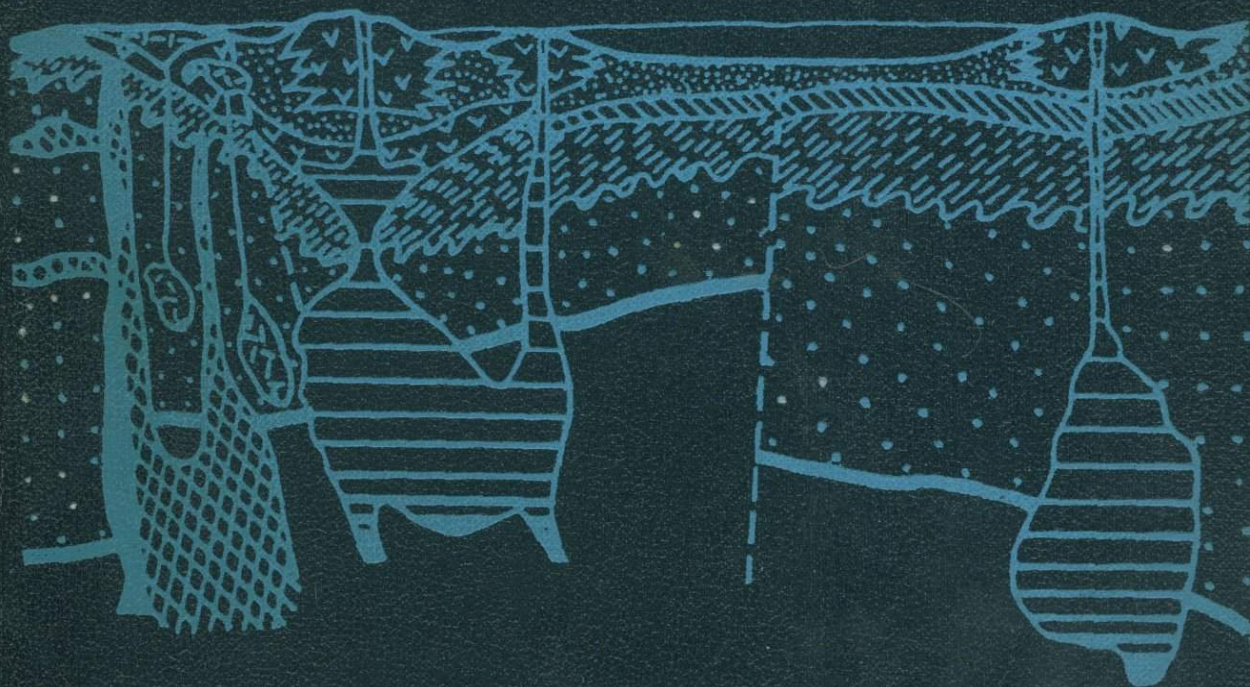


Т. И. ФРОЛОВА
И. А. БУРИКОВА

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ



Т. И. ФРОЛОВА,
И. А. БУРИКОВА

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

(на примере
восточного склона
Южного Урала)

Бандасарен В.Т.

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1977



5345

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук,
профессор **Яковлев Г. Ф.**,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор **Штейнберг Д. С.**

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклиальный вулканизм. М., Изд-во Моск. ун-та. 1977.

279 с. с илл., табл., библиогр.

В работе на основе комплексного геолого-петрологического изучения вулканогенных формаций геосинклиального этапа развития подвижных поясов делаются выводы о происхождении вулканических серий, слагающих эти формации. В части первой приводится комплексное описание палеозойских вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала. Разбираются вопросы связи вулканизма с тектоническим режимом и глубинным строением. Доказывается, что вулканы геосинклиалей являются производными двух главных генетических групп мантийных базальтовых и кислых палингенных магм. Прослежена эволюция глубинного вещества в геосинклиальном процессе. Вторая часть посвящена вопросам происхождения геосинклиальных вулканогенных формаций и общим закономерностям развития геосинклиального вулканизма на широком региональном материале.

