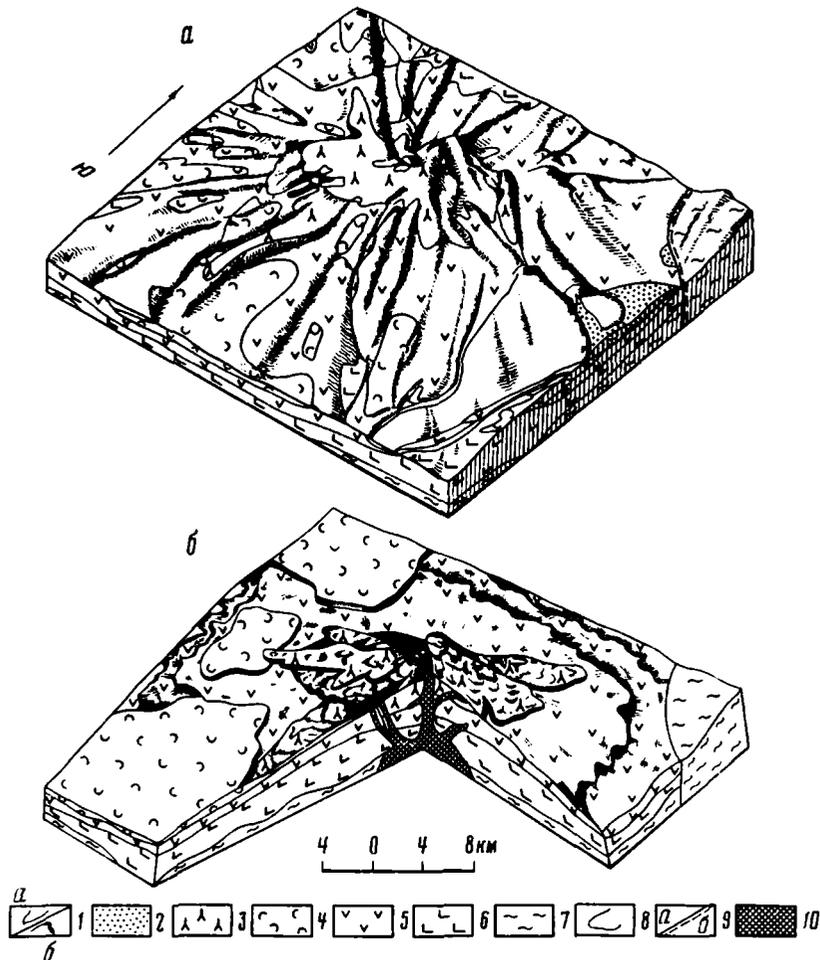


Рис. 35. Схема строения вулканической постройки Арагац, по В.В. Донских и др. [45]

a — современная обстановка; *b* — реконструкция. 1 — базальты, андезито-базальты шлаковых конусов (*a*), шлаковые конусы (*b*); 2 — озерные отложения Апаранского района (пемзовые пески, глины); 3 — андезиты, андезито-дациты, туфы и туфопесчаники стратовулкана; 4 — туфолавы и туфы арктического, бюроканского и других типов; 5 — андезиты щитовой постройки; 6 — андезито-базальты, базальты основания щитовой постройки; 7 — породы фундамента; 8 — граница кальдеры; 9 — разрывные нарушения: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 10 — подводный канал и магматическая камера

ми и флюидальными лавами того же риолитового состава образуют довольно крупное линзовидное тело в толще осадочных пород, имеющей крутое, почти вертикальное падение на восток при меридиональном простирании. Наибольшая мощность линзы вблизи долины р. Енисея, где наблюдается риолитовый некк, составляет 300 м. Отсюда на север (рис. 39) мощность пачки вулканогенных пород резко сокращается и на протяжении около 1800 м уменьшается до 20–30 м. Одновременно грубокластические накопления сменяются мелкообломочными туфами, кислые же лавы выклиниваются, а затем исчезают из разреза.

Таким образом, продукты деятельности Кулбусдашского вулкана наблюдаются только в районе, удаленном от некка на расстояние не более 2 км. Внутреннее строение пачки вулканогенных пород, прилегающих к некку, изменчиво по простиранию, вследствие чего она имеет линзовидно-полосчатый облик. Близ некка нижняя ее часть (примерно 150 м, сложена вулканическими брекчиями и туфами, верхняя (той же мощности) — лавовыми брекчиями и лавами. Лавы вверху разреза имеют мощность

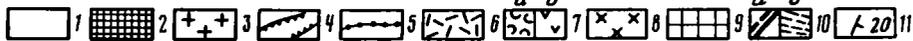
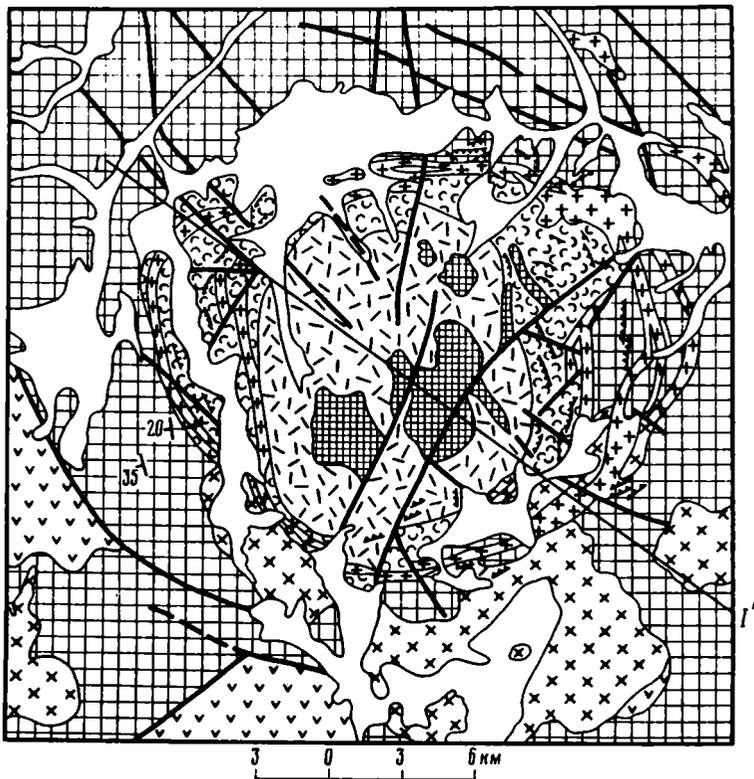


Рис. 36. Геологическая карта вулкана Машан, Центральный Казахстан, по Л.Г. Никигиной, с дополнениями В.В. Донских и др. [45]

1 — четвертичные отложения; 2 — граносиенит-порфиры центральной интрузии; 3 — гранит-порфиры кольцевой интрузии; 4 — субвулканические дайки липарит-порфиров, сферолитовых порфиров и др.; 5 — субвулканические дайки диабазов и долеритовых порфиритов; 6 — липариты и их туфы верхней толщи вулкана; 7 — андезиты (а) и их туфы (б) нижней толщи вулкана; 8—9 — породы фундамента вулканической постройки; 8 — гранодиориты и граниты (позднекаледонские интрузии), 9 — вулканогенные и осадочные породы верхнего ордовика; 10 — разрывные нарушения (а), положение покровов постройки до эрозионного среза (б); 11 — элементы залегания пород

около 50 м. С удалением от некка вулканические брекчии замещаются зернистыми туфами, лавовые брекчии — флюидальными лавами, в свою очередь выклинивающимися, вследствие чего через 1500 м к северу от некка относительно мощная и сложно построенная риолитовая толща вырождается в небольшой прослой мелкообломочных туфов (рис. 40).

Сложная морфология некка Кулбусдашского вулкана доступна наблюдению благодаря тому, что вулканическая постройка, с которой он непосредственно связан, лежит на боку. Это дает возможность изучать особенности строения вулкана не столько в плане, как это делается обычно, сколько в разрезе на глубину примерно до 1700 м. Картирование некка позволяет установить, что остатки древнего вулкана, которые в

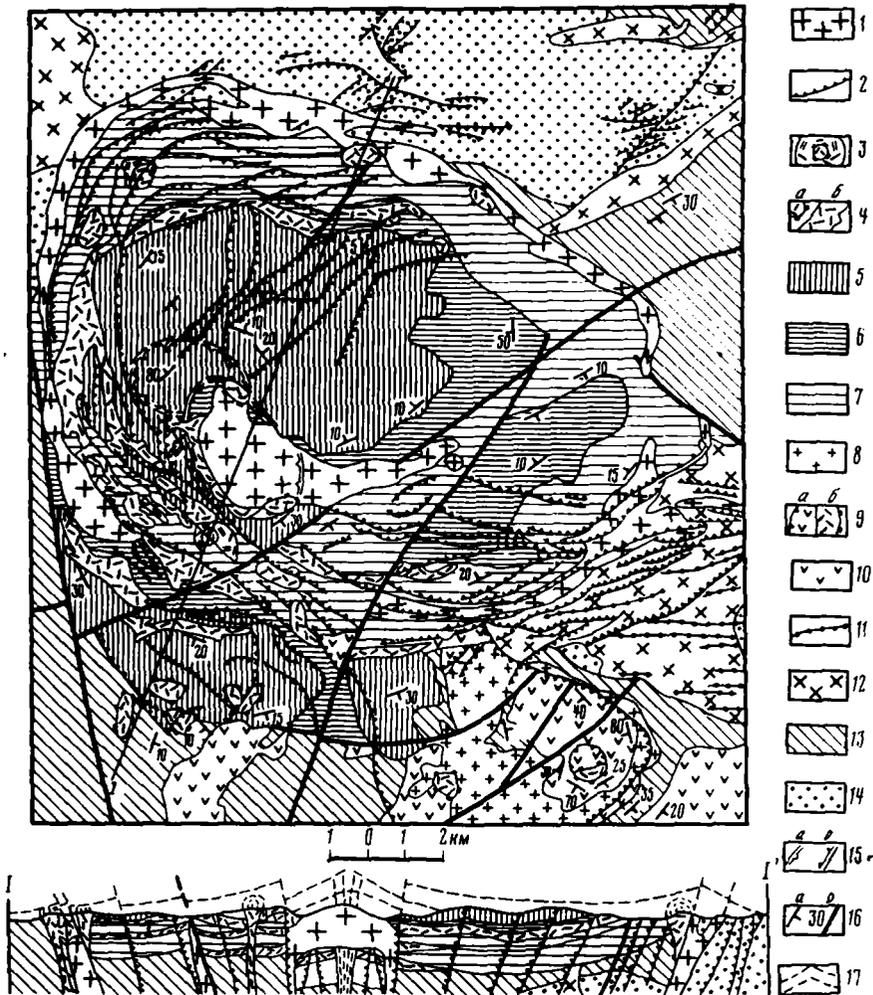


Рис. 37. Геологическая карта вулканов Улькен-Каракуу и Аиртас, Центральный Казахстан, по В.В. Донских и др. [45]

1-2 — пермский интрузивный комплекс: 1 — аляскитовые граниты центрального плутона и порфировидные граниты, гранит-порфиры кольцевой интрузии, 2 — дайки гранит-порфиров и липарит-порфиров; 3-7 — архарлинский вулканогенный комплекс позднекарбонного-раннепермского возраста (вулкан Улькен-Каракуу): 3 — побочные немки с короткими покровами липаритов и трахилипаритов (куполовидные вулканы), 4 — немки (а) трахилипаритов, силлы и центральные субвулканические тела липаритовых и трахилипаритовых порфиров (б), 5 — туфолавы и агломератовые туфы плаггиолипаритов и трахилипаритов (верхняя толща архалинской свиты), 6 — туфы и флюидальные лавы липаритового состава с прослоями туффитов (средняя толща), 7 — туфы и лавы дацитового состава (внизу туффиты и туфогенные песчаники, сверху нижняя толща); 8 — верхнекарбонные граниты; 9-10 — калмакэмельский вулканогенный комплекс среднего карбона (вулкан Аиртас): 9 — жерловое тело крупнопорфировых андезитов (а), экструзивные куполы кислого состава (б), 10 — покровы андезитов, реже туфы и туфолавы кислого состава в верхней части (калмакэмельская свита); 11-14 — породы фундамента вулканов: 11 — дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, 12 — плаггиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (балхашский интрузивный комплекс предсреднекарбонного возраста), 13 — липариты, дациты и их туфы вверху, андезиты и их туфы, туффиты, туфогенные песчаники и конгломераты внизу (каркаралинская свита визейского и намюрского ярусов нижнего карбона), 14 — песчаники и сланцы турнейского яруса нижнего карбона; 15 — границы: а — предполагаемые центрального жерла вулкана Улькен-Каракуу, б — вершинной и периферических кальдер; 16 — элементы залегания покровов (а), разрывные нарушения (б); 17 — положение покровов постройки до эрозионного среза

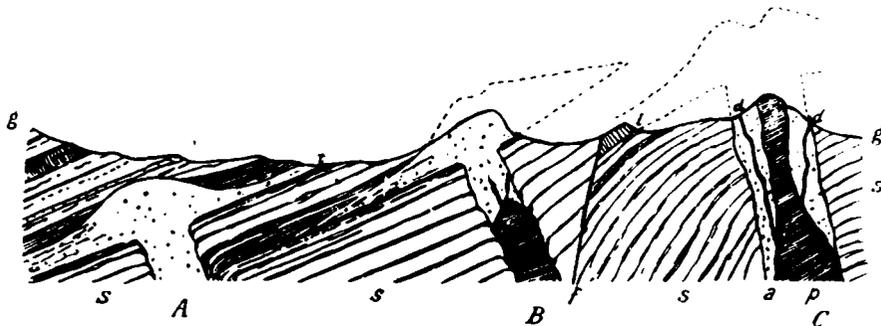


Рис. 38. Диаграмма, иллюстрирующая постепенное разрушение захороненных вулканических конусов под действием продолжающейся денудации, по Гики [351]

A, B, C — последовательные стадии обнажения; s — осадочные отложения; g — современная поверхность Земли; t — обнажение лав, переслаивающихся с синхронными морскими отложениями; l — останец лавы; f — разрыв; a — агломераты; d — дайки или жилы; p — лавовая пробка

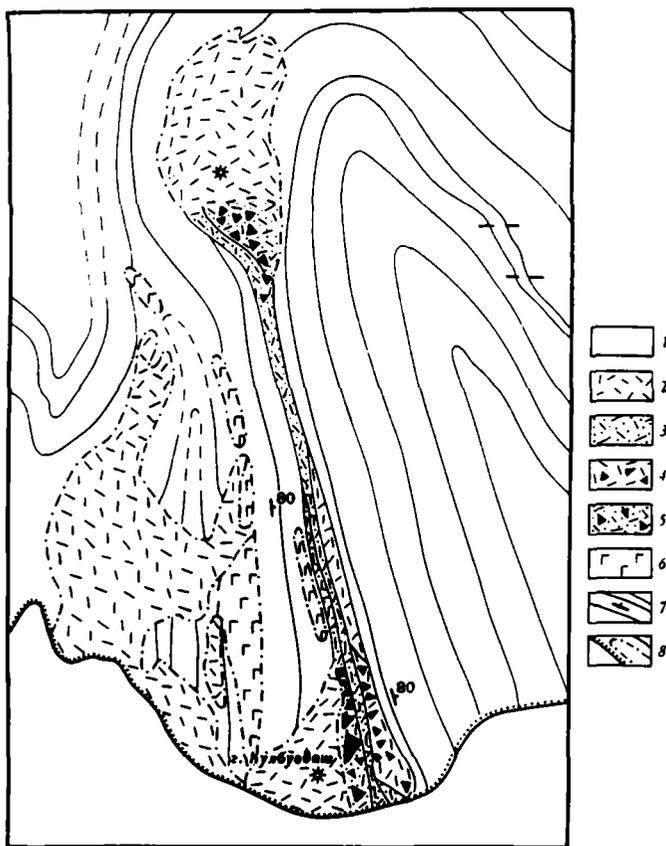


Рис. 39. Схема строения Кулбудашского палеовулкана в Туве, по И.В. Лучицкому [131]

1 — четвертичные отложения; 2 — липаритовые порфиры; 3 — туфы липаритовых порфиров; 4 — лавовые брекчии липаритовые; 5 — туфовые брекчии липаритовые; 6 — габброиды; 7 — вулканогенно-осадочная толща нижедевонского и зйфальского возраста (линии соответствуют условным стратозонгипсам); 8 — геологические границы

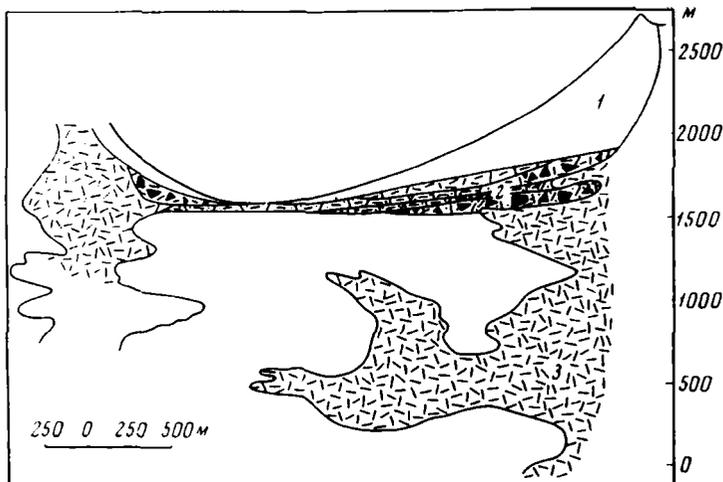


Рис. 40. Палеовулканическая реконструкция северной части Кулбусдашского вулкана, по И.В. Лу-
чицкому [131]

1 — предполагаемый насыпной конус; 2 — стратифицированная толща, участвующая в строении
вулканической постройки; 3 — глубинные корни вулканического аппарата

прошлом располагались под земной поверхностью, представляют сложноветвистое многоярусное древовидное тело. Полный диаметр его горловины, ранее непосредственно сообщавшийся с лавовыми излияниями на поверхность, не менее 400 м, но он, вероятно, превышает эту величину, так как часть некка скрыта новейшими отложениями р. Енисей.

Ограничивающие некк поверхности весьма неровные и в разрезе дают неправильные извилистые контуры с многочисленными резко очерченными выступами во вмещающие породы. От основного канала на различной глубине от прежней поверхности излияний отщепляются три апофизы, образующие линзовидные пластовые залежи во вмещающей стратифицированной толще. Одна из апофиз имеет протяженность около 3 км; она образует раздув мощностью до 700 м и расщепляется на две пластовые залежи, которые, выклиниваясь, также раздваиваются на концах. Две другие апофизы (500 X 200 и 250 X 150 м) имеют более простую морфологию с более или менее согласной верхней границей и неровным нижним контактом.

Коническая постройка Кулбусдашского вулкана подверглась размытию перед его захоронением под девонской осадочной толщей. Эродированный конус вулкана, судя по данным о мощности линзы вулканогенных пород в прижерловой части, имел высоту не менее 300 м и пологие склоны, наклоненные к горизонту под углом 11° . Если учесть, что для построек подобного типа обычны углы около 30° , то можно реконструировать вероятную первоначальную высоту насыпного конуса вулкана, в девонское время возвышающегося над основанием, по-видимому, на 800 м.

Кулбусдашский вулкан интересен не только как пример древней постройки, захороненной под осадочной толщей и впоследствии вместе с ней перевернутой на бок в связи с формированием складчатой структуры вмещающей толщи, но еще и как объект, на котором можно изучить в разрезе особенности строения корневой зоны такой постройки. Изучая строение некка, здесь можно как бы заглянуть внутрь вулканической горловины более чем на 1,5 км с учетом высоты частично денудированного конуса и выяснить, что на таких глубинах структуры пород риолитового ряда, образующих некк, сохраняют обычный облик и не приобретают вид гранит-порфиров или тем более гранитов.

Таким образом, можно видеть, что для изучения корневых зон, в которых формировались граниты с характерными для них структурами, т.е. для изучения субструктуры древних вулканов, представленной гранитами, необходимо вести наблюдения над срезами вулканических построек, вскрывающих горизонты, расположенные на глубинах свыше 1,5–2,0 км ниже бывшего основания вулкана. Однако в таких условиях

гранитные тела, как правило, вследствие размыва будут встречаться обособленно от связанных с их внедрением продуктов вулканических извержений. Их совместное нахождение в единой вулканической постройке будет представлять относительно редкий случай соотношений. Тем не менее поиски подобных соотношений могут увенчаться успехом, что видно на примерах древних вулканов Мессума, Эронго и других, наблюдаемых, впрочем, в условиях несравненно более простых в тектоническом отношении.

Сравнение рассмотренных данных о палеовулканологических реконструкциях древних вулканов позволяет более или менее наглядно представить существующие трудности и различные возможности развертывания соответствующих исследований, основанных на геологическом картировании и опирающихся на фациальный анализ вулканогенных толщ и изучение условий их залегания. Очевидно, что в зависимости от эрозионного среза, структурных обстановок, возможностей картирования и других условий могут наблюдаться различные ситуации. В одних случаях, когда эрозионный срез незначителен, что возможно, в сущности, лишь для современных или очень молодых вулканов, главным методом реконструкции первичного облика вулканической постройки может служить анализ преимущественно топографических данных с учетом некоторых наиболее существенных геологических и морфологических особенностей ее строения. В других случаях, тем более сложных, чем глубже эрозионный срез, основное внимание при исследовании должно быть сосредоточено на наиболее полном и всестороннем изучении геологических, в том числе фациальных, и других данных. Наибольшие затруднения представляют древние вулканические постройки, подчиненные круто наклоненным сериям вулканогенных и осадочных пород. Следует подчеркнуть, что наиболее сложные случаи палеовулканологических реконструкций, восстанавливающих строение глубинных корневых зон древних вулканов, могут представлять особый интерес, поскольку в таких структурах вскрываются те части постройки, которые недоступны для прямого наблюдения в современных вулканах.

Общий ряд вулканических конусов, срезанных на различных глубинах, достаточно наглядно представляет схема В.В. Донских с соавторами [45], в которой использованы конкретные примеры изученных ими разнообразных вулканов Камчатки, Курильских островов, Армении и Центрального Казахстана (рис. 41).

Имеющиеся различные примеры реконструкции первоначальных форм древних вулканических построек относятся преимущественно к вулканическим конусам, имеющим вид стратовулканов или шлаковых накоплений. Имеются также попытки восстановить *первичные формы щитовых вулканов* [45], но в случае такого рода реконструкций приходится обращаться к выяснению наклонов, измеряемых первыми градусами или во всяком случае не превышающими $10-12^\circ$. Между тем такие первичные наклоны восстановить в вулканогенных толщах трудно даже при небольших деформациях построек, а когда приходится иметь дело с более или менее сложно дислоцированными комплексами вулканических пород, возможность соответствующих определений представляется маловероятной или во всяком случае весьма затруднительной. Существенные трудности возникают и при реконструкции трещинных зон, питавших в прошлом вулканические поля, так как из-за неоднократных перекрытий былых трещинных каналов невозможно увидеть их в условиях спокойного залегания вулканогенных толщ. Лишь кое-где они могут выступать в виде обособленных или группирующихся в пучки даек более или менее значительной протяженности. Такие же дайки могут быть обнаружены и в деформированных толщах. Нередко требуется очень тонкая и детальная система наблюдений, проводимых в полевых условиях в целях выявления отдельных даек и дайковых систем, чтобы восстановить трещинные зоны, непосредственно связанные с покровами, формирующими вулканические поля.

Совсем иначе обстоит дело с системой вулканических плато. В случае недеформированных вулканогенных толщ такие плато могут быть легко установлены по особенностям их морфологии, тогда как подвергшиеся складчатости вулканогенные толщи далеко не всегда позволяют однозначно решить вопрос, формировались ли они первоначально как плато, возможно, в сочетании с щитовыми вулканами в процессе преимущественно трещинных излияний или представляют результат размыва системы вулканических конусов — стратовулканов и шлаковых построек. Среди других реконструируемых вулканических построек особо следует отметить кальдеры, во

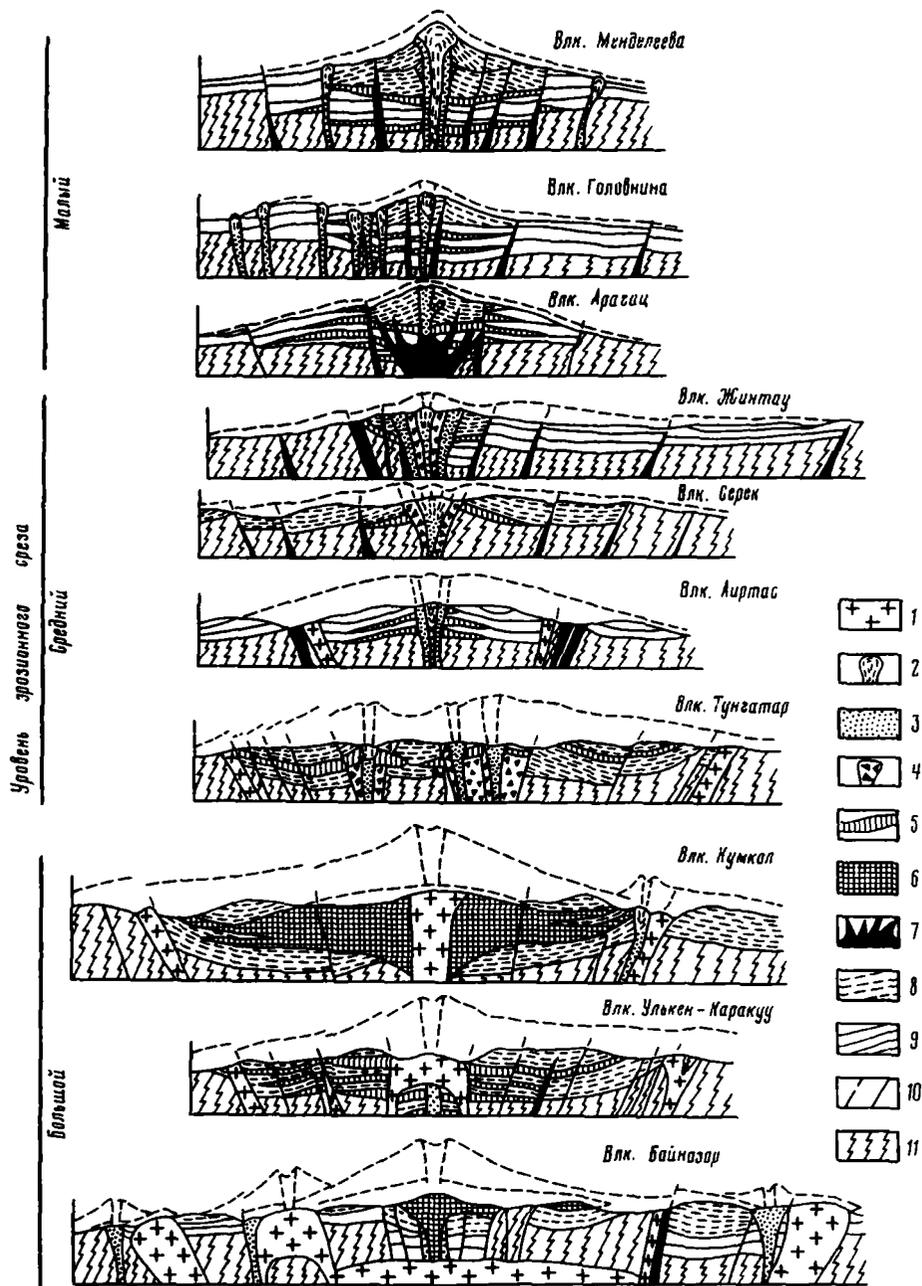


Рис. 41. Закономерности изменения периклинального залегания вулканогенных пород в центрикли-нальное в зависимости от степени проседания и глубины эрозионного среза вулканической постройки, по В.В. Донских и др. [45]

1 — кольцевые и центральные интрузии гранитоидов; 2 — экструзивные куполы; 3 — жерла; 4 — жерловые брекчии; 5 — силлы; 6 — лакколиты; 7 — субвулканические дайки и камеры; 8—9 — покровные образования: 8 — стратовулкана, 9 — щитового вулкана; 10 — кольцевые разломы; 11 — довулканический фундамент

многих случаях типизируемые по данным о строении древних, а не современных вулканических объектов. Впрочем, и для вулканических плато наиболее типичными примерами являются древние, а не современные вулканические поля, хотя способ образования таких плато лучше всего выявляется путем сравнения древних плато с современными их аналогами.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Рассматриваемая система реконструкций представляет более высокую степень обобщения исходных данных, чем аналогичные построения, касающиеся отдельных вулканов. Поэтому важным элементом общего исследования, связанного с выявлением древних вулканических областей, следует считать формационный анализ, сопровождаемый изучением латеральных вариаций состава и типа формаций, а также ряд других моментов, предшествующих такому анализу.

Одна из первых попыток подобного рода реконструкций принадлежит Ф.Ю. Левинсон-Лессингу [97], давшему очень краткий, но яркий очерк былой (он считал ее девонской) вулканической активности на обширной территории юга Карелии, где им была выделена Олонецкая диабазовая формация. "Замкнутая палеовулканологическая порфирировая область", для которой он представил "реставрировку первоначального характера" (цит. по [102, с. 195 и 197]), охватывала систему "обильных" наземных извержений, происходивших, как он предполагал, в прибрежной зоне моря. Местами порфирировые потоки могли, по его мнению, спускаться в море. Хотя возраст изученной им формации оказался не девонским, как он предполагал, а докембрийским, важно отметить, что основным принципом выделения древней вулканической области у Левинсон-Лессинга был физико-географический. Отвечая на вопрос о том, каковы же были физико-географические условия извержения описанных диабазов и авгитовых порфиритов, он предлагал "реставрировать хотя бы в самых общих чертах картину исследованной области" в период их извержения [Там же, с. 199].

Как показано в работе И.В. Лучицкого с соавторами [130], к числу наиболее ранних палеовулканологических реконструкций древних вулканических областей в нашей стране относятся мелкомасштабные палеогеографические схемы А.Д. Архангельского [6], на которых он показывал "вулканы", изображая их очень условно, с тем чтобы подчеркнуть принадлежность тех или иных территорий к обширным областям интенсивного развития вулканической деятельности. На таких же схемах А.Н. Мазаровича [136] наряду с "вулканами" помещались "вулканогенные фации" — морские, континентальные и др. Такие же построения Н.М. Страхова [215] сопровождалось выделением различных вулканогенных пород, объединенных знаком "эффузии". Все подобные палеогеографические схемы можно рассматривать как первые попытки представить реконструкции древних вулканических областей, как прообраз первых палеовулканологических карт, несмотря на то, что при их составлении не предполагалось решать какие-либо задачи, имеющие отношение к палеовулканологии.

Принципиально сходными чертами обладают и новейшие литолого-палеогеографические карты Европейской части СССР, изданные под редакцией А.П. Виноградова [7, 8]. Эти карты позволяют выявить, в частности, размещение кислых, основных и смешанных продуктов извержений, происходивших здесь в разные геологические эпохи.

Известное сходство с такими картами имеют и различного рода тектонические, в том числе и палеотектонические, карты и схемы, на которых, как, например, у Н.А. Штрейса [270], вулканогенные породы изображены суммарно в целях выяснения их общего структурного положения и определения их роли в процессе формирования геологических структур. Такие карты тоже помогают решать многие палеовулканологические проблемы.

Более близки к палеовулканологическим реконструкциям, имеющим вид карт или схем, иллюстрирующих основные черты строения древних вулканических областей, различные геологические карты с нанесенными на них специальными знаками палеовулканологического содержания. Одну из ранних попыток такого рода представляет карта западной части оз. Севан в Армении, составленная К.Н. Паффенгольцем [175], помещенная на рис. 42.

Вопрос об основных приемах составления карт, позволяющих представить типич-

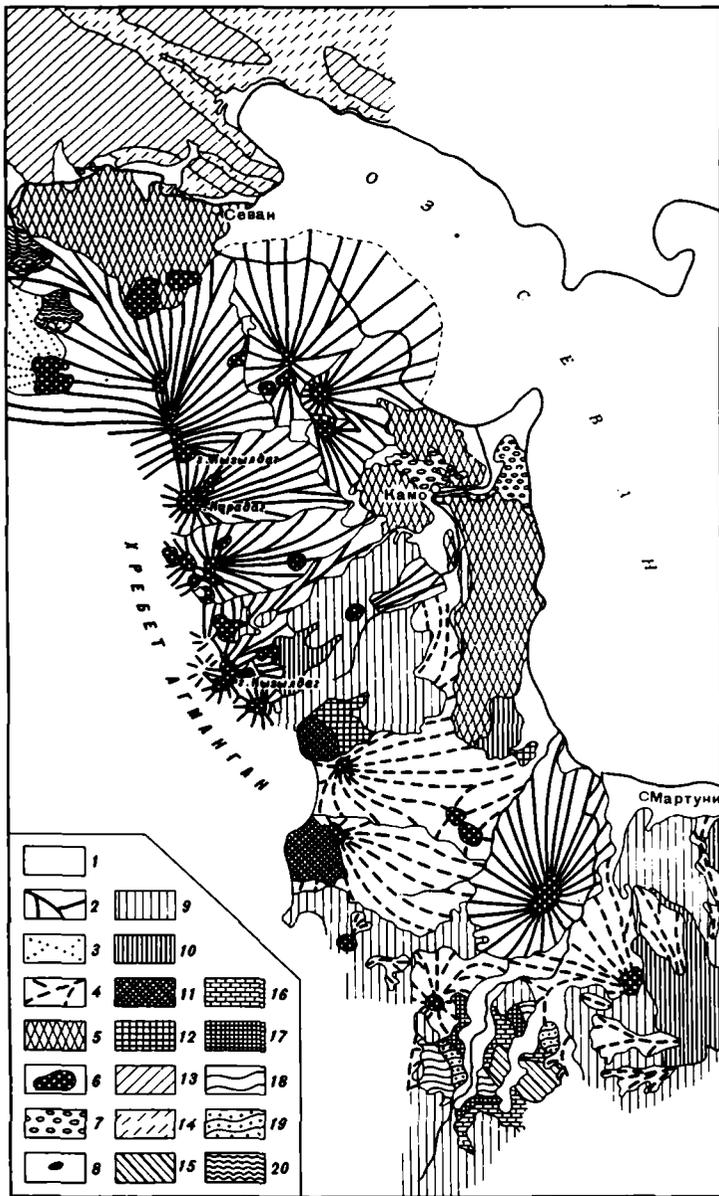


Рис. 42. Западная часть бассейна оз. Севан, Армения, по К.Н. Паффенгольцу [175]

1 – аллювий и делювий; 2–5 – четвертичные лавы: 2 – типа E, 3 – типа C, 4 – типа B, 5 – типа A; 6 – вулканические конусы (центры излияний); 7 – верхнечетвертичные отложения (?); меотис-олигоцен: 8 – известняки и песчаники, 9 – андезиты, 10 – туфы и туфобрекчии, 11 – липариты и дациты, 12 – липаритовый элювий и делювий; эоцен: 13 – порфириты и туфобрекчии, 14 – туфы, туфобрекчии, туфогенные породы, 15 – известняки; сенон: 16 – известняки; турон: 17 – песчаники и известняки; девон: 18 – кварциты, 19 – известняки и сланцы; докембрий и кембрий: 20 – амфи-боловые сланцы и порфириты

ные черты строения древних вулканических областей, рассмотрен в упомянутой выше работе [130], где был выдвинут ряд общих положений, на которые следует опираться при выделении древних вулканических областей и составлении соответствующих палеовулканологических карт. В этой работе отмечается, что при такого рода реконструкциях, в частности, на палеовулканологических картах, составляемых для строго определенных в каждом случае геологических интервалов времени, необходимо изображать прежде всего распространение различных вулканогенных пород. В наиболее обобщенных вариантах, преследующих цели выделения древних вулканических областей, эти породы должны быть объединены в формации (в понимании Н.С. Шатского) без расчленения по типам и группам. Далее, на таких картах должны быть показаны более или менее подробно в зависимости от масштаба карты установленные и предполагаемые древние вулканические постройки и фумарольно-сульфатарные поля, а также различные полезные ископаемые, связанные с вулканической деятельностью данной эпохи. Кроме того, должны быть отображены главные черты палеогеографической и тектонической обстановки, отвечающих эпохе формирования вулканогенных пород и их ассоциаций, и, наконец, указано вероятное размещение глубинных магматических очагов, возникших в связи с вулканической деятельностью. Составленные таким образом палеовулканологические карты, представляющие особенности строения древних вулканических областей, могут служить важным средством выявления основных закономерностей развития вулканической деятельности и ее связей с другими геологическими процессами.

На рис. 43 показана соответствующая карта восточной части Алтае-Саянской складчатой области для эпохи нижний девон — эйфель. Авторы этой карты [130] рекомендовали иллюстрировать ее краткими количественными показателями, указывающими конкретные соотношения между главнейшими типами пород в отдельных характерных опорных разрезах. Эти цифры могут быть записаны в виде условных формул, в которых отмечается содержание (в процентах от мощности) основных, средних и кислых пород, пирокластического материала соответствующего состава, осадочных пород, а также "коэффициент эксплозивности" E (по Беммелену), имеющий, впрочем, ограниченное значение. Такие формулы могут иметь, например, следующий вид для конкретного разреза: $(O_{62}P_8/СЭ_4P_6)O_{20}E_9$. Подобная запись означает, что в данном разрезе основные породы (числитель дроби) составляют 70% мощности осадочно-вулканогенной толщи, в том числе основные излившиеся породы (O) — 62% и пирокластические (P) — 8%; средние породы (знаменатель дроби) составляют 10%, в том числе излившиеся породы ($СЭ$) — 4% и пирокластические (P) — 6%, осадочные породы (O) присутствуют в количестве около 20%; коэффициент эксплозивности (E) равен 9%. Возможно также применение расчетов, в которых отношение между вулканогенными породами определяется независимо от количества осадочных пород, а также иногда вида цифровых показателей.

Имеются и другие способы изображения обобщенных данных, характеризующих особенности строения древних вулканических областей. Следует упомянуть, в частности, карты изолиний, изопакит и палеоэксплозивности [68], а также другие построения, предпринимаемые различными исследователями для обобщения данных, характеризующих основные черты строения древних вулканических областей. Все эти попытки реализуются в настоящее время в разнообразных эталонах обзорных и детальных палеовулканологических карт [см. 219].

Опыт реконструкции древних вулканических областей, пожалуй, единственный, подчиненный определенной системе построений, направленных на решение основных задач палеовулканологии, рассмотрен именно в этом плане в работе, посвященной фанерозою южных материков [122]. В этой работе подчеркивается, что 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 [364] и Демаре [335] по отношению к провинции Овернь с ее угасшими в третичное время вулканами, а затем в том же смысле употреблялось в трудах Заппера [466], Вольфа [537] 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 виде его обычно применяют и сейчас. Тем не менее есть, по-видимому, необходимость в некоторых уточнениях этого определения, особенно для

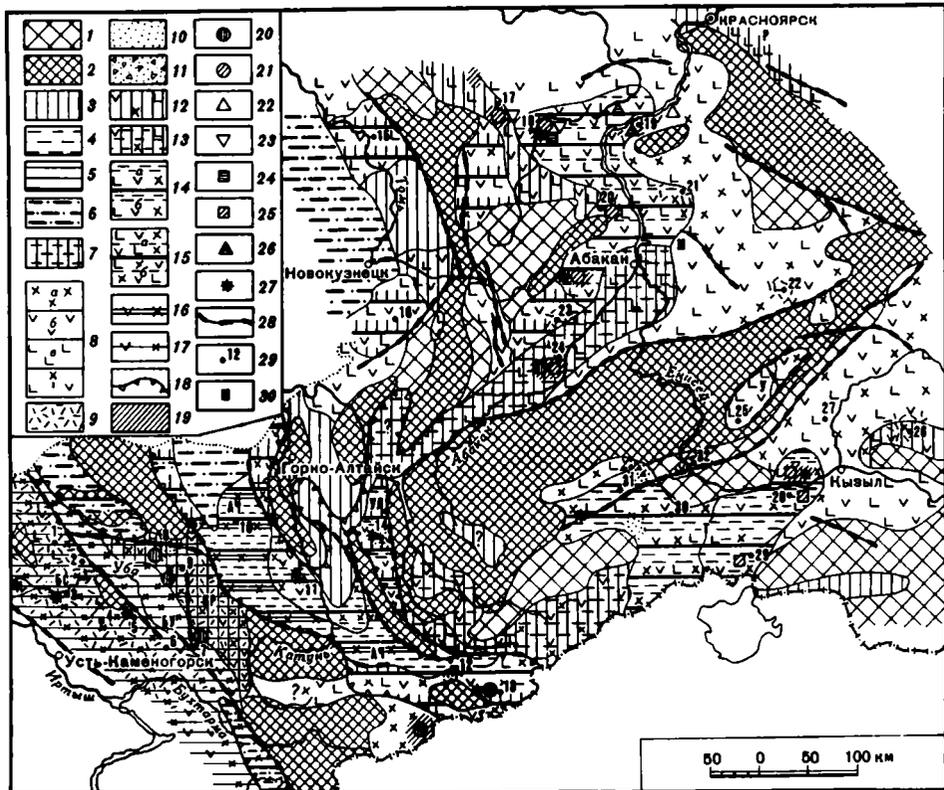


Рис. 43. Палеовулканологическая карта Алтае-Саянской области, по И.В. Лучицкому и др. [130]

Области, свободные от проявлений вулканизма: области размыва: 1 — слабо и умеренно расчлененная суша, 2 — суша среднегорная; о бла сти се ди мен та ци и и х от ло же ни я: 3 — континентальные (аллювиальные, пролювиальные, озерные) терригенные красноцветные, 4 — отложения лагунных бассейнов и морей-озер, терригенные и терригенно-карбонатные серо- и красноцветные, 5 — морские глинисто-алевритовые (в небольшой степени — песчаные) темно-сероцветные, 6 — морские терригенно-карбонатные сероцветные, 7 — сочетающиеся лагунные и континентальные карбонатно-терригенные серо-красноцветные, местами частично также морские.

Области развития вулканизма: о бла сти на зе м но го ву л ка ни з ма: 8 — лавовые поля различного состава (а — кислого, б — среднего, в — основного, г — смешанного) с подчиненными линзами и пластами пирокластических и терригенных (редко — карбонатных) красноцветных пород (до 10% мощности толщи каждая), 9 — значительные и мощные накопления пирокластического материала, 10 — поля игнимбритов, 11 — лахары. В случаях сочетания осадконакопления с вулканизмом применяются совмещенные условные знаки: 12 — многократно чередующиеся пачки и пласты континентальных терригенных красноцветных отложений и покровов основных, средних и кислых лав, 13 — континентальные и лагунные (редко — морские) серо-красноцветные отложения с покровами основных, средних и кислых лав. При значительных различиях условий в начале и конце эпохи применяются двух- и трехэтажные знаки с соответствующим расположением условных обозначений и жирной разделяющей линией: 14а — начало эпохи, формирование вулканогенных толщ смешанного состава, 14б — конец эпохи, накопление лагунных терригенных и карбонатно-терригенных серо-красноцветных отложений; 15 — нижняя (а) и верхняя (б) вулканогенные толщ (смешанного состава) регионально разобщены лагунной карбонатно-терригенной существенно сероцветной толщей; о бла сти по д во д но го о ст ро в но го ву л ка ни з ма: 16 — многократно чередующиеся пачки и пласты морских темно- и сероцветных глинисто-алевритовых отложений и покровов эффузивов с близким соотношением или преобладанием морских осадков, 17 — то же, но с резким преобладанием вулканогенных накоплений. При различных условиях в начале и конце эпохи принцип показа обстановок такой же, как и для областей наземного вулканизма. Дополнительный знак для Алтая: 18 — граница районов осадконакопления в нижнем девоне.

Районы развития активной фумарольно-сульфатарной деятельности: 19 — площади фумарольно-сульфатарной деятельности. Минеральные проявления в эффузивно-осадочных толщах: 20 — железо (преимущественно окислы), 21 — медь (сульфиды, самородная), 22 — флюорит, 23 — барит и целестин, 24 — кальцит (в том числе туфы известковые), 25 — бентонитовые породы, 26 — цеолиты.

Прочие обозначения: 27 — достоверно установленные вулканические аппараты, 28 — зоны глубинных разломов, предположительно служившие подводными каналами излияний, 29 — точки характерных опорных разрезов, 30 — прогибы и впадины: Р — Рыбинская, М — Минусинский, У — Усинская, Т — Тувинский, УЛ — Уйменско-Лебедской, АЧ — Ануйско-Чуйский, КР — Коргонский, БУ — Белокубинский, БС — Быструшинский

тех случаев, когда наблюдается преемственная связь событий, обуславливающих появление вулканов на той или иной территории. Впрочем, и вопросы размерности территории 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 постоянной преемственной связи между вулканическими событиями. Подобного типа макрохронные (долговременные) вулканические области длительного развития могут быть противопоставлены обычным их аналогам, отличающимся кратковременным развитием вулканической активности. Последние могут быть названы брахихронными вулканическими областями.

Пространственные ограничения определяются некоторыми конкретными соотношениями с элементами внутреннего строения 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.

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 трансконтинентальных вулканических поясах в зависимости 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 Тихоокеанская система вулканических областей; 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. Впрочем, злоупотреблять названием "вулканический пояс" не следует; в особенности не рекомендуется его прилагать к таким локальным образованиям, какие представляют ограниченные размерами вулканические поля и даже области. Во всяком случае, если вулканическая область более или менее изометрична и отношение ее длины к ширине менее чем 3 : 1, то ее при всех обстоятельствах не рекомендуется называть вулканическим поясом. Что касается нередко применяемого термина "вулканическая зона", то, вероятно, он применим к тем случаям, когда приходится сталкиваться с линейно вытянутыми вулканическими полями с тем же соотношением длины к ширине (3 : 1), что и для вулканических областей.

Вопрос о границах вулканических областей не всегда решается просто и однозначно, даже если 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 простиранию одной линейно вытянутой вулканической области другой, аналогичной. Именно из-за этого нередко возникает множественность наименований, относимых к одному и тому же, в сущности, объекту, но к разным элементам его строения, размещенным по простиранию некоторой полосы. Так, 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., которые затем были объединены в единый Чукотско-Катазиатский пояс. 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, в Забайкалье и Монголии. Между тем речь идет, в сущности, о системе более или менее самостоятельных вулканических областей линейного типа, сменяющих друг друга по простиранию, вследствие чего их можно считать принадлежащими единому окраинному вулканическому поясу, расположенному на северо-западной окраине Тихого океана и составляющему один из элементов глобального Тихоокеанского вулканического пояса.

Если в различных направлениях очевидна смена вулканических построек или вулканогенных пород невулканическими образованиями, то задача определения границ вулканической области чаще всего не представляет сложности и решается однозначно. Однако здесь может возникнуть второй случай, обуславливающий затруднения, связанные с определением таких границ. Вулканическая область может, скажем, представлять серию вулканических полей, разобщенных и не обобщающихся 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 и различия состава вулканогенных пород и другие признаки. 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 соответственно 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 подтверждение сопоставлением 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, определяется тем, что только на основе такого рода реконструкций можно дать более или менее строгую количественную оценку вулканических масс, возникших в различные моменты геологической истории в пределах некоторых определенных территорий. В конечном же счете наши общие знания об эволюции вулканизма в истории Земли зависят прежде всего от состояния изученности различных вулканических областей именно в таком плане.

Рассматривая особенности строения древних вулканических областей в сравнении с современными, приходится сталкиваться с различными возможными ситуациями. Во-первых, могут быть сравнительно просто, хотя и не всегда, отождествлены такие в общем обширные древние вулканические области, которые формировались в виде вулканических плато. Для этих областей обычно наблюдается совмещение их контуров с теми, что свойственны вулканическим плато. Реконструкция основных черт таких областей не отличается, по существу, от системы построений, связанных с выделением вулканических плато. Отличительными чертами таких вулканических областей являются

сравнительно однообразный формационный состав пород, прослеживаемый на обширных пространствах, выдержанное пологое, практически горизонтальное залегание на больших территориях слагаемых этими породами покровов, а также некоторые особенности морфологии вулканических построек, отличающиеся сочетанием щитовых вулканов с системой построек, образующихся вдоль системы трещин в виде небольших конусов или щитов, иногда также с типичными конусами, близкими к стратовулканам. Вулканические области этого типа могут быть преимущественно базальтовыми, но еще и риолитовыми или игнимбритовыми, а также фонолитовыми. Последующая деформация этого рода областей может вывести систему покровов из горизонтального залегания, вследствие чего реконструкция первоначального облика подвергшейся деформации области в качестве бывшего вулканического плато окажется весьма затруднительной.

Во-вторых, возможна реконструкция линейно удлинённых древних вулканических областей, во многих случаях параллелизуемых с современными вулканическими регионами, расположенными на окраинах континентов, подобными Курило-Камчатскому или другим, следующим вдоль западного побережья Северной и Южной Америки и т.д. Такие окраинные вулканические области отличаются крайне резкими фашиальными вариациями на сравнительно небольших расстояниях. Наблюдаемая смена пород отвечает обилию в пределах области сложной системы вулканических конусов, стратовулканов, шлаковых и т.п. построек, которые образовались в результате извержений, различных как по особенностям проявления, так и по составу выбросов. В итоге в сложной системе вулканических продуктов одновременно сосуществуют не только выброшенные при извержениях различные вулканические материалы, как взрывчатые, так и лавовые, но и продукты их переотложения. Таким образом, возникает специфический формационный тип отложений, свойственных таким вулканическим областям, крайне неустойчивый по составу продуктов извержений и резко фашиально изменчивый. В окраинных зонах, о которых идет речь в данном случае, обычно наблюдается общая асимметрия вулканической области, не характерная или вообще не наблюдаемая в рассмотренных выше вулканических плато. При значительных вариациях состава пород, типичных для окраинных вулканических областей, обычным является постоянное присутствие в ассоциации с породами базальтового или риолитового ряда также андезитов, из-за чего этот тип ассоциаций нередко называют андезитовым.

В-третьих, разнообразие ситуаций приводят к появлению многочисленных иного типа вулканических областей, строгий анализ которых требует специального изучения с точки зрения возможной реконструкции их первоначального вида, размеров, состава и его вариаций и т.д. Полное представление о всем этом разнообразии можно получить на основании конкретного изучения различных вулканических областей, для чего необходимо дальнейшее развертывание систематических исследований в этом направлении.

Особо следует отметить, что в условиях резкой деформации вулканогенных толщ приходится затрачивать очень большие усилия для того, чтобы представить на основании их изучения более или менее полную картину, выявляющую сложную систему первоначальных соотношений, свойственных изучаемой древней вулканической области.

Пример разбора основных черт древних вулканических областей, проведенного в целях исследования количественных параметров, типичных для фанерозойского вулканизма, дает упомянутая выше работа, посвященная южным материкам [122]. В ней рассмотрены некоторые методические подходы к анализу проблемы реконструкции древних вулканических областей. Показано, в частности, что в процессе такого рода реконструкций должны быть не только установлены общие контуры древних вулканических областей, но также выяснены особенности их внутреннего строения, включая определение степени сохранности вулканогенных образований от последующего размыва, существенно затрудненное в условиях их деформации, локальной (в пределах отдельных полей) и общей фашиальной изменчивости, морфологии свойственных данной области вулканических построек и т.д. Анализ всех проблем, возникающих при палеовулканологических исследованиях, требует очень внимательного и детального разбора и имеющихся данных и обобщения материалов в системе различных схем и карт, иллюстрирующих типичные черты строения древних вулканических областей.

В настоящее время проводится большая работа по реконструкции древних вулканических областей на территории нашей страны для ряда стратиграфических срезов фанерозоя. В работе принимают участие многие коллективы научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР и Академии наук СССР. Некоторые результаты

этой работы были рассмотрены, как уже упоминалось, на VI Всесоюзном палеовулкано-логическом симпозиуме [219]. Соответствующие карты древних вулканических областей по различным регионам составлены в единой легенде, разработанной ВСЕГЕИ и опирающейся на приводимые ниже следующие основные принципы [151]. Во-первых, основу построения составляет изображение реальных и предполагаемых контуров распространения вулканогенных формаций или, в зависимости от необходимости, групп формаций. Формации и их группы выделяются на картах цветом и обозначаются индексами. Во-вторых, наряду с формациями на картах показываются вулканические центры, постройки и вулканотектонические структуры. На обзорных картах они изображаются внемасштабными знаками. В-третьих, при составлении карт учитывается возможность показа некоторых количественных характеристик и особенностей состава пород и формаций. Для этой цели используются колонки, диаграммы (круговые и иные) и другие виды построений. Наконец, основной фон карт дает суммарное представление о палеогеографических условиях для заданного стратиграфического интервала. При этом учитываются особенности тектонической обстановки, соответствующей данному интервалу. Такие карты служат основой для изображения минерализации реконструируемых древних вулканических областей в соответствии с принципами, разработанными в коллективной монографии "Рудоносность и геологические формации" [200].

ВОССОЗДАНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

История развития вулканической деятельности рассматривается в работах многих исследователей на основе более или менее строгого знания стратиграфической последовательности, наблюдаемой в разрезах вулканогенно-осадочных толщ. Можно было бы привести различные примеры, иллюстрирующие подобные построения, восстанавливающие историю развития вулканической деятельности. Однако следует иметь в виду, что в этих построениях обычно намечаются два принципиально разнородных пути.

Один из них, в сущности формальный, ведет к созданию таких реконструкций, в которых регистрируется последовательность выявляемых геологических событий, без учета фациальной изменчивости состава вулканогенных образований, зависящей не только от вертикальной смены вулканогенных пород в разрезе, но и от размещения их в пространстве. Иначе говоря, независимо от реально устанавливаемых вариаций состава вулканогенных пород в пространстве, в обобщенном виде представляется некоторая суммарная идеализированная схема последовательности событий. В итоге первый путь приводит к построению схем циклического развития вулканической деятельности. Как писала А.И.Анатольева, изучавшая стратиграфию вулканогенных толщ Алтае-Саянской области на юге Сибири и в Восточном Казахстане, "такой путь изучения разрезов и последующего их сопоставления по ритмам и циклам весьма удобен в начальной стадии исследований, когда немного известно в отношении возможных корреляций и когда отсутствуют сведения о фациальной изменчивости отложений. Но он оказывается, как правило, неудовлетворительным, как только сведения о строении разрезов и их изменчивости в вертикальном и латеральном направлениях становятся разнообразными" [2]. Эта позиция отвечает взглядам Н.Н.Хераскова, писавшего, что "циклические представления об истории Земли отражают раннюю стадию развития науки, когда закономерности охватывают лишь ограниченный круг фактов. Действительно, если, например, различать лишь стадию трансгрессии и стадию регрессии, или стадию расчленения рельефа и стадию его нивелировки, то при прослеживании их во времени ничего, кроме циклического чередования двух стадий, не может выявиться" [248, с. 235]. Тем не менее и по сей день идеи циклического развития вулканических процессов, сопровождаемых многократно повторяющейся сменой основных излияний кислыми, находят поддержку во многих работах. Выход из "циклического тупика", не выводящего за пределы "дурной бесконечности", должен быть найден на другом пути, предполагающем действительное развитие, т.е. эволюцию, иначе говоря, необратимое изменение вулканических процессов.

Об этом хорошо писал А.Н.Заварицкий [50] еще в ранних работах по вулканизму Урала. "Рассматривая всю историю вулканической деятельности на Урале в целом, — писал Заварицкий, — мы видим, что здесь эволюция идет в одном направлении. Все это говорит за то, что здесь мы имеем дело с единым процессом. Совокупность всех вулканических явлений представляет собой как бы одно целое, подобно тому, как такое целое, как Урал, представляет и тектонически" [63, с. 359]. Анализируя с этих позиций исто-

рию вулканической деятельности на Урале, Заварицкий показал, что здесь имела место медленная миграция очагов, питающих эту деятельность, по направлению с севера на юг. Независимо от этой миграции и от общих гипотетических представлений Заварицкий допускает, что вулканическая деятельность питалась существовавшим на глубине вытянутым "магматическим бассейном" или рядом таких "бассейнов", сливавшихся на глубине. В этих очагах происходила дифференциация магмы, о чем можно заключить, анализируя изменчивость состава продуктов вулканических извержений в разное время и в разных участках Урала.

Рассматривая интрузивную деятельность, т.е. историю этих глубинных очагов, А.Н.Заварицкий писал, что "на Урале, с его длительной геологической историей, тектонические движения неоднократно повторялись и неоднократно плутоны участвовали в них как составные части земной коры, которые отличаются от окружающих масс той большей подвижностью (еще не застывшие, активные, или, мы бы сказали, живые плутоны), то, наоборот, меньшей подвижностью (мертвые плутоны). Во время разных движений, происходивших при формировании Урала, существовали живые и мертвые плутоны; и одной из основных задач при изучении магматической эволюции является различение тех и других для разных периодов горообразующих движений" [63, с. 379].

Общие представления об эволюционном развитии вулканической деятельности на Урале были изложены Н.А.Штрейсом [270] в большом исследовании, в котором были показаны сложные изменения состава продуктов извержений в зависимости от времени и структурного положения центров вулканической деятельности и от процессов образования и жизни глубоких магматических очагов. Данные о последовательной эволюции вулканической деятельности в готландии и девоне на Среднем Урале Штрейс иллюстрировал рядом схем, демонстрирующих пространственное размещение продуктов вулканизма в различные интервалы геологического времени.

Исследования девонской вулканической деятельности на юге Сибири и в Восточном Казахстане, верхнепалеозойской — на юге Джунгарского Алатау, а также свойственной различным эпохам на других территориях Советского Союза и зарубежных стран, так же как и рассмотренные выше данные Заварицкого и Штрейса, показывают, что устанавливаемая обычно картина связи определенных стадий развития вулканической деятельности с последовательным развитием геологических структур не дает указаний на циклический характер процессов вулканизма. Наоборот, как только исследование приобретает детальный характер и сопровождается составлением фациальных профилей и палеовулканологических или палеогеографических карт, приходится отказываться от схематизации природных явлений, применяемой при выделении повторяющихся циклов вулканической деятельности с чередованием основных и кислых лав.

В итоге следует подчеркнуть, что тот вид палеовулканологических реконструкций, который связан с выявлением действительной истории развития вулканической деятельности, приобретает доказательную силу лишь в том случае, когда он опирается на: 1) тщательное изучение последовательности залегания вулканогенных толщ в различных стратиграфических разрезах изучаемой территории, сопутствующее геологическому картированию в масштабе, отвечающем возможностям решения такой задачи; 2) надлежащее обоснование возраста вулканогенных толщ и отдельных звеньев различных разрезов; 3) фациальные схемы, построенные для различных возрастных интервалов и для всего вулканогенного комплекса в целом; 4) палеогеографические и палеовулканологические схемы для различных интервалов геологического времени; 5) выяснение отношения между вулканогенными толщами и их корневыми зонами. Построенные таким образом исследования приводят к выводу о том, что представление о циклическом развитии вулканической деятельности является неудовлетворительным и что вулканическая деятельность, как и тектонические структуры, развивается необратимо.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО И ХРОНОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Проблему пространственного размещения древних вулканов следует обсудить по крайней мере в трех аспектах. Во-первых, важно выяснить, каковы общие закономерности их распределения на земной поверхности; определить, где именно они сосредоточиваются, каким палеогеографическим, структурным или иным ситуациям отвечает их расположение, и т.д. Во-вторых, необходимо установить причины, вызывающие то или иное размещение конкретных вулканических построек или их групп; в этом отношении должны быть установлены главным образом механические условия, от которых зависят возможности проникновения из земных недр к поверхности магматических расплавов, питавших в прошлом вулканическую деятельность. В-третьих, надлежит выявить размещение и природу глубинных источников, обусловивших вулканическую деятельность в данном участке земного шара. Не все пути разработки проблемы достаточно строги; генетические аспекты всегда оказываются наиболее трудными в исследовании и вовлекают широкий круг гипотетических построений, далеко не всегда убедительных, достаточно изменчивых с течением времени, и в этом смысле всегда эволюционирующих. Что касается хронологических аспектов проблемы размещения древних вулканов, то они представляют особый интерес преимущественно в связи с анализом общих отношений между вулканизмом и тектоникой. Эти аспекты будут рассмотрены особо.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Рассматривая пространственное размещение древних вулканов, следует учитывать известные данные о распределении современных вулканов [119], приуроченных, с одной стороны, к глобальным структурам, с другой — к конкретной геологической обстановке, в рамках которой проявляется вулканическая деятельность в тех или иных участках земной коры. Необходимо ясно представлять, что в глобальном плане четко выражено закономерное расположение действующих вулканов внутри молодых кайнозойских горных поясов — Тихоокеанского и Альпийско-Индонезийского, по простиранию сменяющихся системами островных гряд (дуг). Действующие вулканы встречаются, кроме того, на континентальных сводах и срединно-океанических поднятиях, сопровождаемых рифтовыми впадинами, а также в зонах крупных разломов, пересекающих океаническое дно. Этим, конечно, не исчерпываются все закономерности размещения современных вулканов. Известно, в частности, сосредоточение действующих вулканов во внутренней части островных дуг, их общая связь в подобных грядах, а также в складчатых системах Кордильер Северной и Южной Америки, с зонами сейсмодислокаций, уходящими на сотни километров в глубь Земли и выходящими в глубоководные впадины, сопровождающие вулканические гирлянды и т.д. Некоторые типичные черты размещения вулканических пород, возникших в результате современной вулканической деятельности, рассмотрены в главе 6.

От общих представлений о современном размещении действующих вулканов можно, по-видимому, найти пути к интерпретации данных о распределении вулканов на земном шаре в прошлые геологические эпохи. Однако возникает вопрос, как провести подобное сравнение? Должно ли выяснять физико-географическую обстановку, в которой происходила вулканическая деятельность в прошлом, или решать только задачу выясне-

ния структурных условий, способствующих образованию древних вулканов? Оба пути, по-видимому, правомерны, и следует остановиться на характеристике каждого из них, тем более что они дополняют друг друга.

Когда речь идет о физико-географической обстановке, то обычно ограничивают ее оценкой определением общих условий развития вулканической активности и выяснением вопроса: являлись ли эти условия подводными или наземными, морскими или континентальными? Между тем в данном случае необходимо провести параллели в более узком плане, т.е. не только определить, являются ли древние вулканы подводными или наземными, но еще и установить, к каким элементам древнего рельефа они тяготеют и какие черты геоморфологии характерны для той области, в которой эти вулканы размещаются. Хотя подобного рода исследования сравнительно слабо развиты и находятся преимущественно в сфере обычных палеогеографических, а не специализированных палеовулканологических исследований, тем не менее известные материалы по данному вопросу свидетельствуют о размещении во многих случаях древних вулканов на островных грядках (дугах). В работе А.А.Предтеченского [188] приведены, например, данные, наглядно устанавливающие расположение древних вулканов на островных грядках в докембрии и кембрии на территории Восточного Саяна. Представления о связях древних вулканов с островными дугами весьма популярны, так как на основании сравнения современных островных дуг с древними их гомологами обычно устанавливаются параллели таких зон с определенными геологическими структурами — звгеосинклиналями.

Известна также приуроченность древних вулканов и к другим физико-географическим обстановкам. Например, они широко распространены на древних низменных или высокогорных плато, подобных тем, которые типичны для ряда платформенных областей — Африканской, Сибирской, Индийской и др. Несомненно, что древние вулканы, как и современные, были распространены на дне морей и океанов, но далеко не всегда удается выделить среди подводных областей те участки, которые отвечают глубоководным и мелководным территориям, а срединно-океанические поднятия для минувших геологических эпох выделить вообще очень трудно. Недостаточны также данные, позволяющие оконтуривать конкретные поднятия на континентах и выяснять расположение на них древних вулканов.

Таким образом, сведения о физико-географической обстановке, в которой располагаются древние вулканы, пока еще далеко не полные. Поэтому при обсуждении общих закономерностей размещения древних вулканов обычно опираются преимущественно на данные о распространении изверженных пород вообще и об их приуроченности к определенным геологическим структурам. Но даже в этом направлении имеющиеся в настоящее время материалы ограничены. Так, практически отсутствуют сведения, позволяющие дать общий обзор древних вулканических областей мира. Это связано с тем, что до сих пор не прилагались усилия к созданию мировых карт, иллюстрирующих распространение древних вулканов хотя бы в рамках сравнительно крупных интервалов геологического времени. Существующие геологические карты мира, изданные в нашей стране в масштабе 1 : 15 000 000, лишь в малой степени позволяют представить распространение разновозрастных вулканических пород, так как они не специализированы в палеовулканологическом направлении. То же касается и не вполне еще завершенного издания Юнеско Международной геологической карты мира масштаба 1 : 10 000 000. Поэтому выявлять на основании анализа этих карт действительную картину размещения древних вулканических областей затруднительно. Естественно возникает необходимость подготовки специальных палеовулканологических карт, в связи с чем предпринимаются различные усилия, направленные на составление таких карт для более или менее обширных территорий. Большая работа ведется, в частности, по составлению обзорных палеовулканологических карт Советского Союза. В упоминавшемся труде автора [122] были предприняты меры к анализу размещения древних (фанерозойских) вулканических областей на южных материках. Таким образом, за последние годы наметились определенные успехи в разработке палеовулканологических построений, связанных с составлением обзорных карт более или менее обширных территорий земного шара. Однако полноценных мировых обзоров вулканической активности геологического прошлого пока еще нет. Поэтому для выяснения общих закономерностей размещения древних вулканов на земном шаре приходится прибегать к косвенным построениям, привлекающим представления о различного рода связях вулканогенных пород с теми или иными струк-

турными зонами и о глобальном распределении этих зон, принадлежащих разным геологическим эпохам.

Широко известно, что в древних вулканических областях сосредоточены разнообразные продукты вулканической деятельности, помимо тех, которые, как полагают многие исследователи, вообще не достигли земной поверхности и представляли собой нескрытые преимущественно гранитные плутоны. Вместе с такими плутонами вулканогенные породы тяготеют преимущественно к внутренним частям складчатых областей. Эти внутренние зоны Штилле [482] назвал эвгеосинклинальными (в отличие от краевых миогеосинклинальных) и включил их в состав плиомагматических зон. Такие плиомагматические зоны, по Штилле, "весьма богаты магматическими образованиями, а именно начальными, синорогенными и субсеквентными проявлениями магматизма. Примеры: неваиды, внутренние антилиды и главные андиды" [268, с. 269]. Для собственно эвгеосинклинальных зон Штилле считал типичным "начальный магматизм и вообще плиомагматическое развитие" [Там же, с. 272].

Название эвгеосинклинали было привлечено затем М.Кэем [92, 392], более строго определившим их как зоны, характеризующиеся разрезами, насыщенными вулканогенными породами. Он, в частности, писал, что "эвгеосинклинальные пояса характеризуются мощными разрезами вулканических пород, между тем как в миогеосинклинальных поясах ничего подобного не наблюдается" [92, с. 101]. В интерпретации М.Кэя представление об эвгеосинклиналях получило большую определенность по отношению к оценке былой вулканической деятельности. В этом представлении вулканогенные породы, входящие в состав разреза складчатого комплекса, отделены от тех плутонов, преимущественно гранитных, прямая связь которых с вулканической деятельностью на земной поверхности не всегда ясна.

В целом же очевидно, что само по себе выделение эвгеосинклиналей, которое предлагается М.Кэем, свидетельствует о широком распространении вулканогенных пород во внутренних зонах складчатых областей, где эти породы образовались в результате вулканической деятельности, происходившей в период накопления осадков, вошедших впоследствии в состав складчатого комплекса. На дне морских бассейнов или на островных гирляндах того времени внутри подвергшейся деформации области располагались, следовательно, действующие вулканы. Исследования Н.А.Штрейса [270] на Урале показали, что эвгеосинклинали отделены от смежных с ними геосинклиналей крупными разломами, уходящими на большие глубины в недра Земли и представляющими пронизываемые зоны, вдоль которых внедрялись крупные интрузивные тела, в прошлом сообщавшиеся во многих случаях с вулканическими постройками, располагавшимися на земной поверхности.

Помимо эвгеосинклиналей, древние вулканы в складчатых областях располагаются и в иной структурной обстановке. Они известны на территории срединных массивов, а также в наложенных и унаследованных впадинах, относящихся к верхнему структурному ярусу складчатых (геосинклинальных) систем, так как принадлежат к структурам, возникшим после того, как образовался складчатый комплекс. Тем не менее и в этом случае древние вулканы остаются сосредоточенными внутри складчатой области, хотя их размещение в этой обстановке определяется уже не теми причинами, которые вызывают появление древних вулканов в эвгеосинклиналях. В эвгеосинклиналях они тяготеют, по-видимому, к островным грядам и следующим вдоль них глубинным разломам, во впадинах же сопровождают систему краевых и внутренних разломов.

Штилле предполагал, что для эвгеосинклиналей характерен симатический вулканизм, тогда как в системе срединных массивов и во внутренних впадинах вулканическая деятельность отличается сложным составом и наследует сиалический состав предшествующих ей гранитных плутонов, сменяющих симатическую деятельность начальной истории вулканизма геосинклинальной области. Позднейшие исследования показали, что такая схема во многих случаях далека от истины и нуждается в пересмотре.

Древние вулканы располагаются не только в складчатых областях, но и за их пределами на различного возраста платформенных массивах, отличающихся от срединных главным образом тем, что складчатые сооружения, ограничивающие такие массивы, разновозрастны. Именно на таких платформенных массивах на многих территориях более или менее широко распространены вулканические плато, образующиеся в результате накопления флуд-базальтов. Подобные накопления возникли в результате извержений исландского типа и сопровождалась образованием в ряде случаев конических построек

центрального типа, подобных тем, которые наблюдаются, например, в Британо-Арктической третичной вулканической области, а, возможно, также в юго-западной части Африки и на других территориях.

Обилие туфов в некоторых вулканических областях подобного типа, в частности, на Сибирской платформе, вызывалось активной деятельностью вулканических трубок, оставляющих на земной поверхности следы в виде мааров. Господствующий тип продуктов вулканической деятельности на платформах представлен базальтовыми лавами и отчасти их туфами; тем не менее достаточно хорошо известны также и гранитные ядра вулканических построек, имеющих кольцевое строение. Подобные вулканические постройки с гранитным ядром есть как на древних платформах, например в юго-западной части Африки (Эронго, Мессум и др.) или в Нигерии, так и на молодых — в Шотландии. Главная масса базальтовых плато, расположенных внутри крупных синеклиз древних платформ, образовалась в период времени от верхнего палеозоя до кайнозоя, хотя есть также очень древние, в том числе докембрийские, базальтовые плато.

За пределами складчатых областей вулканические постройки образуются еще в системе впадин, возникших вследствие деформации щитов древних и молодых платформ, в связи с перемещениями существенно более молодыми, чем возраст складчатого основания платформы, иначе говоря, с теми перемещениями, которые были выделены В.А.Обручевым [166] в качестве "юных движений на древнем темени Азии".

Вдоль пограничной области, разделяющей разновозрастные складчатые области или геосинклинальные системы, в некоторых случаях располагаются "краевые вулканические пояса" [17], имеющие огромное протяжение, измеряемое тысячами километров при ширине 100—200 км. Примером таких поясов нередко служит Чукотско-Катазиатский пояс, для которого обычно ищут аналогию в более древних вулканических зонах, разделяющих разновозрастные складчатые области. Такие параллели проводят, в частности, с "краевым вулканическим поясом" Казахстана, следующим вдоль границы, разделяющей каледонские и герцинские складчатые структуры. В некоторых случаях распространяют эти аналогии также на вулканические зоны, строгое структурное положение которых не отвечает такому представлению, так же как и их размерность, обычно значительно меньшая, чем поясов.

С типичными крупными вулканическими поясами протяженностью во многие тысячи километров могут сопоставляться только такие глобальные структуры, которые, подобно Тихоокеанскому "огненному кольцу", опоясывают огромные уникальные структурные области. В разрезах таких поясов отсутствуют формации, которые считаются типичными для геосинклиналей, что существенно отличает эти пояса от обычных складчатых областей и определяет их своеобразие.

Общий обзор распространения древних вулканов показывает, что структурная их приуроченность достаточно разнообразна. Они наблюдаются как в складчатых областях, так и за их пределами, на платформах. В том и другом случае они могут иметь базальтовый или риолитовый (гранитный), реже андезитовый состав. Тем не менее в складчатых областях базальтовый вулканизм преимущественно свойствен эвгеосинклиналям (хотя и в них он не обязателен), а риолитовый или андезитовый — срединным массивам и впадинам. Имеются при этом такие впадины и срединные массивы, которые отличаются главным образом андезитовым или базальтовым составом свойственных им вулканогенных пород, а также и такие, в которых сосредоточены преимущественно риолитовые продукты вулканической деятельности. Главная же масса кислых изверженных пород в складчатых областях представлена гранитами, непосредственная связь которых с вулканическими постройками не всегда ясна и во многих случаях отрицается. На платформах же кислый вулканизм характерен для кольцевых комплексов, принадлежащих более или менее ясно выраженным корневым зонам древних вулканических построек, а в некоторых случаях также крупным флексуорообразным изгибам.

Опираясь на тектонические построения, можно было бы представить общую картину распределения древних вулканов на земном шаре, наиболее полную для современной эпохи и более схематичную для древних этапов развития геологических структур, однако это относится к задачам дальнейших исследований. На этом пути, вероятно, могут встретиться различные затруднения, тем больше, чем древнее вулканические области, для которых предприняты палеовулканологические реконструкции, учитывающие распределение фациальных рядов различных вулканогенных формаций и групп или рядов таких формаций.

Имеется еще возможность выявления характерных черт распределения древних вулканов, исходя из некоторых общих положений концепции тектоники плит, или глобальной тектоники, существенно влияющей на формирование современного геологического мышления. Главное положение этой концепции, прямо относящееся к распределению вулканической активности на земной поверхности, касается зарождения новой океанической коры вдоль срединно-океанических поднятий, где таким образом формируются в первую очередь вулканические постройки, сосредоточенные сейчас в Исландии и на многих других соответственно расположенных океанических островах. Можно предполагать, что в прошлом вдоль таких швов тоже зарождались многие древние вулканы. Возникающая в этом процессе океаническая кора образует плиту, которая, разрастаясь, перемещается до тех пор, пока не происходит ее столкновения с краем континента или с системой островных дуг, где плита погружается под край континента в связи с общей конвекцией, связывающей подъем магмы из недр Земли в срединно-океанических поднятиях и погружение ее в некоторых краевых зонах типа континент—островная дуга. Здесь, в области столкновения, вновь формируются постройки, представляющие другой вид размещения вулканов на земной поверхности. Естественно, что имеется, кроме того, серия вулканических построек, рассеянная на огромных океанических просторах и приуроченная в ряде случаев к протяженным разломам, достигающим тысяч километров длины и пересекающим срединно-океанические поднятия вкрест их простираения. Наконец, есть еще области распространения вулканов, тяготеющие к рифтовым зонам, которые, как предполагается, представляют след выхода срединно-океанических поднятий на континент. Далее вновь приходится обращаться к закономерностям, определяющим размещение вулканов на континентах, известным значительно более полно, чем в океанах. Наиболее существенные общие вопросы плитной тектоники, имеющие отношение к проблеме размещения вулканов, рассмотрены в следующей главе. Сейчас же следует ограничить изложение приведенными выше данными и перейти к оценке условий размещения древних вулканов в некоторых конкретных ситуациях.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ

Рассматривая условия, благоприятствующие образованию древних вулканов, необходимо иметь в виду, что всестороннее обсуждение этого вопроса требует прежде всего знания истории геологического развития конкретных вулканических районов или отдельных построек. Однако есть некоторые общие механические причины, обуславливающие возможность образования вулканических построек в том или ином пункте или районе. Зная эти причины, можно с большей или меньшей полнотой выяснить, почему вулканическая деятельность сосредоточивается в одних участках древних платформ или складчатых областей, тогда как на другие участки она не распространяется. Иначе говоря, можно установить хотя бы в самом общем виде особенности той среды, которая благоприятствует развитию вулканической деятельности и росту вулканов. В таком именно плане были проведены в свое время разнообразные работы Клоосом [321], Б.Виллисом [534], И.Оденом [284], А.Полкановым [183—186] и другими исследователями. Их труды сохраняют свое общее значение и сейчас, поэтому они привлечены к дальнейшему изложению, которому следует предпослать краткий обзор некоторых общих положений.

Исходным пунктом в обсуждении рассматриваемого вопроса является оценка возможности достижения земной поверхности глубинным материалом. Эти возможности появляются, когда в недрах Земли обособляются такие массы, которые отличаются от окружающей среды относительно более высокой подвижностью и способностью перемещаться внутри ее под влиянием внешних воздействий или внутренних импульсов. В сущности, здесь необязательно должна идти речь о магматических расплавах, так как глубины, на которых происходит подобное обособление, превышают 60 км, а на этих глубинах давление достигает 15—20 кбар. При таких давлениях вязкость, например, базальтового материала составляет $1 \cdot 10^{15}$ пуаз даже при температуре около 1200°C .

Об этом пишет, в частности, А.Ритман [192], но о большой величине вязкости силикатных расплавов при этих давлениях говорят также различные экспериментальные данные. Вязкость $1 \cdot 10^{15}$ пуаз соответствует состоянию вещества, которое мало отличается по свойствам от твердого тела. Для вязкости земной коры в целом, как известно [134, 192, 276], принимается цифра $1 \cdot 10^{20} - 1 \cdot 10^{22}$ пуаз, а определенная Григгсом величина вязкости известняков оказалась равной $1 \cdot 10^{21}$ пуаз. Хотя все эти цифры

в общем относительно и опираются на представления о вязкости, условность которой хорошо известна [119], тем не менее они дают некоторую характеристику свойств вещества в недрах Земли. Можно предполагать в связи с этими данными, что по мере перехода в более глубокие горизонты земных недр различия между вязкостью различных компонентов, входящих в состав земной коры, нивелируются.

Выравнивание условий происходит, по-видимому, на глубинах свыше 60 км, т.е. на тех глубинах, которые отвечают в общем слою низких скоростей, продолжающемуся вглубь до 250–350 км от поверхности Земли [135, 280]. Выше 60 км, судя по наблюдениям над современными вулканами, устанавливаются определенные различия между окружающей средой и теми массами, которые обособляются в виде так называемой магмы, очень мало похожей на первых стадиях своего существования на “тесто” и близкой по свойствам, в частности по вязкости, к твердому телу. Дальнейшее продвижение обособившихся масс определяется механическими условиями среды; эти массы перемещаются по тем направлениям, следуя которым, они встречают наименьшее сопротивление.

Выше слоя пониженных скоростей, или так называемой пластической зоны, в силу вступают те соотношения, которые были рассмотрены Андерсоном [280] при выяснении причин образования даек и пластовых залежей. В построениях Андерсона предполагается, что поверхность Земли, за исключением горных районов, можно рассматривать как плоскую и что внутри Земли в любой точке действуют либо гидростатическое давление, либо неуравновешенные силы. В последнем случае они могут быть отнесены к трем осям, из которых одна отвечает наибольшему, другая — среднему и третья — наименьшему давлению. Одна из трех осей ориентирована перпендикулярно поверхности Земли; в зависимости от взаимного расположения осей могут возникать разные тектонические перемещения: сдвиги, надвиги и нормальные сбросы, а также создаваться ослабленные зоны, благоприятные для перемещения в определенных направлениях обособившихся на глубине магматических масс.

На пути к поверхности магматические массы претерпевают различные изменения (пока еще недостаточно изученные), связанные с формированием все более отчетливо выраженных их свойств, резко отличных от свойств окружающей твердой среды. Фазовое состояние и формы перемещения таких масс могут быть разными, однако перемещение материала путем чистого плавления или какое-либо иное, связанные с замещением лежащих на пути твердых масс горных пород, представляется тем менее вероятным, чем ближе этот материал продвигается к поверхности, хотя в верхних зонах не исключена возможность существенного значения так называемого газового плавления, предполагаемого, в частности, Р.Дэли [47, 332]. По представлениям А.Ритмана [192, 456], образование трещины, открывающейся на глубине более 60 км, может привести к заполнению ее магматическим расплавом.

В построениях Клооса, Виллиса и многих других исследователей предполагается возможным распространение трещин на глубины, измеряемые многими десятками, а у Клооса даже сотнями километров. Трудно дать иное толкование, например, Большой дайке Южной Родезии (Зимбабве. — *Ред.*), прослеженной более чем на 500 км при ширине до 11 км. При таких размерах маловероятно, чтобы глубина, на которую она уходит в недра Земли, измерялась километрами, а не многими десятками километров, т.е. чтобы эта дайка не рассекала полную мощность земной коры и не достигала по крайней мере глубины 60 км.

Такое же представление о проникновении трещин в земные недра развивал Ситтер [206, 476], рассматривая линейные пучки даек в Шотландии. Он отклонял предположение Андерсона [280] о том, что заполнение даек происходило от центральных очагов в горизонтальном направлении, так как протяжение этих даек достигает 400 км. Ситтер считал возможным объяснить подобные протяженные дайковые серии “растрескиванием” земной коры под влиянием относительного растяжения (наименьшего давления), ориентированного поперек простирания даек.

Все эти представления совпадают с тем, что известно по современным наблюдениям за вулканическими извержениями, питающимися за счет масс, расположенных на глубинах 60 км. Во всяком случае, данные об извержениях вулкана Килауза на Гавайских островах и по вулканам Камчатки подтверждают, что питание их происходит именно так. Впрочем, и по этим наблюдениям остается неизвестным начальный путь обособляющихся на таких глубинах масс и неизвестно, насколько они отличаются в момент зарождения

дения от субстрата, расположенного в недрах Земли на этих глубинах. Неясно также, в какой момент эти массы превращаются в жидкий расплав. По-видимому, более определенно можно говорить лишь о тех глубинах, на которых из появляющегося в конечном счете расплава обособляется газовая фаза.

Если считать главным компонентом газовой фазы пары воды с парциальным давлением 217,7 атм, то можно было бы допустить, что отделение газовой фазы возможно на глубинах всего лишь 0,5 км. Однако такое представление противоречит тому, что известно в реальной картине, наблюдаемой в момент пароксизмального взрыва вулкана Безымянного в 1956 г., когда давление достигло 3000 атм.

Противоречит это представление и данным, полученным при наблюдении Везувия в 1906 г., когда в течение 12—15 ч подряд продолжался стремительный выброс газов на высоту около 11 км. Такое длительное выделение мощной газовой струи из вулканического канала могло происходить, очевидно, лишь в том случае, когда газовая фаза занимала в канале достаточно большое пространство, а следовательно, заполняла этот канал на глубину, во много раз превышающую 0,5 км.

Так или иначе, по мере продвижения к земной поверхности глубинный материал преобразуется в двухфазную смесь жидкой массы и газов, которая ближе к поверхности распадается, в свою очередь, на жидкость и газы. Этот распад осуществляется более или менее резко в зависимости от типа вулканических извержений. На всем пути следования глубинных масс к поверхности их перемещения подчинены направлениям наименьшего сопротивления, т.е. трещинам растяжения. Не случайно поэтому, например, в зоне сейсмодислокаций, сопровождающих островные гряды и уходящих в глубокие недра Земли, вулканические аппараты располагаются таким образом, что вертикальная их проекция на эту зону размещается на глубину около 100—150 км.

На этих именно глубинах происходит, по-видимому, образование потенциально ослабленных зон растяжения, представляющих области наименьшего сопротивления, которым следуют массы глубинного материала, обособляющиеся в так называемой "зоне пластичности", или, точнее, в слое пониженных скоростей распространения сейсмических волн. Во всяком случае, весь этот путь глубинные массы проходят в обстановке высоких всесторонних и дифференциальных давлений, делающих маловероятным "всплывание" этих масс. Можно говорить скорее о выдавливании, о следовании находящихся под давлением магматических масс вдоль ослабленных зон, зон растяжения, т.е. о вынужденной миграции вещества. Известную роль на этом пути играет, вероятно, механизм проплавления, предполагаемый В.А. Магницким [134] преимущественно для наиболее глубоких областей. В форме "газового плавления" этот механизм возможен также и в верхних зонах земной коры.

Все это в целом гипотетические представления. Важно же то, что в конце концов магматические массы из глубин достигают поверхности, следуя ослабленным зонам, которые могут интерпретироваться как зоны растяжения. Такие зоны растяжения располагаются определенным образом по отношению к линейным направлениям складок или иных элементов складчатой структуры.

Кратко рассмотренный механизм перемещения магматических масс из земных недр к поверхности вдоль зон растяжения приводит к выводу о том, что расположение различных вулканических построек должно следовать линейным направлениям. Последние ориентируются различным образом по отношению к складчатым или иным структурам, обусловленным происходящими в земных недрах деформациями, в зависимости от распределения действующих в земной коре усилий, которые в различные геологические эпохи могут меняться, хотя общее поле сил земного шара в известной степени устойчиво.

В проблеме выяснения способа размещения магматических масс близ места извержения важен момент, когда магма покидает трещину и разрабатывает для своего продвижения к земной поверхности более или менее ясно выраженный, но обычно сравнительно правильный трубообразный канал. В случае обособления газовой фазы до момента извержения и самостоятельного ее выброса в условиях высокого давления образование такого канала над некоторой частью развивающейся трещины или потенциальной зоны разрыва может наблюдаться на глубинах в сотни метров. Однако, если допускать "газовое плавление", о котором писал Дэли, или иной способ разрушения кровли (в частности, вследствие перекрещивания разно ориентированных трещин), то эта глубина может оказаться более значительной и достигать либо поверхности периферического вулканического очага, т.е. 3—5 км, либо более глубоких зон.

Переход трещины в систему ответвляющихся от нее трубообразных каналов виден даже при типичных извержениях исландского типа, когда вдоль трещины обособляются системы небольших конусов, потоки которых сливаются в единое поле. От этих минимальных глубин возможны различные переходы к трубообразным каналам, достигающим кровли периферических очагов и более значительных глубин. Подобные большие глубины подтверждаются также данными о том, что кольцевые интрузии, которые формируются, по-видимому, в зонах, отвечающих таким периферическим очагам, имеют в плане форму, отвечающую в определенной мере трубообразному сечению подводящего канала.

Все эти общие построения имеют определенное отношение к тем вопросам, которые обычно рассматриваются при обсуждении условий, благоприятствующих конкретному размещению отдельных вулканических построек или вулканических полей, объединяющих ряд более или менее крупных, связанных между собой построек. Главная проблема тем не менее — это определение механических условий образования потенциальных или реальных зон растяжения. Такие зоны рассматривались многими исследователями. Были выделены следующие типы структурных обстановок, благоприятных для образования трещин растяжения и подъема магм к поверхности с последующим развитием вулканической деятельности: своды, флексуры, области, разделяющие длительное существование поднятия и смежные с ними опускания, глубинные разломы, островные дуги, входящие углы древних и молодых платформ, линейные трещины большого протяжения и т.д.

Обратимся прежде всего к сводам, структурное развитие которых и отношение к вулканизму наиболее полно освещены в работах Клооса [321] и В. Виллиса [534]. Клоос рассмотрел пример Рейнского свода и провел ряд экспериментов, которые выявили характерные черты этой структуры как типа, существенно важного для понимания закономерностей размещения вулканических построек на сводах вообще. Сейчас, в связи с общими представлениями плитной тектоники структуры, аналогичные Рейнскому своду, стремятся изобразить как результат раздвижения смежных плит вдоль разделяющего их шва, которому следуют поднимающиеся из недр Земли магматические расплавы [378], формирующие в итоге океаническую кору. Между тем для понимания структуры Рейнского свода и ее природы Клоос привлек разнообразные палеогеографические данные, позволившие ему представить хотя и гипотетическую, но очень строгую схему свода в изогипсах (рис. 44), иллюстрирующую закономерное размещение в его пределах вулканических построек.

В дальнейшем были приняты независимые построения, связывающие в единую проблематическую меридиональную зону грабены Осло, Рейна, Роны, Лигурийского моря, Хона и Миссурата в Ливии и т.д. В систему этих построений, в целом по меньшей мере весьма дискуссионных, были включены, таким образом, разновозрастные структуры с кайнозойским (Рейн, Сона), мезозойским (Лигурийское море) и даже палеозойским (Осло) заполнением. Противопоставление этих построений строгому структурному анализу Рейнского свода, предложенному Клоосом, явно не состоятельно и не может служить обоснованием реальности представлений о раздвижении плит в области Рейнского грабена и во всей этой предполагаемой меридиональной зоне. Рейнский грабен расположен на своде и представляет типичный рифт, или рифтовую впадину, в структурном плане имеющую сложное строение.

Опираясь на структурные схемы, Клоос указал основные черты размещения вулканических полей на Рейнском своде и дал механическую интерпретацию как процессу формирования свода, так и расположению внутри него этих полей. Основная идея механизма, давшего начало вулканическим извержениям и образованию вулканических полей, наглядно видна на рис. 45, на котором изображена изогнутая арка, расчлененная сетью трещин растяжения, расположенных на примерно равных расстояниях одна от другой, а в центральной части свода сопровождаемая грабеном. Этот грабен, как показал Клоос, возникает антитетически (рис. 46) и может образовываться при очень малых наклонах крыльев свода. Строение такого грабена обычно ступенчатое в поперечном сечении, а в плане его окончания имеют вид "ласточкиного хвоста", расщепленного в области погружения удлиненного свода (рис. 47). Таким образом, Клоос не предполагал, что на своде образуется открытая полость, в которую соскальзывает свободный блок. Наоборот, эксперименты Клооса и его теоретические расчеты подтверждали представление о том, что грабен в центральной части свода возникает даже при очень малом общем

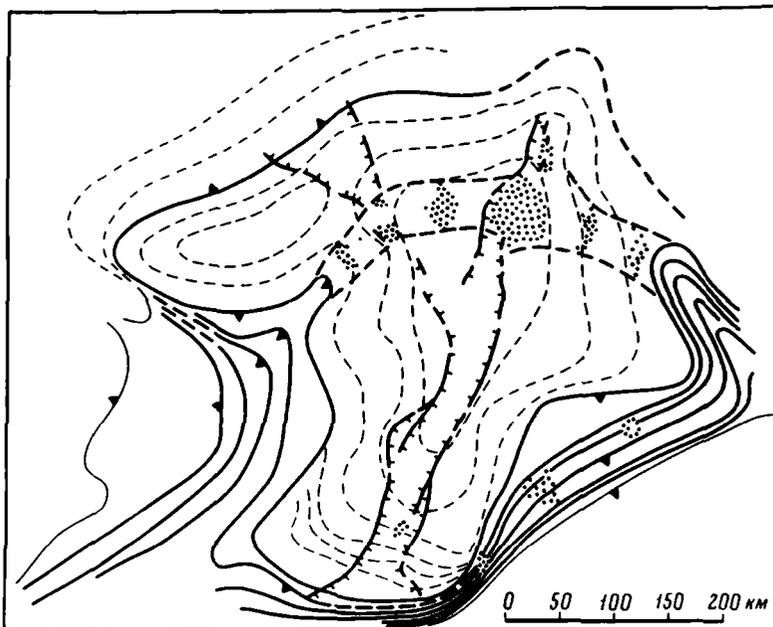


Рис. 44. Гипотетическое и сильно схематизированное представление в изогипсах Рейнского свода, по Клоосу [321]

Точками обозначены главные вулканические области. Черные треугольники отвечают наклону слоев

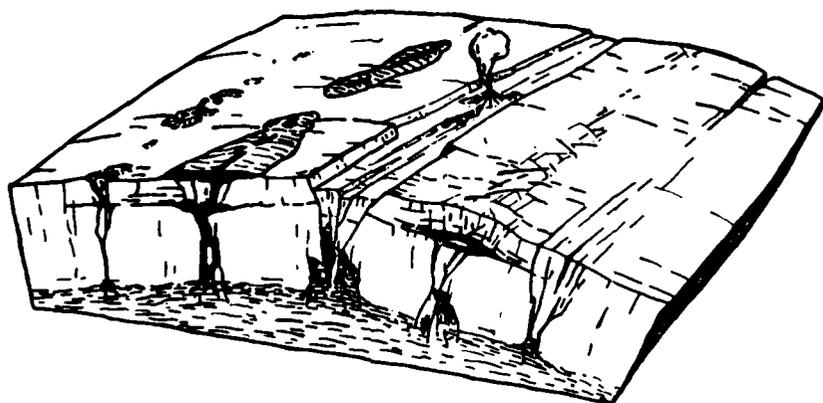


Рис. 45. Общий вид свода, по Клоосу [321]

растяжении и при небольшой высоте свода, а следовательно, при очень большом радиусе его кривизны.

В экспериментах Клооса наклон крыльев свода, достаточный для получения на нем грабена, не превышал одного градуса (отношение высоты свода к его поперечнику составляло 1 : 200—1 : 300). Общее растяжение в связи с образованием системы открытых трещин не превышало 1 : 600. Клоос предполагал, что, опираясь на предложенную им схему процесса образования свода, может быть рассчитана глубина того слоя, который вовлекается в изгиб в этом процессе. Несложные расчеты, в которых Клоосу помог профессор математики Ребок, показали, что может быть установлена следующая приближенная зависимость между толщиной вовлекаемого в изгибе пласта (X), растяжением,

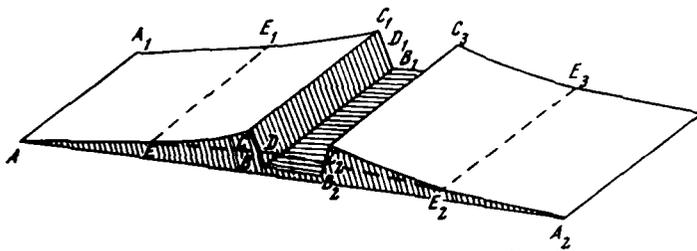


Рис. 46. Схема, поясняющая антитетическое вращение, по Клоосу [321]

$AEDE_2A_2$ — свод; ECD и т.д. — антитетическое поднятие краев грабена; DBB_2 и т.д. — опускание грабена; DB — истинная амплитуда сброса; CB — кажущая амплитуда сброса, получающаяся в результате суммирования опускания (DB) и поднятия (CD)

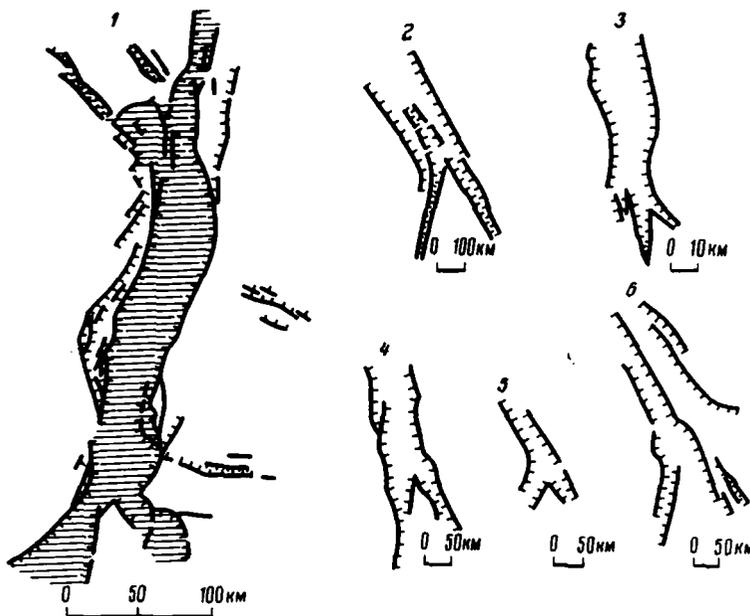


Рис. 47. Примеры крупных грабенов, по Клоосу [321]

1 — Рейнский грабен; 2 — Красное море (перевернутое); 3 — Веттерн; 4 — Ньясса; 5 — Танганьика; 6 — Большой грабен

высотой и шириной свода:

$$X = \frac{\text{растяжение} \cdot \text{половину ширины свода}}{2 \cdot \text{высоту свода}}$$

Более подробные данные об этих расчетах приведены в другой работе автора [119]. Для Восточно-Африканского свода Клоос принимал размеры: ширина свода — 1500 км, высота — 1500–2000, максимально 3000 м и растяжение в широтном направлении 0,5–1,0 км. Это давало наименьшую мощность изгибаемого слоя 60 км и наибольшую — 250 км. Аналогичные данные по Нубийско-Аравийскому своду приводят к значениям мощности слоя от 90 до 430 км. В концепции Клооса, следовательно, предполагается, что образование очень пологих сводов сопровождается расчленением внешних твердых оболочек земного шара трещинами, уходящими на многие десятки и даже сотни километров вглубь вследствие растяжения, достаточного для антитетического образования грабенов на сводах.

Соответствующие расчеты для Байкальского свода показывают полную возможность использования представлений Клооса для объяснения причин появления осевого

грабена [119]. Даже при допущении, что для образования впадины оз. Байкал необходимо иметь свободную полость, в которую соскальзывают блоки земной коры, вычисленное по схеме Клооса растяжение оказывается достаточным для объяснения этого явления без учета возможностей ступенчатого погружения блоков и антитетического вращения.

Приведенные данные о сводах и вероятном механизме их образования показывают, что нет необходимости привлекать к их объяснению тангенциальное раздвижение, а тем более обращаться к гипотезе, предполагающей "вулканоплутоническую" природу подобных грабенов на своде, или типичных рифтов.

Рассматривая проблему конкретного размещения вулканических построек и их групп, образующих вулканические поля, на примере Рейнского свода, можно видеть, как предполагал Клоос, во-первых, расположение под сводом в "критическое время" магмы, во-вторых, влияние тектоники верхней части коры, а именно ее изгибания и расчленения, на размещение места выхода магмы на земную поверхность. На Рейнском своде благоприятная обстановка для образования вулканов создавалась в трех областях (см. рис. 44): 1) на северном склоне свода внутри отшнурованной сильно изогнутой почти концентрически расположенной Трир-Байрейтской зоны; 2) на юге свода в резко изогнутой восточной его зоне (район Кайзерштуля—Риза); 3) в отдельных пунктах главной цепи грабенов, преимущественно вдоль их краев.

Чем слабее был проявлен процесс грабенообразования, тем более обильными были выходы на поверхность вулканических пород в соответствии с тем принципом, на который Клоос ссылался в более ранних своих работах, предполагая, что тектонические и магматические процессы обычно взаимно заменяют друг друга. Механическое объяснение такой замены Клоос не дал, но отметил, что судьба поднимающихся расплавов, помимо их внутренних свойств, определяется также условиями среды и в первую очередь строением земной коры, монолитным или многослойным. Там, где строение монолитно, наблюдается несколько более тесное расположение трещин, расчленяющих свод и используемых магмой для внедрения. В районах же многослойного строения расстояние между ними оказывается более значительным. На размещение этих трещин с разделяющими их определенными интервалами также влияет, как считал Клоос, толщина слоя, вовлекаемого в изгиб. Важную роль играют еще резкие изгибы в отдельных участках свода. На севере Рейнского поля они наблюдаются в сравнительно резко изогнутой (но не превратившейся в грабен) зоне, которая на западе начинается Трирской мульдой, а на востоке заканчивается Байрейтской мульдой. Именно в этой изогнутой зоне, наложившейся на свод, сосредоточены вулканические поля Северо-Рейнской дуги, правильно расположенные на расстоянии 45—50 км одно от другого. Такое размещение вулканических полей в пределах свода на продолжении пересекающих его прогнутых зон, а также на крутых изгибах, имеющих коленообразный вид либо в разрезе, либо в плане, типично и для других сводов.

Для Восточно-Африканского свода Виллис [524] давно уже отмечал, что все вулканы сосредоточены на краях центрального плато и, таким образом, тяготеют к краевым зонам предполагаемого на глубине астенолита.

Вопрос о природе сводовых поднятий и свойственных им вулканических полей рассматривался в ряде работ автором и П.М. Бондаренко [126, 127 и др.]. В этих работах экспериментами была подтверждена возможность образования Байкальского свода в соответствии с концепцией Виллиса, предполагавшей на примере Восточной Африки, что своды возникают вследствие увеличения объема при расплавлении твердых пород и превращения их в магму, образующую в недрах Земли более или менее крупный астенолит. Для объяснения сигмоидального изгиба Байкальского свода и его впадин в эксперимент был введен дополнительно механизм вращательных движений.

Анализ размещения вулканических полей привел к выводу о том, что поперечные изгибы, наложенные на структуры свода, играют роль не только в Рейнской области, но и на сводах Африканских и Байкальском. Что касается Байкальского свода, то в его пределах вулканические поля располагаются, в основном подчиняясь тем же закономерностям, которые установлены для Рейнского свода. На западе Байкальского свода излияния с зонами растяжения указывалась ранее С.В. Обручевым [168], а для всего свода в целом — Н.А. Флоренсовым [240]. Последний отметил, что базальтовый вулканизм в области Байкальского свода сосредоточен главным образом внутри пояса, непосредственно связанного с впадинами байкальского типа, но не проявляется в

глубочайших впадинах Байкала. На размещение вулканических полей существенное влияние, по мнению Флоренсова, оказали растягивающие усилия, возникшие в обстановке рано начавшихся поднятий и в условиях сложного и интенсивного раздробления фундамента, приведшего к стыку разломов разного направления. Такая обстановка типична, по его данным, для Тункино-Хубсугульского и Каларо-Удоканского вулканических полей. Обширное Витимское плато не может быть объяснено с этих позиций, между тем расположение этого плато весьма типично. Оно закономерно размещается на северо-западном прод. элжении поперечного прогиба, заложившегося в позднем мезозое на территории Восточного Забайкалья и развивавшегося затем в кайнозое. Этот прогиб, ориентированный в общем поперек Байкальского свода, в процессе развития достиг, по-видимому, края свода и вызвал образование сложной системы трещин, растяжения, подобной тем, которые хорошо известны на Рейнском своде. Возможно, что такое же влияние на Байкальский свод оказал и другой поперечный прогиб, следующий, как можно предполагать, в том же северо-западном направлении из района верховий р. Амур, где, как и в Восточном Забайкалье, установлен резкий раздув мощностей мезозойских осадочных толщ.

Во всяком случае, существование систем поперечных структур, в том числе прогибов, расчленяющих мезозойский пояс, расположенный к югу от Байкальского свода, несомненно. Продолжающееся развитие этих структур в кайнозое подтверждается согласным с ними расположением впадин, заполненных меловыми и третичными отложениями в Восточном Забайкалье. Поэтому общее сходство таких структур с отмеченными Клоосом для Рейнского свода кажется вполне вероятным, и их влияние на размещение вулканических полей Витимского и Каларо-Удоканского следует учитывать.

При объяснении Тункино-Хубсугульского вулканического поля необходимо обратиться к оценке роли трещин, возникших, как показало моделирование, вследствие деформации под воздействием пары сил на валлообразных поднятиях, расположенных вдоль зон скалывания. Существенную роль сыграли, кроме того, резкие коленообразные (в плане) повороты структур, вызванные теми же вращательными движениями. Представленная в таком виде попытка выяснить механическую природу закономерного размещения вулканических полей на Байкальском своде дает ответ на вопрос о том, почему эти поля располагаются на южной и юго-восточной сторонах свода. В целом же в совокупности с тем, что известно по другим сводам, изложенные выше данные показывают, что процесс формирования таких поднятий, связанный с развитием магматического очага, создает только общую благоприятную обстановку для внедрения магмы. Размещение вулканических полей в пределах сводовых поднятий определяется влиянием, которые оказывают на растущий свод наложенные преимущественно поперечные структуры, главным образом пары прогибы, а также коленообразные (в плане или в разрезе) изгибы структур.

Помимо сводов, важную роль в размещении вулканических полей, несомненно, играют флексуры, которые возникают либо на краях континентов, как предполагали Клоос, Оден, Вагер и Дир и другие исследователи, либо внутри континентов, что особенно подчеркивал А.А. Полканов [186]. Имеется ряд типичных примеров крупных флексур, расположенных на краях континентов; к их числу относятся: флексура Лебомбо в юго-восточной части Африки, Камбейская на западном побережье Индии, Восточно-Гренландская. Многие другие аналогичные им структуры менее значительных размеров прослеживаются на расстояниях многих километров или десятков километров. На юге Красноярского края они составляют одну из наиболее типичных черт строения Минусинского межгорного прогиба.

Общее представление о зонах растяжения, сосредоточенных на коленообразных изгибах флексур, подтверждено экспериментами Клооса на эквивалентных материалах и обосновано путем исследования распределения напряжений оптическими методами [129]. Таким образом, имеется возможность ясно представить расположение трещин растяжения, возникающих во флексурах разного типа. Представленная на рис. 48 схема распределения напряжений в простых флексурах наглядно показывает устанавливаемую в оптических экспериментах картину размещения направлений, отвечающих зонам растяжения и скалывания, варьирующую в зависимости от условий деформации слоев. Имеются, следовательно, основания считать упрощенным представление об обязательном расположении трещин растяжения перпендикулярно поверхности изгибаемого слоя. Тем не менее совершенно очевидна роль флексур в формировании трещин растяжения,

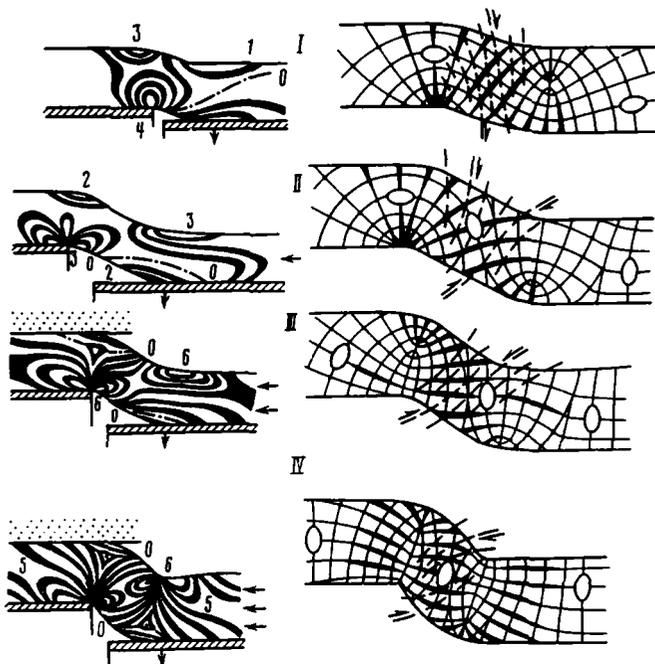


Рис. 48. Распределение напряжений при образовании простых флексур, по И.В. Лучицкому и П.М. Бондаренко [129]

I — поверхность изгибающегося слоя не нагружена; II — то же, при слабом давлении в опущенном крыле; III — изгибание слоя при увеличенном боковом давлении и нагрузке, препятствующей переходу флексуры в складку; IV — то же, в условиях продольного сжатия в нижнем крыле. Слева — схемы нагружения, размещения изохрон и их порядок (цифры). Штрих-пунктиром показаны нейтральные линии. Справа — траектории нормальных (сплошные линии) напряжений, положение предлагаемых разрывов (утолщенные линии) и сколов (штриховые линии) с указанием направления перемещений (стрелки). Эллипсы показывают положение осей сжатия и растяжения

которым могут следовать поднимающиеся из недр Земли к поверхности магматические расплавы, перемещаясь вдоль тех направлений, которые определяются условиями деформации напластований.

Наиболее выразительными флексурами, ограничивающими континентальные окраины, являются Лебомбо и Камбейская. Флексура Лебомбо следует на протяжении свыше 700 км в меридиональном направлении вдоль западной окраины Мозамбикской низменности. Наклон мезозойских (100–200 млн. лет) вулканогенных толщ на крыле флексуры достигает 30° при общем падении на восток, в сторону низменности. Западнее аналогичные толщи на плато Базутоленд залегают практически горизонтально, тогда как восточнее они скрываются под чехлом горизонтально лежащих современных и третичных отложений низменности. Можно предполагать, что мезозойские вулканогенные породы прослеживаются и дальше на восток под океаническим дном. Во всяком случае, бурение, по-видимому, подтверждает связь базальтового поля Лебомбо с аналогичными полями Мадагаскара под ложем Мозамбикского пролива [395].

Характерны резкие изменения мощностей вулканогенных толщ, достигающие наибольших значений (6–7 км, а по некоторым указаниям, даже 13 км) вдоль опущенного крыла флексуры, что указывает на длительное ее существование и определяющую роль в формировании вулканогенного комплекса. Вдоль флексуры расположены и корневые зоны вулканогенных образований, вдоль которых наряду с базальтами внедрились риолиты.

Камбейская флексура расположена на западной окраине п-ова Индостан и следует тоже в меридиональном направлении от Камбейского залива на севере по крайней мере до южной окраины Деканского плоскогорья, покрытой траппами. Ее общее протяжение достигает не менее 600 км. Резкий изгиб флексуры на побережье Индийского океана,

давно уже намеченный работами Одена, подтвержден сейчас бурением в Камбейском заливе, где установлено значительное распространение погребенных траппов, скрытых под чехлом третичных отложений на глубинах до 1000—5000 м [447]. В пределах этого залива погребенные траппы достигают р. Банас на севере, а к югу прослеживаются в Аравийском море до широты Бомбея и, как предполагается, следуют на соединение с Лакадиво-Керальским грабенем. Характерна резко увеличивающаяся мощность траппов близ Бомбейского побережья (1500 м вскрыто непосредственно, но, по различным оценкам, она достигает 3000 м) и быстрое ее уменьшение к востоку. Вдоль флексуры, параллельно ей прослеживается система даек преимущественно меридионального простирания, нередко группирующихся в пучки и представляющих корневые зоны трапповых излияний. В отличие от флексуры Лебомбо здесь отсутствуют (или не установлены) сопутствующие траппам риолитовые серии.

Связь с вулканизмом в системе флексур выражается более или менее отчетливо, иногда резким увеличением мощностей вдоль их оси, подтверждающим наложение этих структур на разломах, существовавших ранее или формировавшихся одновременно с заложением флексур. В дальнейшем развитии флексур корневые зоны сохраняют свое положение вдоль оси флексуры и, таким образом, оказываются приуроченными к ней в течение длительного времени. Закономерное размещение внедряющихся магматических расплавов во флексурах подчиняется системе распределения полей напряжения, в зависимости от которых располагаются зоны растяжения, которым и следуют инъекции магмы, следующие из глубин Земли к ее поверхности.

Поэтому вполне естественно мнение Клооса о том, что существование флексур на краю континентов противоречит Вегенеровской гипотезе перемещения материков, как, впрочем, следует добавить, и нынешней концепции плитной тектоники.

Среда, благоприятная для внедрения магматических расплавов в верхний структурный ярус и образования вулканов на земной поверхности, создается также в области сочленения длительно формирующихся поднятий и опусканий. Такой именно характер размещения вулканических построек типичен для зон, разделяющих геантиклинали и геосинклинали в складчатых областях (геосинклинальных системах), что подчеркивал в своих работах уже давно Н.А. Штрейс [270] для Урала и ряда других территорий СССР и что вообще характерно для такого рода сочленений с точки зрения теории геосинклиналей.

В соответствии с этой теорией вулканические поля или их корневые зоны тяготеют к линейно вытянутым областям, отвечающим более или менее ясно выраженным глубинным разломам. О значении этих разломов писал А.В. Пейве [176, 177], выделивший их в качестве ведущих структур земной коры. Глубинные разломы, как подчеркивал Пейве в указанных работах, отличаются длительностью развития и большой глубиной заложения, и с их историей развития тесно связаны магматические явления и вулканизм.

Глубинные разломы располагаются также в краевых зонах наложенных или унаследованных впадин. Примером могут служить девонские впадины Минусинского прогиба на юге Сибири [115], где подобная закономерность выявляется сравнительно четко; она типична и для ряда средне- и верхнепалеозойских впадин Казахстана и других регионов.

С глубинными разломами тесно связана современная вулканическая деятельность в Тихоокеанском складчатом поясе, где аналогом этих разломов является мощная система сейсмодислокаций, следующая вдоль островных дуг и Кордильер Северной и Южной Америки и уходящая на глубину до 700 км в недра Земли. Крупные зоны сейсмодислокаций в Тихоокеанском "огненном кольце" определяют основные черты размещения действующих вулканов в обрамлении Тихого океана.

Особое место занимают структурные обстановки, возникающие в области входящих углов древних платформ. По Н.С. Шатскому, "во внутренних углах платформ на окраинах платформы развиты поперечные к складчатой зоне структуры; они представлены либо простым синеклизами (синеклиза Оттавы, Канада), либо более интенсивными прогибами, ограниченными "валами" — поднятиями платформенного типа (Делаварский бассейн и связанные с ним поднятия), либо очень сложной структурой, подобной системе Вичита. Механизм возникновения этих структур связан с теми растягивающими усилиями, которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла под сильным воздействием колебательных и, может быть, складкообразовательных движений, направленных нормально к сторонам этого внутреннего угла, от геосинклинальной склад-

чатой зоны к ее платформе" [263, т. 2, с. 440]. Растягивающие усилия, действующие в таких условиях, создают благоприятную обстановку для внедрения магматических масс на различные структурные уровни вплоть до поверхности и, таким образом, могут способствовать развитию вулканической деятельности. Примером подобных структур являются, по Шатскому, Большой Донбасс и Пачелмский прогиб в СССР, грабен Осло в Норвегии, Скалистые горы Кардильер и система Вичита в США, система Бенуэ в Нигерии и др. Хотя в Вичите вулканическая деятельность не проявлена, но в грабене Осло она была очень интенсивной в пермское время, а в системе Бенуэ продолжается в современную эпоху. Что касается Скалистых гор, то здесь широко известно глубокое проникновение гранитных массивов в тело Северо-Американской платформы на участке, где примыкающая к платформе мезозойская складчатая полоса "невадийской орогении" образует изгиб к юго-востоку в виде огромного внутреннего угла, близ вершины которого, как отмечал Шатский, расположен батолит Айдахо.

Особое внимание привлекают вулканические явления Пачелмского прогиба и Большого Донбасса. Исследование особенностей строения этих прогибов привело Шатского к выводу о необходимости выделения на их примере структур, названных им авлакогенами ("авлак" — борозда). Авлакоген, по Н.С. Шатскому, "бороздовая сложная структура между двумя одинаковыми зонами в платформе; по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформ" [263, т. 2, с. 552].

В Пачелмском прогибе имеются докембрийские и девонские и в Донбассе — главным образом девонские вулканические постройки, подвергшиеся денудации и захороненные сейчас под чехлом позднейших осадков. Поэтому о девонских, например, вулканогенных породах ранее было известно только по выходам их на поверхность на юго-востоке Донбасса. О распространении докембрийских и девонских вулканогенных пород в Пачелмском прогибе, как и вообще о существовании самого прогиба, до проведения буровых работ ранее и не подозревали. Между тем и в этом прогибе были обнаружены вулканогенные породы. Таким образом, в авлакогенах, принадлежащих группе структур, возникающих в связи с внутренними углами древних платформ, достаточно широко распространены древние вулканические постройки и поля. Как показала А.С.Новикова [164, 165], их размещение на крыльях прогиба определяется соответствующим распределением растягивающих усилий.

Исследование вулканических полей в авлакогенах, как подчеркивал Шатский, представляет принципиальный интерес, так как "в Донецком авлакогене есть такие удивительные вещи, как, например, спилитовая формация мощностью 400—600 м. Если бы мы нашли разрез этой спилитовой формации в скважине, не имеющей определенной структурной приуроченности, мы всю эту зону сочли бы геосинклиналью без малейшего сомнения. Но спилитовая формация развита в западной части Большого Донбасса, где выклиниваются сланцы, которые можно было бы отнести к геосинклинальным отложениям. Следовательно, характер спилитовой формации здесь совершенно не геосинклинальный" [263, т. 2, с. 552].

Принципиальное значение структур, расположенных на входящих углах древних платформ, определяется еще и тем, что они служат зонами, по которым гранитные плутоны могут проникать в тело древней платформы, как это видно на примере "батолита Айдахо" и его окружения.

Таким образом, авлакоген и вообще структуры, связанные с входящими углами, способствуют миграции "геосинклинального" вулканизма на платформы, чем может быть объяснено допускаемое Штилле [482] перемещение гранитных магм на сотни километров от геосинклинальной зоны, где они, по его мнению, зарождаются. Впрочем, появление гранитов за пределами этих областей давно отмечалось, и об этом необходимо будет сказать несколько слов после изложения кратких сведений о современной интерпретации данных об авлакогенах Шатского с точки зрения плитной тектоники.

Идея авлакогенов, встреченная американскими учеными с большим интересом, была ими реализована в плитной тектонике в связи с анализом так называемых тройных сочленений (triple junction). Подчеркивая исключительное значение исследований "блестящего советского геолога Шатского", Гофман с соавторами [372, с. 38] предложили концепцию, по которой авлакоген представляет остаточный элемент тройного сочленения, сохраняющийся на той плите, по отношению к которой смежная плита относительно перемещается, отделяясь сперва швом, следующим двум другим элементам тройного сочленения, а затем, после закрытия океана, — эвгеосинклинальной складчатой

зоной. Такие остаточные грабены или авлакогены представляют с этой точки зрения долго живущие зоны погружения, ориентированные поперек складчатой области, с которой они связаны совместной историей развития. Обычно такие авлакогены сопровождаются вулканизмом, который для территории Северной Америки (Вичита, Атапуско, Батерст) проявляется сочетанием преобладающего базальтового состава пород с риолитами в отличие от геосинклинального вулканизма с относительно более щелочным характером. В авлакогене Атапуско вулканические породы представлены преимущественно спилитовыми и кератофировыми туфами, а также спилитовыми и трахитовыми лавами с подчиненными им небольшими риолитовыми потоками.

Возвращаясь к проблеме распространения гранитов за пределами геосинклинальных областей, следует вспомнить давнишние высказывания Тельяра-дю-Шардена [491], указавшего эту особенность гранитов как типичную черту Азиатского материка. В связи с составлением Тектонической карты Евразии [220] миграция гранитов за пределы геосинклинальных областей стала особенно хорошо известной. Выяснилось, что негеосинклинальные граниты широко распространены в Тихоокеанском сегменте земного шара, и это позволило Ю.А. Кузнецову и А.Л. Яншину [89] обратить особое внимание на необходимость связи гранитов с геосинклинальными зонами. Впрочем, распространение гранитов известно и на Африканской платформе, причем уже давно, даже значительно раньше, чем это было указано Тельяр-дю-Шарденом для Азии [320].

Среди других структурных обстановок, благоприятствующих вулканической деятельности, можно указать трещины огромной протяженности, представляющие дайки или дайковые пучки, прослеживаемые иногда на сотни километров. Подобные структурные обстановки известны в Шотландии, в Африке; вероятно, существуют они и в других регионах. Появление такого типа предполагаемых корневых зон древних вулканов можно поставить в связь с очень пологими изгибами или с общим растяжением крупных участков земной коры вследствие сжатия, ориентированного в общем параллельно или по диагонали к трещине. Проблема эта остается по-прежнему еще недостаточно разработанной.