Ф 20805—192
077(02)—77 Б. 3. № 27—48—76

© Издательство Московского университета, 1977 г.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение магматизма древних подвижных поясов — геосинклиналей — дает исследователю неocenимое преимущество — возможность проследить эволюцию магматизма в историческом аспекте. Поскольку геосинклинальный процесс является отражением преобразований, совершающихся в глубинах нашей планеты, а геосинклинальный магматизм, и в первую очередь вулканизм, поставляет информацию о составе и состоянии глубинного вещества в ходе этих преобразований, петрология вулканических пород геосинклиналей представляет большой интерес с точки зрения создания общей теории эволюции вещества Земли.

В основу работы положены многолетние исследования авторов по эвгеосинклинальному вулканизму восточного склона Урала, являющегося в указанном выше аспекте весьма благоприятным объектом. Помимо длительности, многоэтапности развития вулканизма Урал отличается большим разнообразием состава его продуктов с обилием базальтоидных серий пород, наиболее интересных с точки зрения изучения глубинных зон Земли. Широкое развитие инициального магматизма дает возможность сравнить Урал с современными океаническими областями и тем самым приблизиться к решению вопроса о происхождении древних геосинклиналей.

Поскольку одним из наиболее продуктивных методов изучения вулканогенных образований является формационный, он был применен в данной работе. При выделении и типизации вулканогенных формаций за основу приняты методические предпосылки и определения, изложенные в работах Ю. А. Кузнецова и Е. К. Устиева. Согласно этим определениям, конкретная вулканогенная формация является частным случаем геологической. Она представляет собой естественное сообщество вулканических пород, положение которого определено местом и временем его формирования и отражает конкретный этап развития того или иного региона. Практика изучения стратифицированных формаций, как осадочных, так и вулканогенных, показывает, что в качестве таковых чаще всего выделяются региональные стратиграфические подразделения — свиты, части свит или серии свит, и, таким образом, «естественность» выделения формаций понимается в первую очередь в историко-геологическом смысле. Однако, поскольку целевое назначение формаций существенно иное и строгая синхронизация их частей не обязательна, объемы свит и формаций могут значительно отличаться друг от друга. Формационным расчленением вулканогенных толщ на Урале занимались Д. С. Штейнберг, М. Б. Бородаевская, И. В. Хворова и другие исследователи, а также авторы данной работы. На основании изучения вулканизма Урала, с привлечением материала по другим древним геосинклинальным областям, было выделено несколько типов вулканогенных формаций, для которых определялись особенности их

строения, форма, объемы, фациальная изменчивость, геотектоническая обстановка и характер вулканической деятельности. Проведенное на комплексной геологической основе петрологическое изучение вулканогенных пород формации, включающее исследование их минерального состава, петрографии, петрохимии, геохимии, показало разнообразный характер связей между различными группами пород в формациях, не обязательно находящихся в генетическом родстве.

Комплексному исследованию вулканогенных формаций эвгеосинклинальных зон Урала посвящена первая часть работы. Изложенный материал послужил основой для решения следующих главнейших вопросов: 1) изучения эволюции вулканизма в процессе развития эвгеосинклинали и его связи с глубинными структурами и тектоническими движениями, 2) определения вероятных составов родоначальных магм и главнейших факторов их эволюции на различных стадиях геосинклинального развития, 3) выявления взаимоотношения основного (базальтоидного) и среднекислого вулканизма в различных типах вулканогенных формаций и роли мантийного и корового вещества в их формировании.

Вторая часть посвящена общим вопросам эвгеосинклинального вулканизма. С широким привлечением материалов по петрологии разновозрастных и разнотипных геосинклиналей рассматриваются геологическая позиция, вещественный состав, происхождение геосинклинальных вулканогенных формаций и вопросы их рудоносности. Путем сравнения магматизма эвгеосинклинальных зон прошлого и современных подвижных поясов Земли (островных дуг, срединно-океанических хребтов) устанавливаются их сходство и различия и делается вывод о направленной эволюции вещества Земли в геосинклинальных структурах.

Основная часть монографии написана Т. И. Фроловой, а разделы, посвященные палеозойским вулканогенным формациям Южного Урала, Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой совместно. При описании силурийской контрастной формации использовались материалы В. С. Шарфмана и Р. И. Костиной, нижнекаменноугольных — В. И. Рогова. В обработке материала принимали участие: в изучении мономинеральных фракций пироксенов — Е. В. Островская, акцессорных минералов — Р. И. Костина, в обработке петрохимических данных — В. И. Рогов, геохимических — Л. А. Борисенок. Химические анализы пород выполнены в лаборатории силикатного анализа НИСа Киевского государственного университета, мономинеральных фракций пироксена — в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, количественные анализы микроэлементов — на кафедре геохимии геологического факультета МГУ (Л. А. Борисенок). Всем перечисленным выше лицам авторы приносят глубокую благодарность. Отдельные положения работы обсуждались с М. Б. Бородаевской, А. А. Маракушевым, М. А. Петровой, Г. Б. Рудником, В. Е. Хаиным, В. С. Шарфманом, Д. С. Штейнбергом, которым авторы весьма признательны.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Первые обобщающие работы по геологии восточного склона Урала принадлежат А. П. Карпинскому, Н. К. Высоцкому, Б. П. Кротову, Н. Н. Смирнову. Позднее появляются ставшие классическими исследования А. Н. Заварицкого, Л. С. Либровича, В. М. Сергиевского, Е. А. Кузнецова, В. С. Коптева-Дворникова, заложившие основы представлений о геологии восточного склона Урала, которые не потеряли своего значения до настоящего времени.

В результате детальных геолого-съёмочных и тематических работ 1950—1960 гг. (О. А. Нестоянова, Ф. И. Ковалев, И. В. Ленных, Я. Я. Вецлер, М. Ш. Биков, Б. М. Садрисламов, Е. А. Муравьева, Г. А. Ленных, Т. И. Фролова, В. С. Шарфман, В. А. Маслов, Н. В. Струве, Ю. П. Бердюгин, Ю. С. Емельянов и др.) уточнены стратиграфическое положение и возрастная корреляция вулканогенных образований восточного склона Южного Урала. Появляется целый ряд специальных исследований, посвященных вулканизму (С. Н. Иванов, Т. И. Фролова, Г. Ф. Червяковский, В. А. Прокин, В. С. Шарфман, В. А. Коротеев, И. А. Петрова, Н. К. Курбанов, А. И. Шмидт, И. Б. Серавкин, А. С. Бобохов, С. Г. Грешнер, И. С. Вахромеев, Р. Г. Язева, Г. Н. Мельникова и др.) и структурно-формационному районированию (М. Б. Бородаевская, Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, И. Д. Соболев, Г. Ф. Яковлев, Е. С. Контарь, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай и др.). При этом широко внедряется генетический анализ вулканогенных толщ (И. В. Хворова, Д. С. Штейнберг, Т. И. Фролова и др.). Особенное внимание уделяется изучению субвулканических образований, обнаруживающих тесную парагенетическую связь с колчеданным оруденением (П. В. Сопко, М. Б. Бородаевская, К. А. Уразаев, Д. Н. Салихов и др.).

Магнитогорский синклинорий является крупнейшей сложно построенной структурой восточного склона южной части Уральского складчатого пояса, сложенной палеозойскими образованиями от ордовика до среднекаменноугольных включительно. Его западная граница совпадает с Главным Уральским глубинным разломом, фиксируемым телами гипербазитов и отчленяющим образования восточного склона Урала от его осевой части — антиклинория Уралтау. Восточная граница

проводится условно по восточному поясу гипербазитовых интрузий, расположенных на стыке синклинория с Восточно-Уральским поднятием. Таким образом, Магнитогорский синклинорий, представляя собой самую западную структуру восточного склона Южного Урала, протягивается от г. Кыштым на юг в Западные Мугоджары до полного погружения Урала под покров мезозойских и кайнозойских отложений Прикаспийской синеклизы. Общая длина его составляет 900 км. Севернее г. Кыштым на его продолжении расположен Тагильский синклинорий, ранее объединявшийся с ним в единую структуру, однако, как было выяснено в последние годы, существенно отличающийся историей развития (Каретин, 1973).

Главнейшие особенности геологического строения и развития Магнитогорского синклинория до настоящего времени являются дискуссионными, причем взгляды отдельных исследователей на его природу со временем значительно эволюционировали (Н. П. Херасков, В. А. Романов, А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, И. Д. Соболев, Т. И. Фролова и др.). По современным представлениям он является западной частью эвгеосинклинальной области Урала (Соболев, 1968; Пейве и др., 1972; Иванов, 1973), для отдельных участков которой не исключено аллохтонное залегание (Иванов и др., 1974).