Следует еще отметить системы трещин, ориентированные параллельно удлинению сводообразных изгибов, аналогичных указанным Клоосом [321] на Азорский острова, где эти трещины, по его мнению, были ориентированы почти в широтном направлении, перпендикулярном Срединно-Атлантическому поднятию. Такой ориентировки трещины он получил экспериментальным путем, расположив взаимно перпендикулярно моделируемые пологие вздутия. Расстояния между предполагаемыми трещинами на Азорских островах, по Клоосу, равны 18–24 км, т.е. значительно меньше, чем на Рейнском своде, что, по его представлениям, определяется малой толщиной земной коры в этом районе.

Заканчивая обзор различных обстановок, способствующих образованию вулканических полей на земной поверхности, уместно подчеркнуть, что хотя для минувших геологических эпох пока еще трудно указать срединно-океанические поднятия, с которыми связана вулканическая активность, тем не менее существенная роль вулканизма на этих поднятиях совершенно очевидна и необходима выявления особенностей такого вулканизма представляет одну из важных задач палеовулканологии. Трудности на пути ее решения весьма значительны, так как наклоны крыльев этих поднятий очень малы и выявлять былое их распространение столь же трудно, как и континентальных сводов. Что касается континентальных сводов, в определенной степени родственных срединно-океаническим поднятиям, тем более, что в поперечном сечении они обладают сходными чертами строения, то образование на них рифтовых впадин, сопровождаемых определенного типа вулканизмом, необязательно связывать с растяжением, реализующимся независимо от сил сжатия. Уместно напомнить высказывания по этому поводу Л. Ситтера: "Великую Африкано-Европейскую зону (имеются в виду рифтовые впадины Африки, Рейна и Осло) ... можно рассматривать как результат контракции меридионального направления, в котором ориентировка разрывов определяется главным образом сопряженным рядом сдвигов, а расширение в широтном направлении обусловлено меридиональной контракцией в нижнем ярусе субстрата... Все эти рассуждения приводят к заключению, согласно которому существует однородное поле напряжений, распространяющееся на глубину многих сотен километров в верхнюю часть мантии. Это поле напряжения обладает свойством контракции, и мы можем предполагать, что оно возникает вследствие контракции ядра и нижней мантии. Эта контракция может быть

обусловлена дальнейшим уплотнением вещества в данной области земного шара и предположительно сопровождающимся ростом ядра за счет нижней части мантии" [206, с. 444]. Роль процессов уплотнения вещества верхней мантии Земли в результате фазовых превращений была показана в ряде работ С.И. Субботина с сотрудниками [216, 217] и ее следует постоянно иметь в виду.

РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ОЧАГОВ

Проблема размещения глубинных очагов очень сложна, и ее обсуждение должно быть ограничено краткими общими сведениями, определяющими характерные черты тех участков земного шара, в которых обособляются глубинные массы, ближе к поверхности переходящие в магматические расплавы. В таком аспекте эта проблема имеет прямое отношение к приведенному выше анализу связей между вулканическими полями и геологическими структурами: она касается особенностей строения земной коры, определяющих появление глубинного очага, и не затрагивает или только частично затрагивает вопрос о причинах образования этих очагов.

По отношению к платформенным областям общий обзор размещения глубинных очагов, имеющих вид различных интрузий, был дан А. Полкановым [184–186]; его обзор сохраняет свое значение сейчас тем более, что это единственный цельный обзор такого рода. Полканов подчеркивал, что двухъярусные сооружения земной коры в платформенных областях обладают потенциальными направлениями "наиболее легкого распространения и размещения магмы; это анизотропные текстуры пород, границы слоев и свит, поверхности стратиграфических и тектонических несогласий и, наконец, реальная и потенциальная сеть трещинной тектоники" [184, с. 5].

А. Полканов отмечал, что в верхнем ярусе расположение этих потенциальных направлений подчинено простой тектонике горизонтально залегающих неконсолидированных осадочных свит, а в более глубоких ярусах аналогичные направления следуют системе тектонических структур и обладают сложной морфологией. Проводниками магмы в земную кору, как считал Полканов, являются глубокие расколы щитов, а не зоны проплавления или замещения *mise en place*. Следуя этому представлению, он различал среди трещинных интрузий ряд характерных типов. Во-первых, расколы-интрузии, образовавшиеся вследствие "радиальной кинематики" земной коры; к этой группе он относил расколы и интрузии региональных сбросов (например, в Восточной Африке), расколы-интрузии, сопровождающие образование "гигантских поднятий — антиклинальных складок" (типа Рейнского поднятия), расколы-интрузии, сопровождающие образование "гигантских депрессий — синклинальных складок" норильского типа, и, наконец, расколы-интрузии "радиальных флексур", известные в Африке. Во-вторых, Полканов выделял расколы-интрузии, образовавшиеся "при тангенциальных напряжениях и кинематике". К этой группе принадлежат расколы-интрузии, имеющие вид трещин Моора—Клооса, образовавшиеся "при тангенциальных напряжениях со стороны соседнего орогенного пояса"; в качестве примера такого типа интрузий Полканов приводил дайковые серии Швеции и расколы-интрузии "тангенциальных флексур". В-третьих, в систематике Полканова выделялись еще расколы-интрузии, связанные с внутрикоровыми камерами — плутонами.

Рассматривая известные в настоящее время геологические данные, можно достаточно ясно представить, что древние глубинные вулканические очаги, которые сейчас имеют вид различных интрузивных тел, сосредоточены во многих случаях вдоль глубинных разломов, подобно тому, как аналогичные очаги современных вулканов располагаются в Тихоокеанском кольце и на востоке Альпийско-Индонезийского пояса вдоль уходящих в недра Земли зон сейсмодислокаций. Точное выяснение размещения глубинных вулканических очагов и особенностей их развития в зонах глубинных разломов требует дальнейшего совместного изучения этих зон не только вулканологами и палеовулканологами, но также и тектонистами.

По этому поводу Н.П. Херасков писал: "В некоторых типах крупных тектонических структур, для которых следует предполагать глубинное заложение, на определенных стадиях развития появляются магматические очаги или аналогичные им образования, а также подводящие каналы, с помощью которых магма или растворы поднимаются вверх и далее аккумулируются в некоторых частях глубинной структуры. Задачей тектониста являются выделения и изучение этих глубинных структур, а также сис-

тематизация более мелких структур, заключающих магматогенные образования, не только по их морфологии, но и в зависимости от того, составной элемент какого типа глубинных структур они представляют" [248, с. 191].

Большая и трудоемкая задача изучения глубинных магматических очагов должна решаться совместными усилиями всех исследователей, занимающихся изучением глубинного строения Земли. Проведенные в нашей стране исследования тектонической природы огромного континента Евразии показали, что глубинные разломы контролируют размещение и развитие магматических и многих других месторождений полезных ископаемых, но "расположение в структуре крупных полей гранитоидов и кислых эффузивов часто не подчиняется глубинным разломам и закономерностям блоковой тектоники, проявленной на поверхности, а связано с неизвестными нам явлениями тектонических напряжений и перемещений в более глубоких частях земной коры" [220, с. 451]. В этой работе отмечено, кроме того, что тангенциальное сжатие и скупивание масс на глубине могут сопровождаться растяжением на поверхности.

Тесно связаны с глубинными разломами, по-видимому, крупные флексуры, подобные тем, которые располагаются на краю континентов. Однако в области распространения такого типа флексур вероятно лишь общее линейное расположение глубинных очагов, тогда как каждый из них в отдельности может следовать системе локальных разломов, а не единой тектонической зоне, разделяющей блоки земной коры, испытавшие различное развитие.

Важную роль в формировании глубинных очагов, питавших вулканическую деятельность, играют также своды, значение которых отмечал еще Зюсс. Взаимосвязь между расположением вулканических полей и сводами в ряде случаев представляется достаточно определенной, хотя причина образования магматического очага под сводом остается недостаточно ясной. Клоос вообще не рассматривал вопрос о том, как появляются магматические расплавы под сводом. Виллис же предложил концепцию, предполагающую радиоактивный разогрев, и считал, что свод возникает над астенолитом, образующимся вследствие расплавления подкорковых масс и соответствующего увеличения их объема. Однако возможны и иные причины, связывающие рост куполов и образование магматических очагов. В частности, вполне возможен "арочный" эффект, способствующий снижению давления под сводом и плавлению материала. Такой механизм образования допускал в своих исследованиях С.И. Субботин [216]. С этим механизмом, как он предполагал, связано последующее поднятие свода, вызванное увеличением объема плавящегося материала горных пород. В этом механизме, как и во всей проблеме "выплавов" верхней мантии, определяющим является то, что магматические "расплавы" обладают очень высокой вязкостью именно там, где они начинают свой путь.

В настоящее время идея астенолитов, поднимающихся из глубоких недр к земной поверхности, пользуется широкой популярностью [13] и моделируется многими экспериментами [190]. Тем не менее вопрос о роли и значении астенолитов рассматривается преимущественно в общем виде и не сопровождается анализом механических условий, обеспечивающих продвижение таких астенолитов к поверхности Земли и образование вулканов. Все это свидетельствует о том, что проблема размещения глубинных очагов по-прежнему требует дальнейшей разработки на основе выявления закономерностей размещения конкретных вулканогенных формаций и их взаимоотношений с корневыми зонами. Насколько сложна эта проблема, можно видеть на примере Шотландии, где корневые зоны изучают около 100 лет, а вопросы пространственного отношения глубинных очагов к геологическим структурам все еще остаются далеко не полно разработанными.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ДРЕВНИМИ ВУЛКАНАМИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Проблема хронологических отношений между процессами образования геологических структур и вулканической деятельностью геологического прошлого относится к наиболее общим и существенно важным в палеовулканологии. Не случайно именно этой проблеме уделяли особое внимание не только крупнейшие тектонисты, например М.М. Тетяев [222] и Штилле [482], но и ведущие петрологи — Тиррель [497, 498] и Ю.А. Кузнецов [88], а также металлогенисты, среди которых первенство в этом отно-

шении принадлежит Ю.А. Билибину [15]. Всесторонний интерес к этой проблеме объясняется тем, что в хронологических отношениях между магматическими и тектоническими процессами вскрываются их взаимосвязи и выясняются общие закономерности развития не только самих этих процессов, но и сопровождающего их рудообразования.

Во всех построениях, связанных с разработкой рассматриваемой проблемы, предполагается, что имеется некая общая схема тектонической эволюции, которую испытывает каждый участок земной коры, последовательно переживающий различные стадии геосинклинального развития, а затем интенсивную деформацию, после чего переходит в относительно спокойное, "стабильное" кратонное, или платформенное, состояние. Для этой схемы не имеет значения, как возникла геосинклинальная обстановка. Обсуждение открывается моментом, фиксирующим некоторое начальное состояние геосинклинального развития, вслед за которым могут быть выделены средние и поздние этапы развития, а затем — этап преобразования геосинклинали в платформу.

Принятая в таком виде схема является очень общей, но она отвечает такому же весьма общему взгляду, предполагающему смену во времени геосинклинального развития платформенным. Этот взгляд, как известно, лежит в основе современных теоретических представлений в геологии. Именно данная схема обычно привлекается к анализу отношений между вулканической деятельностью и развитием геологических структур.

Коль скоро геотектоническая последовательность установлена в таком общем виде, остается только расставить соответствующим образом вулканические проявления. В итоге изменения в развитии вулканических событий определяются, в сущности, независимо от хронологии, устанавливаемой палеонтологическими или физическими методами. Такой способ построения схем для анализа отношений вулканизма к тектонике заманчив своей простотой и ясностью, так как позволяет сразу же сопоставить ряд тектонической последовательности с магматологической, как ее назвал Г. Штилле [268, 482].

Хорошо известная схема, поясняющая общие черты взаимоотношений между вулканизмом в широком смысле слова и тектоникой, была предложена Штилле в 1940 г. и обоснована им различными данными по геологии Европы и Северной Америки, правда, существенно упрощенными. В схеме не придавалось значения, например, гранитам, распространенным на платформах, поэтому Штилле считал, что сиалическому плутонизму орогенических зон противостоит небольшая группа "вулкано-плутонов", связанных с германотипной тектоникой "кратонных областей". Однако он отмечал при этом, что такие гранитные плутоны представляют "нечто иное", чем плутоны орогенных областей, так как относятся вообще-то к сфере вулканических явлений. Эта "небольшая группа" сейчас широко разрослась за счет гранитных корневых зон риолитовых и игнимбритовых вулканических ассоциаций, встречающихся совместно в кальдерах и вулкано-тектонических депрессиях. К тому же выводу о широком распространении внегеосинклинальных гранитоидов приводит, как уже отмечалось, также анализ тектоники Евразии [220].

Существенно схематизированным оказался и выделенный Г. Штилле субсеквентный вулканизм. Вскоре выяснилось, что этот вулканизм не обязательно наследует сиалические черты предшествующего, по Штилле, геосинклинального плутонизма и что "субсеквентный этап" вообще крайне сложен. Поэтому в более поздней работе Штилле [269], специально посвященной проблеме "субсеквентного вулканизма", он существенно расширил представление об этом этапе и выделил в нем такие подразделения, благодаря которым первоначальные ценности и ясность представления были утрачены. Пришлось признать, во-первых, что субсеквентный вулканизм может начаться с большим запозданием по отношению к предшествующему сиалическому плутонизму, равным даже 50 млн. лет, и что длительность его может охватывать интервал в 50, а иногда и 100 млн. лет (например, на п-ове Индокитай). Но тогда спрашивается, почему такой вулканизм следует называть субсеквентным? Во-вторых, выяснилось, что субсеквентный вулканизм чередуется с сиалическим плутонизмом, иногда неоднократно. Несомненно, что критика со стороны Бедерке [291], ставившего под сомнение принципиальную связь плутонизма с орогеническими фазами и отрицавшего возрастное различие плутонических и вулканических процессов (на эту критику ссылался Штилле), содействовала такому пересмотру первоначальной схемы.

В-третьих, для того чтобы сохранить понятие о субсеквентном влуканизме, Штилле вынужден был обратиться к выделению наряду с вулканическими и плутоническими еще и субсеквентных ассоциаций, которые должны были, с его точки зрения, характеризоваться по типу пород как сиалические, по месту и формам застытия — как преимущественно вулканические (включая вулканоплутоны), по хронологическим отношениям — как субсеквентные и по происхождению — возникающие в верхней части земной коры. Проблематичность выделения такого рода третьего типа ассоциаций несомненна.

Наконец, Штилле пришлось выделить еще “продленный”, или “продолженный”, начальный магматизм (кавычки принадлежат Штилле). Этот вулканизм представлен, по Штилле, породами, начальными по типу и происхождению, которые, пережив геосинклинальные периоды, продолжали формироваться вплоть до момента главной складчатости, а при известных обстоятельствах и еще несколько позднее. Это “несколько позднее” Штилле не расшифровал, но привел ряд примеров (который легко можно было бы увеличить), показывающих, что одновременно с гранитными интрузиями в центральной части геосинклинали, в краевых ее зонах может продолжаться внедрение массивов основных и ультраосновных интрузий, вслед за которыми в ряде случаев появляется экструзивный базальтовый вулканизм, обычно незначительный.

Таким образом, в последующих уточнениях Г. Штилле начальный симатический магматизм, как оказалось, может распространяться на интервал времени, в течение которого формируются гранитные интрузии.

Все эти отклонения заставили Штилле отказаться от первоначально намеченного строгого канона, включающего разделение плутонических и вулканических этапов. В работе, относящейся к 1950 г., он говорил уже о разных видах магматизма вообще: начального, синорогенного, субсеквентного и конечного, а не о сиалическом плутонизме и симатическом вулканизме. В итоге, схема Штилле утратила свое первоначальное значение в его же построениях.

Схема Штилле столкнулась и с другими противоречиями. Во-первых, сиалический гранитный магматизм, который Штилле относил к “синорогенному магматизму орогенических фаз”, оказывался связанным не с “орогеническими фазами”, а с более поздним “посторогенным” этапом; этому этапу, который он назвал “субсеквентным квазикратонным”, в общем отвечает орогенный этап, по Хераскову и другим исследователям. Позднее “посторогенное” образование огромных масс гранитоидов достаточно наглядно подтверждается геологическими исследованиями, обобщенными в работе Ю.А. Кузнецова и А.Л. Яншина [89], специально посвященной вопросам гранитоидного магматизма Европы.

Во-вторых, что еще более существенно, благодаря трудам Н.С. Шатского [263, т. 2] и его учеников была выявлена общая картина длительного развития складчатых структур, вследствие чего канонизированное представление о “резкой”, как писал Г. Штилле, смене начального симатического вулканизма сиалическим в связи с кратковременной вспышкой орогенеза оказалось неадекватным действительным отношениям между процессом формирования структур и магматизмом. Утратило в связи с этим первоначальный смысл также понятие “орогеническая фаза”, о котором писал Г. Штилле, так как дано было принципиально новое толкование угловым несогласиям. В таком новом толковании “угловые несогласия (орогенические фазы) образуются в результате наложения эпейрогенических движений на складкообразовательные; складкообразование, идущее на фоне более крупного эпейрогенического прогибания и, следовательно, седиментации, вызывает неравномерное накопление осадков в мульдах и на сводах: такое движение, происходящее на фоне эперогенического поднятия, вызывает денудацию поднятых складчатых структур” [263, с. 2, с. 589].

Следует еще отметить результаты исследований, опирающихся на определение абсолютного возраста изверженных пород в различных тектонических обстановках. Для бассейна Моно в Калифорнии, например, Гилберт с соавторами [352] установили, что вулканизм и деформации в этом регионе были синхронными, хотя они считают взаимосвязь этих процессов скорее случайной, чем необходимой. Для области батолита Боулдер в Западной Монтане (США) Робинзон с соавторами [462] отметили, что вулканизм, складчатость, плутонизм и разломы проявились после 700 млн. лет структурной и магматической пассивности и их последовательность не отвечает стандартной схеме вулканизма складчатость — разломы — внедрение батолитов. Детальные определения абсолютного возраста пород позволили установить, что все эти события про-

текали в течение последних 20 млн. лет мелового периода, причем главная складчатость, разломы и вулканизм начались в одно и то же время, хотя не повсеместно и несколько раньше плутонизма. Образование разломов вблизи батолита предшествовало плутонизму или сопровождало его, а вдали от плутона – следовало несколько позже внедрений. Разломы прекратились немного раньше, чем складчатость. Таким образом, рассмотренные процессы были тесно связаны друг с другом как во времени, так и в пространстве.

В итоге хотя и сейчас сохраняются тенденции канонизировать отношения вулканизма к тектонике, представляя их в виде схем, имеющих всеобщее значение, тем не менее становится очевидным, что проблема этих отношений должна разрабатываться на основе изучения реальных хронологических данных о вулканизме и сравнения с теми данными, которые характеризуют последовательное развитие геологических структур. Так как земная кора гетерогенна и в структурном отношении, и по составу, то трудно предполагать единообразное развитие вулканической деятельности на всем земном шаре даже в том случае, если тектонический процесс протекает всегда в некоторой определенной последовательности. Требуются исследования действительно наблюдаемых отношений между двумя рядами явлений, тектонических и вулканических, опирающихся в обоих случаях на строгие хронологические данные. Априорные схемы утрачивают свое значение, как только приходится обращаться к исследованию реальных геологических условий развития тектонических структур и характерных черт связанной с этим развитием вулканической деятельности.

Вопросы хронологических отношений между вулканизмом и тектоникой в общем виде рассматривались также Тиррелем [498] в работе, затрагивающей проблему распространения изверженных пород во времени и пространстве. В этой работе он представил, в сущности, вариант схемы Штилле и выделил следующие фазы развития: геосинклинальные – с офиолитовым вулканизмом, орогенические – с гранодиорит-андезитовыми сериями и посторогенные – трахибазальтовые и кварц-долеритовые. В отличие от Штилле Тиррель подчеркивал значение связей между плутоническими и вулканическими породами на всех этапах развития вулканизма. В остальном в его схеме, как и у Штилле, вулканическая деятельность сопоставляется с некоторыми общими этапами развития структур, которые включают длительное геосинклинальное развитие, быстрый орогенез и посторогенное состояние. В работе Тирреля привлекает внимание его стремление объединить в единую схему представления о хронологических и пространственных связях вулканизма с тектоникой. Эта идея, привлекающая к анализу хронологических отношений также пространственные закономерности размещения изверженных пород, заслуживает особого внимания, так как может способствовать дальнейшему прогрессу и более глубокому пониманию связей между вулканизмом и тектоникой.

Известно, что исследование закономерностей пространственного размещения продуктов вулканической деятельности обычно выражается представлениями о "петрографических провинциях" [382] или о "комагматических областях" [514]. Такие представления существенно отличаются от рассмотренных выше тем, что их опорой являются эмпирические обобщения данных о распространении изверженных пород, близких по некоторым особенностям их состава, строения и возраста. Джадд, например, понимал петрографические провинции как области, на территории которых магматические породы в течение данного геологического периода проявляют некоторые хорошо выраженные особенности минералогического состава и структуры. Ближким является определение Вашингтоном "комагматических областей". Оба понятия, как и другие, им аналогичные, не включают представления о развитии вулканизма во времени. Наоборот, строгое применение этих понятий требует известных ограничений, предполагающих, что определенные области или провинции могут быть установлены только для сравнительно узких возрастных рамок. Впрочем, понятие о петрографических провинциях в ряде работ [86, 100 и др.] рассматривается в широком плане, позволяющем относить к таким провинциям обширные регионы, подобные Уралу, Кавказу, Крыму и т.д.

Хотя этот подход и схематичен, он тем не менее правильно отражает существование таких черт развития вулканизма, которые, сохраняя единообразие или общее сходство, могут проследиваться на разных этапах образования геологических структур, в пределах значительных интервалов времени. Нельзя в связи с этим не обратить внимания на то, что Штилле, в частности, показал сходство основных черт субсеквентного вулка-

низма с предшествующим сиалическим плутонизмом, но в его схеме это единственное подобного рода указание. Между тем анализ пространственных закономерностей выявляет более широкий круг связей между различными этапами вулканизма. Имеются различные виды подобных связей [118], обуславливающие: 1) перманентное, 2) рекуррентное, 3) эпигенетическое и 4) эпизодическое развитие вулканизма.

Перманентное и рекуррентное развитие приводит к возникновению областей, существенно отличающихся некоторыми типичными чертами и обладающих различной тектонической природой и размерами.

К областям перманентного развития вулканизма относится, в частности, Сибирская платформа. В ее пределах длительно развивались процессы базальтового (траппового) вулканизма, первые проявления которых принадлежат, как считается, верхнему карбону [159]. Эти процессы завершаются либо в триасе, либо, как полагают некоторые исследователи, к юре [36]. Высказываются предположения, что эти возрастные рамки должны быть расширены за счет более древних проявлений вулканизма, относящихся к девонскому, а может быть, и к более ранним геологическим периодам [117]. Исследования Е.С. Кутейникова и В.Л. Масайтиса [90] показали, что на Сибирской платформе имеются также докембрийские траппы возраста 1000 млн. лет. Во всяком случае очевидно, что Сибирской платформе свойственно длительное развитие вулканизма, обнаруживающего устойчивый однообразный базальтовый состав на протяжении ряда геологических периодов. В абсолютном летоисчислении это развитие продолжалось свыше 100 млн. лет, даже если не учитывать данные Кутейникова и Масайтиса, а также имеющиеся указания на возможный девонский трапповый вулканизм рассматриваемого структурного блока земной коры.

Перманентное развитие вулканизма характерно также и для некоторых геосинклинальных областей. Примером может служить Урал, своеобразие которого, как области весьма широкого распространения габброидов и гипербазитов, хорошо известно. Типичны для этой области также зеленокаменные спилито-кератофировые формации, а в сериях гранитоидов — плагиограниты. Разнообразные проявления основного и ультраосновного вулканизма составляют характерную черту Урала и прослеживаются на протяжении длительных периодов его существования, по-видимому, от глубокого докембрия до карбона. Таким образом, и на Урале сравнительно однообразные черты развития вулканизма непрерывно сохраняются в течение многих сотен миллионов лет.

Столь же устойчив на протяжении ряда эпох состав продуктов вулканизма в Забайкалье, которое С.С. Смирнов с полным основанием считал классической страной гранитов. Подобно тому, как Урал отличается господством габброидов и гипербазитов, так и Забайкалье выделяется преобладанием различных гранитоидов. Даже юрские вулканогенные толщи, комагматичные синхронным гранитам, здесь отличаются преимущественно дацитовым или дацит-андезитовым составом и, таким образом, несомненно относятся к дифференциатам гранитной магмы. Эти черты для Забайкалья прослеживаются на протяжении почти всей достоверно установленной геологической истории, от самых древних палеозойских эпох вплоть до мелового периода включительно, т.е. в течение ряда сотен миллионов лет.

Устойчивое сохранение состава разновозрастных продуктов вулканизма на протяжении многих геологических эпох и периодов при почти не прекращающейся деятельности глубинных магматических очагов приводит к образованию типичных для различных областей естественных комплексов вулканогенных пород или формаций. В целом же это и позволяет выделить области перманентного развития вулканизма.

В областях рекуррентного развития вулканической деятельности 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 предшествующим. Примером могут служить среднепалеозойские прогибы Алтае-Саянской области на юге Сибири. В частности, в Минусинском прогибе преимущественно базальтовые излияния, начавшиеся в самые ранние эпохи девонского периода, а может быть и в силуре, прекратились в середине девона, а затем вновь возобновились в несколько иной форме (базальтовые некки) в пермский и триасовый периоды. Аналогичную картину рекуррентного вулканизма представляют некоторые впадины Рудного Алтая, среди которых подобные же отношения можно установить для риолитовых и риолито-даци-

товых излияний девонского и пермского периодов [117]. Примером рекуррентного развития вулканизма может служить в какой-то мере и Русская платформа с ее двукратным проявлением базальтового вулканизма в рифее и девоне [164, 229].

Важно отметить, что рекуррентный вулканизм, так же как и перманентный, ясно указывает на длительное в геологическом смысле сохранение устойчивого состава глубинных магматических очагов, питающих вулканическую деятельность определенной тектонической области, а следовательно, *на унаследованное развитие процессов* в этой области.

Иными особенностями отличаются области с эпигенетическим развитием вулканизма. При таком развитии состав продуктов вулканизма следующих друг за другом эпох оказывается резко различным. Именно этот тип соотношений, определяющий *наложенный характер вулканизма*, соответствует резкой смене состава продуктов вулканической деятельности с внезапным замещением симатического вулканизма сиалическим плутонизмом. Примеры таких смен служат обоснованием общих гипотетических схем развития вулканизма и считаются общепризнанными, хотя, как это следует из приведенного выше краткого обзора, такие смены совершенно необязательны даже для типичных геосинклинальных областей.

В общей системе представлений о развитии вулканизма должно быть отведено место также таким эпизодическим явлениям, которые отличаются единичными одноактными или кратковременными вспышками вулканической деятельности. Их связь с предшествующим развитием может оставаться неясной в силу таких причин, которые определяются либо огромным интервалом времени, отделяющим их от предшествующих проявлений, либо крупным пространственным разрывом, обособляющим такие проявления вулканизма от известных в смежных областях. В качестве примера можно сослаться, в частности, на вулканы Нуньцзяна (Мэргеня) или на диабазовые интрузии Крыма.

В целом анализ пространственных закономерностей, выявляющий многообразие связей между различными этапами вулканизма, приводит к выводу о том, что идеальные схемы его эволюции во времени, подобные предложенной Г. Штилле [268], не могут быть приняты в качестве эталонов, имеющих всеобщее значение. Поэтому дальнейшее исследование в области изучения общей эволюции вулканизма не следует ограничивать узкими рамками разбора возможных приложений таких идеальных схем. Наоборот, необходимо направить эти исследования на изучение действительных связей между различными этапами развития геологических структур и вулканизмом и на выявление таких отношений, которые определяют унаследованный или наложенный (эпигенетический) характер вулканизма и учитывают при этом явления рекуррентности, а также возможную роль эпизодических процессов.

Определение унаследованных черт в развитии вулканизма представляется особенно важным. Закономерное и в ряде случаев совершенно очевидное перманентное или рекуррентное развитие вулканизма прямо указывает на устойчивое сохранение почти неизменного состава глубинных магматических очагов, расположенных в верхней мантии Земли.

Неодинаковый состав длительно существующих магматических очагов, сосредоточенных в пределах различных крупных структурных элементов земной коры, определяется, очевидно, неоднородным строением верхней мантии в горизонтальном направлении. Поэтому данные об унаследованном развитии вулканизма в течение ряда геологических эпох на обширных территориях, представляющих крупные геологические структуры, могут быть привлечены к исследованию латеральной изменчивости состава верхней мантии Земли.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

В истории развития общих представлений о возможностях различного рода глобальных построений в связи с исследованием вулканической деятельности Земли может быть выделено по крайней мере два важнейших периода. Первый из них охватывает время от первых обобщений Зюсса [488] до появления итоговых работ по результатам изучения рельефа и других особенностей строения океанического дна в трудах Хизена, Юинга [369, 370], Менарда [419, 420] и других исследователей. Первый период продолжался, следовательно, с конца прошлого до середины текущего столетия; второй — отвечает нынешнему времени.

В течение первого периода была создана система представлений о геологическом строении континентов, основанная на результатах детального изучения и картирования различных регионов земного шара, подтвержденная данными бурения до глубин 3–5 км для многих и достаточно обширных территорий. На глазах наших современников закрывались последние “белые пятна” на геологических картах различных регионов мира. Создавались различные теоретические концепции, объясняющие природу выявленного проведенными исследованиями земного лика. Сформировались генеральная теоретическая линия в развитии геологической науки, основанная на представлениях о геосинклиналях как колыбели горных сооружений. Последовательная разработка теории геосинклиналей стала стержневой во всей системе геологических исследований и являлась основой для прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых.

На фоне блестящих достижений в изучении геологического строения континентов и разработке теории геосинклиналей как основы для практических приложений при выявлении полезных ископаемых, необходимых человечеству во все возрастающих количествах, обширные акватории земного шара, составляющие около 2/3 его поверхности, оставались безмолвными и выглядели почти плоскими пространствами, закрытыми на геологических картах малодифференцированной по оттенкам голубой краской, на фоне которой континенты блистали разнообразием ярких цветов и их вариаций. Среди невыразительных голубых океанических просторов едва намечалась область сравнительно малых глубин лишь вдоль осевой линии Атлантического океана, некоторые исследователи считали его современной геосинклиналью [367].

Между тем с помощью курсирующих в океанах кораблей, использующих созданную в середине века технику автоматической регистрации глубин, уже в конце 50-х годов текущего столетия стало возможным систематизировать и обобщить совершенно новые данные о рельефе океанического дна. Обобщения были ошеломляющими. В глобальном строении планеты обозначилась ранее неизвестная исключительно своеобразная черта. Срединная область малых глубин Атлантики оказалась лишь частным элементом рельефа подводных пространств Земли, частью огромной протяженности (до 80 000 км) почти непрерывного пояса срединно-океанических поднятий, следующих через все океаны. Смежные континенты, разделенные подводными поднятиями, расположились по отношению к ним почти идеально симметрично (рис. 49).

При ширине 1000–4000 км срединно-океанические поднятия или, как их стали называть, срединно-океанические хребты, хотя с хребтами континентов их сходство весьма относительно, возвышаются над океаническим дном, погруженным на глубину около 5 км, всего лишь на 2–5 км. Они отличаются, таким образом, крайне пологими

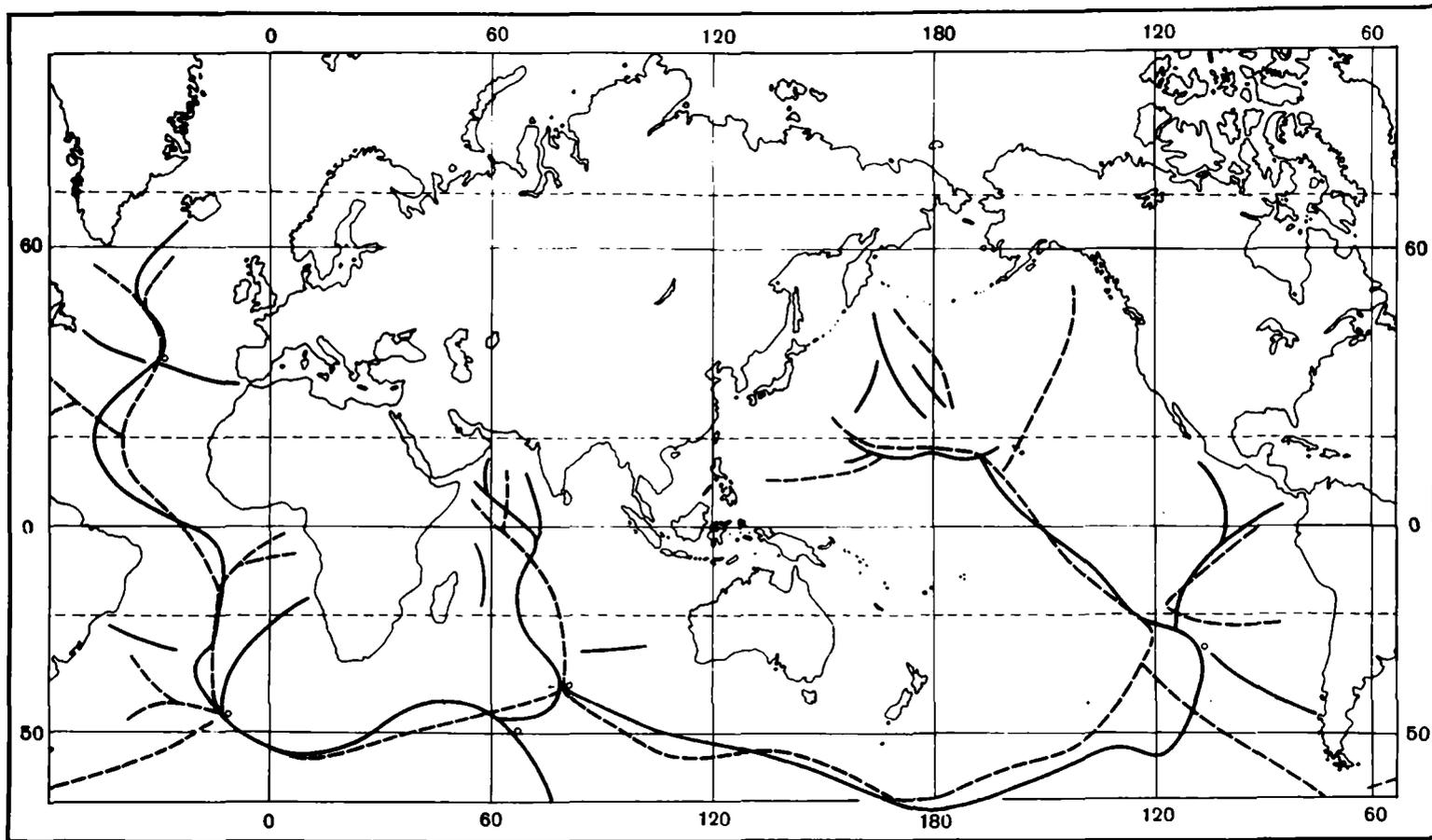


Рис. 49. Размещение подводных срединных хребтов и поднятий (сплошные линии) в сравнении с геометрически срединной линией (пунктир) в океанических бассейнах, по Менарду [419]

склонами, составляющими доли градуса и обычно не превышающими $1-2^{\circ}$. Сейчас эти поднятия видны на всех учебных географических картах и известны даже школьникам, но до недавнего времени об их существовании и огромной роли в формировании лика Земли никто даже не подозревал.

К исследованию срединно-океанических поднятий в последующие годы было приковано всеобщее внимание, и их строение подверглось всестороннему исследованию. Но что было очевидно сразу же, это полное отсутствие возможностей истолковать их так, как пытался объяснить срединное поднятие Атлантики Э.Ог, считая его прообразом геосинклинали.

В процессе детального изучения срединно-океанических поднятий удалось выявить ряд характерных черт их строения, которые здесь могут быть рассмотрены лишь очень кратко. Прежде всего, общее линейное протяжение поднятий оказалось нарушенным поперечными структурами, представляющими систему возвышающихся над океаническим дном гряд или врезанных в него желобов иногда в тысячи километров длиной. Эти структуры, как выяснилось, не только пересекают срединные поднятия, но еще и смещают полосовые магнитные аномалии, следующие параллельно оси поднятий, иногда на многие сотни километров, так же как и при обычных сдвигах. Тем не менее предполагается, что наблюдаемые смещения полосовых магнитных аномалий тесно связаны с процессом формирования самих поднятий и, следовательно, отличаются от сдвигов происхождением, поэтому их стали называть трансформными разломами. Впрочем, такая точка зрения не всеми разделяется.

Вдоль осевой зоны срединно-океанических поднятий М. Тарп выявила сравнительно устойчивое размещение продольных линейно вытянутых узких впадин, названных рифтами, так как эти грабенообразные впадины расположены на пологих поднятиях, имеющих в поперечном сечении вид сводов. Во внутреннем строении поднятий также обнаружилась черта своеобразия. Вдоль осевой их зоны, намечаемой центральной продольной рифтовой впадиной, были обнаружены полосовые магнитные аномалии, в общем симметрично расположенные по обе стороны от нее и постепенно угасающие вдали от оси. Выяснилось, кроме того, что вдоль срединно-океанических поднятий наблюдаются повышенные значения так называемого теплового потока, в пределах осевой зоны превышающие величины $3 \cdot 10^{-6}$ кал/см² (рис. 50). Выявились также гравитационные и другие аномалии, следующие вдоль срединно-океанических поднятий, в частности преимущественное расположение вдоль них фокусов происходящих в океанах землетрясений.

Все эти совершенно неожиданные новые данные требовали объяснения, тем более что, исходя из основных сложившихся к тому времени представлений теории геосинклиналей, разработанной на основе изучения строения континентов, какие-либо истолкования этих новых данных оказались невозможными. Между тем бросающаяся в глаза симметрия срединно-океанических поднятий на огромных пространствах акваторий вполне отвечала забытым в теории геосинклиналей и, в сущности, отвергнутым ею идеям крупных горизонтальных перемещений континентов, расходящихся в стороны от некоторой линейной зоны, сохраняя сходство обращенных к ней краевых очертаний. Именно эта черта впечатляющего сходства материковых окраин Европы и Африки на востоке и Северной и Южной Америки на западе издавна привлекалась к обоснованию концепций, предполагающих раздвижение континентов, наиболее ярко и в разных аспектах рассмотренное А. Вегенером.

Однако в настоящее время, когда известно грандиозное протяжение зоны срединно-океанических поднятий, симметрично расположенной относительно смежных континентов, привлекая концепцию горизонтальных перемещений континентов, приходится говорить об исключительно важной роли этой зоны как генератора "новой коры". В самом деле, если континенты разошлись, оставляя некоторое свободное пространство, то оно должно быть заполнено какими-то новообразованиями. Подтверждение этому, по-видимому, нетрудно найти, так как на осевой зоне срединно-океанических поднятий расположена Исландия с ее исключительно активным современным вулканизмом, наиболее молодым в центральной рифтовой зоне этого острова. В той же зоне расположены современные вулканы островов Азорских, Сан-Паулу, Вознесения, Тристан-да-Кунья, Буве, Крозе, Кергелен. Впрочем, наиболее ярким является пример Исландии; по мере продвижения от нее на юг и далее при переходе от Атлантики к Индийскому и Тихому океанам картина связи молодого вулканизма с зоной срединно-

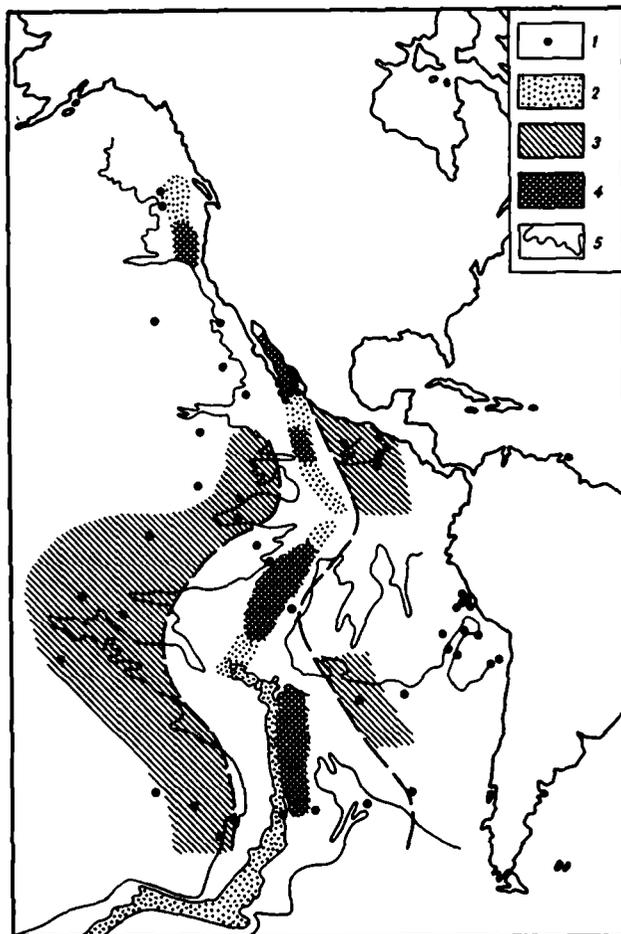


Рис. 50. Тепловой поток в срединном хребте восточной части Тихого океана, по Менарду [419]
 1 — пункты замера потока тепла; 2 — зона гребня; 3 — величина теплового потока $< 1 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек; 4 — то же, $> 3 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек; 5 — изобата 4 км

океанических поднятий становится менее отчетливой. Тем не менее представление о формировании "новой коры" в осевой зоне срединно-океанических поднятий сейчас является основой всех глобальных концепций, опирающихся на новые данные о строении океанов.

Объяснение было дано также и той черте строения океанического дна, которая выражена полосовыми магнитными аномалиями. Они были сопоставлены [505, 506] с хронологической шкалой инверсий магнитного поля Земли, установленной палеомагнитными исследованиями [327], и получили датировку, соответствующую выдвинутому представлению об их сопоставимости. Наиболее близкие к осевой зоне полосовые магнитные аномалии стали интерпретироваться как самые молодые, а удлиненные — как более древние образования, отвечающие последовательным стадиям раздвижения континентов.

Крупнейшие достижения в изучении строения океанического дна связаны, кроме того, с выявлением в его пределах огромного количества конических гор, имеющих вид типичных вулканических конусов, а также с его бурением. Конических гор, местами со срезанными вершущками (гайоты), перекрытыми молодыми осадками, только в Тихом океане насчитывается более 2000, а по расчетам Менарда, их количество может достигать здесь 10 000. Таким образом, сейчас очевидно, что вулканическая ак-

тивность недавнего времени (конические горы имеют прекрасную сохранность) распространялась на обширные пространства океанического дна, не ограничиваясь срединно-океаническими поднятиями. То же подтверждают и данные бурения, повсеместно вскрывающие непосредственно на океаническом дне или под маломощным чехлом осадков преимущественно базальтовые лавы, переслаивающиеся с прослоями осадочных пород. Общее количество пробуренных скважин достигает уже почти 1000 или, быть может, несколько превышает эту величину, и многие из них уже проникли в фундамент океанического дна на глубине свыше 1000 м, а некоторые достигли почти 2000 м. Хотя это количество скважин очень велико, оно относится к огромным пространствам океанов, в 2 раза превышающим площадь континентов, где общее число скважин исчисляется миллионами, а вскрытые в горных сооружениях деформированные толщи позволяют рассматривать разрезы осадочных толщ до глубин, измеряемых первыми десятками километров. К тому же на континентах появились скважины, проникающие в недра Земли на глубину более 10 000 м. Глубочайшей из них является пробуренная в нашей стране скважина на Кольском полуострове.

Новые данные по строению океанического дна затрагивают также проблему континентальных окраин. По этим данным, наряду с пассивными окраинами, сохраняющими черты сходства очертаний по обе стороны от осевой зоны срединно-океанических поднятий, что подчеркивает вероятность раздвижения континентов, имеются края континентов, ограниченные системой островных дуг, сопровождаемых глубоководными желобами. В сущности, вся система окраин Тихого океана имеет именно такой вид, и, следовательно, мы возвращаемся к давно известному разделению континентальных окраин на атлантический и тихоокеанский типы, различающиеся по особенностям строения береговой линии. Сейчас, однако, эти различия выглядят иначе, чем в давнишних построениях Э. Зюсса, потому что Тихоокеанские окраины сопровождаются четкими отличиями глубинного строения. Вдоль них следуют так называемые сейсмофокальные зоны, наклоненные под континент и фиксируемые расположением фокусов землетрясений вплоть до глубин, измеряемых сотнями километров и достигающих 700 км. Обычно эти зоны выходят на поверхность в области глубоководных желобов, что позволяет рисовать соответствующие разрезы, изображающие сочленение океанической коры мощностью около 10 км с корой континентального типа мощностью 40–70 км. В современных представлениях такие краевые зоны с тихоокеанским типом берегов, которые сопровождаются глубинными сейсмическими проявлениями, рассматриваются как активные окраины (рис. 51, А) зоны поддвижения ("субдукции") литосферных плит, перемещающихся вдоль астеносферного слоя по направлению от системы срединно-океанических поднятий в сторону зон поддвижения.

Иной тип сочленения представляют пассивные окраины континентов (рис. 51, Б), в которых отсутствуют сейсмофокальные зоны и для которых типичны берега атлантического типа. Общая схема соотношения континента и перемещающихся литосферных плит показана на рис. 52, где можно видеть расположение сейсмофокальной зоны Беньофа в области активной окраины континента. Выдвигаемое сейчас представление о перемещающихся плитах и насаженных на них континентах, а не просто о движущихся континентах, позволяет в современных мобилистских построениях избежать тех затруднений, с которыми столкнулись ранее защитники Вегенеровской концепции, предполагая, что сиалические блоки движущихся континентов как бы "плавают" по базальтовому слою. Старым представлениям противоречили данные о сейсмофокальных зонах Тихоокеанских окраин, где глубокофокусные землетрясения однозначно указывали на твердое, а не пластическое состояние вещества земных недр до глубин 700 км. В новых построениях те же сейсмофокальные зоны служат защитой от идей, развиваемых сторонниками представлений о расширяющемся земном шаре. В самом деле, если бы не эти зоны, где предполагается, что раздвижение плит, сопровождаемое образованием "новой коры", компенсируется механизмом их погружения вновь в глубокие недра Земли, неизбежно пришлось бы допускать, что вся совокупность предлагаемых представлений о раздвигающихся плитах подтверждает возможность расширения нашей планеты.

Непосредственное отношение к проблемам глобальных палеовулканологических процессов имеет еще одно представление, основанное на идеях перемещения плит. Речь идет о некоторых особенностях строения срединно-океанических поднятий и соответствующих выводах. Во-первых, выяснилось, что расположение таких подня-

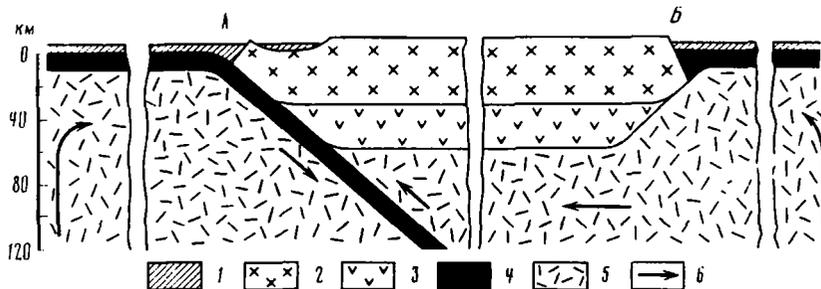


Рис. 51. Общая схема сочленения океанической и континентальной коры в области активных (А) и пассивных (Б) континентальных окраин

1 — акватории океанов и окраинных морей; 2 — континентальная кора выше поверхности Конрада; 3 — то же, ниже поверхности Конрада; 4 — океаническая кора; 5 — верхняя мантия Земли; 6 — направление перемещения конвекционных потоков в верхней мантии Земли

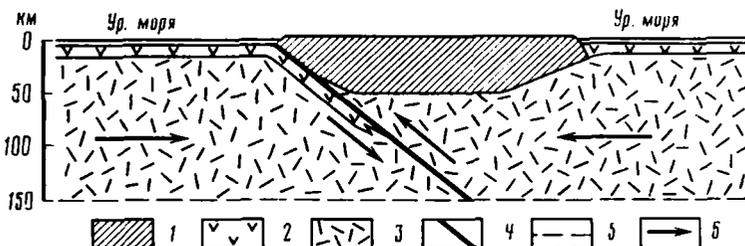
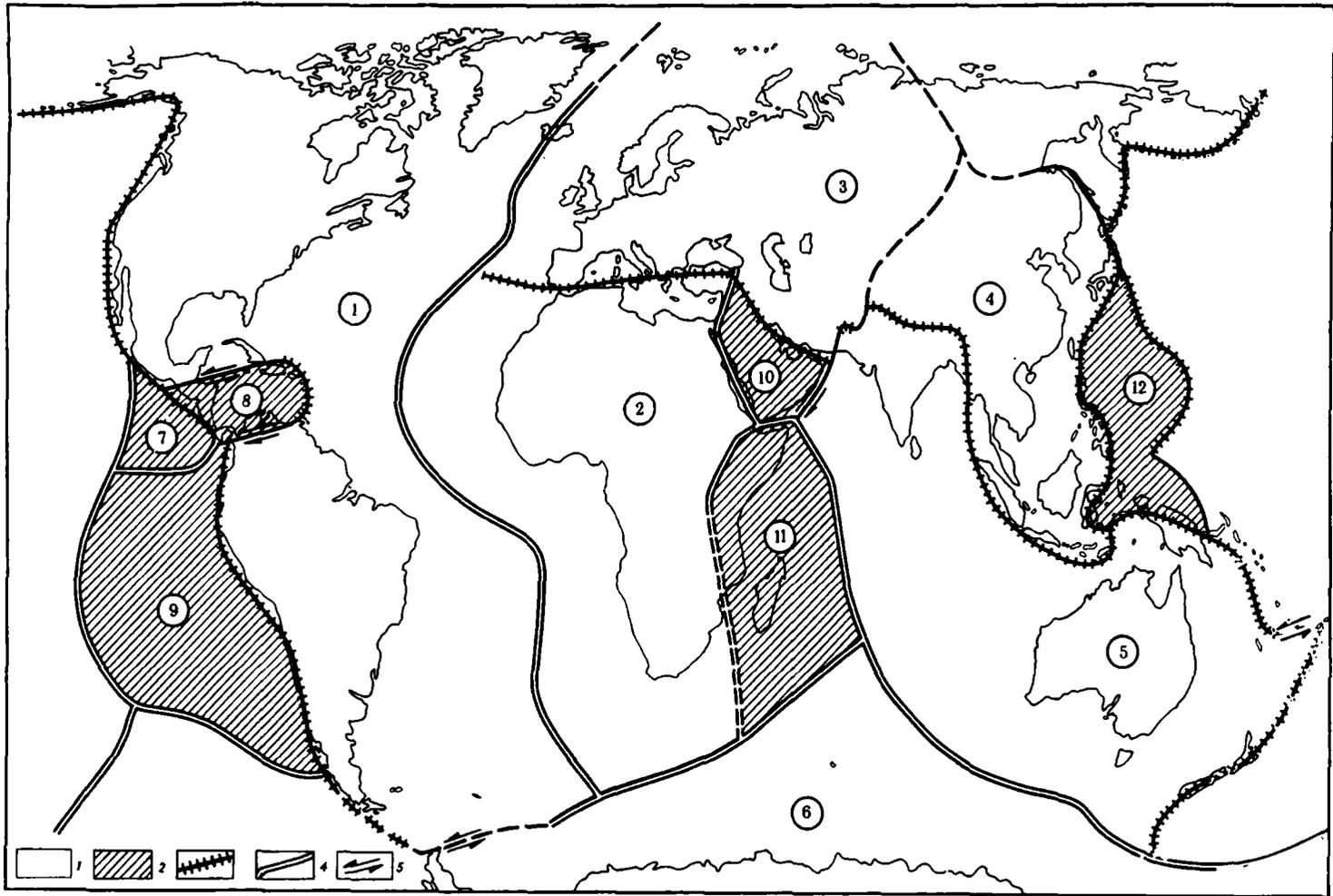


Рис. 52. Схематическое изображение соотношений континента и перемещающихся литосферных плит

1 — континент; 2 — океаническая кора; 3 — литосферные плиты; 4 — зона Беньюфа; 5 — предполагаемое основание литосферных плит; 6 — направление перемещения литосферных плит

тий не столь строго закономерно, как это предполагалось первоначально. В частности, срединно-океаническая зона, намеченная в виде линии весьма отчетливо Менардом в Тихом океане (см. рис. 49) и следующая примерно от о-ва Пасхи в северо-западном направлении через о-ва Туамоту и Лайн, не может рассматриваться как классический тип срединно-океанического поднятия. Сам Менард позднее показал, учитывая различные данные, в том числе о тепловом потоке, что срединно-океаническое поднятие от о-ва Пасхи следует не на северо-запад, а на северо-восток и, образуя коленообразный изгиб, примыкает к берегам Северной Америки в районе Калифорнийского побережья, скрываясь, таким образом, под континент, т.е. приобретает краевой, а не срединный облик (см. рис. 50). Во-вторых, в районе о-ва Св. Павла в Индийском океане от срединно-океанического поднятия отходит в северном направлении ветвь, следующая по направлению к Аденскому заливу и сходным образом уходит прямо под континент. Таким образом, по крайней мере в двух местах срединно-океанические поднятия или их ответвления непосредственно сочленяются с континентами. В районе Аденского залива такое ответвление системы поднятий продолжается на континенте рифтовой зоны Восточной Африки, расположенной на континенте.

Важным моментом в рассмотренной ситуации существования ответвлений срединно-океанических поднятий является определение роли Гавайских островов, расположенных, по Менарду, вблизи срединной линии Тихого океана, следующей на севере по направлению к азиатским берегам. Гряда этих островов примечательна тем, что на крайнем юго-востоке она заканчивается островом, несущим действующие вулканы Мауна-Лоа и Килауэа, тогда как на всем остальном протяжении гряды активность давно уже прекратилась, причем тем раньше, чем дальше острова гряды расположены относительно действующих вулканов. Речь могла бы идти о мигрирующем на юго-восток вулкане, возникающем на перемещающемся в том же направлении окончании трещины, но более простым представляется с позиций, предлагаемых кон-



цепций движущихся плит, перемещение плиты над некоторой неподвижной точкой, в которую сравнительно устойчиво подаются расплавы с глубин ниже плиты, т.е. находящиеся в пределах по крайней мере верхней мантии, если не глубже. Именно это допущение для Гавайской гряды выдвинули Морган [427, 428] и Вилсон [535], предложив идею горячих точек, или пятен (hot spots), и мантийных плюмажей, или струй (mantle plumes), отклоняющих поток поднимающихся из недр расплавов по направлению движения перемещающейся плиты. Таким образом, по расположению вулканических гряд аналогичного типа, существование которых можно предполагать и в других регионах, как и современной ситуации, так и в прошлом представилось возможным определять даже направление перемещения плит.

В общих представлениях концепции движущихся плит важную роль играют также данные о распространении на Евразийском континенте вулканических, сейсмических и складчатых зон, как бы продолжающих в общем направлении на запад сейсмофокальную зону, сопровождающую активный вулканизм Индонезийской островной гряды. Основываясь на том, что известно в отношении размещения срединно-океанических поднятий с их ответвлениями, а также сейсмофокальных зон предполагаемого поддвигания плит под континенты, был выявлен ряд плит. Первоначально их было намечено всего шесть, в том числе Тихоокеанская, Американская, Африканская, Евразийская, Индо-Австралийская и Антарктическая, но затем количество плит было увеличено за счет вовлечения в обсуждение ряда дополнительных предположений; таким образом были выделены, в частности, плиты Наска, Кокос на востоке и Филиппинская на западе Тихого океана, Сомалийская, Аравийская, Китайская, а затем еще и другие (рис. 53). Возникло даже представление о возможности выделения микроплит.

Естественно, что для анализа проблемы глобальных палеовулканологических реконструкций необходимо ясно представлять значение новых данных о строении дна океанов, для оценки которых приведены только играющие в таком плане роль важнейшие моменты, являющиеся основой современных представлений о движущихся плитах, или о так называемой плитной тектонике. В свете приведенного выше краткого обзора этих новых данных становится вполне очевидным, что при их истолковании в духе тектоники плит практически не учитывалось все многообразие сведений, которыми можно сейчас располагать в отношении строения континентов. Более того, основная теоретическая концепция, разработанная в процессе углубленного и детального изучения геологического строения обширных территорий континентов, — теория геосинклиналей оказалась начело отброшенной в новых построениях плитной тектоники. Так возникло противоречие между обобщениями, основанными на изучении материков, опирающимся на теорию геосинклиналей, и концепциями, истолковывающими определенным образом новые данные, полученные при изучении океанического дна, в духе представлений о движущихся плитах.

В таких условиях предпринимаются различные усилия в целях устранения реально возникшего противоречия. Новые построения стремятся привлечь к анализу разнообразных данных, полученных при изучении континентов. При этом либо полностью отбрасывают теорию геосинклиналей как неуниверсальную и соответственно не имеющую глобального характера, либо трансформируют ее в том или ином виде.

В первом случае обычно опираются на данные о распространении гипербазитов, или офиолитов, как индикаторов шовных структур, в которых вскрываются наиболее глубокие части океанического дна, залегающие ниже так называемого второго сейсмического слоя, состоящего преимущественно из базальтов. Такие швы отвечают, как предполагается, былым активным окраинам континентов, вдоль которых происходят не только процессы поддвигания плит, но и их деформации, приводящие к надвиганию

Рис. 53. Размещение главных литосферных плит

1 — литосферные плиты, выделенные Ле-Пишоном [408]; 2 — то же, дополнительно выделенные Морганом [428]; 3 — деструктивные границы литосферных плит; 4 — конструктивные границы литосферных плит; 5 — сдвиги или трансформные разломы. Цифры в кружках — литосферные плиты: 1 — Американская, 2 — Африканская, 3 — Евразийская, 4 — Китайская, 5 — Австралийская, 6 — Антарктическая, 7 — Кокос, 8 — Карибская, 9 — Наска, 10 — Аравийская, 11 — Сомалийская, 12 — Филиппинская

океанической коры на край континента с образованием складчатой зоны (рис. 54). Различными способами в таких зонах или в иных структурных ситуациях, связанных, в частности, со сдвигами, реконструируют бывшее положение плит или отдельных элементов их строения. Соответственно широко используются разного рода палинстатические построения, восстанавливающие картину предполагаемого размещения плит до их столкновения. К таким построениям привлекают различные другие исходные данные, обзор которых мог бы представить результат специального исследования, направленного на изучение современного положения в тектонике, что лежит за пределами задач настоящей работы.

Во втором случае, трансформируя теорию геосинклиналей и редко подчеркивая исключительное значение горизонтальных перемещений, вплоть до возрождения давнишних представлений о покровном строении складчатых горных сооружений, стремятся найти различные стадии их формирования, отвечающие общей эволюции структур земной коры. Предполагают, что эволюция начинается образованием рифтового шва, возникающего в связи с начинающимся раздвижением плит. Затем за счет постоянного притока в осевую зону магматического материала формируется плита, которая постепенно перемещается в сторону от рифтовой оси. В какой-то момент времени движущаяся в горизонтальном направлении плита сталкивается либо с системой островных дуг, либо с окраиной континента, под которые она поддвигается. Если плита несет на себе континент, толщина которого около 70 км против 150–200 км мощности плиты, то с островной дугой может сталкиваться континент. Возможно также столкновение между собой континентов, пассивно перемежаемых плитами, и т.д.