Согласно нашим данным, Магнитогорский синклинорий обособился в качестве самостоятельной структуры в силуре. Именно с этого времени он представляет собой крупную структурно-формационную единицу: палеозойские формации, развитые в его пределах, ограничиваются его территорией. В связи со сложной предшествующей историей эта структура с начала своего обособления имела неоднородное строение. Дальнейшее ее развитие привело к еще большему усложнению структурного плана и к образованию ряда частных прогибов и поднятий. В связи с этим палеозойские вулканогенные образования, стратиграфия которых приведена в табл. 1—5, отличаются большой изменчивостью. Это было замечено еще на ранних этапах изучения синклинория (Либрович, 1936), когда в его пределах были выделены структурно-фациальные зоны, каждая из которых характеризуется своеобразным типом строения разреза.

В пределах Магнитогорского синклинория выделяются три главнейшие структурные единицы (Фролова, Гончарова, Шарфман, 1968): западное крыло (Западно-Магнитогорская зона), восточное крыло (Восточно-Магнитогорская зона) и центральная часть (Центрально-Магнитогорская зона) (рис. 1). Западное крыло расчленяется на Вознесенско-Присакмарскую синклинальную, Ирендыкскую антиклинальную и Кизило-Уртазымскую синклинальную зоны. Они различаются по типам разреза и, следовательно, являются структурно-фациальными зонами — соответственно Вознесенской, Присакмарской, Северо- и Южно-Ирендыкской и Сибайской.

Вознесенская и Присакмарская зоны располагаются вдоль границы с Центрально-Уральским антиклинорием, примыкая к Главному Уральскому глубинному разлому. Для них характерно резкое сокращение интенсивности вулканической деятельности, начиная со среднего девона. В этом отношении они обладают сходством с Тагильским синклинорием, являющимся его продолжением на север, и с Зилаирским синклинорием западного склона Урала.

Северо- и Южно-Ирендыкская зоны, сложенные преимущественно силурийскими и нижнедевонскими вулканогенными образованиями, отделены от Присакмарской крупным разломом, вдоль которого располагаются гипербазитовые массивы. В среднем девоне они представляли

Схема сопоставления силурийских отложений северной части Магнитогорского синклинория

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны			
			Гознесенская	Северо-Ирендыкская	Западный борт Восточно-Уральского поднятия	
			оз. Ургун — г. Миасс	с. Мансурово — с. Поляковка	с/х Сухтелинский — г. Кундрavy	
Силурийская	Средний	Лулловский	Известняки с фауной лудлоу и венлока, кремнистые и глинистые сланцы с прослоями диабазов 220—250 м	Поляковская свита		Алтынташская толща. Уралитовые и уралит-плагноклазовые порфиритонды, зеленые сланцы по песчанникам с линзами мраморизованных известняков, графитовых кварцитов и метапелитовых сланцев до 300 м
	Нижний	Венлокский		Актюбинская (мансуровская) толща. Песчаники, гравелиты, кремнистые сланцы, редкие линзы известняков с прослоями диабазов, количество которых увеличивается на восток 300—400 м		
		Ландоверийский	Диабазы, кремнистые, глинистые сланцы с граптолитами ландовери. Редкие прослои песчаников 300—400 м	Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами ландовери с прослоями диабазов 400 м	Поляковская толща. Диабазы с редкими прослоями кремнистых сланцев 900—1000 м	Верхняя кудравинская свита Графитовые кварциты, филлиты, часто известковистые, с прослоями мраморов до 1200 м
				Балбуковская толща. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями диабазов, глинистые сланцы, темные и красные, песчаники и гравелиты в низах разреза 600 м	Гумбейско-увельская свита (южнее, в Сухтелинском районе) Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами ландовери и венлока 500 м	Порфиритонды, диабазы, амфиболиты с прослоями зеленых сланцев, песчаников и гравелитов до 1000 м

Таблица 2

Схема сопоставления силурийских отложений южной части Магнитогорского синклинория