Последовательный ряд эволюции структур при таких построениях сопоставляют с развитием геосинклинали. Предполагают, что его начало определяется формированием рифтовой зоны, вслед за чем в зоне сочленения океана с континентом образуется система островных дуг, затем в этой зоне происходят складчатые деформации, сопровождаемые наращиванием коры континента.

Предлагаемая система построений опирается на представления о латеральной смене структур рифтовая зона – островная дуга – континент, тогда как последовательные стадии развития геосинклинали отвечают не латеральному, а вертикальному ряду сменяющих друг друга комплексов, выявляемых на основании изучения разреза геосинклинали. Затруднения при интерпретации данных о строении геосинклиналей, хорошо известных по результатам изучения геологического строения континентов, возникают также в других аспектах. В частности, представление о плитах, перемещаемых конвекционным течением, влекущим их сперва по горизонтали, затем вниз вдоль сейсмофокальных зон поддвига (так называемых зон субдукции) и после возвратного перемещения в глубинах мантии вновь поднимающимся в осевой зоне срединно-океанического поднятия, трудно совместить с постоянно наблюдаемой, типичной для складчатых сооружений, возникающих из геосинклиналей, картиной надвигания крупных гипербазитовых пластин на осадочные толщи. Возрождаемые сейчас идеи Штейнмановской триады [480], включающей гипербазиты, габбро с базальтами и кремнистые преимущественно яшмовые породы, свидетельствующие в его построениях о возможности реконструкции океанического дна в разрезах геосинклиналей, в лучшем случае могут указывать на специфику развития геосинклинали, но не имеют прямого отношения к оценке достоверности построений, основанных на представлениях о плитной тектонике. Существование же рифтового этапа в развитии геосинклинали, опираясь на идеи Штейнмана, обосновать по крайней мере очень трудно, если не невозможно. Во всяком случае, в самих исходных построениях плитной тектоники заложено представление о том, что рифтовая зона расположена в осевой зоне срединно-океанического поднятия, а край приходящей в столкновение плиты удален от нее на значительные расстояния и отделяется пространством, в пределах которого возникает новая кора.

Заканчивая общий обзор современной ситуации, определяющей перспективы глобальных палеогеоулканологических реконструкций, следует подчеркнуть, что возможно было бы еще привлечение к анализу данных о формировании складчатых структур в области так называемых пассивных окраин континентов, а также других частных аспектов плитной тектоники, однако все эти дополнительные данные не внесли бы принципиальных изменений в общую систему рассмотренных тектонических построений.

Важно иметь в виду, во-первых, что несомненно намечаются тенденции к разработке концепций, вовлекающих новые данные по строению океанического дна в анализ бога-

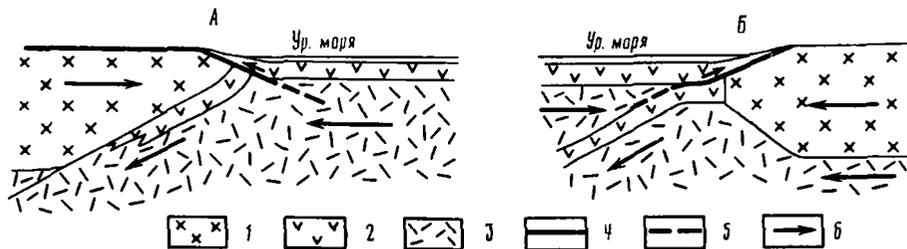


Рис. 54. Варианты (А и Б) надвигания океанической коры на континентальную
 1 — континент, 2 — океаническая кора, 3 — верхняя мантия, 4 — зоны надвигания ("обдукции"),
 5 — предполагаемое их продолжение, 6 — направления перемещения литосферных плит

тейшего материала, характеризующего геологию континентов. Эти тенденции достаточно разнообразны и включают как идеи компромисса, предполагающего возможным развить новые представления с сохранением основных положений и достижений теории геосинклинали, так и концепции, основанные на полном отказе от этой теории. Во-вторых, необходимо также учитывать, что в настоящее время имеются определенные теоретические разработки, основанные на богатейших материалах по геологии континентов, которые существенно расходятся с построениями, обобщающими новые данные изучения строения океанического дна. В итоге разработка единой системы взглядов, охватывающих все те новые данные, которые можно располагать по геологии континентов и по строению океанического дна, является важнейшей, но далеко еще не осуществленной целью и очередной задачей современной геологии.

В таких условиях было бы преждевременно отдавать исключительное предпочтение одной какой-либо концепции, в особенности безоговорочно следовать за теми направлениями развития геологической науки, которые сейчас модны. Необходимо считаться с реальной картиной принципиальных различий между фактической основой, которой можно располагать, изучая геологию континентов, и тем, что известно сейчас для обширных океанических пространств. В первом случае разрезы, вскрывающие недра Земли на глубины до 25 км, а может быть и более, позволяют установить, чем сложены сейчас и из чего ранее состояли различные участки земной коры. Во втором — океаническое дно с очень выразительными вновь выявленными чертами свойственного ему рельефа, расчлененное до так называемого основания (basement), ниже которого проникают в общем еще очень немногочисленные скважины. Для второго случая мы можем расшифровать глубинное строение только геофизическими методами и вынуждены делать различные допущения, стремясь узнать его особенности. Вместе с тем следует иметь в виду, что многие положения теории плит нуждаются еще в более глубокой разработке. Таковы двойственные основы, на которые могут опираться глобальные палеовулканонологические реконструкции.

В свете изложенного представляется необходимым дать краткий обзор тех данных, которые имеются сейчас в отношении глобальных черт распределения современных вулканических пород на континентах и в океанах, а затем обратиться к оценке перспектив аналогичного изучения вулканизма в геологическом прошлом нашей планеты.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЛОБАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Название "современные" в приложении к вулканическим породам определяется не вполне однозначно. Тем не менее обычно современными считают не только те из них, которые образовались в результате извержения действующих вулканов, но и все другие их аналоги, возникшие в течение четвертичного периода. Поэтому существенно необходимо представить общую картину распределения на земной поверхности четвертичных вулканических пород. В таком их обособлении имеется, конечно, известная условность, так как во многих случаях и на различных территориях мира они распространены в пределах вулканических полей, преемственно связанных с предшествующей вулканической активностью, относящейся к неогену, а нередко и к более ранним

интервалам времени, отвечающим третичному периоду. В дальнейшем изложении наряду с четвертичными вулканическими породами в необходимых случаях будет дана характеристика вулканизма, предшествующего их образованию и непосредственно с ними преемственно связанного.

Глобальное распространение рассматриваемого ряда вулканических пород преимущественно четвертичного, отчасти также третичного возраста подчинено прежде всего размещению континентов и океанов, а также зон их сочленения. Состав пород, их количественные соотношения, петрохимические и другие геохимические признаки, а также общие взаимоотношения существенно неодинаковы в этих трех главных областях, да и наши сведения о них не вполне адекватны, поэтому следует дать раздельный краткий обзор распределения молодых вулканических пород континентальных, океанических и тех, которые типичны для областей сочленения континентов и океанов. Это тем более необходимо, что, как принято считать, континенты и океаны неоднородны по глубинному строению и существенно отличаются мощностью и составом коры. На континентах предполагается гранитный, в океанах — базальтовый состав коры, при общей ее мощности на континентах до 70 км, в океанах около 10 км. Ниже океанической коры считается вероятным залегание гипербазитов, имеющих состав в зависимости от характера предположений либо гарцбургитовый — лерцолитовый, либо пиролитовый, либо какой-либо иной, но обязательно гипербазитовый.

В таких сопоставлениях представления о составе пород, залегающих в недрах Земли, покоятся на данных о сейсмических и плотностных характеристиках различных зон и сравнении этих параметров с теми, которые свойственны разным породам. Между тем корреляции состава пород, обладающих различными физическими свойствами, с геофизическими параметрами, отвечающими различным глубинным зонам, весьма условны. Поэтому в утверждениях о составе коры "гранитном" или "базальтовом", верхней мантии "гарцбургитовом", "лерцолитовом", "пиролитовом" или иным гипотетический момент представляется вполне очевидным. Тем не менее такие термины, имеющие условный характер, широко используются в современной геологической литературе и привлекаются к истолкованию различий в строении континентов и океанов. Впрочем, не следует придавать им значения безусловных утверждений, имея в виду еще и далеко не очевидную однородность строения океанического дна на всем его протяжении. Так или иначе, опираясь на то, что исходные геологические данные для анализа строения континентов и океанов далеко не однозначны, вопросы размещения современных вулканических пород на континентах, в океанах и в зонах их сочленения необходимо рассмотреть раздельно.

На континентах современная вулканическая активность, так же как и более ранний вулканизм, непосредственно с ней связанный, сосредоточена прежде всего в молодых горных цепях, возникших из системы геосинклиналей, принадлежащих альпийскому этапу развития складчатости. Такие горные цепи, дугообразно изгибающиеся, что считается вообще типичным для складчатых систем, принадлежат либо трансконтинентальному Альпийско-Гималайскому поясу, либо окраинному поясу, следующему вдоль западного побережья Тихого океана в пределах Северной и Южной Америки и представленному линейными горными сооружениями Кордильер и Анд. Кроме того, современный вулканизм, включая непосредственно связанную с ним более раннюю вулканическую активность, охватил обширные территории перед фронтом Альпийско-Гималайского пояса в западной его части и распространился в пределы Центральной Азии, на восточную окраину Евразийского материка. Широкоизвестны проявления современного вулканизма также на Африканском континенте, в Австралии и Антарктиде.

В пределах альпийских горных поясов распределение молодых вулканических пород неравномерно и подчинено системе преимущественно линейных поднятий, нередко сопровождаемых межгорными впадинами, вдоль которых на таких поднятиях размещаются сложенные этими породами вулканические конусы. В ряде случаев современные вулканические породы размещаются также внутри или на окраине межгорных впадин; к числу таких примеров относится, в частности, вулканическая гряда Калиман—Харгита на востоке обширной Венгерской впадины, разделяющей Карпатскую дугу и Динариды. Современные вулканические постройки имеются также в продольной межгорной депрессии Анд — блоке Пуна, которую на западе сопровождает высочайшая вулканическая гряда с вершинами конусов,

вздымающихся на высоту до 6000 м. Тем не менее более типично, по-видимому, расположение современных вулканических построек в виде линейных гряд, насаженных на поднятия. Такие поднятия обычно следуют простиранию складчатых структур, но это далеко не общее правило. Весьма типично размещение современных вулканических полей также вдоль направлений, следующих вкрест простирания складчатых структур или диагональных по отношению к ним. Наиболее яркие примеры соответствующего размещения молодых вулканических гряд дают поперечная зона Снейк—Ривер, пересекающая складки почти перпендикулярно их простиранию, и диагонально ориентированная Мексиканская вулканическая гряда, следующая от берегов Калифорнийского залива на западе до Мексиканского залива на востоке. Поперек альпийских складчатых структур расположена также вся система современных вулканических построек Большого Кавказа, исчезающих в сторону Черного моря на западе и Каспия на востоке. В структуре Большого Кавказа Н.С. Шатским [259] давно уже отмечена общая черта как бы ступенчатого погружения ее вдоль поперечной по отношению к складчатой зоне, продолжающей в меридиональном направлении непосредственно на юг аналогичную ступень, расположенную на западной окраине Каспийской впадины. Шатский считал, что в данном случае имеется пример существования глубинных структур, рассекающих одновременно платформенные области и смежные геосинклинальные системы. Сосредоточение современного вулканизма Большого Кавказа, возможно, связано с соответствующим этой ступени меридиональным глубинным разломом, рассекающим фундамент смежных участков древней Русской платформы и Кавказской геосинклинальной системы. Возможным указанием на продолжение такой структуры на юг могут являться обширные базальтовые плато, расположенные в Сирии и на западе Аравийского полуострова.

Почти широтное расположение вулканической зоны Снейк—Ривер в США тоже привлекает внимание в аспекте общего представления о крупных разломах фундамента древних платформ и возможном продолжении их на смежные структурные регионы, в данном случае речь может идти о связи названной зоны с разломом Мендосино. О вероятном продолжении этого разлома на континенте, по данным изучения магнитных аномалий, писал уже давно Афлик [277], предполагая, что разлом Мендосино может быть прослежен через весь континент, вплоть до берегов Атлантики, скрытых под осадочным чехлом Северо-Американской платформы. Несмотря на дискуссионность этих соображений, их следует учитывать, имея, в частности, в виду, что Мексиканская вулканическая гряда, диагональная по отношению к простиранию складчатых структур, тоже расположена на продолжении крупного разлома Клариион. Тем самым подчеркиваются вполне вероятные непосредственные связи современного вулканизма с разломами, рассекающими в равной мере океаническое дно и смежную часть континента, т.е. именно те отношения с континентом, которые типичны для разлома Мендосино.

Молодым горным сооружениям свойственна уже отмеченная неравномерность размещения современных вулканических пород, в равной мере отчетливо выраженная как в Альпийско-Гималайском, так и в Андо-Кордильерском складчатых поясах. В первом из них эти породы сосредоточены практически только на западе в системе складчатых структур, следующих от берегов Атлантики до Гиндукуша, а далее на восток, включая грандиозное скучивание складок на Памире, на огромном протяжении, вплоть до берегов Индийского океана, современных вулканических пород почти совсем нет. Единственное, по-видимому, исключение представляют немногочисленные вулканические поля, расположенные в пределах Тибетского плато, являющегося в общем межгорным сооружением по отношению к окаймляющим его на юге типичным альпийским, на севере — более древним, мезозойским горным цепям. Таким образом, современные вулканические породы сопровождают Альпийско-Гималайский пояс главным образом в той его части, где ему следуют крупные впадины, погруженные значительно ниже уровня моря, такие, как весь Средиземноморский, а также Черноморский и Каспийский (южная часть) бассейны. В тех регионах, где такого рода впадины отсутствуют, исчезают и проявления современного вулканизма.

Для восточного побережья Тихого океана, охватывающего края обширных континентов Северной и Южной Америки, намечается некоторая общая связь современных вулканических зон с теми участками континентов, которые сопровождаются четко выраженными глубоководными желобами. Это особенно наглядно может быть

выявлено путем сопоставления грандиозных вулканических зон Южной Америки, континентальный край которой ограничен глубоководным желобом почти непрерывно, со значительно менее ярко выраженным современным вулканизмом Северной Америки, где глубоководный желоб наблюдается лишь в южной части континента. К тому же в Северной Америке исчезает четко выраженная линейность расположения современных вулканических зон и появляется отмеченная выше поперечная их ориентировка, как бы продолжающая некоторые крупнейшие разломы, наблюдаемые на дне Тихого океана.

Заслуживает быть отмеченной еще одна общая черта размещения современных вулканических полей в складчатых поясах; там, где горные цепи на своем продолжении встречают океанические акватории, эти цепи переходят в систему островных дуг, сопровождаемых активным современным вулканизмом. Пример тому — переход Альпийско-Гималайской горной системы на крайнем юго-востоке в насыщенную вулканами островную дугу Индонезии, аналогичная смена горного пояса Кордильер Северной Америки с относительно слаборазвитыми на северо-западе современными вулканическими полями системой Алеутской островной дуги, изобилующей действующими вулканами. Аналогичные вариации с переходом к вулканической островной дуге прослеживаются и на юге Южной Америки.

Перед альпийскими горными цепями особенно типично размещение современных вулканических пород в Европе, где от Центрального Французского массива на западе через вулканические поля, сопровождающие Рейнский грабен, в район Чешского массива и далее с перерывами на восток прослеживаются нестратифицированные формации сильно варьирующего состава. Крайний восточный участок проявления соответствующего вулканизма представляет отделенный от других огромным интервалом район Минеральных Вод в Предкавказье. Все эти вулканические поля, как можно видеть на геологических картах, принадлежат главным образом сравнительно пологим вздутиям, или сводам (Beulen, по Клоосу), рассеченным грабенами. Может быть, только Чешский массив не вполне отчетливо выглядит как свод, так как он ограничен, по-видимому, краевыми разломами, осложняющими его структуру.

Строение Рейнского свода было выявлено тщательным анализом палеогеографических и структурных данных Клоосом [321] и представляется доказанным достаточно строго. Попытки иного толкования его природы, в особенности связанные с представлением о единой меридионально вытянутой гигантской системе рифтовых впадин, следующих от грабена Осло на юг через район Рейнского грабена, грабены Роны—Соны и Лигурийского моря по направлению на юго-восток к грабенам Хон, Миссурата и т.д., представляются, по крайней мере по отношению к построениям Клооса, недостаточно убедительными. Во всяком случае, объединение в один ряд палеозойских (Осло) и кайнозойских грабенов в целях обоснования единой меридиональной рифтовой системы, сопровождаемой вулканизмом, может быть принято, по-видимому, лишь в том смысле, что вся эта система, если она действительно может быть строго подтверждена, относится к системе поперечных структур, рассекающих в равной мере складчатую область и смежные участки ограничивающих ее платформенных областей. Иначе говоря, предполагаемая структура, вероятно, может служить еще одним примером тех глубинных структур, о которых писал Н.С. Шатский [259], на что выше уже были даны ссылки при характеристике поперечных структур Большого Кавказа и смежных участков древних платформ.

Независимо от этих представлений, в значительной мере гипотетических по отношению к Рейнскому грабену, совершенно очевидно, что он относится к тому ряду структур, который расположен на пологих выступах фундамента, перекрытого мезозойскими или кайнозойскими осадочными толщами, иногда осложненными краевыми разломами, сопровождаемыми кайнозойскими вулканическими породами и расположенными перед фронтом складчатых альпийских горных сооружений. Возраст молодых вулканических пород на этих структурах существенно варьирует. На Центральном Французском массиве вулканы угасли сравнительно недавно (цепь вулканов Пюи), есть радиоуглеродные датировки около 7500 лет, поэтому вулканические конусы здесь прекрасно сохранились. На Рейнском своде также имеются современные вулканические породы, в частности на вулкане Роддерберг, расположенном на плейстоценовой террасе. Маары и вулканы Маахерского озера Эйфеля тоже относятся к плейстоцену. Современными образованиями являются также вулканические породы Фогельсберга, Вестервальда и других

районов. В пределах Чешского массива сосредоточены преимущественно третичные вулканические породы, но наиболее поздние извержения здесь тоже относятся к четвертичному времени. Что касается значительно удаленного района Минеральных Вод в Предкавказье, то там возраст вулканических пород, образующих серию магматических диапиров, определяется рамками миоцен — средний плиоцен.

Некоторые черты сходства с вулканическими полями, расположенными перед фронтом альпийских горных цепей Европы, имеют лавы и сопровождающие их гипабиссальные породы, распространенные в США вдоль восточного края Скалистых гор от канадской до мексиканской границ. Однако все они отличаются несколько более ранним, третичным возрастом.

На обширных территориях Центральной Азии и на востоке Евразийского континента встречаются поля молодых вулканических пород, общее размещение которых в структурном плане не вполне ясно. Однако есть основания полагать [125], что все они тяготеют, с одной стороны, к обширной системе горных поднятий, имеющих гетерогенное строение и различный возраст, с другой — к краевой зоне континента, примыкающей к островным дугам Тихого океана, сосредоточенным в западной его части. Общая картина размещения неоген-четвертичных вулканических полей Центральной Азии определяется влиянием гигантского блока (рис. 55), несколько приподнятого над смежными регионами и включающего на юге высокогорное Тибетское плато с типичными для него преобладающими высотами 4000—5000 м. К северу от плато расположены принадлежащие тому же блоку высокие равнины, приподнятые на 1000—1500 м (Гобийское плоскогорье, Таримская впадина и др.), а также горные системы Тянь-Шаня, Монгольского Алатау, Хангая и Хэнтзя, имеющие высоту 2000—3000 м и более. К этим горным системам на севере примыкают Саяны, Хамар-Дабан, а также Байкальские, Патомские и другие горные кражи Сибири. Этот приподнятый обширный мегаблок, который может быть назван Центрально-Азиатским, имеет размеры около 4500 км в длину при наибольшей ширине вкрест простираения основания ограничивающей его на юге Гималайской дуги почти 3000 км. Площадь его, следовательно, достигает 7 млн. км², что соизмеримо с такими крупными островными мегаблоками, как, например, Еванско-Филиппинский. Подобно последнему, Центрально-Азиатский мегаблок имеет гетерогенное строение: его образуют разновозрастные складчатые системы, самые молодые из которых (альпийские) сосредоточены вдоль наиболее высоко приподнятого внешнего обрамления дуги и обращены к сопровождающей ее четко выраженной предгорной депрессии.

В расположении неоген-четвертичных вулканических полей уникального Центрально-Азиатского континентального мегаблока есть ряд характерных особенностей. Прежде всего такие поля полностью отсутствуют во внешней зоне фронтальной дуги мегаблока, обращенной к югу. Другая характерная черта их размещения — сосредоточение преимущественно в пределах наиболее высоко приподнятых плоскогорий и в их ближайшем обрамлении. Неоген-четвертичные вулканические поля имеются, кроме того, в зонах, расположенных к северу от высоких плоскогорий в области, тяготеющей к Байкальской системе рифтовых впадин. Такие же поля распространены к юго-востоку от Гобийского плоскогорья в пределах Хинганского региона. От этого региона на восток прослеживаются многочисленные поля молодых базальтов, принадлежащих уже к области распространения разнотипных структурных образований, расположенных на востоке материка Евразии и следующих вдоль системы островных дуг западной окраины Тихого океана. Эти вулканические поля, которые могут быть названы телеокеаническими, прослеживаются на огромном протяжении от крайнего северо-востока Азии, где размещается группа Анейских вулканов, через систему Приморских базальтовых полей к их аналогам, известным в Китае в районе Нанкинских холмов и на территории Восточного Чжэ-цзяна, Центрального и Южного Фудзяня, а также в других местах.

Обилие неоген-четвертичных вулканических полей в системе плоскогорий и горных цепей Центрально-Азиатского мегаблока подчеркивает исключительно высокую тектоническую его активность, хорошо известную также по данным общих структурных и неотектонических исследований, основанных, в частности, на использовании результатов космических съемок. Множество вулканических полей Центральной Азии, приуроченных преимущественно к поднятиям, является, как можно полагать, следствием неоднородного разогрева верхней мантии в различных участках глубокого основания мегаблока. Таким образом, следует считать вполне вероятным, что вулканические

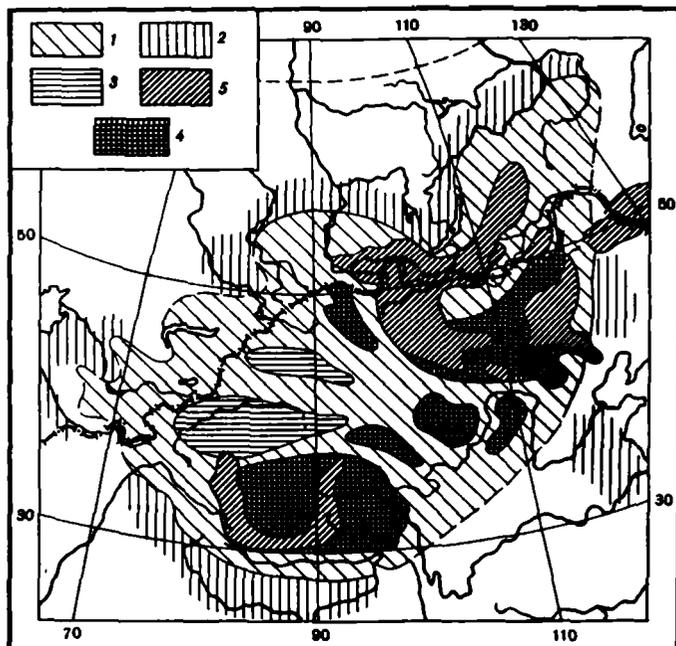


Рис. 55. Общие черты размещения полей молодых вулканитов в Центральной Азии, по И.В. Луцкичному [125]

1 — горные системы Центральноазиатского континентального мегаблока; 2 — равнины и низкие плоскогорья в обрамлении мегаблока; 3 — низкие плоскогорья внутри мегаблока; 4 — высокие плоскогорья; 5 — главные области распространения неоген-четвертичных вулканитов в Центральной Азии

поля мегаблока созданы процессами, протекающими в мантии Земли и вызывающими образование поднятий в местах ее разогрева и разуплотнения. В отличие от этих полей телеокеанические вулканические поля имеют по крайней мере косвенное, а может быть, и прямое отношение к тектоническим процессам, происходящим на периферии Тихого океана. И хотя локальные поля и здесь могут возникнуть в связи с разогревом и разуплотнением мантии и соответственно сопровождать поднятия, тем не менее их размещение в пространстве зависит от характера тектонических процессов, которые свойственны тихоокеанским окраинам.

В общем расположении вулканических полей в Центральной Азии есть еще одна характерная черта: к западу от сотого меридиана эти поля существенно сокращаются в пространственном распределении, что может быть связано с крупной глубинной ступенью, следующей вдоль вероятного меридионального разлома, проникающего в мантию Земли [125].

На Африканском континенте может быть выделено по крайней мере пять групп вулканических полей, неодинаково расположенных по отношению к геологическим структурам.

Наиболее широко известны вулканические поля, сосредоточенные в системе рифтовых впадин на востоке континента. Рифтовая система расположена здесь на своде, очерченном контурами полого залегающих мезозойских и кайнозойских отложений, из-под чехлы которых выступает древний фундамент Африканской платформы. К рассматриваемой рифтовой системе относится впадина Красного моря с ее ответвлениями на северо-западе в сторону Мертвого моря, а на юго-востоке с продолжающимися ее Аденским заливом и через так называемый Афарский треугольник Восточно-Африканскими впадинами, распадающимися на две ветви — восточную и западную. В этой системе впадин непосредственно на своде, четко выраженном на геологической карте, расположена только северная группа впадин, заканчивающаяся Аденским заливом и Афарским треугольником. Южнее продолжаются западная и восточная ветви Восточно-

Африканских впадин, в отношении которых можно располагать данными о морфологии рельефа, указывающими на существование и здесь свода, выраженного достаточно отчетливо благодаря тому, что высоты расчлененного плато достигают в этой части системы впадин высоты 2000 м и более. Таким образом, связь рифтовой системы впадин со сводовым поднятием в этом регионе тоже не вызывает сомнений.

В пределах всей системы впадин вулканические поля очень многочисленны и расположены не только на поверхности высокого плато, но в ряде случаев и во впадинах. Общий обзор этих полей и их типичных черт сравнительно недавно был представлен в связи с анализом строения древних вулканических областей южных материков в фанерозе [122], поэтому здесь нет необходимости его повторять, тем более что приведенными краткими сведениями можно ограничиться, имея в виду цели настоящей работы.

Самостоятельное положение, по-видимому, занимают обширные вулканические поля Аравийского полуострова. О них уже говорилось при рассмотрении данных о возможном продолжении на юг поперечной структуры Большого Кавказа, имеющей характер крупного глубинного разлома почти меридионального простирания, пересекающего альпийскую складчатую систему и смежные части древних платформ.

Следующую группу представляет система разобщенных современных вулканических полей на севере Африканского континента. В нее входят поля Ахаггара, Тибести и ряд других, группирующихся вдоль общей полосы более или менее отчетливо выраженного северо-западного простирания, следующей на северо-запад от Восточно-Африканской системы рифтовых впадин и прослеживаемой почти до Атласских гор и побережья Средиземного моря. В Атласских горах также имеются вулканические поля, впрочем, не очень многочисленные, принадлежащие юго-западной окраине альпийского складчатого пояса.

Наконец, особое место занимают современные вулканические поля Камеруна, в общем линейно вытянутые в северо-восточном направлении от действующего вулкана Камерун до впадины оз. Чад и в противоположном направлении от того же вулкана через систему вулканических островов Фернандо-По (Биоко. — Ред), Принсипи, Сан-Томе и Аннабон в сторону о-ва Св. Елены. Расстояние от оз. Чад до горы Камерун около 1000 км, а от последней до о-ва Св. Елены не менее 2000 км. О вероятной связи Камерунской зоны с тектоническими структурами, расположенными к юго-западу от о-ва Аннабон, ранее уже писали Ог [367], Зюсс [488], Букар [299]. По-видимому, Зюсс учитывал сведения, изложенные Пассаржем [443]. Так что эта бросающаяся в глаза зона издавна и постоянно обращает на себя внимание. Сосредоточение в ее пределах молодых вулканических пород, образование которых связано с глубокими недрами Земли, вновь заставляет подчеркивать значение разломов, пересекающих континенты и продолжающихся на смежных областях океанического дна.

На Австралийском континенте современные вулканические породы (поздний плиоцен — квартал) имеются в Отвейском бассейне, расположенном на юге Восточной Австралии. Здесь 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 постройки послужили Ольеру, Джойсу и Синглетону [438, 440, 474] 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, где вулканические породы имеют третичный возраст.

В Отвейском бассейне вулканические постройки приурочены к оси синклинальной складки, сложенной третичными отложениями, и к поднятию, расположенному на северном крыле этой синклинали [439]. Общее размещение вулканических пород следует в направлении, поперечном по отношению к системе складчатых структур Восточно-Австралийского герцинского складчатого пояса и параллельном общей ориентировке пролива, отделяющего континент от о-ва Тасмании.

Антарктический континент сравнительно мало изучен и на огромных пространствах перекрыт сплошным ледовым чехлом, но и на нем отчетливо обособляются по крайней мере два района распространения современных вулканических пород. Один из этих районов расположен на Земле Грейама, где вулканическая активность началась в мезозое и продолжалась в течение всего кайнозоя, вплоть до четвертич-

ного периода. На продолжении этого района к северу в островной гряде размещаются и действующие вулканы. Другой район занимает обширную территорию на побережье земли Мэри Бэрд [106, 107], где размещается огромное вулканическое плато. Первый район относится к зоне альпийских складчатых структур, продолжающих после перерыва, занятого дугой Сандвичевых островов, Андийские складчатые структуры Южной Америки; второй — целиком расположен в пределах древней платформы, и более точно его структурное положение не устанавливается.

Для всей системы современных вулканических полей континентов может быть указан ряд типичных особенностей. Прежде всего почти во всех случаях они принадлежат к проявлениям постепенно угасающей вулканической активности, в недавнем прошлом, в третичное время, распространенной на территориях, значительно превышающих пространства, занятые нынешними вулканическими полями. Эта черта в равной мере характерна для Кордильер Северной и Анд Южной Америки, Альпийского пояса Европы и расположенных перед его фронтом территорий, для обширных районов Центральной Азии и восточной окраины Евразии, для различных территорий Африки, особенно в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы, а также для Австралийского и Антарктического континентов. Вообще, третичные вулканические поля широко распространены и там, где позднейшие проявления вулканической активности практически отсутствуют.

Весьма разнообразны, кроме того, структурные обстановки, в которых наблюдаются современные вулканические поля на континентах. Эти поля сопровождают альпийские складчатые пояса, и их размещение зависит, по-видимому, от разных причин, в том числе от расположения крупных поперечных структур, пересекающих эти пояса и одновременно смежные части платформ или океанического дна. Современные вулканические поля располагаются в пределах континентов также перед фронтом альпийских трансконтинентальных и краевых складчатых поясов. Весьма обычно в таких случаях размещение таких полей на выступах фундамента смежных с этими поясами платформ. Эти выступы очерчиваются контурами полого залегающих осадочных толщ и в ряде случаев имеют вид пологих сводов (Нубийско-Аравийский, Рейнский и др.). В других случаях они обособляются в качестве более или менее резко очерченных блоков (например, Чешский массив). В пределах альпийских горных поясов распределение вулканических пород подчинено расположению поднятий, сопровождаемых межгорными впадинами; иногда они бывают сосредоточены и внутри впадин.

Своеобразными чертами размещения отличаются современные вулканические поля в Центральной Азии и на востоке Евразии. Здесь они тяготеют к обширному поднятому внутриконтинентальному мегаблоку, а также к восточной окраине материка, примыкающей к системе краевых морей западной периферии Тихого океана. В области уникального Центрально-Азиатского мегаблока современные вулканические поля наблюдаются преимущественно на более или менее отчетливо выраженных поднятиях, имеющих вид высоких плоскогорий или горных систем, образование которых связано, по-видимому, с процессами разогрева и разуплотнения верхней мантии Земли. Возможно, что те же причины обуславливают появление современных базальтовых полей в области, примыкающей к Тихому океану. В целом же проблема размещения современных вулканических полей Центральной Азии и востока Евразии далеко не полно изучена.

Особо следует подчеркнуть некоторые характерные черты состава современных вулканических пород на континентах. В различных структурных ситуациях здесь наблюдаются разные их ассоциации. Однако общее преобладание пород триады андезиты—базальты — риолиты хорошо известно как в трансконтинентальных, так и в окраинных альпийских складчатых поясах. Вариации количественных соотношений между этими тремя группами пород в пределах поясов значительны, но мало изучены. В отдельных участках поясов преобладают либо риолиты и того же состава игнимбриты, либо андезиты, также иногда сопровождаемые игнимбритами, либо базальты и андезито-базальты. Постоянно наблюдаются переходного ряда породы: дациты, андезито-базальты, андезито-дациты, иногда трахириолиты или трахиандезиты. Впрочем, в ряде случаев совместно наблюдаются крайние представители магматического ряда, базальты и риолиты без взаимных переходов, включающих андезиты или какие-либо породы промежуточного состава. И все же для альпийских складчатых поясов характерным можно считать постоянное присутствие ассоциаций вулканических пород, включающих андезиты. Именно

эти породы получили даже название по имени альпийского краевого складчатого пояса Анд Южной Америки, предложенное еще в прошлом столетии Бухом. Однако эти породы типичны и для трансконтинентального пояса Альп.

В пределах Альпийского пояса резко выделяется зона, следующая вдоль дуги, огибающей с востока Тирренское море. Эта зона привлекает особое внимание, так как свойственные ей ассоциации современных вулканических пород нарушают привычные стандарты триады базальты—андезиты—риолиты с характерным преобладанием на многих территориях пород риолитового ряда, подчиненным распространением базальтов и ограниченным — андезитов. На протяжении от Южной Тосканы до Неаполитанского залива расположена вытянутая в юго-восточном направлении вулканическая гряда молодых, частично действующих вулканов, местами тесно сливающихся друг с другом. Северо-западную часть этой гряды, Римский район, образуют вулканы, сложенные преимущественно пирокластическими породами, а также высококалийевыми лавами с лейцитом и санидином. Лейкократовые и кислые породы без фельдшпатидов представлены здесь трахитами, более щелочные относятся к лейцитовым трахитам, лейцитовым фонолитам с нефелином, а также к обычным для Римского района лейцитовым тефритам, иногда содержащим очень крупные кристаллы лейцита и гаюин. Очень своеобразные и в целом необычные для Альпийской складчатой области породы, среди которых есть еще и трахибазальты с лейцитом, представляют очень выразительную черту вулканических ассоциаций пород этого района.

К юго-востоку от Римского района, в окрестностях Неаполитанского залива имеются многочисленные вулканические постройки, в том числе крупный стратовулкан Везувий, сложенные преимущественно трахитами, фонолитами и лейцитовыми тефритами, а также лейцититами. В целом общая щелочная аномалия Римско-Неаполитанского региона уникальна для трансконтинентального Альпийского горного пояса. Породы необычно высокой щелочности имеются, впрочем, еще на о-ве Сардиния, где наряду с базальтами известны трахиты и фонолиты, и в Пантеллерии, где распространены типичные пантеллериты и их игнимбриты, натровые трахиты и натровые риолиты. На небольшом острове Линосе, к юго-востоку от Пантеллерии, есть еще тефриты.

В других районах Альпийского горного пояса подобные отклонения состава вулканических пород от обычного ряда базальт — андезит — риолит немногочисленны, но имеются. Так, в районе Измира — Карабуруна в Западной Турции известны выходы миоцен-плиоценовых пород, среди которых выделяются три серии [379]: 1) латит-андезит-дацит-риодацитовая известково-щелочная, 2) преимущественно щелочных риолитовых пород, 3) щелочных трахитов и щелочных риолитов в ассоциации с немногочисленными основными лавами гавайского типа. В районе Афиона—Кайсери Западной Турции среди вулканических пород наряду со щелочными трахитами, мела-трахитами, латитами установлено существенное участие типичных богатых калием лейцит-содержащих пород [393].

В горах Южной Америки, в центральной части Анд, на территории Чили, по данным Пишлера и Цейла [444], наряду с андезитами, латит-андезитами, риолитами и значительно более редкими типичными базальтами сравнительно широко распространены также щелочные риолиты. Такие же породы наблюдаются и в высокогорном плато Пуны [373, 471]. К щелочному ряду пород здесь относятся еще и оливинсодержащие латиты, иногда с титанистым авгитом. На действующем вулкане Сумако в Андах известны, кроме того, типичные тефриты с оливином, авгитом, базальтическим амфиболом и гаюином. Это, по-видимому, один из немногих, если не единственный, пункт, в котором в пределах области, непосредственно граничащей с Андийскими молодыми складчатыми структурами, распространены породы, близкие к известным в Римско-Неаполитанском регионе. Впрочем, Сумако отличается от других вулканов эквадорской группы в Андах тем, что изолирован от главной гряды горной цепи. Он возвышается над покрытой тропическим лесом равниной Амазонки [365].

Что касается Кордильер Северной Америки, то существенных отклонений в сторону повышенной щелочности вулканических пород в них практически не наблюдается. Соответствующие аномалии могут быть выявлены здесь лишь путем прослеживания вариаций состава вулканических пород по направлению с запада, от берегов Тихого океана, на восток, к равнинам Северо-Американской древней платформы. Однако такой общий характер изменений состава вулканических пород типичен также и для других альпийских горных цепей.

Действительно, перед фронтом альпийских горных сооружений Альпийско-Гималайского складчатого пояса, так же как и в аналогичной ситуации вдоль всей системы молодых горных сооружений Кордильер и Анд, следующих вдоль западного края Тихого океана, к востоку от них, во многих случаях можно наблюдать смену обычных ассоциаций с типичной триадой риолит—андезит—базальт своеобразными щелочными ассоциациями вулканических пород.

Наиболее наглядно появление разнообразных современных щелочных вулканических пород к северу от широтно вытянутого Альпийско-Гималайского складчатого пояса. На Центральном Французском массиве в группе вулканов Оверни среди серий базальт—трахит—трахиандезит, в ряде случаев сопровождаемых породами риолитового ряда, обычны фонолиты. Эти щелочные породы слагают потоки и образуют куполы, хорошо выраженные в рельефе. Извержения такого состава начались здесь в верхнем миоцене и продолжались по крайней мере до среднего плиоцена, но вполне вероятно также и в более позднее время, вплоть до четвертичного периода включительно.

Восточнее Центрального Французского массива, в пределах Рейнского свода, расчлененного системой грабен, вулканическая деятельность, начавшаяся в миоцене, в ряде районов продолжалась вплоть до плейстоцена включительно. Излияния лав дали серию пород, в том числе нефелиновые, иногда лейцитовые базальты, нозеановые и лейцитовые фонолиты, лейцитовые и нефелиновые базаниты, базальты, тефриты, трахиты, реже лейцитифиры, лейцититы, мелилитовые базальты.

Такое же разнообразие щелочных пород характерно и для Чешского массива, где в период от миоцена до плейстоцена включительно, кроме базальтов и пород, содержащих только фельдшпатоиды (лейцититов и нефелинитов), образовалась серия тефритовых пород, базанитов, фонолитов и близких к ним пород с гаюином и мелилитом. Таким образом, на огромном протяжении перед фронтом альпийского горного пояса в Европе почти от берегов Бискайского залива до Карпатской дуги на выступах эпипалеозойской платформы прослеживается прерывистая полоса распространения современных щелочных вулканических пород с лейцитом или нефелином, в основных чертах сходных с теми, которые были отмечены внутри Альпийской складчатой области в Римско-Неаполитанском регионе.

Вдоль восточного обрамления альпийских горных сооружений Северной и Южной Америки тоже во многих районах прослеживается распространение щелочных вулканических пород, однако преимущественно третичных, а не современных, т.е. угасших несколько раньше, чем их аналоги в Европе. Особенно хорошо известны вулканические породы калиевого ряда, следующие в США вдоль всего восточного края Скалистых гор от канадской границы до мексиканской. Хотя породы с повышенным содержанием щелочей имеют чаще натровый состав, тем не менее здесь много калиевых щелочных пород с лейцитом.

Повышенная щелочность пород характеризует также многие районы Центральной Азии, где распространены преимущественно базальты. Впрочем, на Тибетском нагорье на высотах 4000—5000 м располагаются вулканические постройки, сложенные молодыми андезитами, дацитами и латитами, главным образом известково-щелочного типа. Что касается Гобийской области, то в ее пределах на востоке (плато Дариганга) преобладают щелочные оливиновые базальты с относительно низким содержанием натрия и повышенным — калия, тогда как на западе, наоборот, преобладают калиевые базальты с лейцитом.

Восточнее Гобийской расположена Хинганская вулканическая область с давно известными вулканами Юнь-Холдонги в окрестностях Мэргеня, ныне называемого Нуньцзянем. Именно в этом районе впервые были установлены типичные лейцитовые базальты. Сейчас лейцитовые базальты Юнь-Холдонги отделены от их аналогов, выявленных в недавнее время на западе Гобийской области, полем щелочных базальтов натрового ряда [72]. К северу от Гобийской области и к востоку от нее в сторону Тихого океана происходит в целом общая смена щелочных базальтов натровой или калиевой специализации породами той же основности, но лишенными существенных черт щелочных пород базальтового ряда. Впрочем, возможно, что в третичное время в некоторых районах, главным образом на севере Центрально-Азиатского мегаблока, щелочность пород была более значительной [12]. В целом же общие закономерности размещения современных вулканических пород в Центральной Азии и на востоке Евразии не вполне ясны.

Исключительно своеобразен состав современных вулканических пород, сопро-

вождающих рифтовые впадины Восточной Африки. Для Эфиопского рифта и смежных плато Мор [425] указал смену миоценового траппового вулканизма с центрального типа извержениями щелочных оливиновых базальтов и гавайитов флуд-базальтами и муджиритами миоцена—плиоцена, развитыми в Афарской впадине, а затем плиоценовыми обширными излияниями щелочных кислых игнимбритов. К верхнему плиоцену — квартеру он отнес трещинные и малые центрального типа базальты и спекшиесе кислые туфы и лавы, а также немногочисленные центрального типа базальты, базаниты, тефриты, фонолиты и нефелиниты плато. Мор особо подчеркивал исключительную роль щелочных риолитов, а также резко отличающийся от преимущественно толеитовых флуд-базальтов других континентальных областей щелочной характер базальтов Эфиопии. Впрочем, на севере Афара преобладают пикритовые базальты и обогащенные железом олигоклазовые базальты, подчеркивающие толеитовую их тенденцию. В целом же весьма характерную черту вулканизма Эфиопии представляет обилие щелочных кислых пород, включающих группы комендитов и пантеллеритов.

Сравнение базальтов рифтовых впадин и плато, по данным Мора, показывает, что первые обнаруживают толеитовую тенденцию по сравнению со щелочными оливиновыми базальтами плато. Это выражается более высоким содержанием кремнезема, железа и кальция и низким — щелочей, особенно калия. Однако по сравнению с океаническими базальтами рифтовые их аналоги, как подчеркивает Мор, обогащены щелочами, особенно калием, а также титаном и, таким образом, имеют промежуточный состав между базальтами плато и океаническими.

Для рифтовой зоны, продолжающей в южном направлении Афарскую впадину, типично господство ассоциаций пантеллеритов и комендитов с базальтами при относительно ограниченной роли нефелинсодержащих пород. Еще далее на юг восточная часть Восточно-Африканской рифтовой системы на протяжении свыше 1000 км прослеживается вплоть до оз. Натрон; в ее пределах здесь наблюдаются значительные общие изменения состава пород и образуемых ими ассоциаций. Особенно характерна очень существенная роль в этом районе фонолитов, в миоцене настолько обильных, что они образовали в это время обширное фонолитовое плато. В конце третичного и в течение четвертичного периодов наряду с базальтами и базанитами здесь возникли трахитовые, фонолитовые и риолитовые преимущественно центральные вулканы и небольшие конусы. Все породы восточной ветви щелочные и богатые натрием, но среди них есть две разнородные серии: резко щелочная нефелиновая (анкаратритов—меланефелинитов—нефелинитов—фонолитов) и умереннощелочная (щелочных базальтов—трахибазальтов—щелочных трахитов — натровых риолитов). Объемы кислых и средних щелочных пород очень велики по сравнению с базальтами. Плейстоценовые вулканы обычно тяготеют к главной рифтовой зоне, но встречаются и вдали от нее.

На крайнем юге восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы в течение плейстоцена и позднее преобладали трахитовые лавы и игнимбриты. Одновременно с преимущественным формированием трахитовых и риолитовых пород в рифтовой зоне на плато из многочисленных центров изливались базальты и извергалась пирокластика. По сравнению с центральной частью рифтовой системы все эти породы менее щелочные.

Совершенно иные черты свойственны западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. Эта ветвь включает две области распространения вулканических полей. Первая расположена примерно между озерами Альберт (Мобуту-Сесе-Секо. — *Ред.*) и Танганьика, вторая — у северного окончания оз. Ньясса. В этом районе, где горные вершины достигают высоты 4500 — 5000 м, имеется три крупных вулканических поля: Торо-Анкольское на СВ, Бирунга (Буфумбира) в центре и Южно-Кивинское на ЮЗ. В Торо-Анкольском поле сосредоточены преимущественно лейцитовые и мелилитовые базальты, содержащие в ряде случаев калисилит и нефелин, резко недонасыщенные кремнеземом. В поле Бирунга, к которому относятся действующие вулканы Ньямлагра и Нирагонго, распространены калиевые лавы типа лейцитовых базанитов, натриевых мелилито-нефелиновых и калиевых нефелино-лейцитовых базальтов. В пределах Южно-Кивинского поля преобладают щелочные оливиновые базальты в сопровождении толеитовых базальтов и отчасти натрово-калиевых трахитов. Местами здесь имеются необычайно кислые риолиты с магнетитом и графитом.

На крайнем юге западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы в группе вулкана Рунгве расположены преимущественно умеренно щелочные базальты, фонолиты и трахиты, а также более резко щелочные нефелиниты.

В целом, для всей Восточно-Африканской рифтовой системы характерны следующие общие черты состава вулканических пород: во-первых, резкое преобладание щелочных пород как основных, базальтового ряда, так и кислых, представленных пантеллеритами и комендитами; во-вторых, отчетливо выраженная калиевая специализация западной ветви по сравнению с восточной, где преобладают натровые щелочные породы.

К Восточно-Африканским вулканическим полям на севере примыкают аналогичные поля, расположенные на дне Красного моря, сложенные плейстоценовыми, частично голоценовыми базальтами, отвечающими по составу оливинсодержащим толеитам. Такие породы сосредоточены преимущественно в осевой зоне Красного моря, тогда как на меньших глубинах преобладают щелочные породы базальтового ряда. Среди образцов, собранных на дне Красного моря, имеются также риолиты с щелочными роговыми обманками. Предполагается, что дно Красного моря представляет собой новообразованную океаническую кору, возникшую вследствие раздвижения смежных участков Африканского континента в той области, в которую прослеживается срединно-океаническое поднятие так называемого хребта Карлсберг.

При таком исключительном разнообразии Восточно-Африканской рифтовой системы сравнительно простым выглядит спектр современных вулканических пород Аравийского плато, где господствуют базальты и немногочисленны риолиты и щелочные породы. Впрочем, наряду с обычными базальтами здесь известны анальцимовые базальты, тешениты, а иногда и нефелиновые базальты.

Значительно больше сходных черт по составу современных вулканических пород с Восточно-Африканской рифтовой системой обнаруживают поднятия, расположенные на севере древней Африканской платформы. Сюда относятся выступы фундамента, так же как нагорье Хоггар (Ахаггар), расположенное там, где докембрийский доколь поднимается до высот 2600 м, нагорье Тибести с высотами до 3415 м (гора Эми—Куси), а также другие вулканические поля, расположенные к северу и востоку от Мурзука, в районе горы Эль-Увенайт и др. Для наиболее изученного нагорья Хоггар известно [354], что начавшаяся в миоцене вулканическая деятельность продолжалась вплоть до позднечетвертичного времени. Здесь наряду с базальтами характерно также распространение трахитов, фонолитов, в миоцене, кроме того, гавайитов, и муджиеритов. Базальты относятся к щелочному ряду, а не к толеитам; присутствуют также базаниты с анальцимом и щелочным полевым шпатом в мезостазице. Среди трахитов выделяется группа пород, содержащих арфведсонит.

В нагорье Тибести [504] современные базальты тоже принадлежат щелочной ассоциации и сопровождаются калиевыми трахиандезитами и некками щелочных трахитов, трахифонолитов и фонолитов, придающих в некоторых случаях ассоциациям вулканических пород Тибести "атакорский облик". Кроме того, наряду с базальтами в Тибести много щелочных и ультращелочных риолитовых игнимбритов с низким содержанием глинозема.

К юго-востоку от Тибести на севере Африки расположен ряд вулканических полей: Марра, Кутум, Мейдоб, Байунда и др., прослеживаемых в этом направлении вплоть до берегов Красного моря. В этих полях преобладают базальты, вместе с которыми в ряде случаев присутствуют трахиты с эгирином и рибекитом, катафоритом, арфведсонитом, близкие к сёльвсбергитам. В поле Байунды состав пород в ряде случаев отвечает базанитам, нефелиновым базальтам, а также нефелиновым гавайитам [278]. Характерно сравнительно высокое содержание окиси калия. В большинстве других полей Северной Африки также наблюдается повышенное содержание щелочей в базальтах.

Очень характерная для Африканского континента Камерунская зона, следующая от горы Камерун на северо-восток к оз. Чад, в позднечетвертичное — четвертичное время была насыщена проявлениями вулканической активности в области поднятий, сосредоточенных на юго-западе в районе Биу, близ оз. Чад и на крайнем северо-востоке близ Нгаундере. Главные типы пород здесь принадлежат щелочной базальт-трахитовой ассоциации, включающей преимущественно основные лавы (базаниты, базанитоиды, анкаратриты), сравнительно немногочисленные промежуточные разновидности пород (гавайиты, муджиериты), а также ультращелочные породы (фонолиты, комендиты, пантеллериты). На горе Камерун известны также нефелиниты, лейцититы и гаюинофиры [451]. В целом на Африканском континенте наблюдается исключительное разнообразие современных вулканических пород, далеко не всегда сопровождающих рифтовые системы, а приуроченных также к линейным зонам огромного протяжения или к локальным поднятиям.

В заключение общего обзора состава современных вулканических пород континентов несколько слов об Отвейском бассейне в Австралии, где известны третичные калиевого ряда щелочные базальты, а также о соответствующих по возрасту породах Антарктики. В Отвейском бассейне Австралии плиоцен-голоценовые базальты принадлежат к смешанной толеито-щелочной базальтовой серии вулканических пород [381] и содержат многочисленные мегакристы, которые тяготеют к щелочным лавам этой серии. В предшествующее третичное время базальтовые (нередко в сопровождении риолитов) ассоциации, которым сопутствуют фонолиты, трахиты и другие вулканические породы щелочного ряда, были распространены в Австралии значительно шире [122]. Современными являются, кроме отвейских, также трахиты и трахибазальты Северного Квинсленда, содержащие в основной массе анальцим.

Состав современных вулканических пород в Антарктике, судя по данным, характеризующим вулканические поля Земли Мэри Бэрд, существенно варьирует и включает трахиты, трахидациты, пантеллериты и риолито-пантеллериты, а также несколько более молодые трахиты и фонолиты-кенииты, переслаивающиеся с гиалокластитами и другими туфами. Наиболее молодыми являются трахиандезиты комплекса побочных извержений [107].

Хорошо известно, что в океанах современные вулканические породы широко распространены и отличаются существенным разнообразием. Впрочем, о составе этих пород можно судить преимущественно по результатам драгирования океанического дна и по данным пока еще весьма редкой сети скважин, достигших поверхности вулканических покровов или внедрившихся в их толщу на более или менее значительную глубину. В таких условиях далеко не всегда можно судить с необходимой точностью о возрасте вулканических пород. Более строгие данные могут быть получены в итоге изучения выступающих над уровнем океана островов, представляющих в большинстве случаев вершины более или менее крупных гор или поднятий, расположенных на океаническом дне.

Имеются тем не менее различного рода обобщения, основанные на интерпретации полосовых магнитных аномалий, а также на микропалеонтологических данных, позволяющих утверждать, что в пределах океанического дна современные отложения, среди которых залегают вулканические породы, сосредоточены в узкой зоне, непосредственно примыкающей к осевой зоне срединно-океанических поднятий. Во всяком случае, на общеизвестной карте Ламонтской лаборатории Калифорнийского университета [445] можно наглядно видеть, что ширина четвертичных отложений, следующих вдоль осевой зоны этих поднятий, не превышает 300 км, а включая плиоценовые отложения, — 600 км и только вместе с миоценовыми породами достигает местами 3000 км. Но даже в последнем варианте все эти поля распространения молодых постолигоценных отложений занимают немногим более трети поверхности океанического дна. Что касается предположительно новообразованной океанической коры и слагающих ее современных вулканических пород, то о них можно судить только по данным, характеризующим узкую осевую 300-километровую полосу срединно-океанических поднятий.

В пределах указанной полосы современные вулканические породы можно видеть в ряде случаев на островах, среди которых наиболее выразителен пример Исландии. Предполагается, что именно здесь можно наблюдать процесс формирования океанической коры, происходящий на наших глазах. По данным Уолкера [512], в пределах острова располагается рифтовая зона почти меридионального простирания, разветвляющаяся на юге, где она приобретает более резко выраженное юго-западное направление. Вулканическая активность в настоящее время сосредоточена преимущественно внутри этой зоны, ограниченной сбросами, обусловившими опускание ее дна примерно на 1 км с начала плиоцена.

Кроме преобладающих пород базальтового ряда, на острове распространены риолиты, куполы и лавовые тела которых составляют до 10—15% от общей массы всех вулканических пород. Так, для третичных лав восточной части Исландии Уолкер [511, 512] указывал объем кислых лав 8% плюс 6% пирокластики, включающей более половины кислых пород. И хотя Тораринсон [492] предполагал, что их значительно меньше (3—5%), тем не менее Сигурдсон и Спаркс [473] вновь подтвердили цифры Уолкера, отметив распространение вулканических пород в Исландии в следующем соотношении: базальтов — 85%, риолитов — 12%, средних пород — 3%. Кислых пород особенно много в центральных вулканических комплексах, где они ассоциируют с выбросами гранитных ксенолитов, содержащихся в риолитовых пемзах. В целом же, достаточно взглянуть на

геологическую карту Европы [380], чтобы оценить роль кислых пород в строении Исландии и понять глубину тех затруднений, которые постоянно будут возникать при попытке объяснить их появление кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы. К тому же следует иметь в виду, что среди риолитов Исландии преобладают породы нормального ряда, не перенасыщенные щелочами, и лишь в сравнительно немногих из них обнаруживается повышенное содержание щелочей, в связи с чем они могут быть названы комендитами или пантеллеритами. Об этом можно судить не только по многочисленным анализам, помещенным в сводке Вольфа [537, Bd. 2, T.2, с. 945–946 и 948–951], но также и по другим работам [472, 473]. Нынешнее стремление подчеркнуть исключительное значение ультращелочных риолитов в строении Исландии и других океанических островов предлагает исследователям одностороннее представление о роли кислых пород океанов, далеко не отвечающее действительности. Этих пород оказывается достаточно много [120], как мы увидим дальше, они представлены преимущественно породами нормального, а не щелочного или ультращелочного ряда.

Обычно предполагается, что Исландия с ее рифтовой системой может рассматриваться как область океанического дна, сравнительно недавно приподнятая над водной поверхностью и принадлежащая осевой зоне срединно-океанического поднятия. В таком случае вулканические породы рифтов Исландии должны быть отнесены к эталонам, иллюстрирующим особенности состава современных вулканических образований океанического дна. Между тем для базальтовых лав рифтовой зоны Исландии отнюдь не характерно низкое содержание K_2O , что считается типичным для базальтов океанического типа [342]. Нередко содержание K_2O в базальтах Исландии оказывается больше даже 1%; снижение его до значений меньше 0,25% может быть отмечено далеко не часто. Вместе с тем сравнительное обилие андезитового ряда пород, свойственное вулканическим сериям Исландии, не считается типичным для аналогичных пород океанического дна. Поэтому приходится констатировать, что вулканические породы острова не отвечают примерам, указанным Энгелями [342], считающими характерной чертой океанических базальтов низкое содержание в них калия. Таким образом, свойственные Исландии андезиты и базальты с относительно высоким содержанием окиси калия составляют существенную отличительную черту.

Непосредственное изучение базальтов рифтовой зоны Срединно-Атлантического поднятия на $36^{\circ}50'$ с.ш. [298, 371, 432] выявило здесь распространение оливиновых, плагиоклазовых, пироксеновых и пикритовых базальтов с несколько варьирующим содержанием глинозема, окиси калия и двуокиси титана. Так, в оливиновых базальтах при содержании глинозема менее 16% K_2O содержится около 0,2%, TiO_2 — от 0,8 до 1,5%. Среди плагиоклазовых базальтов в одной группе пород отмечено высокое содержание глинозема (более 21%), низкое — TiO_2 (менее 0,8%) и K_2O (менее 0,15%), в другой — Al_2O_3 — менее 17%, K_2O — более 0,2% и TiO_2 — около 1%. В пироксеновых базальтах глинозема менее 16%, TiO_2 — от 0,8 до 1,0% и K_2O — более 0,2%. Пикритовые базальты содержат менее 14% глинозема, менее 0,6% TiO_2 и менее 0,1% K_2O . Возраст всех этих базальтов менее 120 тыс. лет.

Более широкое исследование состава вулканических пород океанического дна, собранных в результате драгирования, показало [342, 431], что среди них преобладают базальты толеитового ряда, преимущественно бедные K_2O . Впрочем, эти данные характеризуют не только область современных вулканических пород осевой рифтовой зоны срединно-океанических поднятий, но и районы, удаленные от этой зоны. Итоги бурения океанического дна подтверждают эти представления, хотя тоже касаются главным образом вулканических пород относительно древних, т.е. поздние или раннетретичных базальтов. Считается, что в целом базальтовые лавы океанического дна отличаются содержанием кремнезема в пределах 48,5–50,5%, TiO_2 — 0,9–1,6% и K_2O — менее 0,3%.

Результаты драгирования океанического дна за пределами рифтовой зоны срединно-океанических поднятий, судя по имеющимся сведениям, согласуются с такими представлениями. Однако эти сведения характеризуют те участки океанического дна, для которых далеко не всегда можно располагать убедительными данными о возрасте вулканических пород, в большинстве случаев древних, а не современных. Все же состав этих пород не вполне однороден. Детальное изучение базальтовых стекол, собранных на дне Атлантического океана, выявило определенные вариации их состава. Именно в этом океане можно располагать наиболее полными данными, указывающими на возможность разделения базальтов океанического дна на две группы по

соотношению Ti/K, K/Mo, Na/Al, Ca/Al и других компонентов. С увеличением железистости породы обогащаются щелочами, кремнеземом, титаном и обедняются магнием, глиноземом, кальцием. В итоге обособляются две группы пород, одна из которых занимает центральную часть Срединно-Атлантического поднятия, вторая – расположена за ее пределами [44].