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны		
			Присакмарская	Южно-Ирендыкская пос. Миндяк	Гумбейская (восточная) пос. Кацбахский — пос. Балканы
Силурий- ская	Средний	Лудловский	Диабазы, глинисто-кремнистые сланцы с граптолитами лудлоу и венлока, в основании — песчаники и полимиктовые конгломераты 250—600 м	Баймак-бурибаевская свита Диабазы, кварцевые альбитофиры, дацитовые порфириты, их туфы, редко базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их пирокласты 550—900 м	Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, их туфы, известняки 200—400 м
		Венлокский	Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами ландовери и венлока с редкими линзами известняков, алевролитов, песчаников. Подчиненные прослойки диабазов 600—800 м	Диабазы с редкими прослоями кремнистых сланцев и яшм в основании с граптолитами венлока до 1600 м	
	Нижний	Ландоверийский			

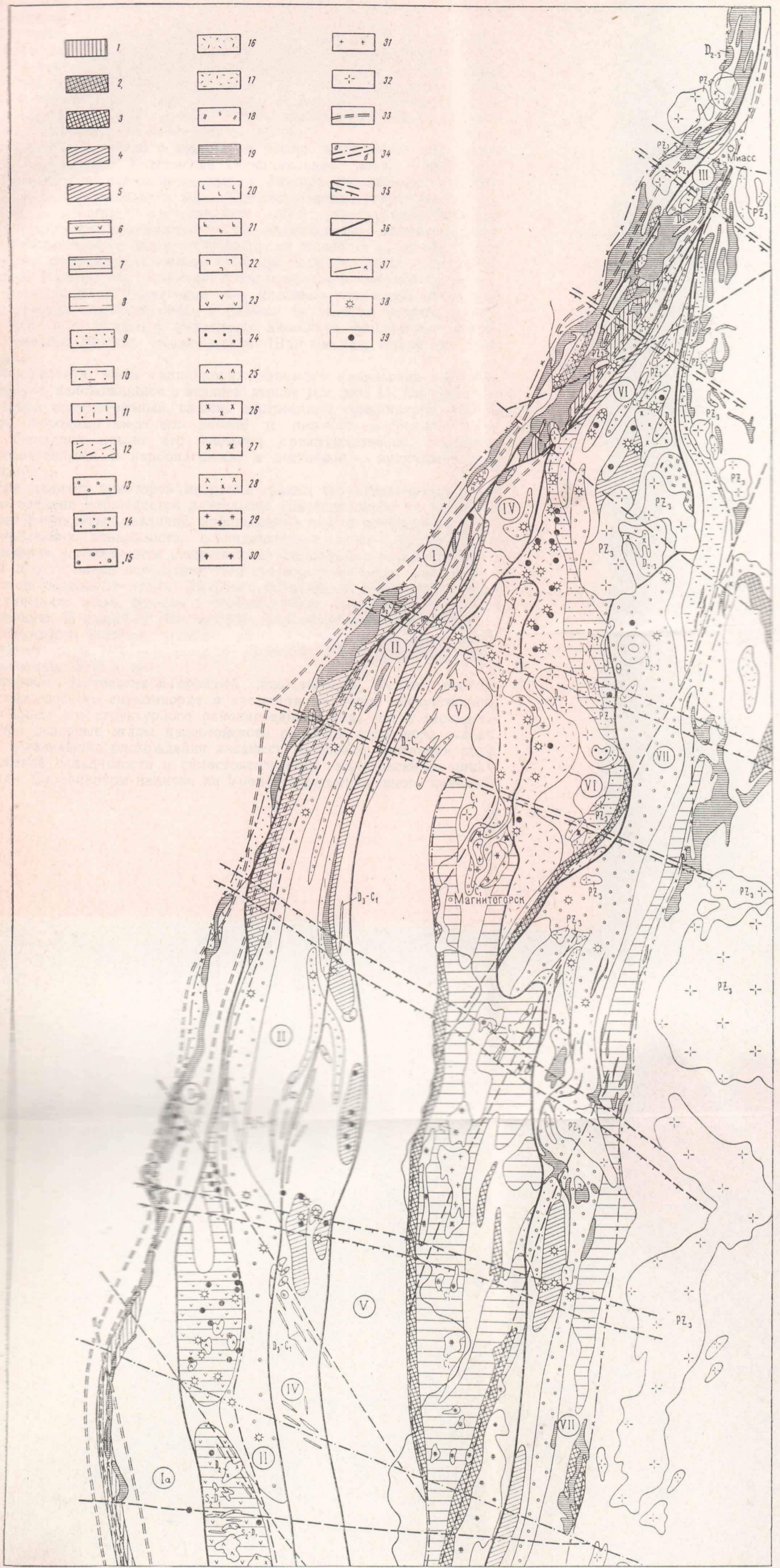


Рис. 1. Схема размещения областей активного вулканизма палеозойского времени и глубинных тектонических структур в Магнитогорском синклинии.

Вулканогенные формации. 1 — однородная спилит-диабазовая формация (Sln-w₁); 2-8 — контрастные базальт-липаритовые формации с преобладающим по составу типом разреза: 2 — диабазовым (D_{2e}), 3 — базальтовым (C_{1t1}-v₁), 4 — диабаз-альбитофировым (Sw₂-l), 5 — то же (D_{2e}), 6 — то же, с примесью пород среднего состава (Sw₂-l), 7 — то же, с примесью пород среднего состава (D_{2e}), 8 — базальт-трахилипаритовым с примесью пород среднего состава (C_{1v2-3}-п); 9-15 — непрерывные базальтоидные порфиритовые формации с преобладающим типом разреза: 9 — порфирит-диабазовым (O₂₋₃), 10 — то же (Sln-w₁), 11 — то же (D₁), 12 — то же (D_{3fr}), 13 — базальт-андезит-базальтовым (D₁), 14 — то же (D_{3fr}), 15 — базальт-андезит-дацитовым (D₁); 16-18 — непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые формации с преобладающим типом разреза: 16 — андезит-базальтовым (D_{2gv}), 17 — андезит-дацит-липаритовым (D_{2gv}), 18 — то же (D_{3im}-C_{1t1}).

Интрузивные образования. 19 — ультраосновные породы; 20-22 — габбро, габбро-диабазы, габбро-пироксениты; 20 — средне-позднедевонские, 21 — позднедевонские — раннекаменноугольные, 22 — раннекаменноугольные; 23, 24 — диориты, диоритовые порфириты, кварцевые диориты; 23 — средне-позднедевонские, 24 — раннекаменноугольные; 25-28 — гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты; 25 — позднесилурийские — раннедевонские, 26 — ранне-позднедевонские, 27 — раннекаменноугольные, 28 — позднепалеозойские; 29, 30 — граносиениты, сиениты, кварцевые сиениты; 29 — средне-позднедевонские, 30 — раннекаменноугольные; 31, 32 — граниты, гранит-порфиры, лейкократовые граниты; 31 — раннекаменноугольные, 32 — позднепалеозойские. Магмоподводящие и магмоконтролирующие разломы: 33 — зоны глубинных разломов, 34 — магмоподводящие разломы: а — по геолого-геофизическим данным, б — по геологическим данным; 35 — разломы, разделяющие блоки допалеозойского фундамента (штрихи — в сторону опущенных блоков). Границы: 36 — структурно-фациальных зон, 37 — Магнитогорского синклиния, 38 — вывальные вулканические постройки в силурийских и девонских породах. 39 — колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления.

Структурно-фациальные зоны (цифры на карте): I — Вознесенская (синклиальная), Ia — Присакмарская (синклиальная), II — Северо-Ирендыкская (антиклиальная), III — Южно-Ирендыкская (антиклиальная), IV — Сибайская (синклиальная), V — Кизильский наложенный прогиб, VI — Учалинская (синклиальная), VII — Гумбейская (антиклиальная)

собой область внутреннего поднятия с затухающим вулканизмом, а более молодые образования присутствуют на их территории лишь в отдельных наложенных мульдах. Южно- и Северо-Ирендыкская зоны кулисообразно сменяют друг друга по простиранию. Северо-Ирендыкская антиклинальная зона прослеживается на север вплоть до г. Миасс, где срезается, примыкая к Миасскому глубинному разлому, отделяющему Восточно-Уральское геоантиклинальное поднятие от Магнитогорского синклиория.