Наиболее точные материалы, характеризующие состав самых молодых, действительно современных вулканических пород океанического дна, могли бы быть получены в итоге изучения островов, расположенных на срединно-океанических поднятиях. Однако эти острова обычно рассматриваются как результат деятельности вулканов центрального типа, как бы насаженных на океаническое дно, в пределах которого преобладающим типом вулканических пород считают толеитовые базальты с низким содержанием K_2O . Эта система построений явно непоследовательна, так как для обоснования однородности состава толеитов океанического дна приходится прибегать к сопоставлению молодых пород осевой рифтовой зоны срединно-океанических поднятий с заведомо более древними их аналогами, расположенными за пределами этой зоны. Тем не менее такими построениями подтверждаются предпологаемое перемещение в сторону континентов нарождающейся в осевой рифтовой зоне молодой океанической коры. Независимо от высказанных общих соображений, обзор современных вулканических пород осевой рифтовой системы срединно-океанических поднятий, начатый с Исландии, необходимо продолжить, чтобы показать, в частности, насколько сложен состав собственных этой зоне современных вулканических пород.

Прежде всего обратимся к островам, расположенным на Срединно-Атлантическом поднятии к югу от Исландии. Ближайшей является группа **Азорских островов**, где имеется ряд действующих вулканов: Файял, Пико, Сен-Джордж и др. За исключением самых западных о-вов Флорес и Корво, ориентированных вдоль меридиональной зоны, остальные островные гряды следуют в ССЗ направлении поперек Срединно-Атлантического поднятия [468]. Молодые лавы различных островов сходны между собой и представлены в кислом ряду трахитового типа породами, а в наиболее основных проявлениях – мадейритами (меланократовые эссекситы) и атлантидами (трахидолериты с нефелином). Базальты тоже имеют щелочной характер (трахибазальты и эссекситовые базальты). Выделяются единичные случаи распространения щелочных пород с относительно высоким содержанием калия (оливиновые долериты и базальты с щелочным полевым шпатом на о-ве Сан-Мигель). В остальном же породы отличаются более высоким содержанием натрия. Их разнообразие определяется присутствием наряду с оливиновыми долеритами, анамезитами, оливиновыми базальтами, базальтами (обычными и плагиоклазовыми) также эссекситовых габбро, биотит-роговообманковых эссекситов, трахитовых обсидианов, эгириновых и катафоритовых трахитов и натровых и роговообманково-эгириновых санидинитов. Таким образом, общий облик натриевого щелочного типа ассоциации пород вырисовывается достаточно отчетливо как по химическим анализам, так и по минералогическим данным. Впрочем, имеются указания [469] на более существенную, чем ранее отмечалось, роль калиевых пород на Азорских островах. Следует еще отметить присутствие среди эксплозивных выбросов глыб сиенитов, указываемых на о-вах Сан-Мигель, Файял и Грациоза [289], а также комендитов и пантеллеритов на о-ве Терсейра [469]. На берегах о-ва Санта Мария известны также глыбы гранитов и гнейсов, которые, как предполагают, были перенесены сюда айсбергами с севера, хотя не исключена возможность их местного происхождения.

Совершенно необычным выглядит появление ультраосновных пород в осевой зоне Срединно-Атлантического поднятия на крохотном о-ве Сан-Паулу, где выступают скалы рассланцованного верлитового дунита, состоящего главным образом из оливина с 9% FeO и содержащего авгит. Скалы дунита возвышаются над водной поверхностью всего на 60 м. Предполагается, что они расположены в пределах обширного подводного поля гипербазитов, представляющих в этом районе нечто сходное с выходом на поверхность мантийного слоя Земли. Истинная природа и точный возраст этих дунитов все еще не ясны, хотя несомненно, что они не относятся к ряду современных образований.

Значительно южнее, уже в южных широтах, в 90 км западнее осевой зоны Срединно-Атлантического поднятия, расположен о-в Вознесения. Впервые изученные Дэли [332] кислые и основные породы острова, по более поздним данным [289],

лишь в малой степени представлены базальтами. Названные так Дэли, эти породы оказались преимущественно гавайитами с нормативным андезитом. Большинство темноокрашенных пород по химическим анализам отвечают муджиеритам или бенморитам. Многочисленные куполы и лавовые потоки на острове представлены преимущественно кислыми породами, умеренно перенасыщенными щелочами, и по составу отвечают комендитам, образующим лавы и пирокластические отложения. В агломератах на острове встречаются глыбы гранита и сиенита. Граниты содержат кварц, пертит, эгирин, арфведсонит и энigmatит. Дэли предполагал, что ксенолиты кислых пород происходят из сиалического фундамента, но Редер и Кумбс [463] рассматривают их как субвулканические эквиваленты вулканических пород.

На юге Атлантического океана, в пределах срединного поднятия расположены также о-ва Тристан-да-Кунья, на которых известны полевошпатовые базальты, бронзитовые андезиты, трахиандезиты и трахибазальты, трахиты, а также фonoлитовые туфы. В лавах отмечены включения гнейсов [11, 353]. Южнее Тристан-да-Кунья на срединном поднятии размещается небольшой о-в Гоф, где известны андезитовые базальты [405], а на крайнем юге Атлантики — о-в Буве, вулканические породы которого более разнообразны. Здесь наряду с базальтами, содержащими нормативный кварц, переходящими в гавайиты, а также трахитами, имеющими состав бенморитов, есть риолиты, содержащие щелочной полевой шпат (анортотлаз или санидин), кварц, эгирин-авгит, бурый амфибол, арфведсонит, апатит, лимонит и стекло. В ассоциации с перенасыщенными натрием риолитами наблюдаются обсидианы с фенокристаллами анортотлаза и иголочками зеленого пироксена [289]. Химические анализы указывают на принадлежность щелочных риолитов к ряду комендитов [286, 304].

Следуя далее вдоль срединно-океанического поднятия, вулканические острова можно встретить уже в Индийском океане. Очередные острова на этом поднятии — это Крозе, Новый Амстердам и Сен-Поль, где главную группу пород представляют базальты. Однако на о-ве Сен-Поль вулканическая деятельность началась извержениями кислых лав (риолитоидов, по Лакруа), состоящих из основной массы иголочек ортоклаза, иногда образующих сферолиты, и кристаллов тридимита. Над риолитами залегают долериты, а затем базальты. Лакруа указывает, кроме того, жилы сакалавита — базальта с высоким содержанием кварца (до 10%). Изученные М. Жиро с соавторами [356] базальты, как выяснилось, существенно отличаются от типовых океанических толеитов. В них иные, чем в толеитах океанов, отношения Al_2O_3/CaO и FeO/MgO и Sr^{87}/Sr^{86} (0,7041—0,7065), а содержание K_2O — от 0,30 до 1,90.

К югу от этих островов расположен архипелаг Кергелен, где, помимо базальтов, достаточно строго выявлено [436] распространение кислых пород, причем не только риолитов, но и типичных гранитов. Архипелаг Кергелен смещен к югу от оси срединно-океанического поднятия, как предполагается, почти симметрично по отношению к скрытому под водами океана Брокенскому поднятию. По поручению французской комиссии по исследованию Антарктики в течение 1960—1965 гг. Мужье изучал архипелаг и составил геологическую схему островов, основанную на данных съемки масштаба 1:200 000. На этой схеме в районе п-ова Райе-дю-Бати на крайнем юго-западе Кергелена показан крупный массив зернисто-кристаллических пород, слегка удлинённый в СВ направлении и имеющий протяжение около 25 км при наибольшей ширине примерно 15 км. Обычный состав этого массива отвечает, по данным Мужье, лейкократовым сиенитам с варьирующим содержанием кварца, достигающим 30% и обуславливающим их переходы к типичным гранитам. Количество железо-магнезиальных пород в среднем равно 5,2%. Массив занимает секущее положение по отношению к вмещающим базальтам; местами в нескольких метрах от контакта наблюдаются инъекционные жилы аплита. Таким образом, Мужье подтвердил известные ранее данные о распространении на п-ове Райе-дю-Бати гранитов, на что в 1924 г. впервые указал Лакруа по сборам По (в работе Лакруа дан первый химический анализ биотитового граната из этих мест), позднее эти данные приводились в работах Обераде-ла-Рю и других исследователей.

Хотя в совместных публикациях 1973 г. Мужье привел средний состав пород массива по 19 анализам, отвечающий щелочному кварц-содержащему сиениту, и отметил, что эти анализы на тройной диаграмме кварц—ортоклаз—альбит по содержанию квар-

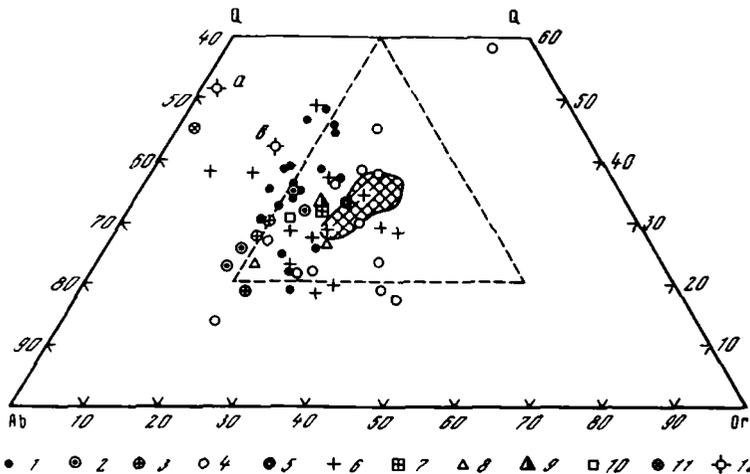


Рис. 56. Тройная диаграмма кварц-ортоклаз-альбит для риолитов и гранитов срединноокеанических поднятий

Исландия: 1 — риолиты, 2 — их средний состав, 3 — граниты; Кергелен: 4 — риолиты, 5 — их средний состав, 6 — граниты, 7 — их средний состав; остров Вознесения: 8 — риолитовые обсидианы, 9 — гранитные включения в агломератах; о-в Пасхи: 10 — риолитовые обсидианы (средний состав); 11 — средний состав плагиигранита по [337]; 12 — экспериментальные выплавки (10%) из толеитовых базальтов (а) и из базальтов Килауза (б) по [478]. Все анализы рассчитаны на 100%-ный безводный состав. Заштрихована область, отвечающая 90% 500 континентальных гранитов

ца не достигают поля 500 континентальных гранитов, по Татлу и Боуэну, тем не менее эти построения не согласуются с данными, опубликованными Нужье ранее в итоговой фундаментальной работе [436]. Определение нормативного состава гранитов массива п-ова Райе-дю Бати показывает, что почти в 30% известных сейчас химических анализов пород содержание кварца равно или существенно превышает 30%, иногда достигая 44%. Указанные в том же фундаментальном труде щелочные микрограниты п-ова Лоранш содержат около 30% кварца, т.е. лежат, как и граниты Райе-дю-Бати, на тройной диаграмме кварц-ортоклаз-альбит (рис. 56) близ поля континентальных гранитов Татла-Боуэна. Таким образом, после детальных исследований Нужье стало очевидным распространение на о-ве Кергелен гранитов в преимущественно сиенитовом массиве огромного размера (около 300 км²) на п-ове Райе-дю-Бати, а также в виде небольших тел на п-ове Лоранш.

Общая картина распространения гранитов Кергелена существенно дополняется данными о роли здесь пород риолитового ряда. Хотя в целом господствующим типом пород на Кергелене являются базальты, отчасти трахиты, тем не менее на п-ове Лоранш имеются многочисленные выходы риолитов. На диаграмме кварц-ортоклаз-альбит приведенные Нужье анализы риолитов тоже тяготеют к полю континентальных гранитов (см. рис. 56). Среди зернисто-кристаллических пород острова в различных его участках известны монзониты, диориты, габбро, обычные и нефелинсодержащие, а также нефелиновые сиениты; среди вулканических пород, кроме базальтов и трахитов, есть также феолиты, дациты и андезиты.

Представляют интерес данные изучения отношений Sr^{87}/Sr^{86} , показывающие, что, по Нужье, они равны для кварцсодержащих сиенитов Кергелена от 0,7058 до 0,7072. Особо следует отметить, что среди сиенитов и гранитов Кергелена пород с содержанием щелочей, превышающим глинозем, т.е. собственно щелочных пород, около 27%, среди риолитов — не более 30%. Таким образом, и здесь подобно тому, как в Исландии, типичные щелочные кислые породы отнюдь не являются преобладающими, хотя Нужье относит большинство из них к щелочному ряду. Речь может идти о принадлежности этих пород к щелочному ряду лишь в том смысле, что в них преобладают щелочные полевые шпаты, хотя нет избытка щелочей по отношению к глинозему. Среди многочисленных химических анализов базальтов в работах Нужье и других исследователей нет низкокальциевых пород. Все они содержат около 1% и более K_2O . Базальты с содержанием окиси калия ниже 0,5% вообще отсутствуют.

Восточное продолжение системы срединно-океанических поднятий на огромном протяжении лишено островов, и только в Тихом океане к северу от 30° южной широты впервые вновь появляется остров, расположенный почти непосредственно на срединно поднятии. Это небольшой о-в Пасхи (около 160 км^2), сложенный преимущественно гавайитами и немногочисленными потоками базальтов, а также муджиеритами и бенморитами. Имеются, кроме того, трахиты, образующие небольшие куполы, и риолитовые обсидианы, сосредоточенные главным образом во втором по величине вулкане острова (одном из трех). Обсидианы встречаются в виде небольших потоков и неопределенной формы тел брекчиевидного строения. Бейкер [288] считает, что общее количество риолитов не превышает 1% объема острова. Бейли и Макдональд [286] определили по данным трех анализов несколько повышенную щелочность обсидианов, устанавливаемую по присутствию нормативного акмита. Между тем прежние химические анализы Бенди [290] и Лакруа [403] указывают на принадлежность обсидианов к породам нормального, а не щелочного ряда. Средние содержания по семи анализам [39] подтверждают этот вывод. Средний состав базальтов о-ва Пасхи, вычисленный Г.С. Горшковым по химическим анализам, показывает, что эти породы не принадлежат низкокалийевому ряду пород. Среднее содержание K_2O в них составляет 1%.

Заканчивая на этом обзор современных вулканических пород на островах срединно-океанических поднятий, следует подчеркнуть значительное разнообразие этих пород, варьирующих от базальтов до риолитов через промежуточные звенья, представленные в ряде случаев андезитами, трахитами, дацитами, а иногда и другими породами, имеющими специальные названия, такими, как гавайиты, бенмориты, муджиериты и т.д. Характерно почти повсеместное отсутствие низкокалийевых базальтов, хотя считается, что по крайней мере на некоторых из этих островов современные базальты лишь недавно выступили из-под океанических вод на поверхность, как, например, в Исландии. Лишь для немногих пунктов удастся показать распространение таких низкокалийевых базальтов на срединно-океанических поднятиях, что, в частности, отмечено для случая с бурением на Срединно-Атлантическом поднятии близ $36^{\circ}50'$ с.ш. Важную черту рассматриваемых вулканических пород представляет значительное распространение на островах срединно-океанических поднятий риолитов преимущественно нормального, а не щелочного ряда, сопровождаемых в отдельных случаях гранитами. Сейчас, в частности, после работ Нужье, подтвердившего данные своих предшественников — Лакруа и Обера-де-ла-Рю, присутствие гранитов на некоторых островах, в том числе на Кергелене, установлено минералогическими и петрохимическими исследованиями, а также непосредственным картированием. Граниты известны совместно с габбро в штоках, пластовых телах, а также в ксенолитах некоторых вулканических пород Исландии [297]. Они имеются также на о-ве Вознесения, где их глыбы присутствуют в вулканических агломератах. Таким образом, вырисовывается весьма своеобразное строение островов срединно-океанических поднятий, совсем не отвечающее представлению о типичном для этих поднятий, в которых формируется молодая океаническая кора, толеитовом базальтовом низкокалийевом вулканизме.

Теперь, после приведенного краткого обзора, уместно рассмотреть особенности состава вулканических пород на островах, расположенных за пределами зоны срединно-океанических поднятий. Здесь следует, по-видимому, различать по крайней мере четыре группы островов. Во-первых, речь может идти о тех вулканических островных группах, которые подобно Гавайской гряде прослеживаются на огромном протяжении в центре океана, как бы продолжая со смещением линейную островную гряду Лайн, сменяющуюся на юго-востоке о-вами Туамоту. Именно эту гряду Менард в первых своих построениях включал в систему срединно-океанических поднятий. Сейчас наибольшее внимание обычно привлекает лишь Гавайская гряда как опорная в представлениях о горячих точках, или пятнах, тектоники плит и отражающая предполагаемое движение Тихоокеанской плиты. Во-вторых, необходимо иметь хотя бы самое общее представление об островах, расположенных внутри океанических плит вдоль так называемых трансформных разломов или иных родственных им структур. В-третьих, к следующей группе относятся острова, тяготеющие преимущественно к крайним зонам океанических плит, граничащих либо с атлантическими берегами, либо с островными дугами тихоокеанского типа. В-четвертых, совершенно самостоятельную группу представляют острова, входящие в систему островных дуг.

Прежде всего о первой группе островов, пример которой дает Гавайская гряда. В этой гряде северо-западного простирания, как известно, крайний юго-восточный остров представлен действующими вулканами Мауна-Лоа и Килауэа, возвышающимися над океаническим дном примерно на 9000 м. Исследование вулканических пород Гавайской гряды привело к выводу о все более и более древнем их возрасте по мере смещения в северо-западном направлении, т.е. по мере удаления от действующих вулканов. Именно это обстоятельство дало основание для разработки концепции горячей точки, устойчиво расположенной в месте, где сейчас находится о-в Гавайи с его действующими вулканами. Соответственно предполагается, что островная гряда представляет след воздействия мантийного плюмажа на движущуюся в северо-западном направлении Тихоокеанскую плиту. Что касается состава пород гряды, то он лучше всего изучен на примере о-ва Гавайи, где преобладают базальты, наряду с которыми присутствуют андезиты, трахиты и пикритовые базальты. На о-ве Мауи, к северо-западу от Гавайи, распространены нефелиновые и пикритовые базальты, андезиты, лимбургиты; на о-ве Оаху — базальты, нефелино-мелилитовые и мелилитовые базальты; на о-ве Кауаи — базальты, пикритовые базальты, нефелино-мелилитовые базальты; на о-ве Ниихау — лабрадоровые оливиновые базальты. Все эти породы очень разнообразны по химическому составу, вследствие чего наблюдается общий сильный разброс фигуративных точек на диаграмме Заварицкого с отклонением в наиболее кислых разновидностях пород в сторону высокого содержания в них щелочей.

Некоторым дополнением к тому, что сказано о Гавайской гряде, может служить пример о-ва Питкэрн, расположенного на юго-востоке островной группы Туамоту, в том месте, где она почти примыкает к Восточно-Тихоокеанскому срединному поднятию. Этот небольшой островок размером 2 X 4 км при высоте около 350 м сходен по составу пород с о-вом Пасхи, от которого он находится сравнительно недалеко. Лавы здесь имеют состав, по данным Бейкера [289], от щелочных базальтов через гавайиты, муджиериты и бенмориты до трахитов, включая некоторые щелочные их разновидности. Имеются сведения об эгириин-фаялитовых трахитах и о пантеллеритовых трахитах, наряду с которыми в глыбах встречаются кислые породы типа пехштейнов, а также стекловатые породы с редкими кристаллами анортоклаза, оливина и авгита. Кармишель [313] приводит химический анализ образца повышенной щелочности с 1% нормативного акмита. Порода содержит много глинозема и относительно бедна кремнеземом по сравнению с риолитами о-ва Пасхи. По Макдональду, здесь есть пехштейны, принадлежащие типу комендитовых трахитов.

Острова Товарищества, расположенные близко к о-вам Туамоту, отличаются разнообразием щелочных вулканических пород, наряду с которыми на Таити в жерле вулкана имеются нефелиновые сиениты и монцониты, эссекситы, микрогаббро и верлиты, а в жилах — тингуаиты, мончикиты и камптониты. Собственно вулканические породы на Таити — это преимущественно базальты, а также фонолитовые трахиты, фонолиты и гаюинсодержащие излившиеся породы. Имеются также пикритовые базальты. Базальты, нефелиниты и фонолиты известны и на о-вах Кука.

Сравнительно мало известно о вулканических породах второй группы, следующих трансформным разломам и другим аналогичным структурам. Наиболее нагляден пример группы о-вов Ревилья-Хедо, расположенных на разломе Клариион примерно в 200 км к западу от осевой зоны Восточно-Тихоокеанского срединного поднятия, скрывающегося в этом районе под Северо-Американским континентом [307]. На о-ве Сокорро из этой группы известны излияния базальтовых лав и эксплозии, сопровождавшиеся образованием трахитовых или пантеллеритовых куполов [306]. Почти 90% острова образуют "натровые риолиты", включающие обычные и кварцсодержащие трахиты и пантеллериты. Остальные породы — щелочные базальты, переходные к толеитам, обычные щелочные базальты и трахибазальты. Средние породы с содержанием кремнезема 51,8 до 63,8% отсутствуют. В пантеллеритах кремнезема 68,91%.

В 50 км к северу от Сокорро находится о-в Сан-Бенедикто, где тоже имеются трахитовые куполы и пирокластические конусы, из которых самый молодой образовался в 1952 г. Наиболее распространенными породами здесь являются натровые трахиты, среди которых есть комендитовые разновидности с 65% SiO₂ [452]. На подводном хребте, продолжающем остров на север, драгированием установлены, кроме того, гавайиты, муджиериты и щелочные базальты.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные примеры о-вов Сокорро и Сан-Бенедикто, так же как и о-ва Питкэрн в группе Туамоту, могут считаться одновременно иллюстрацией к тому, что известно о срединно-океанических поднятиях. Все эти три острова расположены в сравнительно небольшом удалении от осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, и, таким образом, состав свойственных им пород характеризует в значительной мере также эти структуры, а не только трансформные разломы и внутри-океанические островные гряды.

Третья группа островов разнообразна по особенностям состава современных вулканических пород. Вдоль восточных берегов Тихого океана эти породы есть на о-ве Гваделупа, расположенном близ Калифорнии. Рядом с островом была пробурена экспериментальная скважина "Мохоул", вскрывшая на глубине 3566 м толеитовые базальты с низким (0,2%) содержанием K_2O . На самом острове известны оливиновые базальты, которые Г.С. Горшков [39] считал близкими к гавайитам и муджиеритам, а также трахиты.

На крайнем юге восточной окраины Тихого океана в группе о-вов Хуан-Фернандес распространены оливиновые базальты, частью бедные оливином плагиоклазовые базальты, наряду с которыми имеются нефелиновые базаниты, тефритовые базальты, натровые трахиты и кератофиры. К северу расположены о-ва Сан-Фелис и Сан-Амброзио, лавы которых представлены нефелиновыми базанитами и тефритами; на островах есть также палагонитовые туфы, содержащие включения трахитов. Оба острова размещаются непосредственно к югу от подводного хребта Наска, на котором ранее были найдены глыбы гранита, как первоначально предполагалось, представляющие продолжение гранитов и аляскистов, развитых на континенте в Перу. Между рассмотренными южными и северными островными группами на востоке Тихого океана расположены Галапагосские острова с типичным для них большим разнообразием современных вулканических пород. Предполагается, что острова сложены преимущественно толеитовыми базальтами с "шапкой" щелочных пород [37]. Среднее содержание K_2O в толеитах здесь 0,4%. Известны, кроме того, оливиновые базальты с 0,8% K_2O и трахиты, а также андезито-базальты и палагонитовые туфы.

Восточная часть Тихого океана охватывает островные дуги, не представляющие интереса в связи с обзором внутриокеанических островов, поэтому следует далее продолжить анализ данных, характеризующих вулканизм краевых зон океанических плит, граничащих с берегами атлантического типа. Что касается островных дуг, то о них еще будет сказано.

Смежные с Тихим океаном районы распространения вулканических пород на островах, тяготеющих к атлантическим берегам, относятся прежде всего к территории Индийского океана. На Сейшельских островах граниты и гнейсы, подобные мадагаскарским, известны с давних пор, поэтому вполне вероятно продолжение в направлении этих островов древнего кристаллического фундамента, аналогичного выступающему на Мадагаскаре. Что касается Маскаренских островов, то там картина иная. На о-вах Реюньон, Маврикия и Родригес сосредоточены молодые базальты лабрадоровые, оливиновые (океаниты, по Лакруа), частично базанитоидные (о-в Родригес). На Реюньоне имеются фолонитовые трахиты и породы, близкие к муджиеритам, а также авгитовые андезиты и пантеллериты; здесь, кроме того, есть жилы и интрузивные залежи состава, варьирующего от кварцевых сиенитов через габбро до перидотитов. Особо следует подчеркнуть возникшую сейчас неясность, связанную с тем, что на международной геологической карте Африки [283], опубликованной под ред. Шубера и Фор Мюре, на о-ве Маврикия показаны докембрийские метаморфические породы ближе неопределенного возраста, к которым, по существу, отнесены дочетвертичные базальтовые лавы. Какие основания для утверждения докембрийского возраста этих пород, т.е. принадлежности к древнему кристаллическому основанию, неясно.

Значительно более разнообразны данные о современных вулканических породах островов Атлантики, расположенных вдали от срединно-океанического поднятия и тяготеющих к берегам атлантического типа. Прежде всего следует упомянуть о-в Св. Елены, в отношении которого, впрочем, не может быть уверенности, что имеющиеся там вулканические породы относятся к современным образованиям. Здесь известны сильно эродированные вулканические постройки, сложенные базальтами

с оливином или без него, а также многочисленные дайки аналогичного состава и лавы трахитов и фонолитов. К северо-востоку, близ берегов Африки в Гвинейском заливе несомненно современные вулканические породы о-вов Фернандо-По (Биоко — Ред.), Принсипи, Сан-Томе и Аннабон расположены вместе с о-вом Св. Елены вдоль единой зоны, пересекающей дно океана и континента, о чем речь уже шла на предыдущих страницах. На о-ве Сан-Томе вулканический конус поднимается до высоты 2142 м. Остров сложен базальтами, наряду с которыми имеются трахидолериты и трахиты, содержащие эгирин. Базальты выступают и на о-ве Фернандо-По (Биоко), где высоты достигают 2850 м. Лавы этих островов отличаются от тех, которые типичны для расположенного на берегу Гвинейского залива вулкана Камерун с его полевошпатовыми базальтами, гаюинофирмами, лейцититами, нефелинитами и тому подобными породами.

Следуя далее на север вдоль восточного побережья Атлантического океана, можно видеть сложную группу о-вов Зеленого Мыса, где имеется действующий вулкан Фого с лавами и пирокластическими породами фельдшпатоидного облика, преимущественно нефелинитами и лимбургитами. Наряду с базанитами (нефелиновыми базальтами), лейцитовыми нефелинитами, тефритами и фонолитами здесь есть анкаратриты и мелилитовые породы, а в дайках также ийолиты, в общем — серии пород, которые считают сходными с известными в районе Киву Восточно-Африканской рифтовой системы. На других островах Зеленого Мыса есть только угасшие вулканы. При общем строении, отвечающем серии фонолитово-трахитовых пород, разделенных основными лавами, наблюдаются различные вариации состава вулканических пород, хотя преобладают фонолиты, трахиты, нефелиновые тефриты, нефелиновые базаниты и базальты, лимбургиты, трахибазальты, нефелиниты и лейцититы, а также лавы, богатые гаюином. В эродированных постройках о-вов Сан-Винсент и Сантьяго есть глубинные изверженные породы: щелочные граниты, сиениты, фойяиты, эссекситы, тералиты и оливиновые габбро.

На Канарских островах, где есть много действующих вулканов, выделяется своими размерами вулкан Пико-де-Тейде на о-ве Тенерифе (высота 3713 м). Лавы исторических извержений этого вулкана представлены гиалоандезитами, гиалотрахитами, фонолитами и обсидианами — фонолитовыми и риолитовыми. Такие же лавы на других действующих вулканах — преимущественно оливиновые или плагиоклазовые базальты [312]. История развития вулканической активности на Тенерифе и состав продуктов его извержений изучены Араньей [281, 282], а возраст пород — палеомагнитными методами Каррачедо [314]. Исследования показали, что в интервале времени 0,69—3,0 млн. лет на Пико-де-Тейде изливались базальтовые лавы, наряду с которыми позднее формировались фонолиты и трахиты. На других островах состав пород преимущественно базальтовый или трахибазальтовый; на о-ве Пальма эти породы прорваны штоками и жилами эссексита, нефелинового сиенита, монцонита, а также жилами камптонитов и бостонитов. Свообразными чертами отличается о-в Гран-Канария в группе Канарских островов. Позднетретичные и четвертичные лавы здесь представлены нефелинитами и щелочными базальтами, залегающими на серии базанитов, анкарамитов и тефритов, ниже которых, отделяясь перерывом от вышележащих пород, располагается мощная серия миоценовых кислых пород. Хотя кислые породы острова относительно древние, тем не менее их присутствие симптоматично и заслуживает внимания в связи с общим обзором вопроса о кислых породах океанов. Бейкер [289] указывает, что позднемиоценовые кислые породы распадаются на три группы. Нижняя состоит из лавовых потоков и игнимбритов субщелочного риолитового состава. Средняя — из комендитовых и пантеллеритовых игнимбритов. Верхняя — из трахитовых и фонолитовых игнимбритов. Таким образом, снизу вверх по разрезу щелочность пород возрастает. Отмечается разрыв между базальтами, содержащими до 54% кремнезема, и кислыми породами, в которых он превышает 67%.

Для всей группы Канарских островов Каррачедо [314] предложил использовать концепцию "горячей точки" и перемещающейся к востоку плиты, исходя из представлений о наиболее молодом возрасте (0,75 млн. лет) о-ва Хиерро на западе и постепенном "удревнении" островов, расположенных восточнее. Поэтому он определил возраст о-ва Ланцерот (самого восточного в этой группе) равным 19,0 млн. лет и, таким образом, построил общую схему перемещения плиты. Однако при таком истолковании

общих соотношений возникают различные затруднения. Во-первых, система островов не линейна, во-вторых, на Ланцероте крупнейшее извержение с лавовыми излияниями произошло в историческое время, в 1730–1736 гг., а позднее, в 1824 г., — меньшей силы.

Более существен вопрос об отношении островов к Африканской платформе. Это в равной степени касается как Канарских, так и о-вов Зеленого Мыса. Размещение тех и других близ края этой платформы у берегов континента, вероятно, указывает на их непосредственную связь и единство структурного основания, чему косвенным подтверждением служат данные о залегании в основании разреза о-ва Гран-Канария кислых пород и об их распространении также на других островах, хотя и в более ограниченных количествах. О том же свидетельствует близость состава вулканических пород о-ва Фого к аналогичным породам провинции Киву на востоке Африканского континента. Следует также иметь в виду наличие щелочных гранитов и сиенитов на некоторых о-вах Зеленого Мыса.

Расположенный еще далее на север о-в Мадейра сложен преимущественно базальтами, частично имеющими четвертичный возраст. На острове есть также трахиты, трахидолериты, трахибазальты, мончикиты и лимбургиты, трахиандезиты и трахиты.

Особенно интересно привлекающее внимание многих исследователей плато Роккалл, которое отделено от континентального склона Европы одноименным трогом. В пределах этого плато есть небольшой остров, сложенный щелочными эгириновыми гранитами. Происхождение гранитов было предметом дискуссий; высказывались предположения об их возможном размещении в пределах океанического дна, тогда как были и другие взгляды на их природу. Считалось, в частности, возможным плато Роккалл с его гранитами рассматривать как микроконтинент или как часть континента Европы. Сейчас установлено, что, кроме эгириновых гранитов с возрастом 52 ± 9 млн. лет, на плато Роккалл имеются также микрогаббро иного состава, чем океанические толеиты [460]. Возраст микрогаббро 81 ± 3 млн. л, и по составу они близки к третичным габбро в северо-западной части Шотландии. Эти породы найдены на глубинах 10–17 м в трех пунктах на расстоянии около 300 м и сохраняют однородный состав и однозначную возрастную датировку. К этому следует добавить, что ранее на плато Роккалл находили глыбы гранулитов, коренное залегание которых вызывало сомнения; предполагалось, что они занесены сюда айсбергами. Однако контрольное неглубокое бурение по модифицированному методу выявило в двух пунктах, где сейсмозондированием ранее были установлены выходы твердых пород, наличие докембрийских гранулитов [459, 461]. Таким образом, граниты плато Роккалл в конечном итоге явились достаточно наглядным индикатором расположения в месте их выхода на дне океана докембрийского основания континентального типа с возрастом 1670 ± 33 млн. лет. Вполне возможно, что северное продолжение такого фундамента следует вплоть до Фарерских островов, сложенных третичными базальтами, преимущественно скрытыми под чехлом четвертичных отложений.

На этом можно закончить обзор островов, расположенных вдоль восточной окраины Атлантического океана, и ограничиться приведенными выше сведениями для общей характеристики островов Атлантики, так как по западу этого океана островов, кроме Антильской дуги, мало и, по-видимому, ничего существенного по ним выявить сейчас невозможно. Подводные горы Кельвина, ориентированные как бы поперек края Северо-Американского континента, пока не привлекают должного внимания; Бермудские же острова сложены коралловыми известняками и для анализа современного вулканизма, таким образом, мало интересны. Что касается о-вов Фернандо-ди-Норонья, Тринидад и других, то сведения о них мало вносят нового по сравнению с изложенным выше по восточной окраине океана. Антильские же острова представляют частный пример множества геологических ситуаций, свойственных всей системе островных дуг в целом, так как относятся к четвертой, особо выделяющейся группе образований, тесно связанных с альпийскими горными поясами.

О четвертой группе океанических островов, об островных дугах известно очень многое, так как на них располагаются, в частности, такие крупные государства, как Куба, Япония, Филиппины и др., многие из которых, естественно, заинтересованы в изучении современного вулканизма, определяющего условия жизни людей. Прежде всего отметим типичную черту островных дуг, выраженную в их расположении

непосредственно на продолжении альпийских горных поясов. В области, где они сменяют друг друга, вулканическая активность в островных дугах исключительно велика, что можно видеть на многих примерах: Индонезийская дуга на продолжении Альпийско-Гималайского горного пояса, Южно-Антильская дуга, сменяющая альпийский горный пояс Южной Америки, Алеутская дуга, продолжающая альпийские структуры Аляски, и т.д. В связи с таким размещением островных дуг их вулканизм мало отличается от свойственного альпийским горным поясам. Как там, так и здесь обычны ассоциации, включающие наряду с базальтами и андезитами также риолитовые серии пород, сопровождаемые игнимбритами. Типична для островных дуг, таким образом, та же триада базальт—андезит—риолит с количественными их вариациями, которая наблюдается в альпийских горных поясах. Однако многими исследователями отмечается общая изменчивость состава вулканических пород в островных дугах, обуславливающая смену вкрест их простирания менее щелочных пород во фронтальной зоне, обращенной к океану, более щелочными в их тылу.

Такая общая закономерность не всегда подтверждается непосредственными наблюдениями, но считается достаточно типичной. Поэтому предполагают, что островным дугам свойственны, кроме обычных вулканических толеитовых серий, включающих преимущественно базальты, также известково-щелочные с характерным тройственным составом базальт—андезит—риолиты и, наконец, шошонитовые серии, о которых говорилось на с. 36 со ссылкой на Жиро [355]. В системе островных дуг известны также типичные щелочные вулканические породы, такие, как базаниты и щелочные базальты. Они отмечены, например, в Малой Антильской дуге на о-ве Гренада, на о-вах Фиджи, в Новой Гвинее и других местах. Впрочем, вариации состава вулканических пород, сопровождаемые появлением типичных щелочных пород, в том числе базанитоидов и щелочных базальтов, отмечались, как указано на предыдущих страницах, и в альпийских горных поясах, в частности в Римской провинции вдоль побережья Адриатического моря, а также в Турции. Вероятно, в дальнейшем подобных примеров окажется значительно больше. К тому же в альпийских горных поясах несомненно прослеживается общая смена вулканических пород щелочноземельного ряда щелочными, выраженная общей сменой ассоциаций пород и появлением щелочных серий перед фронтом горных сооружений.

В более детальном анализе проблемы вулканизма островных дуг в настоящей работе нет необходимости. Однако следует иметь в виду, что есть разнообразная литература, характеризующая особенности современного вулканизма островных дуг, позволяющая подвергнуть обсуждению различные другие аспекты этой проблемы, которые могут заинтересовать читателя.

Изложенные выше данные о современной вулканической активности континентов и океанов позволяют подвести некоторые итоги известным фактам независимо от того или иного представления о возможности интерпретации геологических материалов, исходя из концепции плитной тектоники или общих идей теории геосинклиналей. Прежде всего достаточно очевидно ограничение современных знаний о молодом вулканизме в океанах, не идущая ни в какое сравнение с тем, что известно для континентов. Сеть буровых скважин в океане крайне редка, и потребуются еще очень многое сделать, чтобы получить действительное представление об особенностях состава вулканических пород, слагающих океаническое дно. Об огромном числе подводных вулканических гор, рассеянных на океанических пространствах и насчитывающих десятки тысяч единиц, сведения почти полностью отсутствуют. В тому же данные по океаническим островам далеко еще не полные, поэтому приходится обсуждать такие вопросы, как роль гранитов на плато Рокалл или на архипелаге Кергелен, и спорить не только по поводу их происхождения, но даже доказывать реальность их существования, давно уже известную совершенно точно. Далее, отнюдь не бесспорно представление об исключительно толеитовом составе вулканических пород океанического дна на всем его протяжении. Такое представление, во-первых, не учитывает роли вулканических пород, сосредоточенных на островах вдоль осевой зоны срединно-океанических поднятий и на атлантического типа окраинах океанов. Состав этих пород исключительно разнообразен и включает наряду с базальтами андезиты и различные кислые породы, а также пестрого состава щелочные серии. Во-вторых, в такой интерпретации полностью игнорируются данные по подводным горам, расположенным на дне океана, практически почти совсем нерасшифрованным,

но, вполне вероятно, имеющим существенное значение для понимания вулканизма океанов во всем его многообразии.

Признавая исключительную роль толеитовых базальтов в строении океанического дна, необходимо, кроме того, считаться с тем, что современная его вулканическая активность совсем не та, которая выявляется буровыми скважинами в различных участках, где обнаруживаются толеиты. Эта активность отличается по составу, так как фиксируется также на островах. Известно, что современные океанические толеиты образуются близ оси срединно-океанических поднятий, а на периферии океанов они древнее, тогда как современные вулканические породы островов с их разнообразием продуктов вулканической деятельности формируются не только в этой осевой зоне, но и на периферии. Таким образом, современная вулканическая активность океанического дна, если она и сочетается в осевой зоне с молодыми толеитами, в целом совсем не чисто толеитовая, а очень пестрая по составу пород. Наконец, принимая концепцию раздвижения плит главным образом вдоль осевых зон срединно-океанических поднятий, следует объяснить, почему именно в этой зоне состав современных вулканических пород исключительно разнообразен.

В стороне от осевых зон, как можно судить по данным драгирования и глубоководного бурения, состав этих пород становится в общем однородным, тогда как, если считать, что происходит перемещение плит, сопровождаемое вулканическими новообразованиями на срединных поднятиях, он должен быть таким же, как и в осевых зонах, т.е. столь же разнообразным. Важно не только определить, в чем существо этих явлений, но иметь их в виду при палеовулканологических реконструкциях. Сравнение имеющихся сейчас данных показывает, что, восстанавливая океанические обстановки геологического прошлого на основании изучения стратиграфических разрезов и данных картирования, необходимо иметь в виду сложность и крайнюю неоднородность состава вулканических пород осевых зон срединно-океанических поднятий, а также ряда других современных структурных областей. Совершенно очевидно, что палеовулканологические реконструкции в целом должны опираться на наиболее полное знание современных ситуаций, определяющих общие черты размещения вулканических пород на земной поверхности. Поэтому анализ приведенных в кратком обзоре данных о распределении современных вулканических пород на территории континентов и океанов составляет неотъемлемую часть общего палеовулканологического исследования.

ОБЩИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ГЛОБАЛЬНОГО СРАВНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ АССОЦИАЦИЙ

Наиболее существенные вопросы, затрагивающие проблему привлечения приведенных выше данных о глобальном распределении современных вулканических пород к палеовулканологическим реконструкциям, заслуживают особого внимания. Прежде всего следует подчеркнуть затруднения, возникающие при параллелизации классических базальтовых плато с современными вулканическими образованиями. На континентах нет строгих современных аналогов этих плато; на них известны только более или менее обширные области распространения современных базальтов, но они далеко не сопоставимы с обширными плато, бывшими равнинами, площадью в сотни тысяч и до миллиона квадратных километров, на которых разливались лавовые потоки, затоплявшие низины, способствуя выравниванию рельефа и образованию в конечном счете сложной системы напластований, представленных так называемыми базальтами затопления. Сравнения проводят соответственно не с континентальными, а с океаническими структурами, подчеркивая близость базальтов плато к их аналогам в Исландии, где особенности происходящих в настоящее время извержений, сопровождаемых обширными лавовыми излияниями, хорошо объясняют происхождение базальтовых плато. К тому же наряду с современными обширными лавовыми излияниями, затопляющими обширные низины в Исландии, есть и настоящее базальтовое плато третичного возраста (33—55 млн. лет), близкое по особенностям строения и состава пород к структурам аналогичных плато, расположенных на северо-западе Британских островов, в Гренландии, на Фарерских островах и на Ян-Майене. Таким образом, примером современных базальтовых плато, продолжающих формирование на глазах человека, может служить территория, расположенная на срединно-

океаническом поднятии Исландии, а не какая-либо иная область, известная на континентах. Естественно возникает вопрос, не принадлежит ли Исландия к структурам континентов, а не океанов. Вопрос этот дискуссионный, и ответ на него может быть дан лишь на основе дальнейших специальных исследований, основанных на применении как геологических, так и геофизических методов исследования.

Более определенные данные имеются для сравнения современных вулканических пород альпийских горных поясов с их древними аналогами по характерным ассоциациям пород. Типичная триада базальт—андезит—риолит при отсутствии, как правило, щелочных пород свойственна таким поясам и может быть выявлена в общем сравнительно просто. Однако в некоторых случаях при изучении вулканических пород горных поясов альпийского типа возможны различного рода затруднения, связанные с тем, что в отдельных участках таких поясов, как отмечено выше, наблюдаются резкие отклонения в составе ассоциаций, сопровождаемые появлением сложных щелочных комплексов. Кроме того, в пределах горных поясов обычно прослеживаются различные вариации, обусловленные появлением в тех или иных участках либо одних только базальтов, иногда с андезитами, либо риолитовых серий, однородных или в сочетании с какими-либо другими породами триады, либо иных группировок пород в пределах тех же вариаций. Соответственно именно в горных поясах альпийского типа и в системе их древних аналогов широко распространены вулканические ассоциации (формации), различные по составу, смене пород в разрезах и по количественным соотношениям этих пород, но в целом представляющие вариации той же классической триады.

Параллелизуя между собой современные и древние вулканические области и типичные для них ассоциации вулканических пород, естественно ожидать на территориях, смежных с горными поясами, распространения также и в геологическом прошлом преимущественно щелочных пород, разнообразных по составу и постоянно сопровождаемых базальтами нормального и щелочного ряда. В современных вулканических областях эти породы принадлежат ряду нестратифицированных формаций, выделение которых среди древних комплексов пород далеко не просто вследствие разобщенности отдельных тел, сложенных щелочными породами. Такие комплексы обычно располагаются на сводах и выступах древнего фундамента вдоль горного пояса перед его фронтом, в пределах древних платформ, представляющих в момент внедрения магматических расплавов обширные равнины.

Сходные черты с породами вулканических ассоциаций, принадлежащих альпийским горным поясам, имеют разнообразные породы островных дуг. Для них характерна та же триада, что и для горных поясов, поэтому их различия могут быть установлены главным образом по парагенезису вулканических пород с морскими отложениями в островных дугах или континентальных накоплений в разрезе горных поясов. Тот или иной парагенезис может давать однозначные указания лишь в том случае, когда в разрезах вместе с вулканическими сериями наблюдаются морские отложения, свойственные только островным дугам, в которых этим отложениям обычно сопутствуют континентальные осадки. В разрезах типичных горных поясов морские отложения не наблюдаются, хотя образованию многих поясов предшествует период времени, в течение которого они представляли систему островных дуг, на месте которых и возникли. Обычно в системе островных дуг вулканическая активность резко усиливается, впрочем, так же как и в горных поясах, сопровождаемых глубоководными желобами.

Что касается состава пород, то в настоящее время, по-видимому, нет ясных указаний на отличительные его черты в парагенезисах горных поясов и островных дуг.

Особого внимания заслуживают вулканические ассоциации, наблюдаемые в пределах обширных внутриконтинентальных поднятий, не связанных с классическими альпийскими горными поясами и расположенных на сложно расчлененных территориях, обычно выделяемых в качестве областей активизации. Уникальный пример современного Центрально-Азиатского мегаблока, сильно расчлененного и включающего разнообразные вулканические поля, был рассмотрен на с. 117, где было показано преимущественное распространение в пределах этих полей базальтов. Состав базальтов здесь достаточно разнообразен, так как наряду с обычными их типами сравнительно много также разнообразных представителей щелочного ряда вулканических пород. Сравнение базальтов этих вулканических полей с базальтами древних

плато, с так называемыми флуд-базальтами, в общем возможно в какой-то мере, однако представить себе, как из таких полей могли бы сформироваться вулканические плато, нелегко. Прямые аналогии вулканических пород внутриконтинентальных поднятий типа Центрально-Азиатских с породами областей активизации не всегда просто выявить, так как подобного рода области выделяются, как правило, по далеко не однозначным признакам.

Вулканические породы рифтовых систем континентов отличаются значительным разнообразием состава при общем господстве базальтов, наряду с которыми существенную роль играют обычно разнообразные щелочные породы, нередко настолько оригинальные, что их именуют местными названиями. Наиболее сложную картину вулканизма рифтовых областей представляет пример Восточной Африки. Это в определенной мере, вероятно, связано с тем, что они относятся к той территории, где континентальные структуры сочленяются с океаническими. Именно сюда прослеживается со стороны Индийского океана срединно-океаническое поднятие (хребет Карлсберг), проникающее через Аденский залив и следующее затем вдоль осевой зоны Красного моря. Со дна этого моря драгированием давно уже извлечены преимущественно низкокальциевые базальты, близкие к океаническому их прототипу [349, 350]. Впрочем, на островах, расположенных на юге Красного моря и принадлежащих группам Зубаир и Ханишезукар, наряду с преобладающими оливиновыми базальтами имеются трахибазальты, трахиандезиты и в небольших количествах трахиты [350]. Однако исключительную сложность состава вулканических пород Восточно-Африканской рифтовой системы можно видеть по данным о сравнительно широком распространении риолитов, комендитов и пантеллеритов, а также об обилии необычайно пестрого состава щелочных пород, включающих представителей натрового и калиевого ряда. Известные здесь фонолиты образуют обширные плато. Таким образом, вулканические породы рифтовых зон, к которым сейчас без всякого к тому основания относят любые грабены, тогда как речь может идти только о грабенах, расположенных на сводах, имеют определенные черты сходства с их аналогами, размещенными перед фронтом горных поясов альпийского типа. Различить те и другие можно, по-видимому, не по составу вулканических пород, а по положению этих пород и их ассоциаций в общей геологической структуре местности.

В общей системе различных структурных обстановок, типичных для континентов, определенное место занимают протяженные линейные зоны, пересекающие внутренние и краевые их части, а иногда распространяющиеся также на смежные части океанов (Камерунско-Чадская и другие зоны). К таким зонам обычно тяготеют разнообразные породы щелочной базальт-трахитовой ассоциации, включающей преимущественно основные лавы, а также ультращелочные породы.

В океанах осевые зоны срединных поднятий тоже отличаются значительным разнообразием вулканических пород; наряду с низкокальциевыми толеитовыми лавами здесь распространены риолиты, комендиты, пантеллериты, а также трахиты, андезиты, трахиандезиты и щелочные базальты, в отдельных случаях фонолиты. Таким образом, выделять в древних геологических комплексах зоны, отвечающие срединно-океаническим поднятиям, по меньшей мере, затруднительно, если полагать, что вулканические породы этих поднятий представлены низкокальциевыми толеитовыми базальтами. К тому же в древних комплексах обычно приходится изучать серии вулканических пород, подвергшихся метасоматическим изменениям, включающим процессы альбитизации, в связи с чем низкое содержание в них калия при обилии натрия может быть следствием метаморфических преобразований. Во всяком случае, очевидно, что в осевых зонах срединно-океанических поднятий состав вулканических пород очень пестрый, с чем необходимо считаться независимо от объяснения причин, обуславливающих это их разнообразие.

На островах, удаленных от срединно-океанических поднятий, состав вулканических пород еще более разнообразен. В большинстве случаев это щелочные базальты, ассоциирующие с андезитами, трахитами, пикритовыми, лабрадоровыми, нефелин-мелилитовыми и другими разновидностями базальтов преимущественно щелочного ряда, а также с фонолитами. В ряде островов, тяготеющих к крупным разломам, пересекающим океаническое дно, наряду с щелочными базальтами есть также риолиты и пантеллериты. Впрочем, кислые породы имеются также на многих островах, расположенных близ океанических берегов атлантического типа.

Рассмотренные данные о составе и разнообразии вулканических пород континентов и океанов показывают, что непосредственное сравнение современных ассоциаций вулканических пород с древними представляет далеко не простую задачу. Сложные сочетания вулканических пород в современных континентальных или океанических обстановках не оставляют сомнения в том, что строгие параллели осуществимы лишь при очень точном знании не только качественных, но и количественных параметров различных вулканических пород геологического прошлого и их ассоциаций. Вместе с тем, сравнивая древние ассоциации вулканических пород с современными, следует учитывать, что такое их сопоставление представляет неотъемлемый элемент общего палеовулканоологического исследования, в котором необходимо ясно видеть и понимать сложность возникающих при этом проблем, требующих для их разработки выяснения конкретных ситуаций, определяющих главные черты былой и современной геологической обстановки. Исследование, связанное с такими сопоставлениями, должно опираться на выявление не только черт сходства современных и древних вулканических ассоциаций, но и на анализ их различий, так как выявление черт различия между ними и между вулканическими ассоциациями разного возраста является главным источником сведений об эволюции вулканизма в истории Земли.

ЭНЕРГЕТИКА ДРЕВНИХ ВУЛКАНОВ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Вопросы энергетики вулканической деятельности геологического прошлого неоднократно служили предметом специального исследования, и по этому поводу имеются уже достаточно многочисленные публикации [81, 117, 119, 122 и др.]. Интерес к энергетике древних вулканов определяется разными причинами. Во-первых, выяснение количественных показателей вулканической энергии геологического прошлого важно для оценки вклада вулканической активности в общую энергетику Земли. В перспективе такие оценки возможны на основе данных глобального палеовулканоологического картирования. Во-вторых, определение энергетических параметров вулканической активности для различных периодов геологического времени открывает путь для выявления вариаций внутренней энергии Земли и общих тенденций в ее энергетическом развитии. Вопрос об усилении или ослаблении вулканической деятельности с течением геологического времени постоянно волнует исследователей, задающих вопросы: была ли эта деятельность в прошлом, в отдельные периоды геологического времени более интенсивной или она, наоборот, усиливается сейчас; насколько устойчивой она была в прошлом, на протяжении всей геологической истории Земли, насчитывающей не менее 3,8 млрд. лет, и т.д. На все такого рода вопросы можно получить ответ, только основываясь на развешивании систематических палеовулканоологических исследований, включающих специальное картирование древних вулканических областей, позволяющее оценивать количество продуктов вулканической активности, образовавшихся в период формирования этих областей. Располагая соответствующими данными о количестве продуктов вулканической деятельности различных территорий, можно представить суммарные результаты с некоторой определенной точностью для различных периодов существования континентов и тем или иным способом экстраполировать эти данные на океанические пространства. Впрочем, в дальнейшем и эти пространства будут изучены в достаточной степени, чтобы для них тоже могли бы быть составлены необходимые палеовулканоологические карты, отвечающие различным этапам образования океанов. Но для этого необходимо довести степень геологической изученности океанов до уровня, достигнутого на континентах.

Располагая данными о количестве продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в пределах некоторой области, можно, используя известные построения Хедервари [117, 119, 122, 368], рассчитать вулканическую энергию, характеризующую территорию этой 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 тысячи раз превосходит все остальные виды энергии та-

ких извержений. В целом следы всех видов энергии остаются незапечатленными в продуктах былой вулканической деятельности, однако тепловая энергетика прежних извержений может быть рассчитана по количеству выброшенных или излившихся на поверхность вулканических масс, а она на порядки выше всех других видов энергии вулканических извержений и, таким образом, определяет в целом истинную энергетiku вулканизма Земли.

Хедервари [368] предложил для оценки тепловой энергии вулканических извержений использовать простейшие соотношения, связывающие тепловую энергию (E_{th}) и массу выбросов и учитывающие данные об объеме выбросов (V), средней их плотности (σ), а также удельной (α) и скрытой (β) теплоемкости лав. Соответствующие формулы выглядят следующим образом:

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

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

В этих формулах J — эквивалентная работа тепла, равная $4,1855 \cdot 10^7$ эрг; $\alpha = 0,25$ кал/град при $T = 800^\circ\text{C}$ и $0,20$ кал/град при $T = 300^\circ\text{C}$; $\beta = 60$ кал/град.

Используя эти формулы, следует различать четыре типа возможных извержений [368]: лавы — тип A , пирокластический материал — тип B , подводные излияния — тип C и обломочный материал — 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°C , а типов B , D , BC , BD — 500°C . Итоги таких расчетов могут быть даны [368] в единицах атомной энергии (АЭ), равных примерно $8,4 \cdot 10^{21}$ эрг, и сопровождаться данными о размерах извержений, определяемых для случаев A , AB , AC по формуле

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

а для других классов по формуле

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

С помощью этих формул удалось получить количественные энергетические характеристики для многих современных извержений [368], оказавшиеся, естественно, наибольшими для крупнейшего извержения вулкана Тамбора в 1815 г. ($1,4 \cdot 10^{27}$ эрг, или $10,10 M$). Предложенная Хедервари методика была приложена затем [117, 119, 122 и др.] к анализу вулканической энергетики геологического прошлого, в частности для девонских вулканических извержений Алтае-Саянской области ($3,7 \cdot 10^{30}$ эрг) и для всего девонского периода на континентах ($1 \cdot 10^{33}$ эрг).

Для общей оценки энергетики Земли в различные геологические эпохи на разных 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. При таком анализе можно встретиться с двумя главными случаями. Первый из них приводит к определению минимальных объемов пород, а следовательно, наименьших значений энергии. В этом случае 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, устанавливаемую тоже по данным геологического картирования, и принадлежность сохранившихся вулканогенных накоплений к лавам, рыхлым продуктам (ювенильным или резургентным) или подводным излияниям, можно соответственно вычислить общий объем продуктов вулканизма 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, учитываю-

щие 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 эта нелегкая, но разработка методов ее решения на конкретных примерах позволит в наибольшей степени приблизиться к определению действительной картины эволюции вулканизма в истории Земли и вариаций ее энергетики.

Сравнительно недавняя попытка дать общий обзор древних вулканических областей южных материков [122] может служить примером количественного подхода к анализу палеовулканологических проблем, позволяющим ориентировочно определять не только объемы вулканических продуктов для различных геологических периодов в истории Земли, но и соответствующих этим объемам энергетических параметров. Такой обзор, во-первых, представляет, по-видимому, единственную попытку систематизировать данные 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 этом обзоре намечены методические подходы к анализу вулканической деятельности геологического прошлого, которые могут быть сформулированы в виде некоторых наиболее существенных положений, определяющих задачи дальнейших исследований.

Главные положения такого типа следующие. Прежде всего для успешной разработки проблемы глобального развития вулканизма в истории Земли необходимо ясно представлять реальное размещение в пространстве и во времени конкретных вулканических областей геологического прошлого. Этот 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 возможность 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.п. 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 области, а не только сохранились после того, как значительные объемы продуктов вулканизма были размыты и удалены в процессе денудации. Сейчас можно лишь очень ориентировочно проводить такого рода построения, но в целом они совершенно необходимы, иначе общие знания в области оценки масштабов вулканической деятельности геологического прошлого окажутся совершенно недостаточными.

Намеченные методические подходы к исследованию эволюции вулканизма в истории Земли в глобальном плане составляют необходимый элемент общего исследования этой проблемы, и хотя при их реализации приходится встречаться с различными трудностями, такие подходы представляются тем не менее вполне реалистичными и целенаправленными. Именно поэтому можно полагать, что, опираясь на предложенные методы исследования проблемы, можно достигнуть существенных и наиболее полноценных результатов.

Трудности, с которыми приходится сейчас сталкиваться на этом пути исследования, двоякого рода. Во-первых, пока не развито специальное изучение древних вулканических областей в предлагаемом плане, хотя поворот к таким исследованиям уже наметился. Так, в частности, многие исследователи сейчас начали оценивать различные древние вулканические территории 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. Во-вторых, возникает вопрос о вулканизме межконтинентальных пространств, что расшифровывается только по весьма ограниченному данным, известным по океаническим островам, и крайне скромным данным об основании (basement), на котором покоится на дне океанов осадочный чехол. Вследствие ограниченности данных, характеризующих состав, возраст и распространение вулканогенных пород на дне океанов для различных стратиграфических уровней, 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, что пока неизвестно распространение в океанах пород более древних, чем юрские. Таким образом, ранние этапы развития вулканизма в океанах оказываются практически пока вообще нерасшифрованными и трудно поддающимися сколько-нибудь точному учету. Все это важно иметь в виду, чтобы не возлагать чрезмерных надежд на возможность уже сейчас подойти с необходимой строгостью к определению количественных параметров, характеризующих историю развития вулканической деятельности в глобальном плане. Это можно сделать в первом приближении в настоящая время только для континентов, а для океанических пространств следует либо привлечь те или иные гипотезы, либо воздерживаться от окончательных выводов до получения более полных данных, чем те, которыми можно располагать именно сейчас.

Опыт исследования проблем количественной оценки вулканической активности геологического прошлого на примере южных материков, осуществленный для фанерозоя, т.е. для последних примерно 600 млн.лет [122] позволил выявить на основании изучения древних вулканических областей распространение вулканических пород в объемах, указанных в табл. 2. Эта таблица составлена по данным о размещении, размерах и строении фанерозойских областей на южных материках, включая Южную Америку, Африку, Австралию, Антарктиду, а также Индостан. Среди этих вулканических областей выделяются два типа: макрохронные — перманентного развития вулканизма и брахихронные — кратковременного существования. С точки зрения изучения эволюции вулканизма в истории Земли особое значение приобретают, по-видимому, макрохронные 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. Пересчет полученных первичных данных на энергетические показатели приводит к табл. 3, в которой для тех же южных материков показана величина энергии в эргах для различных периодов геологической истории.

Сравнение полученных цифровых данных для объемов продуктов вулканизма с известными в литературе сведениями представляет определенный интерес. Известно, что попытки подсчитать ориентировочные объемы вулканогенных образований предпринимались различными исследователями, и в общем они приводят к далеко не однозначным результатам. По Ферхугену [500], предполагавшему, что лавовых плато с объемом каждого около 1 млн.км³ в течение фанерозоя было сформировано не более 30 (даже с трехкратным преувеличением оптимальных сведений), общий объем продуктов извержений составляет примерно 30 млн.км³. Это дает средний ежегодный расход вулканического материала около 0,05 км³, если считать продолжительность фанерозоя равной 570 млн.лет.

Однако Е.К. Мархинин [143], опираясь на данные К. Запера о крупнейших извержениях за период 1800—1963 гг. и ориентировочную оценку деятельности вулканов Курильской островной гряды, пришел к выводу о том, что среднегодовой привнос ювенильного материала при вулканических извержениях достигает 1,6—2,0 км³. Промежуточные цифровые показатели получены и приведены А.Б. Роновым [194, 195] в ряде работ, написанных им лично и с Хаиным [196 и др.] на основании построения карт литологических формаций мира масштаба 1 : 25 000 000. Таким образом, расхождения в оценке вулканической активности Земли и соответственно вулканической энергетики оказываются сильно варьирующими в пределах от одного до двух порядков. При этом цифры Ферхугена близки к тем, которые определяются нами, так как лежат в пределах того же порядка.

Таблица 2

Объем продуктов вулканической деятельности (тыс. км³) на южных материках по геологическим периодам

Период	Общее количество	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
В с е г о	6815	5015	945	450	350	55

Таблица 3

Энергия вулканической деятельности южных материков по геологическим периодам

Период	Объем продуктов вулканической деятельности, тыс. км ³	Величина энергии, эрг	Период	Объем продуктов вулканической деятельности, тыс. км ³	Величина энергии, эрг
Кембрий	600	$2 \cdot 10^{31}$	Триас	600	$2 \cdot 10^{31}$
Ордовик	110	$3,7 \cdot 10^{30}$	Юра	1400	$4,8 \cdot 10^{31}$
Силур	60	$2 \cdot 10^{30}$	Мел	1000	$3,4 \cdot 10^{31}$
Девон	125	$4,3 \cdot 10^{30}$	Палеоген	600	$2 \cdot 10^{31}$
Карбон	50	$1,7 \cdot 10^{30}$	Неоген	2000	$6,8 \cdot 10^{31}$
Пермь	220	$7,5 \cdot 10^{30}$	Квартер	50	$1,7 \cdot 10^{30}$

Анализ данных, приведенных в табл. 3, показывает, что и для отдельных геологических периодов среднегодовой расход вулканического материала тоже сильно варьирует в пределах по крайней мере 1,5 порядков, что вполне укладывается в пределы, указываемые разными исследователями в качестве общих средних показателей. Так, для карбона южных материков средний ежегодный расход, по данным этой таблицы, определяется величиной 0,001 км³, тогда как для неогена он достигает 0,050 км³. Хотя все это касается только южных материков, но, во всяком случае, свидетельствует о том, что вариации расхода вулканического материала существенно меняются в различные геологические периоды времени. Глобальное изучение таких вариаций составляет одну из важнейших задач дальнейших палеовулканологических исследований. Насколько она трудна, можно показать на примере весьма ориентировочных расчетов общего количества продуктов вулканической деятельности, образовавшихся в фанерозое на всем земном шаре в целом.

Глобальный подход к таким оценкам основывается на разных принципах в зависимости от того, какой из двух общетеоретических геологических концепций придерживаться. Тем не менее в любом случае необходимо прежде всего располагать соответствующими палеовулканологическими картами древних вулканических областей континентов. При отсутствии таких же карт для обширных акваторий вопрос

о том, как определить объем вулканического материала, извергнутого в океаны, может сейчас решаться по-разному.

Если опираться на общие построения теории геосинклиналей в классическом ее виде, в нашей стране разработанной А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским, то, располагая сведениями об объеме фанерозойских вулканических пород на континентах, равно ориентировочно для всех континентов мира примерно $20,5 \text{ млн. км}^3$ [124], можно различными способами попытаться экстраполировать эти данные на океаны. Наиболее простым является предположение о более или менее равномерной вулканической активности на всей поверхности Земли. В таком случае можно допустить, что объемы фанерозойских вулканических пород в океанах в 2 раза превышают объемы аналогичных пород, установленные для материков, пропорционально отношению поверхностей океанов и континентов. Это значит, что объемы этих пород в океанах составляют примерно 40 млн. км^3 , а общий их объем на всей поверхности Земли достигает 60 млн. км^3 . Если, кроме того, учитывать возможные потери материала при вулканических извержениях, которые могут в крайних и маловероятных ситуациях достигать 75% [122], то возможно пятикратное увеличение объемов фанерозойских вулканических пород на всем земном шаре, которое составит, следовательно, 300 млн. км^3 , в том числе на континентах около 100 млн. км^3 и в океанах 200 млн. км^3 .

Однако при таком расчете роль вулканизма в океанах может быть сильно заниженной. Помимо того, что сейчас известны многочисленные вулканы на дне океанов, а буровые скважины почти повсеместно вскрывают базальтовые лавы, погребенные среди океанических осадков, либо перекрывающих эти лавы, либо переслаивающихся с ними, имеются еще и сейсмические профили океанического дна, позволяющие в общем виде представлять его глубинное строение. На этих профилях обычно выделяют три слоя, включая первый — осадочный, второй — вулканический и третий — базальтовый. Мощности этих трех слоев, по данным различных исследователей, колеблются (в км): первый слой — $0,3-0,7$; второй слой — $1,3-2,0$; третий — $4,3-4,5$.

Конечно, названия "вулканический" и "базальтовый" слой условны, тем не менее можно предполагать, что некоторую часть второго океанического слоя действительно образуют вулканические породы, возраст которых может варьировать в пределах от мезозоя до кайнозоя, включая современную эпоху.

Как велика эта собственно вулканическая часть разреза второго слоя, установить пока невозможно, за отсутствием полноценных данных бурения (пока они фрагментарны). Но даже если допустить насыщение этого слоя вулканическими породами на 50% и определить среднюю его мощность равной $1,5 \text{ км}$, то и тогда объемы вулканических пород на океаническом дне окажутся огромными. Общая поверхность океанов составляет немногим больше 360 млн. км^2 , и если считать, что второй слой прослеживается в океанах повсеместно, то при такой его насыщенности вулканическими породами и мощности общий объем этих пород ориентировочно составит 270 млн. км^3 . Это на порядок выше тех цифр, которые были приведены в первом расчете для материков, но всего лишь в 2,7 раза выше этих цифр, если внести поправку на рассеивание 75% вулканического материала в процессе извержений на континентах ($20 \text{ млн. км}^3 \times 5 = 100 \text{ млн. км}^3$). Однако стоит представить себе насыщенность второго слоя вулканическими породами на 100%, как их общий объем увеличится до 540 млн. км^3 и превысит то, что известно для континентов по максимальным расчетам, в 5,4 раза.

В приведенных расчетах вулканических пород океанов, в отличие от первого, остается, строго говоря, неизвестным возрастной интервал, в течение которого сформировались эти породы. Тем не менее данные о зональном строении океана относительно оси срединно-океанических поднятий и возрасте океанического дна по полосовым магнитным аномалиям могут способствовать определению возрастного интервала в пределах мезозой-канозой до современной эпохи включительно. В соответствии с концепцией плитной тектоники более ранние вулканические породы в океанах отсутствуют, что пока еще проблематично. Если следовать таким определениям возраста вулканических пород океанов, то почти трехкратное и, может быть, даже пятикратное (с лишним) превышение объемов в океанах по сравнению с континентами придется отнести к последним 200 млн. лет из общей 600 -миллионной фанерозойской истории. Иными словами, при такой постановке вопроса окажется, что при сравнении данных по материкам и океанам необходимо будет предполагать огромные различия в активности вулканизма материков и океанов, достигающие $10-15$ -кратных превышений в океанах

по сравнению с континентами. Однако все эти построения пока мало надежны вследствие того, что для океанов нет возможностей сейчас представить точную картину распределения вулканических пород для различных возрастных срезов и нет данных, позволяющих более или менее строго определить вариации мощностей вулканических пород.

Так выглядит в настоящее время общая картина распределения вулканических пород на земном шаре в фанерозое. Реально есть возможность уже сейчас дать общую оценку вулканической активности для континентов, если воспользоваться существующими геологическими картами и провести необходимые палеовулканологические реконструкции для различных периодов фанерозойской геологической истории. Тот же принцип построений может быть приложен и к изучению докембрийского вулканизма, хотя для докембрия это сделать труднее, так как на обширных пространствах докембрийские вулканические породы скрыты под чехлом более поздних отложений, во многих случаях подверглись сильному метаморфизму и их первичную вулканическую природу не всегда легко установить. Требуется развертывание соответствующих палеовулканологических исследований, сопровождаемых реконструкцией древних вулканических областей. Однако для океанов не только докембрийская, но и палеозойская история вулканизма остается недостаточно ясной. Возможно, как предполагается в концепции плитной тектоники, такой истории для современных океанов вообще не было. Но и для мезозойской истории общая эволюция вулканизма в океанах с позиций концепций плитной тектоники представляется очень однообразным процессом, неизменно сопутствующим без существенных вариаций сравнительно равномерному раздвижению плит и образованию новой коры вдоль швов между ними, совпадающих, в частности, с осевыми зонами океанов. Основываясь на этих представлениях о мезозойской истории океанов, пока еще невозможно создать общую схему эволюционного развития вулканизма Земли. Для континентов же, опираясь на данные геологического картирования, разработка этой проблемы вполне возможна.

Хотя изучение глобальной эволюции вулканизма по данным, полученным для континентов, недостаточно для выявления общих закономерностей, свойственных всему земному шару, тем не менее именно для континентов, располагая сейчас разносторонней и наиболее полной информацией о распределении вулканических пород в пространстве и во времени, можно, во-первых, предложить конкретные принципы и методы разработки проблемы эволюции вулканизма в истории Земли, во-вторых, определить общую эволюцию вулканической деятельности и ее вариации в пределах континентов. Очевидно, что количественные оценки вулканической активности на континентах могут быть установлены с той точностью, с которой будут восстановлены контуры разновозрастных вулканических областей, основанные на данных геологического картирования, фациального анализа, исследования изменений мощностей и т.д.

Что касается эволюции качественных признаков, характеризующих разновозрастные вулканические породы, то, конечно, легче было бы ее установить, если бы одни вулканические породы были свойственны древним, а другие — более молодым геологическим периодам. Однако главные типы пород, такие, как базальты, андезиты, риолиты и другие, да и не только главные, но и второстепенные, известны на всех этапах геологического развития Земли. Может быть, только коматиты могут быть отнесены к уникальному ряду пород или к ассоциации, характеризующей только или почти только наиболее древние этапы докембрийской геологической истории. Высказанные ранее [121] надежды на существование пород-индикаторов, позволяющих определять типичные черты развития вулканизма в те или иные периоды геологического времени, на примере коматитов, могут быть, по-видимому, оправданы. Во всяком случае, и дальше поиск таких пород должен продолжаться.

Особенно важен поиск аналогичных индикаторов среди ассоциаций пород или их формаций. Следуя идеям, выдвинутым А.И. Анатольевой [3, 4] в отношении осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, среди них следует выделять три принципиально различных типа: сквозные, зарождающиеся и отмирающие. Сквозные — это ассоциации или формации пород, остающиеся неизменными или мало меняющиеся на протяжении ряда геологических эпох; зарождающиеся — впервые появляющиеся в разрезе каменной оболочки Земли именно в данное время, в более древние эпохи неизвестные; отмирающие — те, которые, наоборот, были известны в более ранние периоды жизни Земли, а затем исчезли из разреза ее осадочной оболочки.

К сквозным вулканогенным формациям [121] относятся базальтовые и трапповые серии, различия которых, свойственные разным геологическим эпохам, в общем не характерны, хотя и для этих формаций впоследствии, возможно, удастся выявить определенные геохимические черты, типичные для разновозрастных серий пород. Впрочем, и сейчас в типичных трапповых формациях могут быть отмечены некоторые черты изменчивости, по-видимому, позволяющие проводить различия между древними и более молодыми формациями. Так, древние трапповые формации, судя по тому, что о них сейчас известно, были более тесно связаны с глубинными корнями, образующими очень крупные подземные камеры, ныне имеющие вид крупных лополитов, в которых магма подверглась гравитационной дифференциации в масштабах, не сопоставимых с тем, что наблюдалось позднее. Эти камеры в прошлом располагались, несомненно, ближе к поверхности. Трапповые формации в древние эпохи часто располагались в таких прогибах, которые приобретали характер погребенных структур, тогда как более молодые формации сосредоточивались преимущественно на приподнятых участках синеклиз и на их склонах.

Тип зарождающихся формаций представляют стратифицированные и нестратифицированные трахибазальтовые формации, возникшие и достаточно широко распространенные в девонское время и сохранившиеся позднее, вплоть до четвертичного периода. Нестратифицированные формации такого типа известны в Минусинском прогибе на юге Сибири, а также на плато Клайда в Шотландии, на Аравийском полуострове и в Эфиопии; Минусинский прогиб, по-видимому, пример наиболее древней формации рассматриваемого ряда. Здесь известны девонские ассоциации базальтов с натриевыми щелочными породами: эссекситами, трахидолеритами, своеобразными фонолитами, известными под местным названием береситов, а также другими аналогичными породами. Характерен преимущественно эссекситовый характер самих базальтов. Трахибазальтовые формации плато Клайда принадлежат карбону, а Абиссинского нагорья — относятся к более поздним образованиям третичного (миоцен-плиоценового) и отчасти четвертичного возраста. В Минусинском прогибе они по латерали замещаются трахириолитовыми сериями, в Восточной Африке — породами нестратифицированной калиевой щелочной формации. Нестратифицированные трахибазальтовые формации тоже типичны для поздних геологических эпох и принадлежат преимущественно третичному и четвертичному периодам времени. Состав их тот же, что и стратифицированных ассоциаций, но обычно более разнообразен, вследствие чего здесь более часто встречаются породы необычного типа. Типично эта формация представлена в Центральной Европе, где принадлежащие ей миоценовые, плиоценовые и четвертичные вулканические породы образуют серию разобщенных вулканических построек или их групп, распространенных на обширных пространствах перед фронтом альпийского горного пояса.

В Африке породы нестратифицированной трахибазальтовой формации имеются в системе рифтовых впадин, в Северной Америке они сопровождают восточный край Скалистых гор на всем протяжении от Канады до Мексики, на севере Центральной Азии аналогичные породы наблюдаются и на Байкальском своде на юге Сибири, и на плато Дариганга в Монголии, и в районах Датуна, Малого Хингана, Большого Хингана в Китае. Эти породы есть также и на востоке Азии. Во всех этих районах, как и в Европе, возраст пород формации миоценовый до четвертичного. По-видимому, только в Минусинском прогибе наблюдаются наиболее древние породы нестратифицированной трахибазальтовой формации. В этом прогибе известны сравнительно немногочисленные верхнепалеозойские или более молодые неки и дайки, которые секут нижнекаменноугольные и предположительно пермские отложения. Таким образом, приведенные данные указывают на возможность выявления примеров, позволяющих установить определенную изменчивость в общем развитии вулканической деятельности за период времени по крайней мере от верхнего протерозоя до современной эпохи.

К числу таких примеров могут быть отнесены, вероятно, также игнимбритовые формации. Хотя они известны на самых различных, в том числе докембрийских, стратиграфических уровнях, тем не менее в виде типичных стратифицированных формаций, возникших в связи с образованием огромных вулканических полей, ныне представленных спокойной залегающим чехлом, перекрывающим (например, в Новой Зеландии) обширные пространства, они распространены преимущественно на сравнительно высоких стратиграфических уровнях. Особенно они характерны для постплиоценовой эпохи, но имеются также на уровне, отвечающем среднему и верхнему палеозою. Для обоснов-

вания общей эволюции игнимбритовых формаций особенно необходимы соответствующие количественные подсчеты, на основании которых можно было бы строго выявить общую эволюцию игнимбритовых формаций по крайней мере для системы континентов и островных дуг.

Сейчас можно говорить также о коматитовых сериях как типичных отмирающих формациях, широко распространенных в докембрии, преимущественно раннем, и практически исчезающих в фанерозое. Вообще выявление отмирающих формаций наиболее строго может быть осуществлено, по-видимому, путем сравнения молодых ассоциаций с теми, которые принадлежат более глубокому докембрию. В этой связи следует прежде всего сослаться на своеобразные черты развития вулканической деятельности в раннем докембрии, выразившиеся в образовании вулканогенно-кремнистых формаций, утративших значение в палеозойскую и тем более мезозойскую эпохи. Внимание должны привлечь и зеленокаменные формации, предшественниками которых являются в известной мере амфиболитовые формации. Однако здесь пока еще нет точных данных.

Заканчивая раздел, необходимо подчеркнуть, что проблема эволюции вулканической деятельности — одна из важнейших в современной геологии. Разработка ее, несомненно, отстает от общего уровня исследования процессов седиментации. В настоящее время складывается ложное представление о том, что такое отставание обусловлено отсутствием реальных признаков эволюции вулканической деятельности. Между тем дело заключается в том, что магматические и, в частности, вулканогенные породы обычно привлекают внимание как объекты, представляющие петрологический интерес. В связи с этим большинство исследователей чаще всего ограничивается изучением состава этих пород, лишь в малой степени затрагивая имеющие к ним отношения геологические проблемы.

На пути выяснения эволюции вулканической деятельности в истории Земли стоят две главные задачи: 1) приложение формационного метода к исследованию вулканогенных пород и 2) изучение хронологических закономерностей распределения вулканогенных пород и их ассоциаций (формаций) в разрезе осадочной оболочки Земли. Исследования, направленные на решение этих задач и сопровождаемые выделением зарождающихся и отмирающих формаций и определением хроностратиграфических интервалов их существования, могут явиться одним из наиболее эффективных методов выявления качественных необратимых эволюционных изменений в развитии вулканической деятельности в пределах всей системы континентов земного шара.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Говоря о палеовулканологических прогнозах, следует иметь в виду систему построений, основанную на интерпретации определенных палеовулканологических исходных данных и позволяющую предложить конкретные выводы в отношении перспектив поисков и разведки месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения. Такие построения, используемые в процессе прогнозирования, обычно опираются на целенаправленные картографические обобщения результатов геологических съемок, однако могут быть представлены также последовательным логическим изложением оснований, являющихся опорой для соответствующих заключений, итогом специальных исследований, направленных на выяснение природы вмещающих толщ и происхождения месторождений, и т. д.

Во всех этих случаях необходимо знать и учитывать геологическую обстановку, определяющую особенности развития вулканической деятельности в пределах изучаемого региона, пространственное и хронологическое отношение месторождений полезных ископаемых рассматриваемого типа к вулканическим процессам и конкретным вулканогенным формациям, иметь определенное представление о формационном типе руд месторождения и располагать достаточно объективными и обоснованными данными о происхождении этих руд. Таким образом, необходимо иметь ясную и многоплановую картину, характеризующую отношение изучаемых месторождений к вулканической деятельности, что может быть получено на основе специального геологического картирования и других целевых исследований, и располагать широким спектром сведений об этих отношениях, включая данные о минералогии, структуре и текстуре руд.

Последовательный анализ данных, характеризующих состав, формационную принадлежность, пространственные и хронологические отношения к вулканической деятельности и т. д., одним словом, широкое использование всех средств, имеющихся в распоряжении исследователя, позволили А.И. Заварицкому в серии обстоятельных работ [51, 54, 57 и др.] убедительно доказать вулканическое происхождение колчеданных месторождений Урала. В своих исследованиях он подчеркивал, что изучение генезиса месторождений является трудной задачей и что на пути этого изучения недопустимы шаблонные подходы, недопустима "замена отыскания конкретных признаков данного месторождения, являющихся указанием на процессы в его геологическом прошлом, отысканием таких признаков в нем, которые служат лишь для отнесения этого месторождения к тому или иному стандартному "генетическому типу", т. е. замена исследовательских задач изучения признаков данного конкретного геологического явления задачами классификации и нахождения места этого явления в отвлеченной схеме классификации" [57, с. 14]. Следуя этим принципам, имеющим общее значение и составляющим основу всякого научного исследования, Заварицкий обосновал четкое представление о непосредственной связи колчеданных месторождений Урала с вулканической деятельностью, протекавшей в подводных условиях, о чем свидетельствует широкое распространение шаровых лав, прослоев морских осадков среди вулканических пород и т. д. Таким образом, он явился одним из ведущих пионеров среди исследователей, занимавшихся изучением рудных месторождений, указавшим на вулканическое субмаринное происхождение промышленных колчеданных руд.

Результаты исследований Заварицкого были поддержаны В.И. Смирновым, который отмечал, что "переломным моментом в развитии представлений о генезисе колчеданных месторождений надо считать 1936 г., когда А.Н. Заварицкий выступил с новой гипотезой об образовании колчеданных руд метасоматическим путем под воздействием минерализованных гидротермальных растворов, поступающих из магматических очагов, питавших рудовмещающие вулканогенные комплексы, вслед за их образованием. С тех пор генеральная линия разработки теории колчеданного рудообразования проводится под знаком уточнения и совершенствования гипотезы А. Заварицкого" [209, с. 350—351].

Возможность образования некоторых металлоносных осадочных и других месторождений под влиянием вулканических эксгаляций или за счет подводных горячих источников указывалась и раньше, в частности, Ниггли [434], затем Шнейдерхеном [470]. Тем не менее в изданной в 1947 г. книге Шнейдерхен [470] писал, что "лава, достигающая еще в жидком состоянии вулканического уровня, должна быть в отношении рудоносности "стерильной". Соответственно он уделял внимание главным образом эксгаляционным месторождениям серы и бора, отчасти эксгаляционно-осадочным месторождениям железа (тип Лан-Диль) и марганца, а также осадочным колчеданным месторождениям, которые считал предположительно связанными с эксгаляциями и с влиянием морских подводных термальных источников.

Между тем различными путями формировались новые взгляды на связь рудных месторождений с вулканической деятельностью. Одним из ведущих моментов в новом подходе явился разработанный Н.С. Шатским формационный метод, позволивший рассматривать парагенетические ассоциации (формации) как наборы пород, разных по происхождению, но устойчиво сопровождающих друг друга в различных пространственных и геологических ситуациях. На основе этого метода были показаны роль вулканизма в образовании месторождений марганца и фосфора [260, 264] и отдаленное влияние вулканической деятельности на образование кремнезема в осадочных толщах. Впрочем, и раньше в рамках коллектива, руководимого Н.С. Шатским, исследованиями А.В. Пейве, Н.А. Штрейса и А.Л. Яншина в 1941—1947 гг. было установлено, в сущности, вулканическое происхождение бокситов Урала, возникших вследствие выноса растворенных соединений алюминия непосредственно в морской бассейн, где происходила седиментация, сопровождавшаяся образованием бокситовых залежей.

Итоги работ в области выявления роли вулканизма в формировании осадочных месторождений полезных ископаемых были подведены в трудах Г.С. Дзоценидзе [43 и др.], где с учетом формационного метода были изложены общие представления о вулканогенно-осадочном генезисе руд и приведены многочисленные примеры соответствующих месторождений. Системе этих обобщений в нашей стране предшествовали широко развернувшиеся работы по изучению возможностей приложения формационного метода к изучению рудных месторождений; эти работы осуществлялись под общим руководством В.И. Смирнова при участии В.Н. Котляра и других исследователей. В 1959 г. В.Н. Котляр обобщил большой материал по зарубежным и отечественным месторождениям, приуроченным непосредственно к древним вулканическим аппаратам и вулканогенным формациям, и предпринял попытку объяснить некоторые проблемы их происхождения. В 1963 г. в Москве было проведено межведомственное совещание, специально посвященное вопросам рудоносности вулканогенных формаций [199]. В итоге были сформулированы новые идеи по проблеме связей вулканизма с рудообразованием, способствовавшие решению ряда практических задач обеспечения народного хозяйства нашей страны минерально-сырьевыми ресурсами. Значение проведенных исследований было подчеркнуто присуждением Г.С. Дзоценидзе, В.Н. Котляру и В.И. Смирнову Ленинской премии. Таким образом, совершенно четко определилось новое отношение к проблеме связей вулканизма с рудообразованием, обусловленное выявленным практическим значением руд вулканического происхождения.

В решении общих задач изучения вулканогенного рудообразования несомненно важную роль сейчас играют ранее неизвестные факты распространения установленных сперва в 1966 г. на дне Красного моря, а позднее в районе Галапагосских островов в Тихом океане и в других местах океанических акваторий, горячих сульфидных рассолов с температурой около 40°С и выше и высокой концентрацией рудных компонентов, по данным [211] в выборке из 43 анализов составляющей для CuO 4,5%, ZnO — 12,2% и S — 16,8%. Существование таких рассолов, расположенных непосредственно над

базальтами океанического ложа, наглядно указывает на возможность формирования рудных залежей с высокой концентрацией металлов среди лавовых излияний и осадков, залегающих на дне океана.

Проблема вулканогенного рудообразования эффективно разрабатывается в Японии, Австралии, Канаде и некоторых других странах, где вулканические породы имеют массовое распространение и где их сопровождают рудные месторождения практического значения. В Японии к изучению руд вулканического происхождения внимание исследователей приковано уже давно. Поэтому именно здесь представление о сингенетическом вулканогенно-осадочном происхождении руд сыграло важную роль в нахождении промышленных рудных месторождений типа Куроко. Они являются стратифицированными полиметаллическими месторождениями, и их считают генетически связанными с неогеновой подводной вулканической деятельностью. Хотя в начале столетия проблема происхождения этих месторождений считалась дискуссионной, после исследований Ватанабе в 1956—59 гг. утвердилось представление о вулканическом происхождении руд Куроко и сингенетическом их образовании преимущественно среди кислых лав [416, 515, 516].

Название "Куроко" связано с черным цветом руд, но некоторые исследователи различают среди них не только Куроко (черные руды, содержащие барит—цинк—свинец—серебро), но также Око (желтые руды, медно-пиритовые), Кеико (кремнистые руды, медьсодержащие) и Секкоко (гипсовые руды, ангидрит—гипс-пиритовые). В месторождениях этого типа есть зоны, нацело сложенные баритом [416].

В Японии к рудным месторождениям вулканического происхождения относятся также марганцево-железистые и железистые руды ряда месторождений, а кроме того, — золото-серебряные, медные и полиметаллические, свинцово-цинковые, оловянно-вольфрамовые, марганцевые, киноварные и сурьмяные жилы, которые считают субвулканическими гидротермальными образованиями.

Особого внимания заслуживают новейшие исследования медно-никелевых месторождений Австралии, результаты которых приведены в серии статей, помещенных в журнале "Economic Geology" [340]. Эти месторождения, открытые в 1966 г. в Западной Австралии на территории утративших былое значение золотосных полей (Годфилд) в древнем блоке Йилгарн, сосредоточены вдоль зоны меридионального простирания в сильно метаморфизованных ультраосновных породах коматит-перидотитового ряда. Поисковые и разведочные работы в области распространения вулканических пород коматитового ряда проводятся здесь в строгом соответствии с концепцией, предполагающей вулканическую природу медно-никелевых руд. Перидотит-дунитового ряда породы принадлежат корневым зонам коматитов, и связанное с ними оруденение того же типа также может рассматриваться как образовавшееся вследствие вулканической деятельности, продолжавшейся длительное время в период 2,9 млрд. лет и позднее. Обзор этих месторождений не входит сейчас в нашу задачу, и те краткие сведения, которые приведены по отношению к этим и другим рудным месторождениям, рассмотрены здесь только для того, чтобы показать, насколько широко влияние вулканической деятельности на процессы рудообразования.

Прежде чем продолжить обзор проблемы палеовулканологических прогнозов, необходимо, во-первых, определить принципиально, какие рудные месторождения должны относиться к типу месторождений вулканического происхождения; во-вторых, очертить круг влияния вулканической деятельности на окружающую среду.

По-видимому, отвечая на первый вопрос, трудно выработать единую точку зрения. Однако можно, по-видимому, высказать ее с позиций, прямо относящихся к основам палеовулканологии. В таком смысле к вулканическим рудным месторождениям следует относить те из них, которые сингенетичны рудовмещающим вулканическим породам или их наборам, ассоциациям, формациям. Сингенетичность должна быть подтверждена анализом хронологических и пространственных взаимоотношений с учетом возможностей позднейшей миграции рудного вещества под влиянием процессов метаморфизма и различного рода деформаций. Между тем решить задачу определения соотношений между первичным накоплением рудного вещества и последующей его миграцией, а также внедрением более поздних рудных образований далеко не просто. Это решение тем более трудно, что для него необходимо строго знать, являются ли наложенные, позднейшие процессы миграции рудного вещества или его новых поступлений результатом действия гидротермальных растворов поствулканической природы,

т. е. в итоге все же связаны с вулканизмом, или они относятся к периоду, существенно оторванному от этапа вулканической активности. К этому следует добавить трудности, возникающие в связи с последующей деформацией, а также динамометаморфическими и гидротермальными процессами преобразования первичных руд вулканического происхождения. Именно эти трудности и приводят к тому, что ясно и вполне убедительно изложенные взгляды А.Н. Заварицкого в отношении вулканической природы медноколчеданных руд Урала до сих пор не всеми разделяются.

Второй вопрос: влияние вулканической деятельности на окружающую среду. Следует ясно представлять, что, помимо прямого воздействия на тот или иной регион, в пределах которого формируются рудные месторождения, вулканическая деятельность оказывает огромное влияние также на бассейны седиментации, где образуются осадочные толщи. Таким образом, есть основания для разделения рудных месторождений на те, которые возникли под прямым воздействием вулканизма, — это месторождения собственно вулканического происхождения, и те, которые образовались в осадочных толщах под влиянием вулканической деятельности, т. е. телевулканические или вулканогенно-осадочные месторождения.

Прогнозируя перспективы поисков месторождений, необходимо строго учитывать различные соотношения вулканизма с рудообразованием и стремиться показать не только сферу прямого влияния вулканической деятельности, но и области вероятного ее воздействия на синхронные вулканизму бассейны седиментации. С этой точки зрения особенно важно разрабатывать дальше формационный метод в приложении к анализу перспектив поисков рудных месторождений, прямо или косвенно связанных с вулканизмом.

Если иметь в виду высказанные выше соображения в отношении рудных месторождений вулканического происхождения и относить к ним сингенетические образования, в том числе связанные с сопровождающей вулканизм поствулканической гидротермальной активностью, то круг таких месторождений окажется очень широким. Поэтому вполне естественно, что в работах В.Н. Котляра [83] и В.И. Смирнова [207] представлен длинный список гидротермальных рудных месторождений вулканического происхождения, включающий широкий их спектр в зависимости от структурной приуроченности и глубины образования. Этот перечень охватывает следующий ряд различных месторождений:

1. Полиметаллические золото-серебряные месторождения, приуроченные к третичным вулканогенным породам Тихоокеанского пояса и известные в Северной и Южной Америке (США, Мексика, Перу, Чили, Боливия, Аргентина), в Японии, на Филиппинских островах, в Новой Зеландии, на о-вах Суматра, Ява, Новая Гвинея, а также среди аналогичных вулканогенных пород внутренней зоны Карпат, на территории Чехословакии, Венгрии, Румынии, Югославии и Советского Союза.

2. Золото-серебряные месторождения с теллуридами и селенидами, свойственные вулканогенным породам того же возраста в США (Колорадо, Криппл-Крик), Мексике (Тонопа и др.), а также в Японии, Индонезии и Румынии.

3. Касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовые месторождения Боливии (Оруро, Потоси, Лалаго и др.), сопровождающие штоки третичных кислых пород.

4. Халькопирит-энргит-халькозиновые (иногда с молибденитом и турмалином) месторождения типа Браден в Чили, Церро-де-Паско в Перу, Бор в Югославии.

5. Флюорит-берtrandитовые месторождения бериллия типа Томас в США.

6. Киноварные месторождения ртутных руд, иногда с мышьяком (реальгаром) в Вышкове и Закарпатье, на Камчатке, в Италии и США, сосредоточенные в третичных и четвертичных вулканогенных породах.

7. Месторождения самородной меди среди фельзитовых агломератов, переслаивающихся с базальтовыми потоками в районе оз. Верхнего в США.

8. Месторождения алунита (Заглик в СССР, Нагибания в Венгрии, Гагаг в Румынии и др.); к ним близки золото-алунитовые месторождения типа Голдфилд в США.

9. Месторождения исландского шпата в трапповой области Сибирской платформы (Нижнетунгусское, Вилуйское и др.), а также в Исландии.

10. Отложения фумарол, сольфатар и паровых струй близ поверхности Земли, представленные скоплениями серы и сульфидов (пирит, марказит, халькопирит) на Камчатке, Курильских островах, в Японии и в Италии.

Все эти гидротермальные месторождения вулканического происхождения обычно

связаны с наземным преимущественно андезит-дацитовым вулканизмом позднегеосинклинального развития, с траппами платформ или с щелочными магматическими сериями областей распространения наложенных структур. Чаще всего они располагаются в жерлах вулканов или на их периферии в зонах конических, кольцевых и радиально-трещинных структур. Характерно сильное изменение вмещающих вулканогенных пород, выраженное их окварцеванием, пропилитизацией, алунитизацией и каолинизацией.

Наряду с месторождениями рассмотренного типа широко распространены колчеданные месторождения, встречающиеся в иной парагенетической ситуации, но возникшие, как отмечено выше, тоже непосредственно в связи с вулканической деятельностью. Колчеданные месторождения наблюдаются преимущественно среди зеленокаменных пород, принадлежащих продуктам подводных извержений и имеющих спилит-кератофировый или metabазальтовый состав. Степень вторичных изменений вмещающих пород сильно варьирует, главным образом в пределах от амфиболитовых до зеленокаменных низких степеней метаморфизма. Эти месторождения охватывают, с одной стороны, эксгалационно-осадочные колчеданные руды, с другой — аналогичные руды, образовавшиеся в корневых зонах вулканических построек, возникших на дне моря. Считается, что зеленокаменные спилито-кератофировые серии относятся к ранним стадиям геосинклинального развития, но такая строгая зависимость необязательна, так как возможно и сравнительно позднее появление таких формаций в истории развития геосинклиналей. Рудообразование сопровождается преимущественно поздние стадии вулканической активности. Предполагается, что наиболее интенсивное колчеданное рудообразование относится к тому моменту, когда основные и средние вулканические породы в процессе эволюции вулканизма сменяются кислыми породами. В зависимости от условий образования месторождений В.И. Смирнов [207] отмечает возможность выделения среди колчеданных месторождений трех главных групп: метасоматических, вулканогенно-осадочных и комбинированных. К последним он относит месторождения типа Куроко в Японии, где в контурах рудных тел объединены метасоматические и вулканогенно-осадочные части месторождения (рис. 57).

Своеобразными чертами отличаются медно-никелевые месторождения Западной Австралии, также имеющие вулканическое происхождение. Они расположены в системе зеленокаменных зон и прогибов, сравнительно резко удлинённых параллельно ССЗ, почти меридиональному направлению. Эти зоны сложены коматит-перидотитовыми сериями пород, подвергшихся метаморфизму в условиях эпидит-хлоритовых до амфиболитовых изменений. Типично не только присутствие в рудоносных структурах коматитовых серий, но также очень древний, верхнеархейский-нижнепротерозойский их возраст. Это типичные стратиформные месторождения. Их вероятными аналогами в Канаде являются, по Грину и Налбрету [361], никелевые месторождения Лангмюир, где имеется ряд небольших залежей в "вулканических перидотитах", обнаруживающих характерную для коматитов структуру спинифекс при высоком содержании окиси магния (40—45%). Условия образования медно-никелевых месторождений Западной Австралии в общем сходны с теми, которые типичны для колчеданных месторождений зеленокаменных зон. Здесь тоже обычны шаровые лавы, указывающие на подводный характер излияний.

Приведенный краткий очерк месторождений вулканического происхождения имеет лишь самое общее значение для оценки современного состояния изученности и необходим лишь в целях определения возможностей использования данных о различных типах рудных образований в вулканогенных породах при палеовулканологических прогнозах. Более общий взгляд на эту проблему должен учитывать, как отмечено выше, также огромную роль вулканизма в формировании месторождений вулканогенно-осадочного типа.

Итак, спектр рудных месторождений вулканического происхождения очень широк. Если прибавить к этому еще нерудные полезные ископаемые того же происхождения и учесть реальное использование самих вулканогенных пород в качестве промышленного сырья (алюминиевое сырье, базальтовое литье, абразивные материалы, цементные добавки и т. д.), то сфера возможностей прогнозирования территорий, перспективных для поисков полезных ископаемых, вызванных к жизни вулканической деятельностью, окажется огромной. Однако в зависимости от целей и задач, определяемых конкретными условиями, эта сфера может быть существенно суженной. Соответственно

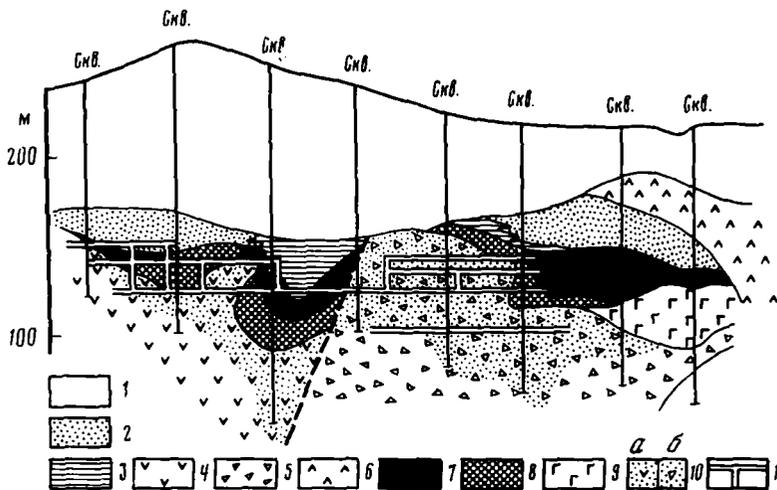


Рис. 57. Геологический разрез колчеданного месторождения Учинотай, Япония, по В.И. Смирнову [207]

1 — четвертичные породы; 2 — туфы и туфобрекчии; 3 — красный кремнистый роговик; 4 — белые риолиты; 5 — вулканическая брекчия; 6 — юный риолит (послерудный); 7 — черная руда; 8 — желтая руда; 9 — гипсовая руда; 10 — силикатная руда (белые риолиты и вулканические брекчии с прожилками и вкрапленностью сульфидов: а — серицитизированные, б — окварцованные); 11 — подземные горные выработки

могут быть поставлены задачи прогнозирования только одного типового объекта полезного ископаемого. Таким образом, прогнозирование может быть общим, не ограниченным какими-либо рамками, или частным, целенаправленным, подчиненным поискам конкретного вида полезного ископаемого или группы полезных ископаемых.

При общем прогнозировании могут иметь значение любые факты, указывающие на распространение различных групп вулканогенных пород на определенной территории. Важным моментом общего изучения должно быть определение принадлежности этих пород к определенному формационному типу, что возможно путем детального исследования их состава и свойственного им парагенезиса с другими породами, осадочными и вулканогенными. Такое определение должно основываться на сравнении изучаемых пород или породных ассоциаций с их аналогами в других регионах. Состав пород и тип образуемой ими ассоциации в первую очередь определяют возможность оценки перспектив использования как самих пород, так и вероятных сопутствующих им полезных ископаемых. Известно, что именно эти два признака являются главными в оценке возможной металлоносности вулканогенных пород. Сейчас тем не менее очень существенно выяснение возможных синхронных вулканогенными породами тех или иных осадочных образований, в которых могут быть выявлены полезные ископаемые, формирующиеся под влиянием вулканической деятельности на процессы седиментации.

Состав вулканогенных пород в известной мере является индикатором сопутствующих им полезных ископаемых, что выражено соответствующими представлениями о металлогенической и геохимической специализации магм различного состава, о приуроченности различных разновидностей руд и нерудных полезных ископаемых к определенным типам изверженных пород и т.д. В приложении к вулканогенным образованиям эти общие представления далеко не так хорошо развиты, как для плутонических пород. Тем не менее очевидно, например, связь медно-никелевых и медных месторождений с породами базальтового ряда, а также с ультраосновными эффузивными породами типа коматитов или пикритов. Также более или менее ясен преимущественный парагенез оловорудных и свинцово-цинковых месторождений с риолитами, в какой-то мере серебро-свинцовых руд с андезитами и т.д. Однако такие непосредственные связи с определенными по составу вулканическими породами установить в общем трудно, потому что эти породы обычно группируются в различные ассоциации совместно с другими вулканогенными образованиями. Соответственно те или иные

месторождения вулканического происхождения сопровождаются, как правило, достаточно сложными наборами пород, входящими в состав разнотипных формаций: риолитовых, андезитовых, базальтовых, коматитовых и т.д. В таких условиях естественно искать возможность привлечения формационного подхода к анализу взаимосвязей между различными полезными ископаемыми и разнообразными ассоциациями вулканогенных пород. Речь в данном случае может идти о вулканогенных формациях как источнике сведений о возможных перспективах распространения сопутствующих им полезных ископаемых на территориях, занятых вулканическими породами, а не о рудных формациях, представляющих самостоятельный интерес.

В настоящее время наиболее последовательно анализирует проблему связей геологических, в том числе вулканогенных, формаций с полезными ископаемыми коллектив металлогенистов ВСЕГЕИ, руководимый Д.В. Рундквистом [200]. В представленных этим коллективом разработках указан длинный ряд различных вулканогенных формаций, имеющих отношение к рудообразованию, объединяемый в группы формаций: 1) щелочно-ультрамафитовую, 2) базальтовую, 3) щелочно-базальтоидную, 4) андезитовую, 5) риолитовую и 6) фонолитовую. Каждая из перечисленных групп формаций включает, в свою очередь, различные разновидности формаций. Так, в первую группу включены формации меланефелинитов и щелочных ультрамафитов. Ко второй группе отнесены формации: трахибазальтовая, натриевых базальтов (спилит-диабазовая), натриевых базальтов и риолитов¹ (кератофир-спилит-диабазовая), базальт-андезит-риолитовая, базальт-трахиандезит-трахириолитовая, базальт-трахириолитовая, андезит-базальтовая (андезит-базальтовых порфиритов – трахитовых порфиритов), трахириолит-трахибазальтовая, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, калиевых базальтов и трахитов (базальтовых порфиритов – трахитовых порфиритов), пикрит-базальтовая, базальт-долеритовая (трапповая), риолит-базальтовая. В третьей группе выделены формации щелочных базальтов, фонолитов и щелочных базальтоидов и лейцитифиров; в четвертой – базальт-андезитовая, андезитовая, трахиандезитовая; в пятой – натриевых риолитов (кварцевых кератофиров), дацит-риолитовая, риолитовая, трахириолитовая; в шестой – фонолитов, щелочных трахитов и лейцитифиров.

Множественность подразделений в некоторых группах формаций лишь отчасти может быть объяснена стремлением отразить в названиях не только качественный состав входящих в ассоциацию пород, но и их количественные соотношения. Чрезмерная детализация подразделений при фактическом отсутствии строгих количественных параметров, характеризующих различные формации, приводит к неясностям и вызывает затруднения при выработке единого подхода к анализу металлогенических проблем. По-видимому, поскольку речь идет, например, о базальтовых формациях, то достаточно четко могут быть выделены формации базальтов натриевых, калиевых, траппового типа (базальт-долериты), пикритовых, формации, сопровождаемые андезитами и риолитами, только андезитами или только риолитами. Остальные разновидности формаций относятся к типам, включающим субщелочные породы с различным количественным соотношением базальтов, андезитов и риолитов, вследствие чего их дальнейшее разделение затруднительно, как, впрочем, в значительной мере условно и выделение ряда субщелочных пород вообще. Тем не менее взаимосвязи между формациями и полезными ископаемыми могут быть прослежены, по-видимому, в более узком плане, чем при попытках выявления этих связей с типами пород или с типами магм.

Во всяком случае, опыт коллектива сотрудников ВСЕГЕИ [200] позволяет утверждать, что по типу формаций могут быть предположительно указаны вероятные перспективы поиска полезных ископаемых, сопутствующих этим формациям. Так, для формаций натриевых базальтов и трахибазальтов отмечается свойственная им непромышленная медно-цинковая минерализация и столь же убогая самородная медь. В то же время характерным считается появление в ряде случаев в синхронных осадочных образованиях крупных стратиформных месторождений меди, свинца, цинка, железа, марганца и фосфоритов, возможно, сурьмы и ртути. Предполагаются вероятные генетические связи этих так называемых отдаленно вулканогенно-осадочных месторождений с глубинными источниками базальтоидного вулканизма [200,

¹ Здесь и далее название "липариты" из систематики, предложенной Д.В. Рундквистом и его коллегами, заменено на "риолиты" в соответствии с принятой в нашей книге номенклатурой.

с. 269—270]. В случае преобладания кремнисто-сланцевых пород в господствующей осадочной части разреза ведущими являются, как указывают металлогенисты ВСЕГЕИ, месторождения железа, марганца и фосфоритов.

Формации натриевых базальтов и риолитов, а также базальт-андезит-риолитовые сопровождаются серноколчеданными и медно-цинковыми колчеданными месторождениями, имеющими, как предполагается, гидротермально-осадочное происхождение и обычно расположенными в связи с вулканическими постройками и субвулканическими телами [200, с. 270—271]. В колчеданных рудах обычны примеси золота, кобальта, молибдена, иногда олова.

Пикрит-базальтовые формации с базальтами преимущественно так называемого океанического типа отличаются присутствием в породах повышенных содержаний меди, вплоть до образования рудных концентраций, либо рассеянных, либо формирующих жилы и метасоматические оруденелые зоны. Базальт-долеритовые (трапповые) формации являются носителями месторождений меди, кобальта, полиметаллов, железа, исландского шпата, целестина и графита [200, с. 273—274].

Базальт-андезитовые формации могут сопровождаться железорудными скарновыми и медно-молибденовыми порфиоровыми месторождениями, а также стратиформными месторождениями типа Куроко и их жильными аналогами. Сейчас предпочитают говорить не о рудоносности андезитовых формаций, а о металлогенической специализации таких вулканоструктур, в продуктах извержения которых преобладают породы андезитовых формаций. Руды могут быть несколько оторваны по времени образования от вулканических пород этих формаций. В таких условиях развиваются две ветви металлогенической специализации. В случае образования вулканоструктур в пределах мафических тектонических блоков типично медно-молибденовое порфиоровое, ферберит-антимонитовое, ртутное листовитовое оруденение, на сиалических же блоках — сурьмяно-ртутное аргиллизитовое. На блоках сложного строения с элементами сиалического и мафического фундамента может образоваться золото-серебряное, алунитовое и флюорит-полиметаллическое оруденение. Возможны различные усложнения этой сравнительно простой системы взаимоотношений [200, с. 279—283].

Риолитовые и дацит-риолитовые формации также отличаются некоторыми характерными чертами металлогенической специализации. Натриевые риолитовые формации существенно выделяются сопровождением медно-свинцово-цинковым колчеданным (пример — Юго-Западный Алтай, Салаир), золото-баритовым и железооруденением. В связи с дацитовым и трахириолитовым калиевым или кали-натровым вулканизмом образуются следующие ряды рудных формаций: 1) оловорудные (сульфосольные), флюорит-полиметаллические, золото-серебряные; 2) сурьмяные антимонитовые аргиллизитовые, ртутные метациннабарит-киноварные карбонатные аргиллизитовые и листовитовые; 3) флюоритовые и флюорит-полиметаллические. С породами повышенной щелочности связано оруденение цезиеносных вулканических стекол, флюорит-редкометальное, редкометальное аргиллизитовое и флюорит-полиметаллическое [200, с. 287—289].

Общая картина связей оруденения с определенными типами вулканогенных формаций вырисовывается достаточно отчетливо. Однако это не значит, что, встречая область распространения вулканических пород определенного состава, указывающих на принадлежность их к какой-либо конкретной формации, всякий раз можно ожидать сосредоточения в пределах этой территории именно тех полезных ископаемых, которые отмечены в приведенном выше сильно сокращенном нами перечне, заимствованном из работы, подготовленной сотрудниками ВСЕГЕИ и изданной под ред. Д.В. Рундквиста [200].

Состав пород и их формационная принадлежность определяют только общие перспективы, возможности обнаружения определенного типа оруденения. Необходимо последующее изучение условий залегания вулканогенных пород и их структурной и стратиграфической приуроченности, позволяющей выявить место вулканогенных формаций конкретного типа в общем тектоническом развитии изучаемого региона, отношение их к подстилающим толщам и т.д. Вместе с тем неотъемлемой опорой палеовулканологического прогнозирования служат данные о внутренней структуре вулканических полей, о размещении в их пределах различного рода вулканоструктур, таких, как кальдеры, жерловины, куполы, различных форм и размеров вулканические постройки и т.д.

И все же не случайно в упоминаемой нами неоднократно работе [200, с. 294] на первое место поставлен вывод о том, что металлогения отдельных магматических формаций определяется их составом — принадлежностью к тому или иному магматическому семейству. В качестве дополнительной иллюстрации к этому выводу следует привлечь известные сейчас достаточно полные данные о медно-никелевом оруденении, сопровождающем специфические архейские-раннепротерозойские вулканогенные перидотит-коматитовые формации Западной Австралии, расположенные в пределах области, тяготеющей к территориям Голдфилд, вызванным к жизни влиянием на эти формации гранитоидных интрузий и привлекавшим в прошлом огромное внимание исследователей. Сейчас аналогичные металлогенические проявления известны также среди архейских зеленокаменных серий Канады, и следует ожидать их распространения и на других аналогичных территориях древних щитов, в частности в нашей стране в Карелии и отчасти на Кольском полуострове, где перидотит-коматитовые ассоциации уже хорошо известны. Несколько слов, высказанных в отношении вулканических перидотит-коматитовых формаций, в некоторой мере могут дополнить изложенные в [200] данные о формациях и их металлогении, где о таких формациях, к сожалению, не говорится. Между тем они важны еще и потому, что, пожалуй, в наиболее наглядном виде демонстрируют значение возраста как фактора, определяющего типичные черты формаций и свойственной им металлогении. Вулканические перидотит-коматитовые формации исключительно показательны в этом отношении, так как их массовое распространение преимущественно среди архейских и раннепротерозойских пород и почти полное отсутствие в более поздние эпохи устанавливается, судя по всем имеющимся сейчас данным, вполне отчетливо. Поэтому специфическая их металлогения оказывается индикаторной также с точки зрения общей эволюции процессов рудообразования на нашей планете.

Общий ряд положений, определяющих возможность прогнозирования, должен включать, помимо данных о составе вулканогенных пород и их формаций, также сведения об их возрасте, структурном положении, о месте, которое они занимают в общей истории развития конкретного региона, о внутренней структуре сложенных ими вулканических полей, о размещении внутри этих полей конкретных вулканических построек, деформационных и иных структур и т.д. О значении состава пород и формаций, а также возраста вулканогенных пород для общего прогнозирования выше уже говорилось. Что касается структурного положения пород и формаций, то здесь возникают различные аспекты этой проблемы. Во-первых, металлогенические черты вулканогенных формаций существенно зависят в ряде случаев от состава пород фундамента, на котором покоятся вулканогенные образования. Существенно фемический или сиалический состав фундамента может определить специфику металлогении залегающей выше вулканогенной формации. Это положение очень выразительно подчеркивается в упоминавшейся работе [200]. Особенно характерна по приводимым в этой работе данным зависимость оруденения от состава пород фундамента для андезитовых формаций. Во-вторых, определенное влияние на металлогению вулканогенных формаций оказывает размещение их в определенных структурных зонах, либо сложенных различными парагенезами осадочных пород (кремнисто-терригенных или кремнисто-карбонатных), либо отвечающих разным стадиям развития геологических структур. В общем случае существенное разнообразие формационных типов, сосредоточенных в определенной структурной зоне, может способствовать увеличению масштабов месторождений и их разнообразию.

Важным элементом общего палеовулканического прогноза является также внутреннее строение вулканических полей, их гетерогенность и наличие среди них более или менее явно выраженных вулканических структур. Сравнительное обилие таких структур и признаков гетерогенности вулканического поля, слагаемого определенным типом формаций, в общем случае является благоприятным признаком, определяющим возможность нахождения в пределах такого поля определенных видов полезных ископаемых. Это вызывает необходимость детального изучения внутреннего строения вулканических полей не в качестве самоцели, а имея в виду перспективную металлогеническую оценку области распространения вулканогенных пород.

В целом имеется большой и сложный набор данных, на которые можно опираться в процессе общего палеовулканического прогнозирования возможностей поиска различных видов полезных ископаемых. В зависимости от детальности сведений,

которыми можно располагать в отношении состава и строения вулканогенных образований и слагаемых ими вулканических полей, общий палеовулканологический прогноз будет более или менее полным и строгим.

Локальный прогноз уже целиком зависит от изученности вулканических полей, состава и условий залегания вулканогенных формаций и т.д. При таком прогнозе, во-первых, выдвигается задача выбора объектов для постановки поисковых или детальных геологоразведочных работ. Во-вторых, определяются вид или виды полезных ископаемых, на которых прежде всего должно быть сосредоточено внимание при анализе перспектив локального прогноза. В соответствии с такими задачами для рационального локального прогнозирования крайне важно выявление гетерогенности вулканических полей, определяемой, во-первых, фациальной изменчивостью вулканогенных образований, во-вторых, структурными факторами. В процессе изучения структуры вулканических полей приходится сталкиваться с двоякого рода структурными обстановками. Одни из них обуславливаются первичными процессами накопления продуктов вулканической деятельности и являются, таким образом, протовулканическими или собственно вулканическими структурами. К ним относятся различные виды вулканических построек, таких, как вулканические конусы, в том числе стратовулканы, кальдеры, жерловины вулканов и т.д. Рудные скопления вулканического происхождения, несомненно, определенным образом подчиняются этим первичным структурам, если оруденение синхронно вулканической деятельности. Впрочем, и поствулканические гидротермальные растворы тоже в своей циркуляции, несомненно, подчиняются особенностям морфологии первичных вулканических структур. Что касается другого типа структур, деформационных, обусловленных влиянием последующих тектонических перемещений, то такие структуры определяют размещение преимущественно поствулканических гидротермалитов.

Так или иначе, особенности внутренней структуры вулканического поля играют существенную роль в распределении мигрирующих рудных растворов и определяют размещение рудных тел. Поэтому знание особенностей строения вулканического поля представляет крайне необходимый элемент локального прогнозирования.

В.Н. Котляр [83] особенно выразительно подчеркивал значение первичных вулканотектонических структур в размещении рудных тел. Поэтому в его систематике месторождений вулканического происхождения одним из главных признаков, определяющих характерные черты рудных образований, является морфология вулканических структур. В своих работах он выделял жерловые, вулканокупольные, субвулканические, кальдерные и другие структурные типы рудных месторождений. Опираясь на данные о распространении в пределах вулканических полей протоструктур с характерными для них положительными (куполы, конусы и т.п.) или отрицательными (различного типа кальдеры) формами, а также привлекая указания на размещение жерловин и корневых зон денудированных вулканов, можно ориентироваться в вероятном распределении рудных скоплений внутри вулканического поля. При этом следует учитывать различные сведения о вторичных изменениях вулканических пород, обуславливающих превращение их в пропилиты, вторичные кварциты и другие образования, свидетельствующие о вероятной циркуляции гидротермальных растворов в пределах изучаемого поля и внутри выявленных вулканических протоструктур.

В деформированных вулканических структурах осложняющими моментами при интерпретации получаемых в результате детального изучения материалов, являются, во-первых, затруднения, связанные с реконструкцией первичных вулканических построек, во-вторых, возможность образования наложенных зон вторичного изменения вулканических пород, не связанных непосредственно с вулканической деятельностью.

Решение задач локального палеовулканологического прогнозирования существенно определяется поисковыми объектами, поэтому невозможно дать единые указания для всех случаев, с которыми приходится сталкиваться. Даже выдвинутые некоторые общие положения в отношении такого прогнозирования будут преломляться в зависимости от того, какие виды полезных ископаемых предполагается выявлять в процессе поисковых работ. Очевидно, например, что в случае прогноза возможностей выявления месторождений, представленных самими вулканическими породами, придется пользоваться иными дополнительными данными и соображениями, чем при аналогичном прогнозе рудных месторождений.

Однако следует иметь в виду, что в любом случае при локальном прогнозировании необходимо детальное изучение вулканического поля, состава и фациальных изменений внутри него вулканогенных пород, формационной принадлежности этих пород, особенностей внутренней структуры поля, размещения в нем зон вторичного изменения вулканических пород и т.д. Во всяком случае, очевидно, что когда изучаются месторождения и ведется поиск полезных ископаемых вулканического происхождения, то независимо от поискового объекта вулканическое поле должно быть изучено с детальностью, позволяющей реконструировать первичные вулканические структуры. Полный обзор всех возможных вариантов, с которыми можно в таком случае встретиться, лежит за пределами настоящей работы и нуждается в специальной разработке знатоками поисковых проблем.

Краткий обзор проблемы палеовулканологических прогнозов, которые следует иметь в виду как при общем, так и при локальном прогнозировании, мы ограничиваем изложенными выше сведениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеовулканологическое исследование, ставящее в теоретическом плане задачу изучения эволюции вулканизма в истории Земли, а в практических аспектах — прогнозирование перспектив поисков месторождений полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую деятельность геологического прошлого, опирается на изучение вулканогенных пород и их геологическое картирование.

Хотя вулканогенные породы изучаются в общем более полутора веков, тем не менее начиная со второй половины прошлого столетия и до недавнего времени главное внимание исследователей было сосредоточено преимущественно на определении состава и структуры этих пород, на выяснении взаимоотношений их друг с другом и с их глубинными аналогами и т.д., т.е. на чисто петрогенетических вопросах. Огромное внимание, впрочем, уделялось также химическому составу вулканогенных пород, служившему задолго до открытия в середине прошлого века возможностей их изучения в тонких срезах (шлифах) в поляризованном свете единственным средством диагностики этих пород. Так или иначе, в итоге длительной истории сформировались четко выраженные петрологические аспекты исследования вулканогенных пород, опирающиеся на современные достижения в области эксперимента с силикатными расплавами, теснейшим образом связанные с физико-химическими исследованиями различного рода равновесий в сложных силикатных системах.

Между тем вулканогенные породы, как и все другие, представляют собой не только минеральные агрегаты, к которым приложимы все соответствующие подходы, ориентированные на изучение особенностей их состава, но являются вместе с тем геологическими телами. Следовательно, их значение как геологических тел должно быть надлежащим образом определено и изучено и должны быть использованы все возможности интерпретации результатов изучения вулканогенных пород в геологических аспектах, имея в виду главную теоретическую цель всей системы наук о Земле — изучение эволюции геологических процессов. Нет возможности изучить эволюцию вулканической деятельности геологического прошлого, что составляет главную теоретическую задачу палеовулканологии, вне самого внимательного исследования вулканогенных пород как геологических тел, для чего необходимо опираться на геологическое картирование. Только по данным геологического картирования определяется возраст отложений и восстанавливается последовательность происходивших на Земле событий, выясняются условия залегания вулканогенных образований, устанавливается общая структура вулканических полей и свойственных им внутренних структур, создаются основы для количественного учета вулканических масс, возникших в различные периоды жизни Земли и т.д. Таким образом, основой для палеовулканологических исследований служат различные геологические карты, которые должны быть надлежащим образом трансформированы для выявления в реальных условиях геологической изученности территории всех необходимых сведений о вулканогенных породах и об их взаимоотношениях с осадочными толщами и интрузивными образованиями, о слагаемых ими первичных и деформационных структурах, а также о других особенностях залегания этих пород внутри вулканических полей. Различные способы трансформации исходных данных для построения специализированных палеовулканологических карт основываются на разработке методов палеовулканологических реконструкций, составляющих один из важнейших элементов общего исследования вулканогенных пород и слагаемых ими вулканических полей.

Однако наряду с интерпретацией существующих геологических карт в палеовулканологических целях необходимо также составление специализированных карт, расшифровывающих внутреннее строение древних вулканических полей на основе применения методов, позволяющих непосредственно достигать этой цели. Известно, что геологи долгое время уклонялись от детальной расшифровки строения участков, сложенных вулканогенными породами, основываясь на представлении о том, что для этого необходима специальная методика и что это дело петрографов. В то же время петрографы, или петрологи, не считали существенно важной своей задачей геологическое картирование вулканогенных пород. Наоборот, они тоже избегали заниматься этими задачами, отдавая их на решение геологам. Только за последние 12—15 лет наметились более строгие подходы к этой проблеме и были приложены особые усилия к разработке методических указаний по геологической съемке в областях, сложенных вулканогенными породами, а также аналогичных указаний по съемке древних вулканов [45].

Применение методов детального геологического картирования связано с необходимостью тщательного изучения разрезов вулканогенных толщ, их корреляции на основании выделения различных генетических типов отложений и выявления главных черт фациальной изменчивости вулканогенных образований. Это необходимо как для разработки системы общих представлений о развитии вулканической деятельности (эволюционном или циклическом), так и для палеовулканологических реконструкций, позволяющих восстанавливать морфологию древних вулканических построек.

В истолковании данных, основанных на изучении стратиграфических разрезов и геологическом картировании, естественно необходимо учитывать общие методические подходы, широко применяемые во всей системе геологических наук и опирающиеся на актуалистические методы сравнения древних образований с современными. Тем не менее основу изучения палеовулканологических проблем составляют вулканогенные породы и результаты их геологического картирования.

Вулканогенные породы встречаются в различных сочетаниях друг с другом и с иными породами — осадочными или интрузивными. Такие сочетания обычно не случайны, а достаточно закономерны, вследствие чего одинаково построенные наборы пород можно наблюдать в разных регионах, в различные периоды земной истории и в различных структурных условиях. Поэтому имеются все основания вслед за Н.С. Шатским выделять среди вулканогенных пород соответствующие парагенезы пород, парагенетические ассоциации, или формации. Выделение таких формаций создает почву для крупных обобщений и позволяет переходить от интерпретации данных, изображенных на крупномасштабных картах, к анализу мелкомасштабных обзорных построений. Вместе с тем анализ таких формаций, неодинаковых по наборам пород, стратифицированных или нестратифицированных, может служить одной из наиболее четких основ для прогноза территорий, наиболее перспективных для постановки поисковых работ на месторождения полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую деятельность геологического прошлого.

Особого внимания в процессе палеовулканологических исследований требует разработка вопросов, связанных с палеовулканологическими реконструкциями; они могут быть разными. Во-первых, в ряде случаев приходится решать частные задачи определения типа вулканических извержений, что важно для выяснения действительной природы вулканогенных пород. Во-вторых, при сколько-нибудь детальных палеовулканологических исследованиях совершенно необходимы палеовулканологические реконструкции морфологии и внутреннего строения древних вулканов, для чего, конечно, следует знать современные вулканы. Впрочем, в древних вулканах денудация вскрывает и делает доступными прямому наблюдению те глубинные корни, о которых в современных вулканах можно только догадываться, опираясь на геофизические данные и привлекаемая для сравнения палеовулканологические построения. Общие задачи в области палеовулканологических реконструкций связаны также с восстановлением былого облика древних вулканических областей и воссозданием истории развития вулканической деятельности на более или менее обширных территориях или на всей планете в целом.

Различные палеовулканологические реконструкции позволяют анализировать многие общие проблемы палеовулканологии, касающиеся, в частности, общих черт пространственного и хронологического размещения древних вулканов. При этом может быть достаточно строго выяснено, что хронологические отношения между древними вулканическими постройками и геологическими структурами отнюдь не отвечают общим идеаль-

ным схемам развития вулканической деятельности в зависимости от стадий геосинклинального или платформенного развития. Соответственно могут быть выделены области перманентного и рекуррентного развития вулканизма, представляющие характерные черты унаследованных процессов вулканической деятельности, а также области эпигенетического развития, отвечающие формированию наложенного вулканизма, — единственного типа, соответствующего общеизвестной схеме Штилле.

С развитием палеовулканологии все более и более отчетливо выясняется необходимость в разработке различного рода глобальных палеовулканологических реконструкций, основанных на точном знании современного распространения вулканогенных пород различного состава на территории земного шара. Поэтому в представленной работе особое внимание уделено изложению сведений об общих чертах глобального распределения современных вулканических пород на континентах и в океанах, чтобы более строго поставить вопрос о правомерности и общей оценке возможностей сравнения на основании имеющихся данных современных и древних вулканических пород и их ассоциаций.

Глобальные проблемы энергетики древних вулканов и общие проблемы эволюции вулканизма в истории Земли относятся к главнейшим теоретическим проблемам палеовулканологии. Впереди еще, конечно, выяснение общих связей земного вулканизма с общепланетарным, но эта проблема лежит уже за пределами нашей книги.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анатольева А.И.* Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1960, вып. 2, с. 52.
2. *Анатольева А.И.* Значение стратиграфических корреляций в палеовулканологии (на примере Саяно-Алтайской области). — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 161—165.
3. *Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.
4. *Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
5. *Аремаки С.* Пирокластические потоки и кальдеры Японии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 164—172.
6. *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. — В кн.: Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госиздат, 1923, ч. 1. 145 с.
7. Атлас литолого-палеогеографических карт Европейской части СССР/Под ред. Виноградова А.П. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
8. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. Виноградова А.П. М.: Госгеолтехиздат, 1968.
9. *Афанасьев Г.Д.* Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4, с. 57—59.
10. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Иностран. лит., 1963. 108 с.
11. *Барт Т.* Состав и эволюция магмы южной части Среднего Атлантического хребта. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1, с. 54—55.
12. *Балов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Наука, 1963. 372 с.
13. *Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 60—99.
14. *Беммелен Р.В.* Геология Индонезии. М.: Иностран. лит., 1957. 394 с.
15. *Билибин Ю.А.* Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2, с. 238—339.
16. *Биллингс М.П.* Структурная геология. М.: Иностран. лит., 1949. 432 с.
17. *Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е.* Об основных структурных элементах земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 68, вып. 3, с. 3—32.
18. *Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
19. *Бровков Г.Н.* Осадочно-тепелерокластические формации — особый тип породных ассоциаций. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 2, с. 68—72.
20. *Бровков Г.Н., Бучарская Г.С., Моголев А.Е., Забияка И.Д.* Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967. 222 с.
21. *Быковская Е.В.* Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР. — В кн.: Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966, т. 2, с. 22—32.
22. *Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
23. *Вембан Н.А.* Пути дифференциации в траппах Декана. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Иностран. лит., 1950, с. 244—295.
24. *Вергунов Г.П.* Очерк геологии и металлогении горной части Курильского архипелага. — Тр. СвхКНИИ, Южно-Сахалинск, 1961, вып. 10, с. 65—75.
25. *Виланский А.М.* Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 271 с.
26. *Власов Г.М.* Камчатка, Курильские и Командорские острова — зверо островных дуг Восточной Азии. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 31, ч. 1, с. 677—690.
27. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Л.: Недра, 1964. 220 с.
28. *Влодавец В.И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Дариганской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 679—684.
29. *Влодавец В.И.* О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14, с. 3—16.
30. *Влодавец В.И.* Проблема туфолов и игнимбитов. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20, с. 11—23.
31. *Вольнец О.П., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.П.* Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских

- магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 48—72.
32. *Гиларова М.А.* Шаровые лавы Суйсарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1959, вып. 10, № 268, с. 3—68.
33. *Гилленрейтер В. К.* Вулканам Камчатки. М.: Планета, 1970. 150 с.
34. *Гилленрейтер В.* Рождение вулкана. М.: Планета, 1979. 184 с.
35. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
36. *Гоньшакова В.И.* Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 118—207.
37. *Горшков Г.С.* Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963, с. 5—16.
38. *Горшков Г.С.* Петрографический и химический состав лав курильских вулканов. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 31, ч. 1, с. 604—608.
39. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
40. *Горшков Г.С., Боголюбенская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М.: Наука, 1965. 172 с.
41. *Грайзер М.И.* К вопросу о нижнекарбоневом вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6, с. 1424—1427.
42. *Громин В.И.* Будины и будинообразные тела в продуктах базальтового вулканизма. — Геология и геофизика, 1977, № 1, с. 41—47.
43. *Дзоцендзев Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
44. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, № 2, с. 163—170.
45. *Донских В.В., Зелузин В.Н., Кронидов И.И.* Методика геологической съемки древних вулканов. — В кн.: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Л.: Недра, 1980, вып. 4.
46. *Дымкин А.М., Солонцов Л.О., Элери С.С.* Некоторые новые данные о породах диабазовой формации на востоке Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1, с. 173—175.
47. *Дэли Р.* Изверженные породы и глубины Земли. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 592 с.
48. *Дю-Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Иностран. лит., 1957. 490 с.
49. *Елисеев Н.А.* Петрография Рудного Алтая и Калбы. — Петрография СССР. Сер. регион., 1938, вып. 6. 248 с.
50. *Заварицкий А.Н.* Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. — Изв. Геол. ком., Л., 1924, т. 43, № 3, с. 361—396.
51. *Заварицкий А.Н.* Колчеданные месторождения Урала. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., Л., 1927, вып. 22. 288 с.
52. *Заварицкий А.Н.* Некоторые породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. — Зап. Рос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1931, ч. 60, вып. 2, с. 153—236.
53. *Заварицкий А.Н.* Северная группа вулканов Камчатки. — Тр. СОП АН СССР. Сер. камчат., 1935, вып. 11. 55 с.
54. *Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1936, № 5, с. 29—65.
55. *Заварицкий А.Н.* О вулканах окрестностей Мэргеня и их лавах. — В кн.: Академику В.А. Обручеву: К пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 2, с. 9—58.
56. *Заварицкий А.Н.* О геологическом изучении интрузий на Урале. — В кн.: Тр. Урал. науч. конф. М.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 25—33.
57. *Заварицкий А.Н.* О генезисе колчеданных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 3—17.
58. *Заварицкий А.Н.* Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол., 1944, № 5/6, с. 12—23.
59. *Заварицкий А.Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 1, с. 28—39.
60. *Заварицкий А.Н.* Игнимбриты Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3, с. 3—18.
61. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е изд. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
62. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
63. *Заварицкий А.Н.* Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 702 с.
64. *Завидонова А.Г., Веселовская М.М.* Новые данные о палеозойском вулканизме на Русской платформе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3, с. 89—94.
65. *Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С.* и др. О времени замыкания Хангайского прогиба в вюрисцидах Центральной Монголии. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 89—94.
66. *Иванов Б.Н.* Современное образование подушечных лав в субэвразальных условиях. В кн.: Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966, т. I, с. 49—55.
67. *Калмыков Н.Т.* О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 80—90.
68. *Калугина Т.И., Калузин А.С.* К методике количественного исследования вулканогенных формаций. — В кн.: Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966, т. II, с. 159—171.
69. *Карпетян С.Н.* Куполовидные вулканы Арteni и Атис. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол., 1964, № 3/4, с. 79—95.
70. *Кележинская В.В.* Верхнепалеозойский вулканизм Токравского синклиория (Центральный Казахстан). М.: Наука, 1969. 169 с.
71. *Кележинская В.В.* Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1422—1425.
72. *Кележинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
73. *Кинг Ф.Б.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: Иностран. лит., 1961. 300 с.
74. Классификация и номенклатура магматических горных пород/Под ред. Богатикова О.А., Михайлова Н.П., Гоньшакowej В.И. М.: Недра, 1971. 160 с.

75. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 25 с.
76. *Конецкий Л.* Об алмазности Чешского массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 12, с. 143—146.
77. *Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 332 с.
78. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
79. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности персмагматических растворов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 3—12.
80. *Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубины в вулканогенных формациях. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5—11.
81. *Короновский Н.В.* Палеоэнергетические реконструкции кайнозойского орогенного вулканизма альпийского пояса Евразии, Северной, Центральной и Южной Америки. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1979, с. 33—39.
82. *Короновский Н.В., Солодкова Н.А.* Строение и история формирования вулкана Синек (Закарпатье). — Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 115—137.
83. *Котляр В.Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 491—543.
84. *Кравая Т.М., Мелекесцев И.В.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 104 с.
85. *Кришнан М.С.* Геология Индии и Бирмы. М.: Иностр. лит., 1954. 424 с.
86. *Кузнецов Е.В., Луццкий В.И.* Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936. 710 с.
87. *Кузнецов Ю.А.* О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 246—254.
88. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
89. *Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л.* Гранитный магматизм и тектоника. — Геология и геофизика, 1961, № 10, с. 108—121.
90. *Кутейников Е.С., Мясвитц В.Л.* Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1968, с. 135—138.
91. *Кутюлин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 142 с.
92. *Кэй М.* Геосинклиналь Северной Америки. М.: Иностр. лит., 1955. 192 с.
93. *Лавин Б.Н.* Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 166—183.
94. *Лебедев А.П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161. 199 с.
95. *Лебедев А.П.* Вопросы изучения базальтовой магмы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12, с. 30—44.
96. *Лебедев П.И.* Вулкан Алагез и его лавы. — Тр. СОПС АН СССР. Сер. Закавказ., 1931, вып. 3, с. 117—379.
97. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Олонская диабазовая формация. — Тр. СПб. о-ва естествоиспытат., 1888, с. 19—396.
98. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Кавказа. Часть теоретическая. — Тр. СПб. о-ва естествоиспытат., 1898, т. 36, вып. 5. 139 с.
99. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Армянское вулканическое нагорье. — Природа, 1928, № 5, с. 429—446.
100. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. 5-е изд. М.; Л., 1940. 524 с.
101. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Успехи петрографии в России. — Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. II. 322 с.
102. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Избр. труды. М.; Л., 1952, т. 2.
103. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* (совместно с А.С. Гинзбергом и Н.Л. Дилакторским). Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Сибири. — Тр. СОПС АН СССР. 1932, вып. 1, 82 с.
104. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А.* Петрографический словарь. М.; Л.: ОНТИ, 1937. 416 с.
105. *Ломизе М.Г.* Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 203 с.
106. *Лопатин Б.Г.* Антарктический вулканический пояс. — В кн.: Антарктика. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 11—23.
107. *Лопатин Б.Г., Поляков М.М.* Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. М.: Наука, 1976. 174 с.
108. *Лурье М.Л.* Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Сб. научно-технической информации. М.: изд. м-ва геол. и охраны недр., 1956, № 3, с. 6—7.
109. *Лурье М.Л., Мясвитц В.Л., Полунина Л.А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 5—70.
110. *Лурье М.Л., Обручев С.В.* Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с. 159—206.
111. *Луццкий В.И.* Петрография. М.; Л.: ГНТГГИ, 1932. Т. 1. 256 с.; Т. 2. 220 с.
112. *Луццкий В.И., Лебедев П.И.* Петрография Украины. М.: Изд-во АН СССР, 1934. 524 с.
113. *Луццкий И.В.* Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. — Петрография СССР. Сер. регион., 1950, вып. 12. 172 с.
114. *Луццкий И.В.* О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба. — Изв. АН СССР Сер. геол., 1957, № 10, с. 94—97.
115. *Луццкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
116. *Луццкий И.В.* Некоторые вопросы терминологии. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966, с. 8—12.
117. *Луццкий И.В.* Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики. — В кн.: Сравнительная палеовул-

- канология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966б, с. 263—281.
118. *Луцицкий И.В.* Проблема унаследованного развития магматизма. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXIII сес. М.: Наука, 1968, с. 211—215.
119. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.; Т. 2. 384 с.
120. *Луцицкий И.В.* О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973а, № 5, с. 22—33.
121. *Луцицкий И.В.* Эволюция вулканизма в истории Земли. — Вестн. АН СССР, 1973б, № 8, с. 53—60.
122. *Луцицкий И.В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозе. Новосибирск: Наука, 1978. 296 с.
123. *Луцицкий И.В.* Вулканические породы. Петрология и структурные положения: Рец. на книгу М. Жиро и др. — В кн.: Новые книги за рубежом. М.: Мир, 1980а, № 3, с. 114—120.
124. *Луцицкий И.В.* Количественные оценки вулканогенных серий в проблеме общей эволюции вулканизма Земли. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXVI сес. Петрология. М.: Наука, 1980б, с. 40—45.
125. *Луцицкий И.В.* Общие черты размещения неоген-четвертичных вулканов в Центральной Азии. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 3, с. 5—13.
126. *Луцицкий И.В., Бондаренко П.М.* Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.
127. *Луцицкий И.В., Бондаренко П.М.* Некоторые общие черты тектоники и вулканизма Байкальского свода и его аналогов. — В кн.: Тектоника Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, т. IV, с. 169—176.
128. *Луцицкий И.В., Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжения над интрузивным куполом. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 2, с. 316—318.
129. *Луцицкий И.В., Бондаренко П.М.* Поля напряжений флексуры разломов. — В кн.: Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембри и фанерозе. Новосибирск, 1981, с. 86—97.
130. *Луцицкий И.В., Бровков Г.Н., Пилипенко В.Н.* Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 12—21.
131. *Луцицкий И.В., Кележинкас В.В.* О девонских вулканических аппаратах центрального типа в Туве. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 3, с. 96—103.
132. *Ляйпель Ч.* Основные начала геологии. М., 1866. Т. I. 399 с.; Т. II. 547 с.
133. *Лялин Ю.И., Миллер Е.Е.* Эффузивы нижнего кембрия (бощекульская свита) Чангизского геосинклинального прогиба. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, Алма-Ата, 1960, т. 3, с. 68—86.
134. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
135. *Магницкий В.А.* Слой низких скоростей верхней мантии Земли. В кн.: Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1968, VIII. 29 с.
136. *Мазаревич А.Н.* Основы геологии СССР. М.: ГОНТИ, 1938. 554 с.
137. *Макдоняльд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
138. *Малеев Е.Ф.* О петрографических принципах классификации вулканокластических пород. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, с. 449—458.
139. *Малеев Е.Ф.* Вулканокластические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
140. *Малеев Е.Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Недра, 1975. 257 с.
141. *Малеев Е.Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 214 с.
142. *Малеев Е.Ф.* Вулканыты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
143. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 254 с.
144. *Мархинин Е.К.* Вулканы и жизнь: (Проблемы биовулканологии). М.: Мысль, 1980. 198 с.
145. *Масайтс В.Л.* Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилюй. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1955, вып. 7, с. 213—216.
146. *Масайтс В.Л.* Трапповая формация бассейна р. Вилюй. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 208—255.
147. *Масуренков Ю.П.* Кайнозойский вулканизм эльбурской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 132 с.
148. *Махнач А.С., Веретенников Н.В.* Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 234 с.
149. *Махнач А.С., Корзун В.П.* Вулканогенно-осадочные породы франского яруса верхнего девона Припятского прогиба. — Докл. АН БССР, 1964, т. 8, № 12, с. 810—813.
150. *Махнач А.С., Стефаненко А.Я., Цепенко М.М., Козлов М.Ф.* Краткий очерк геологии Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 214 с.
151. Методические указания по составлению палеовулканологических карт СССР масштаба 1 : 5 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 20 с.
152. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20, с. 72—89.
153. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Игнимбрито-туфовая формация в структуре альпийского пояса юго-западной Евразии. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 2, с. 38—53.
154. *Набоко С.И.* Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Probl. 13. М.: Изд-во АН СССР, 1960. с. 325—333.
155. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963а. 172 с.
156. *Набоко С.И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963б, с. 24—34.
157. *Набоко С.И.* Современные фации гидротермально-измененных пород. — В кн.: Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 129—134.

158. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968. 335 с.
159. *Навликин Д.В.* Геология СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.
160. *Наседкин В.В.* Петрогенез кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 208 с.
161. *Никитина Л.Г.* Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, вып. 3, с. 27—40.
162. *Никитина Л.Г., Шужанов В.М.* Гранито-липаритовая формация девона Центрального Казахстана. — В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 46—53.
163. *Николаев Н.И.* О возрасте Центрального Кавказа и Предкавказья. — Тр. МГРИ, 1948, т. 23, с. 3—11.
164. *Новикова А.С.* Вулканогенно-осадочные отложения Русской плиты. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 111—118.
165. *Новикова А.С.* К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1, с. 9—29.
166. *Обручев В.А.* Юные движения на древнем темени Азии. — Природа, 1922, № 8/9, с. 37—46.
167. *Обручев С.В.* Тунгусский бассейн (южная и западная часть). — Тр. Всесоюз. Геол. разв. объедин. М., т. 1, 1932, вып. 164; т. 2, 1933, вып. 178. 353 с.
168. *Обручев С.В.* Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. — Землеведение. Нов. сер., 1950, т. 3, с. 26—31.
169. *Обручев С.В., Лурье М.Л.* Вулканы Кропоткина и Перетолгина в Восточном Саяне. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1954, № 8, с. 210—225.
170. *Оффман П.Е.* О строении центральной части Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 16—27.
171. *Оффман П.Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. IV, с. 1—340.
172. *Охалкин Н.А., Чубугина В.П.* О пиропсах и хромшпинеллидах в базальтовых трубках Минусинского межгорного прогиба. — Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 2, с. 439—442.
173. *Павлинов В.Н.* Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных Вод. — Тр. МГРИ, 1948, т. 23, с. 83—96.
174. *Панто Г.* Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 2, с. 93—101.
175. *Парфенгольц К.Н.* От Еленовки до Селимского перевала. — В кн.: Междунар. геол. конгр.: Экскурсия по Кавказу. Армянская ССР. М.: ГОНТИ, 1937, с. 37—42.
176. *Пайев А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
177. *Пайев А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
178. *Петров В.П.* Игнимбриты и туфовые лавы — еще раз о природе арктик-туфа. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14, с. 17—25.
179. *Петров В.П.* Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20, с. 24—38.
180. Петрографический словарь/ Под ред. Петрова В.П., Богатикова О.А., Петрова Р.П. М.: Недра, 1981. 496 с.
181. *Пийп Б.И.* О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. — Бюл. Вулканол. станции АН СССР, 1946, № 12, с. 18—28.
182. *Пилипенко В.Н.* Горный Алтай и Рудный Алтай. — В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966, с. 97—143, 167—216.
183. *Полканов А.А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 13—16.
184. *Полканов А.А.* Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с. 5—28.
185. *Полканов А.А.* О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955а, т. 2, с. 666—678.
186. *Полканов А.А.* Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и границы эпохи логландия — иотния южной части Балтийского моря. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1955б, вып. 5, с. 5—43.
187. *Постникова И.Е.* Нижнепалеозойские отложения района Сердобска. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. М.: Госгеолтехиздат, 1953, с. 117—126.
188. *Предтеченский А.А.* Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 155 с.
189. *Радулеску Д.П.* Вулканы сегодня и в геологическом прошлом. М.: Недра, 1979. 256 с.
190. *Рамберг Х.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 70—88.
191. *Ржонсницкая М.А., Мельценко В.С.* и др. Материалы к изучению фауны тштыпской свиты Минусинской котловины. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. М.; Л.: Госгеолиздат, 1952, с. 120—189.
192. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
193. *Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород: Метод подсчета. М.: Мир, 1975. 288 с.
194. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 390 с.
195. *Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь: (Закономерности глобальной геохимии углерода). Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
196. *Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Девонские литологические формации мира. — Сов. геология, 1954, т. 41, с. 46—76.
197. *Ротман В.К.* О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 913—916.

198. *Ротман В.К.* Вулканоганно-молассовая формация: (На примере Тихоокеанского подвидного пояса). — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 1, с. 44—56.
199. Рудоносность вулканогенных формаций: (Материалы межведомств. совещ.). М.: Недра, 1965. 325 с.
200. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Рундквиста Д.В. Л.: Недра, 1981. 424 с.
201. *Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1971, вып. 3, с. 244—252.
202. *Святловский А.Е.* Очерки истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 219 с.
203. *Свяловский А.Е.* Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 232 с.
204. *Святловский А.Е.* Региональная вулканология. М.: Недра, 1975. 224 с.
205. *Сирич А.Н.* О соотношении центрального и арельного вулканизма. М.: Наука, 1968. 196 с.
206. *Ситтер Л.У.* Структурная геология. М.: Иностран. лит., 1960. 474 с.
207. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 688 с.
208. *Смышляев В.Н.* Спилито-кератофировая формация северного склона Западного Саяна. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 179—196.
209. *Соболев В.С., Костюк В.П., Бобричев А.П.* и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 248 с.
210. *Соболев Н.Д.* Неогеновые интрузивы и докембрийский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 211 с.
211. Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. 280 с.
212. *Соколов В.А., Робонян С.И., Рыбаков С.И.* и др. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1978. 168 с.
213. *Солоненко В.П., Тресков А.А.* и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 232 с.
214. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. 292 с.
215. *Стрехов Н.М.* Основы исторической геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1948. Ч. 2. 396 с.
216. *Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимов И.Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 174 с.
217. *Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимов И.Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев: Наук. думка, 1964. 136 с.
218. *Тящинуна М.В.* Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы годичной сес. Учен. совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 68—70.
219. Тез. докл. на VI Всесоюз. палеовулканическом симпозиуме. Т. 1. Палеовулканические карты и вопросы металлогении. Свердловск. 1983. 152 с.
220. Тектоника Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте Евразии/Под ред. Яншина А.П. М.: Наука, 1966. 488 с.
221. *Тернер Ф., Фархуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Иностран. лит., 1961. 592 с.
222. *Тетяев М.М.* Основы геотектоники. Л.; М.: Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1934. 288 с.
223. *Тихомиров С.В.* О возрасте вулканических отложений южной части Московской синеклизы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 1, с. 89—91.
224. *Ткаченко Р.И.* Некоторые вопросы гидротермального изменения пород в районах активного вулканизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6, с. 79—85.
225. *Уилсон М.Е.* Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 236—369.
226. *Уокер Ф., Полдверарт А.* Долериты Кару Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрология трапповых формаций. М.: Иностран. лит., 1950, с. 8—182.
227. *Уотерс А.К.* Вулканические породы и тектонический цикл. — В кн.: Земная кора. М.: Иностран. лит., 1957, с. 729—752.
228. *Уотерс А.К.* Определение направления течения в базальтах. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Иностран. лит., 1963, с. 96—115.
229. *Усенко Н.С., Бернадская Л.Г.* О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 28—43.
230. *Усенко Н.С., Личак И.П., Царевский Ц.Д., Бернадская Л.Г.* Магматические формации Украинского щита. — В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964, с. 236—248.
231. *Усов М.А.* Фации и фазы пород эффузивного облика. — Пробл. совр. геологии, 1935, т. 5, с. 795—812.
232. *Усов М.А.* Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — В кн.: Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. СССР. М., 1939, т. 2, с. 637—642.
233. *Усов М.А.* Фации и формации горных пород. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—119.
234. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
235. *Устиев Е.К.* Годичный симпозиум Ливерпульского геологического общества. — Изв. АН СССР. геол., 1969, № 9, с. 146—150.
236. *Федоров Е.С.* Химические отношения горных пород и их графическое изображение. — Зеп. Горн. ин-та. СПб., 1908, т. 1, № 1, с. 1—19.
237. *Федоров Т.О.* Жерло девонского вулкана Жиландыбулак в Центральном Казахстане и связанные с ним накопления. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 52—56.
238. *Фирсов Л.В., Кележинская В.В.* Пермоtriasовые вулканические породы района Дэлгэр-Кан-Сомона. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 5, с. 1161—1163.
239. *Флоренский В.П., Липинская Т.А.* Габбро-диабазы, диабазы и близкие к ним породы восточной части Русской платформы. — Тр. Моск. нефт. ин-та им. И.М. Губкина, 1955, вып. 14, с. 35—92.

240. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
241. *Формозов Л.Н.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 196, т. 2, с. 7—153.
242. *Фрейд Г.М.* К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. — Тр. Лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 1, с. 86—110.
243. *Фролова Т.И.* Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их образовании. — Сов. геология, 1968, № 11, с. 3—18.
244. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б.* Магматизм северной части магнитогорского синклинория. — В кн.: Геология и полезные ископаемые. М.: Наука, 1961, вып. 8, с. 96—107.
245. *Фюрон Г.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Иностр. лит., 1955. 144 с.
246. *Херасков Н.П.* Геологические формации: (Опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, № 5, с. 31—52.
247. *Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91, 110 с.
248. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации: Обобщающий докл. 1965. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 375—401.
249. *Хиллс Е.Ш.* Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.
250. *Холмс А.* Основы физической геологии. М.: Иностр. лит., 1949. 591 с.
251. *Хоутон С.Г.* Африка южнее Сахары. М.: Мир, 1966. 366 с.
252. *Червяковский Г.Ф.* Об остатках среднепалеозойских вулканических аппаратов на Урале. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 198—202.
253. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
254. *Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А.* Андезит-базальтовая формация Урала. — В кн.: Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963, с. 79—83.
255. *Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А.* К картированию вулканогенных образований Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1968, т. 1, с. 5—64.
256. *Чернов В.И.* К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 125—135.
257. *Чернов В.И.* Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов дагона Рудного Алтая. — Тр. МГРИ, 1955, т. 28, с. 59—69.
258. *Четвериков С.Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 248 с.
259. *Шатский Н.С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформенные и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Ст. 1. Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39—66.
260. *Шатский Н.С.* О марганценовых формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценовые формации. — Изв. АН СССР Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
261. *Шатский Н.С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
262. *Шатский Н.С.* Фации и формации (Грессли и его учение о фациях). — Избр. труды. М.: Недра, 1965, т. 4, с. 219—232.
263. *Шатский Н.С.* Избр. труды М.: Наука. Т. 2, 1964. 720 с.; т. 3, 1965. 348 с.; Т. 4, 1965. 398 с.
264. *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещ. по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—100. Избр. труды. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 52—143.
265. *Ширинян К.Г.* Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1961а. 160 с.
266. *Ширинян К.Г.* Игнимбриты и туфолавы: (Принципы классификации и условия формирования на примере Армении). — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961б, вып. 20, с. 57—58.
267. *Ширинян К.Г.* Антропогенный вулканизм Армении. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 85—96.
268. *Штилле Г.* Избр. труды. М.: Мир, 1964а, 888 с.
269. *Штилле Г.* Субсеквентный магматизм. — Избр. труды. М.: Мир, 1964б, с. 686—702.
270. *Штрейф Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. — Тектоника СССР, 1951, т. 3, с. 380.
271. *Эрлих Э.Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 93—105.
272. *Эрлих Э.Н.* Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6, с. 48—63.
273. *Яковлева Е.Б.* О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 98—103.
274. *Яковлева Е.Б.* Основные черты вулканизма Рудного Алтая. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 6, с. 246—248.
275. *Abich H.* Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildung. I. Geologische Beobachtungen über vulkanischen Erscheinungen in Unter und Mittelitalien. Braunschweig, 1841. 102 S.; II. Geologie des Armenischen Hochlandes. Wien, 1882. 210 S.
276. *Adams L.H.* Internal constitution of the Earth. N.Y.: Gutenberg, 1951. 440 p.
277. *Afflek J.* Definition of regional structures by magnetics. — In: The megatectonics of continents and oceans. New Brunswick (N.J.): Rutgers Univ. press, 1970, p. 3—23.
278. *Almond D.C.* The composition of basaltic lavas from Bayunda, Sudan and their place in Canozoic history of North-East Africa. — Bull. Volcanol., 1975, vol. 38, pt 2, p. 315—360.
279. *Anderson C.A.* The Tuscan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. — Univ. Cal. Publ. Geol. Sci., 1933, vol. 23, N 7, p. 215—276.
280. *Anderson E.M.* Cone-sheets and ring-dikes: The dynamical explanation. — Bull. Volcanol., 1937, vol. 15, p. 35—40.
281. *Araña V.* Litología y estructura del Edificio Canadas, Tenerife (Islas Canarias). — Estud. geol., 1971, vol. 27, N 2, p. 95—137.
282. *Araña V., Carracedo InC.* Los volcanes de las Islas Canarias. 1. Tenerife. Madrid, 1978. 151 p.
283. Atlas geologique du Monde. Sheets 6, 7, 8. P.: UNESCO. 1975. 3 p.

284. *Auden I.B.* Dykes in Western India (Deccan Trapes). — *Trans. Nat. Inst. Sci. India*, 1949, vol. 3, p. 123–157.
285. *Avasti D.M., Ramakotaian G., Varadarajan S.* et al. Study on the deccan trapes of Cambay Basin by geophysical methods. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 3, N 35, p. 743–749.
286. *Bailey D.K., Macdonald R.* Petrochemical variations among mildly peralkaline (Comendite) obsidians from the oceans and continents. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 28, p. 340–351.
287. *Bailey E.B., Clough C.T., Wright W.B.* et al. The Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. 1924. 445 p. (Mem. Geol. Surv. Scotland).
288. *Baker P.E.* Preliminary account of recent geological investigations on Eastern Island. — *Geol. Mag.*, 1967, vol. 104, p. 116–122.
289. *Baker P.E.* Peralcaline acid volcanic rocks, of oceanic iseländ. — *Bull. Volcanol.*, 1975, vol. 38, N 3, p. 737–754.
290. *Bandy M.C.* Geology and petrology of Eastern Island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1937, vol. 48, N 11, p. 1589–1610.
291. *Bedercke E.* Grundfragen des Vulkanismus. — *Geol. Rdsch.*, 1948, Bd. 35, S. 127–133.
292. *Bemmelen R.W.* Vulcano-tectonic depression of Sumatra. — In: *Handl. 25 Nederl. Natur. ges. Congr. Leiden*, 1935, p. 289–293.
293. *Bemmelen R.W.* The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North Sumatra). — *Ing. Nederl.* — *Indie*, 1939, N 6, p. 126–140.
294. *Biljon S.* The transformation of the upper part Pretoria series in the Buschveld complex. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1949, vol. 52, p. 197.
295. *Black A., Girod M.* Late Paleozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 185–210.
296. *Blackwelder E.* Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1928, vol. 89, p. 465–484.
297. *Blake D.H.* The net-vened complex of the Austurhorn intrusion, Southeastern Iceland. — *J. Geol.*, 1966, vol. 74, N 6, p. 891–907.
298. *Bougault H., Hekinian R.* Rift Valley in the Atlantic Ocean near 36° 50' N: Petrology and geochemistry of basaltic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 24, p. 249–261.
299. *Bourkart J.* Geographie du fond des meers. P.: Payot, 1949. 307 p.
300. *Branagan D.F.* Palaeovolcanology in New South Wales: A stratigraphic summary. — In: *Geol. Austral. Spec. Bull.* 2. Canberra, 1969, p. 155–162.
301. *Branch C.D.* A new intrusion mechanism for some high-level granites and relationship with ignimbrites in North Queensland. — *Bull. Volcanol.*, 1963, vol. 25, p. 47–60.
302. *Branch C.D.* The structure and evolution of the volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown, Inlier, Queensland. — *Nature*, 1966, vol. 209, N 5023, p. 606–607.
303. *Branch C.D.* The volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown, Inlier, Queensland. — *Bur. Miner. Resour. Austral. Bull.*, 1966, N 76. 159 p.
304. *Broch O.A.* Lavas of Bouvet Island. — *Sci. Results. Norw. Antarct. Exped.*, 1946, N 25, p. 3–26.
305. *Brooks C., Hart S.R.* On the significance of komatiite. — *Geology*, 1974, vol. 2, N 2, p. 107–110.
306. *Bryan W.B.* Geology and petrology of Clarion Island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966a, vol. 78, p. 1461–1476.
307. *Bryan W.B.* History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali-basalt, Socorro Island, Mexico. — *Bull. Volcanol.*, 1966b, vol. 29, p. 453–479.
308. *Buch L.* Geognostische Beobachtungen am Reisen durch Deutschland und Italien. B. Bd. 1. 1802. 320 S.; Bd. 2. 1809. 318 S.
309. *Buddington A.F.* Granite emplacement with special reference to North America. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, N 6, p. 671–748.
310. *Bullard F.M.* Volcanoes: In history, in theory, in eruption. Elsevier, N.Y., 1962. 441 p.; 2nd ed., 1976; 3rd ed., 1980.
311. *Burri C.R.* Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungteruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seine Umrandung. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1926, N 6, S. 115–199.
312. *Cámara M.S.M., Bravo T.* Active volcanoes of the Canary Islands. — In: *Catalogue of the active volcanoes including solfatara fields*. 1967, pt. 21, p. 55–106.
313. *Carmichael J.S.E.* A note on the composition of some natural acid glasses. — *Geol. Mag.*, 1962, vol. 99, N 3, p. 253–264.
314. *Carracedo I.C.* Paleomagnetism e historia volcanica de Tenerife: Aula de cultura de Tenerife. Santa Cruz, 1979. 82 p.
315. *Carstens H.* Cristobalite-trachytes of Jean-Mayen. — *Scr. Norsk. Polar. Inst.*, 1961, Bd. 121, S. 1–10.
316. *Chatterdgie S.C.* Adress of the Chairman at session petrology and mineralogy Intern. Symp. on Deccan trap and other flood eruption. — *Bull. Volcanol.* 1972, vol. 35, N 3, p. 1022–1036.
317. *Chose N.C.* Chemical characteristics of some basaltic rocks of India. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 3, p. 1022–1036.
318. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcomission on the systematics of igneous rocks/Comp. A. Streckeisen. — *Geol. Rdsch.*, 1980, Bd. 69, H. 1, S. 194–207.
319. *Clifford P.M., McNutt R.H.* Evolution of the Mt. Joseph — an Archaean volcano. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, N 8, p. 150–161.
320. *Cloos H.* Der Erongo. — *Beitr. Geol. Erforschung. Dt. Schutzher.*, 1919, H. 17, S. 1–238.
321. *Cloos H.* Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — *Geol. Rdsch.*, 1939, Bd. 30, S. 405–528.
322. *Clough C.T., Bailey E.B.* The cauldron subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1909, vol. 65, p. 611–678.
323. *Coats R.R.* The circle green rhyolite a volcanic complex in Northern Elko County, Nevada. — *Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1968, vol. 116, p. 69–106.
324. *Cook E.F.* Stratigraphic and structural utility of layered volcanic rocks. — In: *Intern. geol. congr.*, XX sess. Mexico, 1960, vol. 1, p. 125–145.
325. *Cook E.F.* Ignimbrites of the Great Basin, US. — *Bull. Volcanol.*, 1963, vol. 25, p. 89–96.
326. *Cook E.F.* Palaeovolcanology. — *Earth-Sci. Revs*, 1966, N 1, p. 155–174.
327. *Cox A., Doelle R.R., Dalrymple G.B.*

- Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. — *Nature*, 1963, N 198, p. 1049–1051.
328. *Cox K.G.* Tectonics and volcanism of the Karoo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 211–236.
329. *Crandell D.R., Waldron H.H.* Recent mudflow of exceptional dimensions from Mt. Rainier, Washington. — *Amer. J. Sci.*, 1956, vol. 254, N 6, p. 349–362.
330. *Cross C., Iddings J., Pirsson L., Washington H.* Quantitative classification of igneous rocks. Chicago, 1903. 286 p.
331. *Daly R.* Igneous rocks and the depths of the earth. N.Y.; L.: McGraw-Hill, 1933. 598 p.
332. *Daly R.* The geology of Ascension Island. — *Proc. Amer. Acad. Arts and Sci.*, vol. 60, p. 1–124.
333. *Daubeny Ch.* A description of active and extinct volcanoes. L., 1826. 466 p.
334. *Dell Erba L.* Consideration sulla genesi del piperno. — *G. miner., cristallogr., petrogr.*, 1892, vol. 3, p. 23–53.
335. *Desmaerest N.* Sure l'origine et la nature du basalte a'grandes colonnes polygmes, determinées par l'histoire naturelle de cette pierre observée en Auvergne. — *Mém. Acad. Roy. Sci.*, 1771, vol. 87, p. 705–775.
336. Developments in solid Earth geophysics. 6. Physical volcanology/Ed. L. Givetta et al. Amsterdam etc.: Elsevier, 1974. 333 p.
337. *Dixon S., Rutherford M.* Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-oceanic ridge suites: An experimental study. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, N 45, p. 45–60.
338. *Durocher I.* Essai de pétrologie comparée, on recherches sur la composition chimique et minéralogique des roches ignées, sur les phénomènes de leur émission et sur leur classification. — *Ann. mines. Sér. 5*, 1875, t. 11, p. 1–217.
339. *Du-Toit A.* The geology of South Africa. L.: Oliver and Boyd, 1954. 485 p.
340. *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 6, p. 1289–1816.
341. *Edmond I.M.* Hydrothermal activity at mid-ocean ridge axes. — *Nature*, 1981, vol. 290, p. 87–88.
342. *Engel A.E.I., Engel C.G.* Igneous rocks of the East Pacific Rise. — *Science*, 1964, vol. 146, N 3643, p. 477–485.
343. *Fermor L.L.* On the chemical composition of the Deccan Trap flows of Linga, Chindwara district, central provinces. — *Rec. Geol. Surv. India*, 1934, vol. 68, pt 3, p. 344–360.
344. *Fischer R.V.* Criteria for recognition of lahatic breccias, Southern Cascade Mountains, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, N 2, p. 127–132.
345. *Fischer R.V.* Rocks composed of volcanic fragments and their classification. — *Earth-Sci. Revs.*, 1966, vol. 1, p. 287–298.
346. *Fiske R.S.* Subaqueous pyroclastic flow in Ohanopeosh Formation, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, N 4, p. 391–406.
347. *Fiske R.S., Matsuda T.* Submarine equivalents of ash flow in the Tokiwa formation, Japan. — *Amer. J. Sci.*, 1964, vol. 262, N 1, p. 76–106.
348. *Francis P.* Volcanoes. L.: Penguin Books, 1976. Repr. 1978. 368 p.
349. *Gass I.G.* Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian Dome. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 285–300.
350. *Gass I.G.* The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol. 267, p. 369–381.
351. *Geikie A.* The ancient volcanoes of Great Britain. L.: Macmillan and co, 1897. Vol. 1. 2. 969 p.
352. *Gilbert C.M., Christensen M.N., Jehya Al-Rawi, Lajoie R.L.* Structural and volcanic history of Mono Basin, California, Nevada. — *Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1968, vol. 116, p. 275–330.
353. *Gilluly I.* Geologic contrasts between continents and oceanic basins. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, N 62, p. 7–18.
354. *Girod M.* Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara, Algerien): Etude pétrographique, structurale et volcanologique. P.: Cent. nat. rech. sci., 1971. 157 p.
355. *Girod M.* Les roches volcaniques: Petrologie et cadre structural. P.: DOIN, 1978. 240 p.
356. *Girod M., Camus G., Vialette J.* Sur la présence de tholeiites à l'il é Sainte-Paul (Ocean Indien). — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 33, p. 108–117.
357. *Glangeaud L.* Lettre aux correspondants nationaux de la Commission internationale de *Paleo-Volcanologie*. — *Bull. vulcanol. Ser. 11*, 1951, vol. 11, p. 209–211.
358. *Glennie E.A.* Gravity anomalies and structure of the Earth crust. — *Geol. Surv. India. Prof. Pap.*, 1932, vol. 27, p. 1–35.
359. *Goodwin A.M.* Archaean volcanoes in southwestern Abitibi Belt, Ontario and Quebec: Form, composition and development. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, p. 1140–1155.
360. *Grange L.J.* Rhyolite sheet flow of the North Island, New Zealand. — *N.Z.J. Sci. and Technol.*, 1934, vol. 16, N 2, p. 57–67.
361. *Green A.H., Naldrett A.J.* The Langmuir volcanic peridotite-associated deposits: Canadian equivalents of the Western Australia occurrences. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 6, p. 1503–1523.
362. *Green J., Short N.M.* Volcanic landforms and surface features. B. etc.: Spring-Verl., 1971. 519 p.
363. *Gressly A.* Geognostische Bemerkungen über den Jura der nordwestlichen Schweiz, besonders des Kantons Bern, Aragan und Basel. — *Neues Jb. Miner., Geognos., Geol. und Peterfact.*, 1836, S. 659–675.
364. *Guettard I.* Memoire sur quelques montagnes de France qui ont été des volcans. *Mém. Acad. Roy. Sci.*, 1752, p. 1–27.
365. *Hantke G., Parodi A.* Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of Colombia, Equador and Peru: Catalogue of the active volcanoes of the World. 1966. 61 p.
366. *Hatch F.H., Wells A.K., Wells M.K.* Petrology of the igneous rocks. L., 1975. 551 p.
367. *Haugh E.* Traite de geologie. P., 1907. Vol. 1. 546 p.
368. *Hedervari P.* On the energy and magnitude of volcanic eruptions. — *Bull. Volcanol.*, 1963, vol. 25, p. 373–386.
369. *Heezen B.C., Ewing M.* The mid-oceanic ridge and its extension trough the Arctic basin. — In: *Geology of the Arctic*. Toronto: Univ. Press, 1961, p. 622–642.
370. *Heezen B.C., Tharp M., Ewing M.* The floors of the oceans. 1. North Atlantic. N.Y., 1959. 122 p. (Spec. pap.; N 65).
371. *Hekinian R., Chaigneau M., Cheminee I.L.* Popping rocks and lava tubes from the Mid-Atlantic

- rift valley at 36°N. — Nature, 1973, vol. 3, N 245, p. 371–373.
372. *Hoffmann P., Dewey J.F., Burke K.* Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example from Great-Slave Lake, Canada. — In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Tulsa (Okla), 1974, p. 38–55.
373. *Holtedahl O.* Norges geologi. Oslo, 1953. Bd. 1, 2. 1188 s.
374. *Hörmann P.K., Pichler H., Zeil W.* New data on the young volcanism in the Puna of NW Argentina. — Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, S. 397–418.
375. *Hotchkiss W.G.* The lake superior geosyncline. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1923, vol. 34, p. 669–678.
376. *Iddings I.* Igneous rocks. N.Y., Vol. 1. 1909. 464 p.; Vol. 2, 1913. 685 p.
377. *Illies I.* Die Entstehungsgeschichte eines Maars in Süd-Chile (Ein aktuogeologischer Beitrag zum Problem des Maar-Vulkanismus). — Geol. Rdsch., 1959, Bd. 48, S. 232–247.
378. *Illies I.H.* An intercontinental belt of the world rift system. — Tectonophysics, 1969, N 8(1), p. 5–29.
379. *Innocenti F., Mazzuoli R.* Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). — Bull. Volcanol., 1973, vol. 36, N 1, p. 83–104.
380. International geological map of Europe and Mediterranean region. 1:5 000 000. Hannover: UNESCO, 1971. 2 p.
381. *Irving A.I.* Megacrysts from newer basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 58, p. 1503–1514.
382. *Jaggar T.* Origin and development of craters. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1974, vol. 21, p. 1–508.
383. *Jokoyama I.* The subsurface structure of Osima volcano, Izu. — J. Phys. Earth, 1969, vol. 1, N 1, p. 55–68.
384. *Jokoyama I.* A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1981, N 9, p. 359–378.
385. *Jokoyama I., Aota U.* Geophysical studies on Sikotu Caldera, Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7, 1965, vol. 2, N 2, p. 103–122.
386. *Joplin G.A.* The problem of the potash-rich basaltic rocks. — Miner. Mag., 1965, vol. 34, p. 266–275.
387. *Joplin G.A.* The shoshonite association: a review. — J. Geol. Soc. Austral., 1968, N 15, p. 275–294.
388. *Judd I.W.* On the ancient volcano of the district of Schemnitz, Hungary. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1876, vol. 32, p. 292–325.
389. *Judd I.W.* Volcanoes. L., 1881. 572 p.
390. IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks: Classification and nomenclature of plutonic rocks. — Geol. Newslett., 1973, N 2, p. 110–127.
391. *Karpinsky A.* Ueber ein merkwürdiges sogenanntes Grorudit—Gestein aus dem Transbaikal-Gebiete. — Zap. Sib. mneral. o-va, 1904, t. 41, c. 65–114.
392. *Kay M.* North American geosynclines; their classification. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1951, vol. 48, p. 1–143.
393. *Keller I., Villari L.* Rhyolitic ignimbrites in the region of Afion (Central Anatolia). — Bull. Volcanol., 1973, vol. 36, N 2, p. 342–358.
394. *Kennedy W.Q.* Trends of differentiation in basaltic magma. — Amer. J. Sci., 1933, vol. 25, p. 239–256.
395. *Kent P.E.* Continental margin of East Africa — a region of vertical movements. — In: The geology of continental margins. 1974, p. 313–320.
396. *King B.C.* Volcanicity and rift tectonics in East Africa. — In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970, p. 263–284.
397. *Kinoshita W.T.* A gravity survey of the island of Hawaii. — Pacif. Sci., 1965, vol. 19, p. 341–342.
398. *Kojanagi R.Y., Swanson D.A., Endo E.T.* Distribution of earthquakes related to mobility of the south flank of Ki lauea volcano, Hawaii. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1972, N 800-D, p. 89–97.
399. *Korn H., Martin H.* Der Intrusionmechanismus der Grossen Karoo-Plutone in Südwest Africa. — Geol. Rdsch., 1953, Bd. 41, S. 41–58.
400. *Krivoy H.L., Baker M., Moe E.E.* A reconnaissance gravity survey of the island of Kauai, Hawaii. — Pacif. Sci., 1965, N 19, p. 354–358.
401. *Kuno H.* Differentiation of basaltic magma. — In: Basalts. N.Y., 1968, vol. 2, p. 623–688.
402. *Lacroix A.* Contribution a l'etude des brèches et des conglomerats volcanique. — Bull. géol. Soc. France. Sér. 4, 1906, vol. 6, p. 653–685.
403. *Lacroix A.* Composition chimique des laves de l'Île de Pâques. — C.r. Acad. sci., 1936, vol. 202, p. 601–605.
404. *Lapparent I.* Lecons de pétrographie. P.: Masson et co, 1923. 501 p.
405. *Le Maître R.W.* Petrology of Gough Island, South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, p. 1309–1340.
406. *Leonardi P.* Volcanoes and impact craters of the Moon and Mars. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. 463 p.
407. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 3661–3697.
408. *Le Pichon X., Franchetau J., Bonnin J.* Plate tectonics: Development in geotectonics, Amsterdam etc.: Elsevier, 1973. Vol. 6. 300 p.
409. *Leyden R.* Staukuppen und verwandte Bildungen. — Ztschr. Vulkanol., 1936, Bd. 16, N 14, S. 225–247.
410. *Lydon Ph.A.* Geology and lahars of the Tuscan formation, Northern California. — Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 441–475.
411. *Macdonald G.A.* Volcanoes. Englewood Cliffs (N.J.): Prentice-Hall, 1972. 510 p.
412. *Macgregor M.* The Carboniferous-Permian volcanoes of Scotland. — Bull. Volcanol. Ser. 2, 1937, vol. 1, p. 41–58.
413. *MacKenzie D.E., Chappel B.W.* Shoshonite and calc-alkaline lavas from highlands of Papua, New Guinea. — Contribs Miner. and Petrol., 1972, vol. 35, p. 50–62.
414. *Marshall P.* Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district. — Trans. Roy. Soc. N.Z., 1935, vol. 64, pt 3, p. 81–131.
415. *Mathur K.K.* Problem of petrogenesis in the Deccan traps: Presidential address. — In: Proc. 21st Ind. Sci. Congr., 1934, p. 329–344.
416. *Matsukuma T., Horikoshi E.* Kuroko deposits in Japan: A review. — In: Volcanism and ore genesis. Tokyo: Univ. press, 1970, p. 153–180.
417. *McBirney A.R., Williams H.* Geology and petrology of the Galapagos Islands. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, vol. 118, p. 1–197.
418. *McCall G.I.H.* Classification of calderas:

- "Kraakatoa" and "Glencoe" types. — *Nature*, 1963, vol. 197, N 4863, p. 136–138.
419. *Menard H.W.* Geology of Pacific Sea floor. — *Experientia*, 1959, vol. 15, p. 205–213.
420. *Menard H.W.* Marine geology of the Pacific. N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.
421. *Miller I.A., Harland W.B.* Ages of some intrusive rocks in Arran. — *Miner. Mag.*, 1963, vol. 33, p. 521–523.
422. *Miller I.A., Mohr P.A.* Potassium-argon age determinations on rocks from St. Kilda and Rockall. — *Scot. J. Geol.*, 1965, vol. 1, pt 1, p. 93–99.
423. *Minato M., Ishii I., Kumano S.* A study of the welded tuffs in Japan on the Shikotsu welded tuff (in Japanese). — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1959, vol. 65, p. 209–221.
424. *Mishra K.K.* Petrology of Picrit-basalt flows in the Igatpuri Area, Nasic district, Maharashtra. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 3, p. 957–964.
425. *Mohr P.A.* Ethiopian rift and plateaus: Some volcanic petrochemical differences. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 1967–1984.
426. *Moorbath S., Bell I.D.* Strontium isotope abundance studies and rubidium-strontium age determinations on tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, north-west Scotland. — *J. Petrol.*, 1965, vol. 6, p. 37–66.
427. *Morgan W.I.* Convection plumes in the lower mantle. — *Nature*, 1971, vol. 230, N1, p. 42–43.
428. *Morgan W.I.* Plate motions and deep mantle convection. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, vol. 132, p. 7–22.
429. *Mukherjee P.K.* Petrology of the Rajmahal traps of the Northwestern Rajmahal Hills, Bihar, India. — *Bull. Volcanol.*, 1973, vol. 35, N 4, p. 887–906.
430. *Mutti E.* Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidities in oligocene deposits of Rhobos Island (Greece). — *Sedimentology*, 1965, vol. 5, N 4, p. 265–288.
431. *Myashiro A., Shido F., Ewing M.* Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1969, vol. 23, p. 38–52.
432. *Needam H.D., Francheteau I.* Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 34°48' North. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, p. 29–43.
433. *Nesbitt R.W.* Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Jilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid. — *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1980, N 3, p. 331–347.
434. *Niggli P.* Ore deposits of magmatic origin: Transl. from the original German Edition. L.: Thomas Murby and Co, 1929. 93 p.
435. *Niggli P.* Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1931, Bd. 11, S. 296–364.
436. *Nougier I.* Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kuergelen (Territoire des Terres Australes et Antarctiques Français). — *Com. nat. franç. rech. antarct. [Publis]*, 1969, N 27, p. 440.
437. *Oftedahl Chr.* Volcanic sequence and magma formation in the Oslo Region. — *Geol. Rdsch.*, 1959, Bd. 48, S. 18–26.
438. *Ollier C.D.* Landforms of the newer volcanic province of Victoria. — In: *Landforms studies from Australia and New Guinea*. Canberra, 1967, p. 315–319.
439. *Ollier C.D.* Volcanoes. Cambridge (Mass.): London: MIT press, 1969. 177 p.
440. *Ollier C.D., Joice E.B.* Volcanic physiography of the western plains of Victoria. — *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 1964, vol. 77, p. 357–376.
441. *Pal P.C., Bhimasankaram V.L.S.* Palaeomagnetism and the Deccan Traps volcanism. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 3, p. 766–789.
442. *Panto G.* The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta geol.*, 1962, t. 6, N 3/4, p. 307–331.
443. *Passarge S.* Bericht über die Expedition des Deutschen Kamerun-Komitees in den Jahren 1893/1894. B., 1895. 573 S.
444. *Pichler H., Zeil W.* Die quartäre "Andesit"-Formation in der Hochkordillere Nord-Chiles. — *Geol. Rdsch.*, 1969, Bd. 58, S. 866–903.
445. *Pittman W.C., Larson R.L., Herron E.* The age of the ocean basins: The map. Palisades (N.Y.): Lamont-Doherty Observatory of Columbia Univ., 1974. 1 p.
446. *Pjetursson H.* The glacial palagonit formation of Iceland. — *Scot. Geogr. Mag.*, 1900, p. 265–293.
447. *Raju A.T.R., Chaube A.N., Chowdhary L.R.* Deccan Trap and the geologic framework of the Cambay Basin. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 4, p. 521–538.
448. *Rast H.* Vulkane und Vulkanismus. Leipzig: Teubner, 1980. 224 S.
449. *Ray S.* Geology of Peninsula India and the upper mantle. — In: *Proc. Symp. U.M. Project*, 1967, p. 249–258.
450. *Reynolds D.L.* Calderas and ring-complexes. — *Verh. Kon. nederl. geol. mijnbouw*, 1956, bd 16, blz. 355–379.
451. *Richard J.J., Neumann van P.* Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of Africa and the Red Sea. — In: *Catalogues of the active volcanoes of the world including solfatara fields*. Napoli, Intern. Volcanol. Assoc., 1957, p. 1–118.
452. *Richards A.* Geology and petrology of Isla San Benedicto. — *Proc. Cal. Acad. Sci.*, 1966, vol. 33, p. 361–414.
453. *Richey J.E., Thomas H.H.* The geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll. — *Mem. Geol. Surv. Scot.*, 1930, vol. 51/52, p. 370.
454. *Richey M.C.* British regional geology. Scotland: The Tertiary volcanic districts/Rev. by M. Macgregor, F.W. Anderson. Edinburgh, 1935; 2nd ed. 1948; 3rd ed. 1961. 224 p.
455. *Rickmers W.R.* The Daub of Turkestan. Cambridge: Univ. press, 1913. 563 p.
456. *Rittmann A.* Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, 1936, 188 S.; 2. Aufl. 1960. 305 S.
457. *Rittmann A.* Erklärungsversuche zur Mechanismus der Ignimbritausbrüche. — *Geol. Rdsch.*, 1963, Bd. 52, H. 2, S. 853–861.
458. *Rittmann A., Rittmann L.* Volcanoes. L.: Orbis, 1976. 128 p.
459. *Roberts D.G., Arduis D.A., Dearnley R.* Precambrian rocks drilled on the Rockall Bank. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 224, p. 21–23.
460. *Roberts D.G., Flemming N.C., Harrison R.K.* et al. Helens Reef: A microgabbro in the Rockall intrusive centre, Rockall Bank. — *Mar. Geol.*, 1974, N 16, p. 21–30.
461. *Roberts D.G., Masson D.G., Miles P.R.* Age and structure of the Southern Rockall trough: New evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, N 52, p. 115–128.
462. *Robinson G.D., Klepper M.R., Obradovich J.* Overlapping plutonism in the Boulder batholith region, Western Montana. — *Stud. Volcanol.*

- Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 557–576.
463. *Roedder E., Coombs D.S.* Immisibility in granitic melts as indicated by fluid in ejected granite blocks from Ascension Island. — *J. Petrol.*, 1967, vol. 8, pt 3, p. 417–451.
464. *Rona P.A.* Hydrothermal processes considered. — *Geotimes*, 1982, N 1, p. 22–23.
465. *Rosenbusch H.* Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart, 1898. 546 S.
- 465a. *Saggerson E.P., Williams L.A.J.* Ngurumaniite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyica albraline district. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, p. 40–81.
466. *Sapper K.* Vulkankunde. Stuttgart: Verl. J. Engelhorn, 1927. 424 S.
467. *Schermerhorn L.J.G.* Volcanism and metallogenesis. — *Geol. en mijnbouw*, 1976, Bd. 55, N 3/4, biz 205–210.
468. *Schminke H.U.* Magmatic evolution and tectonic regime in Canary, Madeira and Azores Island groups. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 2, p. 663–648.
469. *Schminke H.U., Weibel M.* Chemical study of rocks from Madera Porto Scinto and San Miguel, Terceira (Azores). — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1972, Bd. 117, S. 253.
470. *Schneiderhöhn H.* Erzlagerstätten. 1944. 290 S.; 2. Aufl. 1947. 375 S.
471. *Schwab K.* Beobachtungen an jungen Vulkanitvorkommen der argentinischen Puna. — *Fortschr. Geol. Palaontol.*, 1977, N 20/21, S. 251–274.
472. *Sigurdson H.* Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer. — *Nature*, 1977, vol. 269, p. 25–28.
473. *Sigurdson H., Sparcs R.S.J.* Petrology of rhyolitic and mixed magma Ejecta from 1875 eruption of Askya, Iceland. — *Geol. J. Petrol.*, 1981, vol. 27, N 1, p. 41–84.
474. *Singleton O.P., Joice E.K.* Cainozoic volcanicity in Victoria. — *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 145–154.
475. *Sinha R.C.* Geochemical problems associated with Deccan basalts. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 3, p. 1015–1021.
476. *Sitter L.U.* Structural geology. N.Y. etc.: McGraw-Hill, 1956. 474 p.
477. *Smith R.L., Bailey R.A.* Resurgents cauldrons. — *Stud. Volcanol. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1968, vol. 116, p. 613–662.
478. *Spulber S.D., Rutherford M.J.* The origin of rhyolite and plagiogranites in oceanic crust: An experimental study. — *J. Petrol.*, 1983, vol. 24, pt 1, p. 1–25.
479. *Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North Island New Zealand: A new petrogenetic concept. — *N.Z. Geol. Surv. Bull. N.S.*, 1960, vol. 28, p. 42.
480. *Steinmann G.* Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. — In: C. r. 14^e congr. geol. intern. Madrid, 1926, vol. 2, p. 636–638.
481. *Stewart F.H.* Tertiary igneous activity. — In: *Craigs geology of Scotland*. Edinburgh, 1965, p. 417–465.
482. *Stille H.* Einführung in den Bau Americas. B.: Verl. von G. Borntraeger, 1940. 717 S.
483. *Strecheisen A., Le-Maitre R.W.* A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1979, Bd. 136, H. 2, S. 169–206.
484. *Subba Rao S.* Origin and evolution of the Deccan Trap igneous activity. — *J. Geol. Soc. Univ. Sangar*, 1965, vol. 1, p. 105–112.
485. *Subba Rao S.* Alkaline rocks of the Deccan Traps. — *Bull. Volcanol.*, 1972a, vol. 35, N 4, p. 998–1011.
486. *Subba Rao S.* Minor intrusions towards the east of the Girnar Hills. — *Bull. Volcanol.*, 1972a, vol. 35, N 4, p. 975–982.
487. *Subba Rao S.* Petrogenesis of acid rocks of the Deccan Traps. — *Bull. Volcanol.*, 1972c, vol. 35, N 4, p. 983–997.
488. *Suess E.* Das Anlitz der Erde. Prague; Leipzig. Bd. 1. 1883. 778 S.; Bd. 2. 1888. 703 S.; Bd. 3. T. 1. 1901. 508 S.; T. 2. 1909. 789 S.
489. *Sukheswala R.N., Avasia R.K.* Carbonate-alkalic Komplex of Panwad-Kawant, Gujarat and its bearing on the structural characteristics of the area. — *Bull. Volcanol.*, 1972, vol. 35, N 3, p. 564–578.
490. *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, vol. 35, N 3, p. 602–618.
491. *Teilhard-du-Chardin P.* The granitization of the China. — *Bull. Geol. Soc. China*, 1940, vol. 19, N 4.
492. *Thorarinson S.* Some problems of volcanism in Iceland. — *Geol. Rdsch.*, 1967, Bd. 57, S. 1–20.
493. *Thoroddsen Th.* Island: Grundriss der Geographie und Geologie. — *Mitt. Gotha*, 1905, Bd. 152, S. 161; 1906, Bd. 153, S. 163–358.
494. *Turner D.C.* Ring-structures in the Sara-Fier younger granite complex, Northern Nigeria. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1963, vol. 119, N 475, p. 345–366.
495. *Tyrrell G.W.* The picrite-teshenite sill of Lugar (Ayrshire). — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1917, vol. 72, p. 48–131.
496. *Tyrrell G.W.* A bohring through the Lugar sill. — *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 1948, vol. 21, p. 157–202.
497. *Tyrrell G.W.* The principles of petrology. 10th ed. L.: Methuen, 1949. 349 p.
498. *Tyrrell G.W.* Distribution of the igneous rocks in space and time. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, N 4, p. 405–426.
499. *Vail J.R., Hornung G., Cox K.G.* Karoo basalts of the Tali Syncline, Rhodesia. — *Bull. Volcanol.*, 1969, vol. 33, N 2, p. 398–418.
500. *Verhoogen J.* Volcanic heat. — *Amer. J. Sci.*, 1946, N 1, p. 745–771.
501. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht group. — *Geol. Soc. S. Afr.*, 1969a, *Spec. Publ.*, 1969a, N 2, p. 87–112.
502. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. — *Geol. Soc. S. Afr.*, *Spec. Publ.*, 1969b, N 2, p. 55–85.
503. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton Region, Transvaal. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 27–49.
504. *Vincent P.M.* The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 309–319.
505. *Vine F.J.* Spreading of the ocean floor; new evidence. — *Science*, 1966, vol. 154, p. 1405–1415.
506. *Vine F.J., Matthews D.H.* Magnetic ano-

- malies over oceanic ridges. — Nature, 1963, vol. 4, N 199, p. 947–949.
507. *Volcanism and ore genesis*/Ed. T. Tatsumi. Tokyo: Univ. press, 1970. 448 p.
508. *Wachendorf H.* The rhyolitic lava flows of the Lebombos (SE Africa). — Bull. Volcanol., 1973, vol. 37, N 4, p. 515–529.
509. *Wager L.R., Deer W.A.* Geological investigations in East Greenland. 3. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerdlugssnaq, East Greenland. — Medd. Gronland, 1939, Bd. 105, N 4, S. 1–352.
510. *Wager L.R., Mitchell R.L.* The distribution of basic magma — a further study of the Scaergaard intrusion, East Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1951, vol. 1, p. 129–208.
511. *Walker G.P.L.* Geology of the Reydarfjordur area, Eastern Iceland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, vol. 114, p. 367–394.
512. *Walker G.P.L.* Acid volcanic rocks in Iceland. — Bull. Volcanol., 1966, vol. 34, p. 375–406.
513. *Washington H.S.* Deccan Traps and other plateau basalts. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, vol. 33, p. 765–804.
514. *Washington H.S.* The Roman comagmatic region. — Carnegie Inst. Wash., Publ., 1906, N 57, p. 199.
515. *Watanabe T.* Volcanism and ore genesis. — In: Volcanism and ore genesis. Tokyo: Univ. press, 1970, p. 423–432.
516. *Watanabe T., Tatsumi T.* Genesis of cuprififerous pyrite deposits. — In: Progress in economic geology. Tokyo, 1957, p. 178–194.
517. *Waters A.C.* Volcanic rocks and tectonic cycle. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, vol. 62, p. 703–722.
518. *Wemban M.A.* Differentiation trends in the Deccan Traps. — Proc. Ind. Acad. Sci. A, 1947, vol. 25, N 2, p. 75–118.
519. *Wentworth C.K.* A scale of grade and class terms for clastic sediments. — J. Geol., 1922, vol. 30, p. 377–392.
520. *Wentworth C.K., Williams H.* The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Concl. Bull., 1932, vol. 89, p. 19–53.
521. *West W.D.* The petrography and petrogenesis of the forthright flows of Deccan Trap penetrated by boring in Western India. — Trans. Nat. Inst. Sci. India, 1958, vol. 4, p. 1–56.
522. *West W.D.* The source of the Deccan Trap flow. — J. Geol. Soc. India, 1959, vol. 1, p. 44–52.
523. *West W.D.* Some problems of the Deccan Trap. — J. Geol. Soc. Univ. Saugar, 1967, vol. 3, p. 1–5.
523. *West W.D.* Presidential adress: Intern. Symp. Deccan Trap and other flood eruptions. — Bull. Volcanol., 1972, vol. 35, N 3, p. 513–518.
525. *Westerveld J.* Phases of neogene and Quaternary volcanism in Asia minor. — In: Congr. geol. intern. XX Sess., Sect. 1, Vulkanol. Cenozoico. Mexico, 1957, vol. 1, p. 103–119.
526. *Williams H.* Geology of the Lassen volcanic national park, California. — Univ. Cal. Pubs Geol. Sci., 1932, vol. 21, N 8, p. 195–385.
527. *Williams H.* The history and character of volcanic domes. — Univ. Cal. Pubs Geol. Sci., 1932b, vol. 21, p. 51–146.
528. *Williams H.* Calderas and their origin. — Univ. Cal. Pubs. Geol. Sci., 1941a, vol. 25, N 6, p. 239–246.
529. *Williams H.* Crater lake, the story of its origin. Berkeley; Los Angeles: Univ. Cal. press, 1941b. 97 p.
530. *Williams H.* The geology of Crater lake national park, Oregon. — Carnegie Inst. Wash. Publ., 1942, N 540, p. 162.
531. *Williams H.* Volcanic history of the Guatemala highlands. — Univ. Cal. Pubs. Geol. Sci., 1960, vol. 38, p. 1–86.
532. *Williams H., McBirney A.R.* Volcanology. San Francisco: Freeman and Co, 1979. 397 p.
533. *Williams H., Meyer-Abich H.* Volcanism in the southern part of the El Salvador. — Univ. Cal. Pubs. Geol. Sci., 1955, vol. 32, N 1, p. 1–64.
534. *Willis B.* East African plateaus and rift valleys. Wash., 1936. 358 p. (Bull. Carnegie Inst.; N 470).
535. *Wilson J.T.* Mantle plumes and plate motions. — Tectonophysics, 1973, vol. 19, p. 149–164.
536. *Wolff F.* Der Kotopaxi und seine letzte Eruption am 26. Juni 1877. — Neues Jb. Miner., Geol., Palaontol., 1878, S. 113–167.
537. *Wolff F.* Der Vulkanismus. Stuttgart: Verl. F. Enke, Bd. 1. 1914. Bd. 2. T. 1. 1929. T. 2. 1931. 1111 S.
538. *Wooley A.R., Garson M.S.* Petrochemical and tectonic relationship of the Malavi carbonatite-alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics. — In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970, p. 237–262.
539. *Zambonini F.* Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali, Italy. — R. Comit. Geol. Mem., 1919, vol. 7, pt 2, p. 1–130.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсарокиты 82, 118
Авгитит 80, 115, 119
Авлакоген 183
Автометаморфизм 99
Автопневматолиз 34
Агглютинат 46, 52, 60
Агломерат купольный 46, 47
А. риолитовый 46
А. трахитовый 139
Алливалит 138
Алунитизация 32, 61, 240
Альбитофир 92, 104
Альвикит 87
Альнёт 82, 120
Анализ вулканической энергетики 227
А. количественный вулканической деятельности 230
А. фациальный 62–71, 158, 233
А. формационный 73, 160
Анемезит 215
Андезит 21, 39, 45, 50, 75, 82, 84, 89, 92, 98–102, 106, 114, 117, 208, 209, 216–219, 224
А. альбитизированный 92
А. бронзитовый 216
А. известково-щелочной 216
А. кварцевый 21
Андезито-базальт 17, 83, 92, 100, 102, 114, 117, 118, 208, 220
Андезито-дацит 102
Андезито-риолит 101
Андезито-трахит 84
Анкаретрит 119, 211, 220
Аномалия гравитационная 85, 134, 194
А. магнитная полосовая 194, 213, 232
Аплит 216
Аргиллитизация сольфатарная 61
Ассоциации андезитовые 74
А. базальтовые 226
А. игнибритовые 187
А. кольцевых интрузий 113
А. петрохимические 35
А. риолитовые 74, 187
А. спилит-кератофировые 74, 92
А. трапповые 74
А. трахибазальтовые 74
А. трахитовые 74, 226
А. фонолитовые 74
Астенолит 186
Атлантит 215
Базальты анальцимовые 212
Б. известково-щелочные 107
Б. калиевые нефелино-лейцитовые 211
Б. калиевые с лейцитом 210
Б. лабрадорные 219, 220, 226
Б. лейцитовые 115, 118, 210, 211
Б. мелилитовые 115, 118, 210, 212, 219
Б. натриевые мелилит-нефелиновые 211, 219
Б. нефелиновые 80, 82, 89, 96, 115, 116, 210, 212, 219, 226
Б. низкокалиевые 218, 226
Б. океанические 211
Б. оливинные 81, 88, 89, 97, 99, 110, 117, 119, 120, 210, 211, 214, 220
Б. оливинные с лейцитом 118
Б. оливинные щелочные 75, 89, 211
Б. олигоклазовые 211
Б. пикритовые 88, 211, 214, 219, 226
Б. пироксеновые 214
Б. плагиоклазовые 116, 214
Б. полевшпатовые 88, 115, 120
Б. рифтовых впадин и плато 211
Б. тефритовые 220
Б. толеитовые 21, 36, 39, 75, 76, 81, 85, 88, 89, 94, 100, 115, 118, 120, 211, 214, 220, 224
Б. щелочные 38, 39, 86, 100, 115, 210, 212, 219.
Б. эссекитовые 215
Базальтоиды щелочные 17
Базанит 115, 211
Б. гилоннефелиновый 23
Б. лейцитовый 115, 118, 210, 211
Б. лимбургитовый 117, 118
Б. нефелиновый 96, 115, 210, 220
Базанитоиды лимбургитовые 118
Батолит 30, 99, 183, 188
Бенморит 38, 82, 216, 218, 219
Бефорит 82
Бисмалит 121
Бостонит 89, 221
Брекчи автомагматические 46
Б. андезитовые 114
Б. вулканические 12, 25, 32, 58, 75
Б. вулканические тефровые 26
Б. лахаровые 59, 60
Б. купольные 46
Б. палагонитовые 13
Б. трения 12
Взвесь газово-эмульсионная 32
Взрыв боковой 54
В. вертикальный 125, 126
В. латеральный 125, 126
В. направленный 56
В. пароксимальный 125, 175
Включения перидотитовые 49
В. полевшпатовые 49
В. эклопитовые 49
Воды термальные 10
Волна взрывная 56

- Впадины грабенообразные 194
 В. рифтовые 169, 176, 184, 205, 206, 210, 211
 В. циркообразные 129
 Вулканизм докембрия 233
 В. краевых зон океанических плит 220
 В. межконтинентальных пространств 230
 В. океана 223
 В. островной гряды 222, 223
 В. перманентного развития 190, 249
 В. подводный 44, 128
 В. рекуррентного развития 190, 249
 В. субсеквентный 100, 103, 187
 В. трапповый 211
 В. эксплозивный 125
 В. эпигенетического развития 190, 249
 В. эпизодического развития 190
 Вулканы андезитовые 99
 В. действующие 47, 110, 169, 194, 219
 В. древние 169—171, 173
 В. конические 47, 126
 В. куполовидные 46
 В. обсидиановые 46
 В. подводные 126
 В. риолитовые 46
 В. трещинные 57
 В. центрального типа 48, 67, 137, 211, 214
 В. шотовые 57, 102, 125, 128, 129, 133, 135, 158, 166
 Вульзинит 121
 Выброс газовый 50
 В. крупных глыб 52
 В. пелловый 114
 Габбро 11, 80, 83, 89, 90, 100, 101, 137—139, 217, 220
 Г. кварцевое 139
 Г. нефелиносодержащее 217
 Г. оливинное 221
 Г. эссекситовое 115, 215
 Габбро-диабаз 11
 Габбро-долерит 11
 Гавайит 38, 211, 212, 215, 218, 219
 Г. нефелиновый 212
 Гайот 195
 Гаюинофир 212, 220
 Гейзерит 35
 Гиалоандезит 221
 Гиалодацит 23
 Гиалокластит 13, 51
 Гиалориолит 24
 Гиалотрахит 221
 Гидротермалиты поствулканические 245
 Гидротермы вулканические 10, 32, 33
 Гипербазит 89, 190, 199, 215
 Грабен 110, 115, 131, 132, 135, 176
 Граниты 215—218, 220—222
 Гранит-порфир 157
 Гранодиорит 19, 21, 99, 100
 Группы островные вулканические 217
 Гряды островные 171, 219
 Давление газовое 29
 Д. магматическое 134
 Дайки 49, 50, 92, 96, 104, 105, 117, 118, 137, 174, 182, 220, 234
 Д. кольцевые 50, 76, 108, 138—140, 147
 Д. конические 140
 Д. радиальные 50
 Дациит 17, 21, 39, 58, 80, 100, 102, 106, 117, 208, 217, 218
 Дегазация вязкой магмы 28
 Делленит 87
 Депрессия вулкано-тектоническая 108, 129, 132
 Деятельность вулканическая гидротермальная 45
 Д.В. палящих туч 13
 Д.В. эксплозивная 52, 127
 Диабаз 23, 66, 76, 80, 84, 92, 96, 118, 160
 Диорит 18, 99, 101, 217
 Диорит-порфир 102
 Долерит 17, 23, 76, 80—82, 96, 138
 Дуги островные 169, 170, 173, 176, 196, 200, 205, 218, 222, 225, 235
 Дунит 17, 80, 138
 Д. верлиотовый 215
 Желоб глубоководный 194, 196, 204, 225
 Жерло эксплозивное 139, 140
 Жерловина туфовая 48
 Замещения фациальные 65, 66
 Зоны корневые вулканов 11, 46, 51, 61, 63, 74, 76, 96, 101, 104, 110, 112, 136, 137, 140, 151, 158, 172, 184
 З.К. мантийные (субкрупальные) 136, 151
 З. осевые срединно-океанических поднятий 192, 194—196, 200, 214, 223, 224, 232
 З. поддвига 38, 196, 200
 З. растяжения 176, 180
 Игнимбриты 30, 39, 42, 45, 52, 55, 59, 60, 82, 105, 107, 121, 125, 126, 131, 208, 209, 211, 221
 Извержения андезитовые 99, 101
 И. вулканического типа 125, 126
 И. гавайского типа 125, 126
 И. исландского типа 125, 126, 171, 176
 И. пелейского типа 125, 126
 И. пемзевые 134
 И. подводные 55, 126, 127
 И. стромболианского типа 125
 И. типа Усу 125, 126
 И. трещинные 130, 158
 И. центральные 137
 И. фреатические 55, 126
 Излияния подводные 232
 И. трещинные 130, 158
 Изменение зеленокаменное 61, 111
 Изменения гидротермальные 33
 И. гидротермально-метасоматические 61
 И. пневматолитовые 140
 Изменчивость латеральная 122
 И. фациальная 45
 Ийолит 82, 87, 221
 Индекс эксплозивности 53
 Интрузии дифференцированные пластовые 117
 И. кольцевые 76, 82, 108, 138, 140, 176
 И. твердые 131
 И. ультраосновных пород 120
 Инъекции лакколитовые 134
 Исландиты 36, 37
 Йокульхлаупы 51, 56, 57
 Кальдерные опускания 107, 108, 132, 135
 Кальдеры 32, 107—109, 129—132, 135, 140, 158, 243, 245
 К. гавайского типа 133
 К. галапагосского типа 133
 К. резургентного типа 134, 135
 К. типа Атитлан 133
 К. типа Вэллис 133
 К. типа Гленко 132, 135
 К. типа Катмай 132
 К. типа Килауза 132
 К. типа Кракатау 132, 133, 135
 К. типа Кратер-Лейк 133
 К. типа Масайя 133
 К. эксплозивные 132, . .

К. эрозивные 132
 Камптонит 94, 116, 219, 221
 Каолинизация 240
 Картирование вулканогенных образований 160
 К. палеовулканологическое 227
 Карты палеовулканологические 162, 167, 168, 170, 231, 247
 Катунит 118
 Кенигит 82, 119
 К. анальцимовый 82
 Кератофиры 91, 104, 220
 Классификация вулканических пород 20
 К. горных пород 15
 К. изверженных пород 18
 К. кальдер 133
 К. магматических пород 14
 Кластолавы 12
 Коматит 17, 95, 233, 240, 241
 Комендит 97, 118, 119, 211, 212, 214, 215, 226
 Комптонит 117
 Конгломерато-брекчии 57
 Конгломераты туфогенные 60
 Конус андезитовый 141
 К. вулканический 128, 148, 158, 166, 245
 К. ширококластический 219
 К. шлаковый 48, 114, 128, 129, 148, 207
 Корни вулканов 10, 11, 13
 Ксенолит 49, 50, 140
 К. гранитовый 213, 218
 К. перидотитовый 49
 Купол андезитовый 46
 К. вулканический 128, 131, 243
 К. выжимания 46
 К. дацитовый 46
 К. диапировый 121
 К. пантеллеритовый 219
 К. резургентный 134
 К. трахитовый 115, 218, 219
 К. фонолитовый 115
 К. шлаковый 148
 К. экзогенный 131
 К. экструзивный 46, 47, 121, 125
 Лава "аа" 12, 86
 Л. агломератовая 25
 Л. брекчиевидная 46
 Л. волнистая 11, 12
 Л. вспененная 13
 Л. шаровая 51, 91, 93
 Л. глыбовая 51
 Л. пахуху 12
 Л. подводная 11, 51
 Л. спилитовая 184
 Л. трахитовая 184
 Л. эллипсоидальная (пилоу) 11, 13, 51, 52, 92
 Лавина обвальная 46
 Л. взрывчатая 46
 Лавокластиты 12
 Лакколит 47, 87, 96, 104, 116, 117
 Лапилли 25, 52, 57, 58, 102
 Лапиллит 25, 26, 30, 32
 Латит 17, 21, 38, 106, 209
 Л. кварцевый 17, 21
 Лахар 10, 52, 56, 57, 59, 64, 99, 102
 Лейкобазальт 22
 Лейцитит 115, 116, 209, 210, 220
 Л. андезитовый 22
 Л. оливинный 22, 118
 Л. тефритовый 22
 Лейцитифир 210
 Лимбургит 24, 75, 80, 82, 87, 115, 219, 220
 Липарит см. риолит
 Лополит 76, 84, 91, 113, 234
 Маар 47, 50, 52, 53, 114, 115, 171, 207
 Магма базальтовая 117
 М. калиевая 35
 Мадейрит 215
 Меймечит 17, 80
 Мелилититы 17, 22, 116
 М. оливинные 23
 Мельтейгит 119
 Месторождения вулканогенно-осадочные 239
 М. золото-алюминиевые 239
 М. золото-серебряные 239
 М. исландского шпата 240
 М. касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовые 239
 М. киноварные 239
 М. колчеданные 240, 242
 М.К. вулканогенно-осадочные 240, 242
 М.К. комбинированные 240
 М.К. метасоматические 240
 М. медно-никелевые 238, 240, 242
 М. никелевые 240
 М. полиметаллические золото-серебряные 239
 М.П. стратифицированные 242
 М. рудные типа Кейко 238
 М.Р. типа Куроко 238, 240
 М.Р. типа Око 238
 М.Р. типа Сэжкоко 238
 М. самородной серы 239
 М. халькопирит-энаргит-халькозиновые 239
 Метасоматиты 61
 Монтичеллит 120
 Монтмориллонитизация 61
 Монзонит 18, 217, 219
 Мончикит 87, 96, 120, 219
 Муджерит 22, 38, 87, 89, 95, 209, 212, 215, 218—220
 Некк 47, 49, 92, 99, 105, 118, 154, 157, 234
 Н. базальтовый 48
 Н. риолитовый 49
 Некки щелочных трахитов 212
 Нефелинит 17, 38, 82, 131, 211
 Н. лабрадорный 22
 Н. оливинный 22
 Н. фонолитовый 22
 Области вулканические 162, 172, 230
 Обломки бомбовые 25
 О. глыбовые 25
 О. лавы 12
 О. раскаленные 28
 О. резургентные 134
 О. спекшиеся 12
 О. стекловатой лавы 12
 О. эпикластические 32
 Обсидиан 23
 О. трахитовый 215
 Обстановка полифазальная 60
 О. субаквальная 10
 О. субаэральная 10
 Объемы продуктов вулканизма 230
 О. фанерозойских вулканических пород 231, 232
 Озеро кальдерное 143
 О. кратерное 58, 140
 Океаниты 75, 82, 88, 89, 220
 Окраины активные 196
 О. пассивные 196
 О. тихоокеанские 196
 Оливинит 17
 Орвиетит 212
 Острова внутриокеанические 220
 О. удаленные от срединно-океанических поднятий 226
 Ось рифтовая 200
 Отложения направленного взрыва 56
 О. пирокластические 39

- О. тефровые 26
 Офиолиты 199
 Оценка вулканической активности 227, 233
 Палагонит 13, 51
 Пантеллерит 97, 209, 211, 213, 214, 219, 220, 226
 Параметры энергетические 229
 П.Э. вулканической активности 228
 Пемза 13, 53, 213
 Пепел 125
 Пеперит 102
 Перидотит 17, 38
 Пехштейны 87, 219
 Пикрит 241
 Пит-кратер (кратерные колодцы) 130
 Плавление газовое 175
 Плагиодцит 21
 Платенлавы 12
 Платобазальты 75, 83, 95, 118, 140
 Плато базальтовые 89, 126, 131, 172, 224
 П. вулканические 52, 128, 129, 158, 171, 208, 226
 П. нефелиновые 131
 П. риолитовые 131
 П. фонолитовые 211
 Плюмаж мантийный 219
 Поднятия сводовое 207
 П. срединно-океаническое 169, 170, 173, 184, 197, 218, 220
 Покровы лавовые 107
 Поток агломератовый 55
 П. базальтовый 89
 П. грязевый 56, 57, 59
 П. лавовый 46, 114
 П. пепловый 60
 П. пирокластический 54–56, 60, 106, 108
 П. риолитовый 184
 П. стекла 60
 П. тепловый 194
 Пояс вулканический краевой 172
 Признаки спекания 12
 Прогноз палеовулканоологический 236
 Провинция петрографическая 14
 Пропилитизация 61, 91, 240
 Пропилиты 11, 33–35, 245
 Разломы глубинные 171, 176, 182, 185, 186
 Р. кольцевые 134, 135
 Р. трансформные 194, 218–220
 Расселина вулканическая 131, 132
 Растворы термальные 32
 Расход ежегодный вулканического материала 230
 Реконструкции палеовулканоологические 124, 224, 228, 233, 247
 Риодацит 17, 87
 Риолит (липарит) 11, 32, 34, 38, 39, 45, 46, 50, 75, 82, 84, 86, 87, 89, 92, 96–98, 138, 181, 208, 217, 226
 Р. альбитизированный 94
 Р. натровый 211, 219
 Р. пантеллеритовый 213
 Р. щелочной 21, 106, 209, 211
 Р. щелочно-полевошпатовый 21
 Рифт 82, 120, 179, 19
 Роль вулканизма в океанах 232
 Р. кислых пород в океанах 214
 Ряд андезитовый 214
 Р. риолитовый 34
 Р. субщелочной кислых пород 17
 Р. субщелочной основных пород 17
 Р. субщелочной средних пород 17
 Р. щелочной основных пород 17
 Р. фациальный 72
 Р. формационный 73
 Санидинит 115, 215
 С. натровый 215
 С. роговообманково-эгириновый 215
 Своды 169, 176, 180, 186, 194, 206, 225
 Сермичитизация 61
 Серия зеленокаменная спилит-кератофировая 240
 С. коматитовая 236
 С. нефелиновая 221
 С. петрохимическая 36
 С. промежуточная 38
 С. толеитовая 36–39
 С. трахибазальтовая 234
 С. умереннощелочная 36, 37, 39
 С. шошонитовая 38
 Сельсбергит 82
 Сиенит 18, 75, 89
 С. лейкократовый 216
 С. нефелиновый 75, 82, 87, 116, 119, 217, 219
 С. фельдшпатовидный 17
 Силл 50, 96, 139
 Систематика вулканических пород 17
 С. вулканогенных гидротермалитов 33
 С. изверженных пород 23
 С. пирокластических пород 25
 С. слойд астеносферный 174, 196
 С. базальтовый 232
 С. второй океанический 199, 232
 Спекание 26
 Спилит 23, 33, 80, 91, 93, 94, 98, 104, 122
 Стекло базальтовое 51, 214
 С. вулканическое 26
 С. шошонитовое 39
 Структура кольцевая 135, 147, 240
 С. криптовулканическая 132
 С. рудоносная 239
 Субфация эксплозивная 42
 С. экструзивная 42
 Тералит 96, 115, 211
 Тефра 56
 Тефрит 17, 21, 82, 115, 116, 121, 209, 211
 Т. лейцитовый 22
 Т. нефелиновый 22
 Т. фонолитовый 22
 Тешенит 75, 80, 87, 95, 96, 138, 212
 Тингуаит 87, 89, 115, 116, 219
 Тип генетический агломератовый 52
 Т.Г. вулканогенных пород 45
 Т.Г. жерловый 45, 47
 Т.Г. игнимбритовый 60
 Т.Г. корневых зон 45
 Т.Г. лавовых пород 45
 Т.Г. метасоматических пород 45
 Т.Г. пирокластических пород 45
 Т.Г. туфовый 52
 Т.Г. экструзивных пород 45–47
 Толеит океанический 215, 216, 224
 Т. оливинсодержащий 212
 Тоналит 18, 19
 Точка горячая 218, 219, 221
 Трапп 78, 79
 Трахиандезит 17, 80, 90, 96, 97, 107, 114, 116, 177, 212, 215
 Т. калиевый 118, 212
 Трахибазальт 17, 80, 90, 95, 117, 209, 211, 215, 216, 219
 Т. калиевый 118
 Трахидацит 17, 212
 Трахит 17, 38, 75, 80, 82, 87, 89, 90, 96, 97, 114, 131, 138, 209, 212, 216–219, 221
 Т. кератофировый 215
 Т. комендитовый 219

Т. лейцитовый 121, 209
 Т. натрово-калиевый 118, 211
 Т. натровый 219, 220
 Т. фонолитовый 219
 Т. щелочной 21, 209
 Т. эгириновый 219
 Треухифонолит 212
 Трещины растяжения 180
 Трог 132, 222
 Трубки гипербазитовые 50
 Т. кимберлитовые 77
 Т. туфовые 76, 90
 Туф лапиллиевый 30
 Т. палагонитовый 88
 Т. риолитовый 46, 59
 Туфобрекчия 55
 Туфолава 26, 126
 Туфолапиллит 25, 26, 32
 Туффит 26
 Туфы 25, 30, 32
 Т. андезитовые 30, 59, 125
 Т. гравийные 25
 Т. кератофировые 184
 Т. кислые 30
 Т. лапиллиевые 55
 Т. палагонитовые 220
 Т. риолитовые флюидальные 32, 87
 Т. спилитовые 184
 Т. фонолитовые 218
 Ультрабазиты 138
 Ультрамафиты 19, 21
 Фаза газовая 10, 32, 175
 Фации вулканогенные 41—43
 Ф. глубинности (макрофации) 42
 Фация абиссальная 41
 Фаялит 81
 Фельдшпатоиды 16, 18, 22, 118
 Фальзит 87, 104, 105, 138
 Ферробазальты 37
 Фладенлавы 12
 Флексура 77, 80, 82, 85, 90, 172, 176, 180, 185, 186
 Флуд-базальты 171, 211, 226
 Ф.—Б. толентовые 211
 Фойдит 17, 22
 Ф. плагиоклазовый 17
 Ф. тефритовый 17
 Ф. фонолитовый (фонофондит) 17
 Фойяит 221
 Фонолит 17, 21, 22, 38, 82, 95, 96, 114, 116, 131, 210, 217, 219, 221, 226
 Ф. анализимовый 17
 Ф. гаюиновый 17
 Ф. кемитовый 213
 Ф. лейцитовый 17, 115, 210
 Ф. лейцит-нефелиновый 112, 209
 Ф. нефелиновый 17
 Ф. нозеановый 115, 210
 Ф. основной 17
 Ф. тефритовый 21, 22
 Ф. треухитоидный 115
 Формации андезитовые 94, 98, 112, 122, 242
 Ф. базальтовые 98, 242
 Ф. вулканогенно-осадочные 73, 122, 123, 233
 Ф. вулканогенные 72, 122
 Ф. гипербазитовые 113
 Ф. возрождающиеся 233
 Ф. зеленокаменные 91, 112, 113, 122, 235
 Ф. игнимбритовые 104, 106, 234, 235
 Ф. коматитовые 242
 Ф. метариолитовые 94, 104
 Ф. нестратифицированные 73, 78, 90, 97, 113, 122, 204
 Ф. отмиривающие 233, 235
 Ф. перидотит-комендитовые 244
 Ф. риолитовые 98, 101, 103, 113, 121, 242
 Ф. сквозные вулканогенные 233, 234
 Ф. спилитовые 111, 190
 Ф. стратифицированные 73, 74, 95, 122
 Ф. трапповые 94, 99, 112, 113, 234, 243
 Ф. трахитовые 110, 113, 121, 123, 225
 Ф. трахибазальтовые 75, 95, 112—114, 117, 122, 123, 234
 Ф. фонолитовые 242
 Фумаролы 54, 134
 Шихлуниты 118
 Шов рифтовый 200
 Шонкинит 115
 Шошонит 38, 82, 118
 Шток 46, 50, 99, 105, 107, 115, 121, 218, 221
 Ш. адамеллитовый 107
 Ш. монзонитовый 121
 Ш. сиенитовый 121
 Ш. эсвакитовый 221
 Эвкрит 139
 Эксгалляции вулканические 10
 Эксплозия 10, 52—54, 56, 92, 96, 106, 109, 115, 130, 132, 136
 Экструзия 47, 121, 129, 147
 Эскарп 77, 129, 130
 Эсваксит 87, 110, 221
 Эффузивы ультрамафитовые 23

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абакан** р. 64
Абруцкие горы 38, 59
Авача р. (Камчатка) 59
Авачинская сопка влк. 54, 55
Австралия 5, 79, 94, 95, 106, 107, 137, 207, 208, 212, 230, 238, 240, 244
Адамелло г. 24
Адамс влк. 99
Аденский зал. 197, 206, 226
Адриатическое море 223
Азия 114
Азия Центральная 117, 118, 205, 206, 208
Азорские о-ва 184, 191, 215
Алтай 16, 104, 243
Алтай Горный 69, 103, 123
Алтай Рудный 50, 69, 103, 123, 190
Альберт (Мобуту-Сесе-Секо) оз. 211
Альпийский пояс 209
Аляска 99, 223
Амазонка р. 209
Амаракантака 85
Амиата г. 120
Америка Северная 112, 114, 119, 122, 129, 166, 169, 182, 184, 197, 202–204, 208, 210, 234, 239
Америка Центральная 59
Америка Южная 56, 129, 166, 182, 202–204, 208, 211, 223, 230, 239
Амур р. 165, 180
Анатолия 107
Англия 94
Анды 56, 99, 202, 209, 210
Аннабон о-в 207, 221
Антарктика 79, 208, 216, 230
Антильские о-ва 56, 222
Аравийский п-ов 95, 119, 207, 212, 234
Аравийское море 77, 85, 182
Арагац 46, 107, 147
Аргентина 239
Аргунь р. 53
Арднамерчен 89, 137–140, 142
Аризона 119
Арктика 79
Армения 46, 47, 107, 128, 129, 136, 147, 158
Арран о-в 89, 137, 139, 140
Артени влк. 46
Аскья влк. 53
Асо влк. 131
Ассам 85
Атлантический океан 192, 214, 220–222
Атласские горы 207
Афар 38, 211
Африка 78, 82, 114, 118, 120, 129, 131, 147, 151, 172, 179, 180, 184, 185, 197, 210, 212, 220, 221, 226, 230, 234
Ашанги 97
Ахмадабад 85
Базутоленд плато 181
Байкал оз. 179, 180
Балашов 83
Банас р. 85, 182
Бандей влк. 56, 132
Баннные Ключи 121
Башкирия 83
Безыманный влк. 46, 54, 56, 57, 60, 136
Бергелю влк. 46
Белоруссия 83
Береговой хр. 58
Бермудские о-ва 222
Бештау г. 121
Бискайский зал. 210
Биу 212
Бихар 85
Богутлу влк. 46
Боливия 239
Бомбей 77, 85, 182
Британские о-ва 48, 74, 88, 90, 122, 152, 224
Буве о-в 194, 216
Буфумбира 211
Бушвельд 76
Бьют влк. 59
Вальдивия 52
Вашингтон штат 55, 59
Везувий влк. 56, 58, 129, 209
Веле влк. цепь 114
Верхнее оз. 30, 84, 239
Вестервальд 115
Виктория оз. 118
Виллой р. 80
Вирунга влк. гр. 118
Вити влк. 53
Вознесения о-в 194, 215, 218
Волноваха р. 84
Выгорлат-Гутинская гряда 102
Вышково 239
Вэллис г. 131, 133, 134
Гавайские о-ва 12, 129, 133, 174, 197, 218, 219
Гадис влк. 46
Галапагосские о-ва 220, 237
Ганг р. 85
Гарц 65, 67
Гваделупа о-в 44, 220
Гвинейский зал. 221
Гегамское нагорье 148
Гекла влк. 37
Гиндукуш горы 203
Главный Кавказский хребет 50
Гоби 205

Гоф о-в 216
 Гран-Канария о-в 221, 222
 Грациоза о-в 215
 Грейама Земля 207
 Гренада о-в 223
 Гренландия 74, 88–90, 122, 130, 137, 224
 Гузгюлю влк. 148
 Гутансар влк. 46
 Дальний Восток 148
 Дамараленд 82
 Дариганга плато 210, 234
 Датун 118, 234
 Деканское плоскогорье 74, 87–89
 Джунгарский Алатау 64, 65
 Долина Десяти Тысяч Дымов 54, 60
 Донбасс 83, 183
 Дракенсберг 77
 Дулут 76
 Европа 113, 117, 120, 122, 123, 222
 Енисей р. 153, 157
 Жупановская сопка влк. 55
 Забайкалье 53, 165, 180, 190
 Заглик 239
 Закарпатье 46, 47, 100, 102
 Замбези р. 81
 Зеленого Мыса о-ва 221, 222
 Зибенгебирге 24, 115
 Зубаир о-ва 226
 Игатпури 88
 Измир 209
 Индийский океан 181, 194, 203, 220
 Индия 75, 77, 79, 85, 87, 88, 90, 130, 180
 Индонезия 56, 57, 129, 133, 204, 239
 Индостан п-ов 181
 Ирландия хр. 64
 Ирландия Северная 137, 139
 Ирландское море 137
 Исландия 13, 51–53, 60, 74, 75, 88, 89, 91, 122, 129, 130, 136, 137, 173, 194, 212, 213, 217, 218, 224, 239
 Италия 32, 110, 121, 133, 239
 Йеллоустонский национальный парк 30, 34, 59
 Йилгарн (Зап. Австралия) 238
 Кавказ 50, 55, 60, 106, 107, 121, 189, 203, 204, 207
 Казахстан 48, 59, 182
 Казахстан Центральный 59, 103–105, 148, 154, 158
 Калба р. 104
 Калифорнийский зал. 203
 Калифорния 32, 44, 101, 188, 197, 220
 Калуга 83
 Кальмиус р. 83
 Камбейский зал. 85, 182
 Камерун влк. 207, 212, 221
 Камчатка 12, 13, 32, 46, 47, 54, 57, 58, 99, 100, 121, 128, 129, 147, 158, 174, 239
 Канада 77, 137, 234, 237, 240, 244
 Канарские о-ва 221, 222
 Кантал влк. 120
 Каоко плоскогорье 81
 Каппадокийское плато 107
 Каратау горы 60
 Карелия 160, 244
 Карловы Вары 116
 Карлсберг хр. 212, 226
 Карпаты 239
 Карру 75, 76, 79, 81, 82
 Карымская сопка влк. 13, 55
 Каскадные горы 58, 59, 98–100, 103, 122, 140, 141
 Каспийское море 203
 Катмай влк. 54, 60
 Кауаи о-в 219
 Квинсленд 108, 135, 213
 Квин-Хиллс о-в 89
 Келуд влк. 56
 Кения влк. 38, 119
 Кергелен арх. 216, 217, 223
 Кивино 78, 79, 83
 Киву оз. 118, 221, 222
 Килауза влк. 52, 174, 197, 219
 Килиманджаро влк. 119
 Клайда плато 234
 Ключевская сопка влк. 128
 Колорадо 239
 Колумбийское плато 75
 Колумбия 51
 Кольский п-ов 110, 244
 Комати р. 95
 Корво о-в 215
 Кордильеры 92, 122, 182, 202, 209, 210
 Котопахи влк. 57
 Кракатау влк. 136
 Красное море 97, 212, 226, 237
 Кратер-Лейк влк. 99
 Криппл-Крик 239
 Крозе о-ва 194, 216
 Крым 189, 191
 Куба 222
 Кука о-ва 219
 Кульмбах 116
 Кунашир о-в 147
 Курильские о-ва 99, 100, 147, 158, 230, 239
 Кюсю о-в 134
 Лаахернское оз. 115
 Лаба (Зльба) р. 116
 Ланцерот о-в 221
 Лардерелло 32
 Лассенский национальный парк 58
 Лебомбо 77, 81, 82, 90
 Лесото 81, 82
 Ливерпуль 60
 Лигурийское море 176
 Лимполо р. 82
 Липарские о-ва 110
 Лохба 140
 Лоранш п-ов 217
 Маврикий о-в 220
 Магдала 96
 Мадагаскар о-в 220
 Мадейра о-в 222
 Мадла п-ов 89
 Мазамба влк. 140–143
 Майда влк. 59
 Малл о-в 88, 89, 137–142
 Мальва плато 86
 Малый Богуглу влк. 46
 Маскаренские о-ва 220
 Мауи о-в 219
 Мауна-Лоа влк. 52, 130, 197, 219
 Махараштра 86, 88
 Мексика 12, 234, 239
 Мексиканский зал. 203
 Мертвое море 206
 Мессума влк. 76, 158
 Минеральные Воды 50, 204, 205
 Мозамбикская низменность
 Мозамбикский прол. 181
 Монголия 53, 117, 121, 165, 234
 Мон-Дор влк. 114
 Морверн о-в 88
 Мэргень (Нуньязян) 210
 Мэри Бэрд Земля 208, 218

- Нагибания 239
 Нармада (Нарбада) р. 85–87
 Наска хр. 220
 Натрон оз. 211
 Нгаундере 212
 Нигерия 172, 183
 Ниихау о-в 219
 Никарагуа 134
 Новая Гвинея о-в 223, 239
 Новая Зеландия 32, 106, 132, 234, 239
 Новый Амстердам о-в 216
 Норильск 80
 Ньямлагира влк. 118, 211
 Ньясса оз. 211
 Оаху о. 219
 Овернь 46, 210
 Оденвальд 115
 Олимпик п-ов 93, 94, 99, 123
 Онтарио 84
 Оруро 238
 Осло 24, 110, 135, 183, 204
 Пальма о-в 221
 Пантеллерия о-в 119, 209
 Памир 203
 Папальчиха г. 64
 Парамушир о-в 100
 Пасхи о-в 197, 218, 219
 Паужетка р. 32
 Пеле влк. 26, 54, 131
 Пергам 107
 Перу 38, 220, 239
 Пико влк. 215
 Пико-де-Тейде влк. 221
 Питкэрн влк. о-в 219, 220
 Прибалхашье 101, 104, 105
 Принсипи о-в 221
 Путорана плато 77, 79
 Раджмахал 86
 Райе-дю Бати п-ов 216, 217
 Ревилья-Хихедо о-ва 219
 Рейн р. 176
 Рейнир г. 55, 59
 Рейнские Сланцевые горы 67
 Реюньон влк. о-в 220
 Рён 115
 Родопский массив 106
 Родос о-в 55
 Родригес о-в 220
 Роккал плато 222, 223
 Роккастрада 121
 Рум о-в 137, 138, 140
 Рунгве 211
 Садбери 75, 76, 84
 Сакраменто р. 58, 59, 64
 Сан-Амброзио о-в 220
 Сан-Бенедикто о-в 219, 220
 Сан-Винсент о-в 221
 Сан-Мигель о-в 215
 Сан-Паулу о-в 194, 215
 Санта-Мария о-в 215
 Сан-Томе о-в 207, 221
 Сантьяго о-в 221
 Сан-Фелис о-в 220
 Сан-Хуан горы 30, 32
 Сардиния о-в 209
 Сасофорт 121
 Сатпура хр. 86
 Свадрштра п-ов 86, 87
 Сайны 104, 117, 205
 Святого Павла о-в 197
 Святой Елены о-в 217, 220, 221
 Севан оз. 160
 Сейшельские о-ва 220
 Сен-Поль 216
 Сен-Пьер 26
 Силезия 115, 117
 Сицилия о-в 51
 Скай о-в 88, 89, 137–140
 Скалистые горы 119, 122, 183, 205, 210, 234
 Скергард п-ов 89
 Скорсби зал. 89
 Соккоро о-в 219, 220
 Солигалич 83
 Солтон-Си 32
 Сомали 97
 Сона р. 176
 Сосновые горы (Фихгельгебирге) 115, 116
 Срединный хр. 59
 Стромболи влк. 38, 129
 Суматра о-в 131, 139
 Сьерра-Невада о-в 34
 Сырымус р. 107
 Таити влк. о-в 219
 Таймыр п-ов 76, 78
 Тамбора влк. 228
 Танганьика оз. 118, 211
 Тапти р. 86
 Тасмания о-в 207
 Таупо оз. 32, 106
 Таупо-Роторуа 131
 Тенерифе влк. о-в 129, 221
 Терсейра о-в 215
 Тибести нагорье 212
 Тибетское нагорье 205, 210
 Тирренское море 209
 Тихий океан 194–197, 202, 205, 206, 208,
 209, 218, 220, 237
 Тихоокеанский пояс 239
 Тоба оз. 131
 Товарищества о-ва 219
 Токай горы 102
 Тонопс 239
 Торре-Анколе влк. гр. 211
 Транскей 81
 Тринидад о-в 222
 Тристан-да-Кунья влк. о-ва 194, 216
 Туамоту арх. 197, 218–220
 Турция 106, 107, 209, 223
 Тянь-Шань 205
 Урал 92, 93, 112, 167, 168, 171, 182, 189, 190,
 236, 237
 Уюнь-Холдонги влк. обл. 210
 Файл влк. 215
 Фантал влк. 60
 Фарерские о-ва 89, 137, 222, 224
 Фернандо-ди-Норонья о-ва 222
 Фернандо-По (Биоко) 207, 221
 Фиджи о-ва 38, 223
 Филиппинские о-ва 222, 239
 Флорес о-в 215
 Фогельсберг 115
 Фого влк. 221
 Фого о-в 222
 Франция 12, 46, 114
 Фудзия 205
 Ханишезукар о-ва 226
 Хеггау 115
 Хердубрейд влк. 130
 Хиерро о-в 221
 Хинган 118, 234
 Хоггар (Ахаггар) нагорье 212
 Хоббса Земля 89
 Хоккайдо о-в 34

Хуан-Фернандес влк. о-ва 220
Худ влк. 99
Центральный Французский массив 117
Церро-де-Паско 239
Чадос архипелаг 77
Чад оз. 207, 212
Черниговская обл. 83
Черное море 203
Чешский массив 117, 204, 205, 208, 210
Чешские Средние горы 115, 116
Чжэцзян 206
Чилва 82
Чили 209, 239
Чирикву г. 131
Шаста г. 58, 99
Шенон о-в 89
Шивелуч влк. 55

Шиллонг нагорье 85
Шотландия 76, 78, 87–89, 95, 122, 137–140
151, 172, 174, 184, 222, 234
Шлессарт 115
Эдуард оз. 118
Эквадор 57
Эльбрус 122
Эронго г. 76
Эспунгабар 81
Этна влк. 52, 110
Эфиопия 60, 95, 97, 119, 211, 234
Эшера Земля 89
Югославия 239
Ява о-в 56, 239
Ян-Майен о-в 88, 90, 137, 224
Япония 55, 56, 99, 133, 222, 238–241

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абих 26, 28
Анатольева А.И. 6, 9, 65, 69, 103, 233
Андерсон К. 59, 64
Андерсон Э. 98, 138, 174
Арамаки 133, 134
Аранья В. 221
Архангельский А.Д. 160, 232
Афлик 203
Баддингтон А. 30
Бейкер П. 219, 221
Бейли Д. 108, 134, 140, 218
Белов И.В. 117
Беммелен Р.В. 57
Бернадская Л.Г. 82, 83
Билибин Ю.А. 187
Бильон С. 76
Богоявленская Г.Е. 54, 56, 57
Бондаренко П.М. 35, 138, 179, 181
Ботвинкина Л.Н. 43
Бочкова Т.Н. 9
Бренч К.Д. 106, 107, 109
Бровков Г.Н. 26
Брукс К. 95
Букар Д. 207
Бурри К. 35
Бух Л. 26, 28
Булард Ф. 6
Быковская Е.В. 99
Вагер Л. 89
Вальтерхаузен С. 51
Василевский М.М. 33, 34
Ватанабе Т. 238
Вахендорф Г. 81, 82
Вашингтон Х. 75, 85
Вегенер А. 194
Веллсы А.К. и М.К. 107
Вейл Д. 81, 82
Вентворс К. 25
Вергунов Г.П. 100
Веселовская М.М. 83
Вест В. 85, 86
Виллис Б. 173, 176, 179
Вилсон Д. 199
Вильямс Л. 38, 108, 131
Вильямс Х. 6, 25, 98, 132, 134, 135, 140, 145, 146
Виноградов А.П. 160
Власов Г.М. 33, 99
Влодавец В.И. 28, 99, 117
Вольнец О.П. 100
Вольф Ф. 35, 90, 130, 162, 214
Вулли А. 81, 82
Гарсон М. 81
Гетар И. 162
Гики А. 95, 156
Гиллярова М.А. 51
Гилберт К. 188
Гиппленрейтер В. 7
Гланжо Л. 5, 6, 69, 71
Гленни Е. 86
Годлевский М.Н. 80
Горшков Г.С. 36, 54, 56, 57, 60, 99, 100, 218, 220
Гофман П. 183
Грендж Л. 28
Грессли А. 43
Грин А. 6, 240
Грин Д. 38
Громин В.И. 13
Дель-Эрбо Л. 28
Демаре Н. 162
Джаггар Т. 12
Джадд Д. 137
Дживетта Л. 6
Джойс Э. 207
Дзоценидзе Г.С. 237
Добени Ш. 28
Донских В.В. 147, 148, 152, 153, 158, 159
Дымкин А.М. 83
Дэли Р. 30, 76, 174, 215, 216
Дюроше Л. 35
Дю-Тойт А. 76, 81
Елисеев Н.А. 103
Жиро М. 6, 36–38, 216, 223
Жоплин Г. 38
Заварицкий А.Н. 14, 28, 35, 92, 99, 100, 116, 118–121, 128, 167, 168, 219, 236, 237
Завидонова А.Г. 83
Залепугин В.Н. 147
Замбонини Ф. 28
Заппер К. 162, 230
Зюсс Э. 192, 196, 207
Иванов Б.Н. 13
Иддингс Д. 26, 35
Йокояма И. 133
Карапетян С.Г. 46
Кармишель И. 36, 219
Карпинский А.П. 14
Каррвчедо Д. 221
Карстенс Х. 90
Кеннеди У. 75
Кележинскас В.В. 35, 100, 101, 121
Кинг Ф.Б. 84, 131
Клоос Г. 115, 116, 173, 174, 177, 178
Кокс К. 81, 82
Колосова А.С. 9
Коптев-Дворников В.С. 7, 42, 43, 50

Коржинский Д.С. 34, 61
 Корн Г. 147, 148, 150
 Короновский Н.В. 102, 106, 107
 Коротеев В.А. 92
 Костюк В.П. 101
 Котляр В.Н. 237, 239, 245
 Котс Р. 131
 Коянаги 133
 Краева Т.С. 46, 54, 56, 57
 Кришнан М.С. 85
 Кронидов И.И. 147
 Кузнецов Ю.А. 41, 42, 73, 103, 104, 112, 184, 186, 188
 Кук Э. 108
 Куно Х. 36–38
 Кусто Ж. 44
 Кутейников Е.С. 190
 Кутюлин В.А. 35
 Котульский В.К. 80
 Кэй Э. 171
 Лакруа А. 26, 58, 216, 218, 220
 Лапин Б.Н. 104
 Лапинская Т.А. 83
 Лебедев П.И. 28
 Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 28, 41, 79, 160
 Лейдон Ф. 59, 131
 Ле Мэтр Р. 24
 Ле-Пишон К. 199
 Леонарди П. 6
 Ломизе М.Г. 55, 60
 Лурье М.Л. 53, 76, 79, 80, 117, 124, 128
 Лучицкий В.И. 14, 18, 84
 Лучицкий И.В. 25, 43, 84, 96, 119, 138, 156, 157, 160, 162, 179, 181, 206
 Ляйелль Ч. 56
 Лялин Ю.М. 104
 Магницкий В.А. 175
 Мазарович А.Н. 160
 Мак Бирней А. 6, 25, 132
 Макгрегор М. 95
 Макдональд Г. 5, 12, 13, 32, 218, 219
 Мак Кензи Д. 38
 Мак Колл Г. 110
 Малеев Е.Ф. 7, 10, 42, 43, 54, 55
 Мартин Г. 147, 148, 150
 Маршалл П. 26, 28, 30, 131
 Мархинин Е.К. 7, 100, 230
 Масайтис В.М. 80, 190
 Масуренков Ю.П. 107
 Матур К. 85
 Мацуда Т. 55
 Мелекесцев И.В. 46, 54, 56, 57
 Менард Х. 44, 126, 192, 193, 195, 197, 218
 Милановский Е.Е. 106, 107
 Миллер Е.Е. 104
 Минато М. 133
 Мор П. 211
 Морган У. 199
 Мутти Э. 95
 Набоко С.И. 33, 61, 99, 100
 Наковник Н.И. 34
 Налберт 240
 Несбит Р. 95
 Ниггли П. 237
 Никитина Л.С. 104, 148, 154
 Новикова А.С. 83, 183
 Нужье И. 216, 217
 Обер-де-ла-Рю 216, 218
 Обручев В.А. 172
 Обручев С.В. 53, 76, 79, 80, 117, 172, 179
 Ог Э. 194, 207
 Оден И. 86, 173
 Ольер К. 207
 Офтедаль Х. 110
 Оффман П.Е. 79
 Павлинов В.Н. 121
 Панто Г. 102, 106
 Пассарж С. 207
 Паффенгольц К.Н. 147, 160
 Пейве А.В. 182, 237
 Петров В.П. 28
 Петрова М.А. 46, 47
 Пийп Б.И. 54, 58
 Пикар О. 44
 Пилипенко В.Н. 103, 104
 Пишлер Г. 209
 Полканов А.А. 173, 180, 185
 Полдерварт А. 81
 Постникова И.Е. 83
 Предтеченский А.А. 170
 Пьетурсон 51
 Радулеску Д. 6
 Раст Х. 6
 Рейнольдс Д. 108
 Рингвуд А.Е. 38
 Ритман А. 6, 13, 28, 30, 41, 51, 53, 173, 174
 Рихтгофен Г. 34
 Риччи Д. 137, 139, 140, 141
 Робинзон Г. 188
 Розенбуш Г. 11
 Ронев А.Б. 230
 Ротман В.К. 56, 59, 99
 Рудник Т.Б. 64
 Рундквист Д.В. 242, 243
 Рэй С. 85
 Саггерсон Е. 38
 Святловский А.Е. 7, 99
 Сигурдсон Х. 213
 Сидоренко А.В. 5
 Синглетон О. 207
 Сирин А.Н. 128
 Смирнов В.И. 237, 239, 240, 241
 Смышляев В.Н. 104
 Соболев В.С. 79, 101
 Соболев Н.Д. 121, 122
 Соколов В.А. 136
 Солодкова Н.А. 102
 Солоненко В.П. 117
 Стейнер А. 28
 Столярова Л.М. 9
 Страхов Н.М. 160
 Стюарт Ф. 137, 140, 142
 Субботин С.И. 185, 186
 Тазиев Г. 60
 Тарп М. 194
 Тащинина М.В. 59
 Тельяр де Шарден П. 184
 Тетяев М.М. 186
 Тернер Ф. 73, 93, 118, 119
 Тиррель Г. 96, 186, 189
 Тихомиров С.В. 83
 Каченко Р.И. 33
 Тораринсон С. 26, 89, 213
 Тороддсен Т. 51, 53
 Уилсон М.Е. 84
 Уолкер Г. 89, 212
 Уотерс А. 51, 93, 98
 Усенко И.С. 83, 112
 Усов М.А. 41, 42
 Устиев Е.К. 30, 100, 105
 Федоров Е.С. 14
 Федотов С.А. 7
 Федотов Т.О. 59
 Ферхуген Дж. 73, 93, 118, 119, 230

Фирсов Л.В. 121
Фиске Р. 55
Фишер Р. 10, 25
Флоренский В.П. 83
Флоренсов Н.А. 117, 179
Формозова Л.Н. 43, 66, 67
Фремд Г.М. 60, 64
Фролова Т.И. 64, 92
Фрэнсис П. 6
Фюрон Г. 107
Хаин В.Е. 230
Хатч 107
Хедервари П. 227
Херасков Н.П. 73, 167, 185, 186
Хизен Р. 192
Холтедаль О. 110
Хоутон С. 81
Цейл В. 209
Чаттерджи С. 85

Червяковский Г. Ф. 92
Чернов В.И. 103, 104
Четвериков С.Д. 36
Шаппель Б. 38
Шатский Н.С. 39, 42, 72, 74, 182, 183, 188,
203, 204, 232, 237, 248
Шилов В.Н. 9
Ширинян К.Г. 28, 46, 107
Шнейдерхен Х. 237
Шорт Н. 8
Штейнман Г. 200
Штилле Г. 171, 183, 186–189, 191, 249
Штрейс Н.А. 92, 93, 160, 168, 171, 182, 237
Штрекайзен А. 24
Энгели А. и К. 214
Эрлих Э.Н. 99, 121
Юинг М. 192
Яковлева Е.Б. 42, 48, 50, 103
Яншин А.Л. 9, 184, 188, 237

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	4
Глава 1	
Вулканогенные породы и их петрохимические ассоциации	10
Вулканические породы	11
Пирокластические породы	25
Вулканические гидротермалиты	32
Петрохимические ассоциации и серии вулканических пород	35
Глава 2	
Фациальный анализ и генетические типы вулканогенных образований	41
Определение понятия "фация"	41
Генетические типы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований	45
Общие проблемы фациального анализа	62
Глава 3	
Вулканогенные формации (парагенетические ассоциации)	72
Стратифицированные вулканогенные формации	74
Нестратифицированные вулканогенные формации	113
Общее сравнение вулканогенных формаций	122
Глава 4	
Палеовулканологические реконструкции	124
Определение типа вулканических извержений	125
Морфология современных вулканов и проблема кальдер	128
Палеовулканологические реконструкции морфологии и внутреннего строения древних вулканов	135
Палеовулканологические реконструкции древних вулканических областей	160
Воссоздание истории развития вулканической деятельности	167
Глава 5	
Общие черты пространственного и хронологического размещения древних вулканов	169
Некоторые закономерности размещения древних вулканов	169
Условия образования древних вулканов	173
Размещение глубинных очагов	185
Хронологические отношения между древними вулканами и геологическими структурами	186
Глава 6	
Глобальные проблемы палеовулканологии	192
Некоторые общие черты глобального распределения современных вулканических пород	201
Общие перспективы глобального сравнения современных и древних вулканических пород и их ассоциаций	224
Энергетика древних вулканов и общие проблемы эволюции вулканизма в истории Земли	227

<i>Глава 7</i>	
Палеовулканологические прогнозы	236
Заключение	247
Литература	250
Предметный указатель	263
Указатель географических названий	268
Именной указатель	272

Игорь Владимирович Лучицкий
ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ

Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР

Редактор издательства
А.А. Фролова

Художник
И.В. Козин

Художественный редактор
М.В. Версоцкая

Технические редакторы
А.Л. Шелудченко
Н.А. Торгашова

Корректор
З.Д. Алексеева

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 28315

**Подписано к печати 31.01.85. Т – 04206
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 22,8. Усл.кр.-отт. 22,8
Уч.-изд.л. 29,2. Тираж 1100 экз.
Тип. зав. 2203. Цена 4р. 70к.**

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**