К востоку от Ирендыкской антиклинальной зоны расположена Сибайская зона преимущественного развития средне- и верхнедевонских вулканогенных пород, южная часть которой описана Л. С. Либровичем (1936) под названием Кизило-Уртазымской. Она продолжается на север вдоль восточного склона хр. Узынкыр до широты г. Учалы, где в ее состав входит западное крыло Имангуловской синклинали, и далее к северу выклинивается на широте оз. Ургун.

В восточном крыле с запада на восток выделяются следующие крупные структуры: Учалинская синклиальная зона, Гумбейская, Ащebutакская антиклинальные зоны и Аджаро-Джусинская и Устиново-Амурская синклиальные зоны. Все выделенные структуры отличаются типом разреза и представляют собой структурно-фациальные зоны, за которыми сохраняются те же наименования. Антиклинальные структуры восточного крыла отличаются от линейных западных брахиформными очертаниями, между которыми зажаты узкие синклиальные зоны. Исключение составляет расположенная в северной части прогиба Учалинская синклиальная зона линейных очертаний, сложенная более мелкими антиклиналями с разным характером разреза, вследствие чего в ее пределах выделяется несколько фациальных подзон более мелкого порядка (Каримовская, Шартымская, собственно Учалинская).

Центральную часть синклиория занимает Кизильский наложенный прогиб, заложившийся в верхнем девоне (см. рис. 1). Он представляет собой асимметричный, сложно построенный синклиорий, выполненный породами верхнего девона и нижнего — среднего карбона. Западное крыло его сложено преимущественно осадочными, терригенными и карбонатными, а восточное — вулканогенными породами.

При наличии некоторой миграции границ структурно-фациальных зон во времени наблюдается длительное унаследованное их развитие. Помимо фациальных различий, наблюдаемых вкрест простирания и обуславливающих зональность, совпадающую в целом с простиранием синклиория, наблюдаются существенные фациальные различия разрезов по простиранию, вследствие чего субмеридиональные зоны разделяются на отдельные блоки. Подобная поперечная зональность, как будет показано ниже, связана с особенностями глубинного строения синклиория. В пределах синклиория широко развиты синвулканические структуры, которые начали распознаваться и изучаться лишь в последние годы (Иванов, Прокин, Долматов, 1963; Шарфман, 1968; Червяковский, 1972; и др.).

Вопросы тектоно-магматической периодизации Урала вообще и Магнитогорского синклиория в частности не менее дискуссионны, чем вопросы его структурного районирования. Так, дискуссионными являются основные этапы палеозойского развития восточного склона Урала. Главнейшие расхождения касаются вопроса о признании роли каледонской складчатости и самостоятельности каледонского цикла развития. Сторонником наличия на Урале четко выраженного каледон-

Схема сопоставления девонских отложений северной части Магнитогорского синклинория

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фацальные зоны					
			Воснесенская	Северо-Ирендыкская	Учалинская			
			оз. Атлян — с. Вознесенка	р. Атлян — оз. Ургун	Каримовская подзона с. Устиново — с. Сафарово	Шартымская подзона с. Устиново — с. Первомайское		
Девонская	Верхний	Фаменский	Зилаирская свита Песчаники, конгломераты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с редкими прослоями туфов андезитового состава 600 м				Песчаники и глинистые сланцы До 200 м	Пирокласты и вулканогенно-обломочные породы андезитового состава с прослоями лав того же состава 800—1000 м
		Франский	Колтубанская свита Вулканомиктовые песчаники. Туфопесчаники, конгломераты, глинистые сланцы, местами андезито-базальтовые порфириты и их туфы До 500 м				Туфопесчаники, конгломераты, туффиты с прослоями туфов и эффузивов базальтового состава 600 м	Базальтовые, реже андезито-базальтовые порфириты, вулканические брекчии и туфы с редкими прослоями слонистых пород До 1000 м
			Мукасовский горизонт					
	Живетский	До 100 м	Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы с линзами известняков До 200 м		150 м		Песчаники с линзами известняков 100 м	
Средний			Улутауская свита Песчаники, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, рифогенные известняки с фауной живета		Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с линзами известняков с фауной живета. Прослой туфов андезитов 0—400 м		Вулканомиктовые туфопесчаники и кремнисто-глинистые сланцы, туфоконгломераты, фацально замещающиеся кислыми и средними эффузивами и их пирокластическими аналогами 500—600 м	Линзы известняков. Дацинты, липариты, их туфы, лавовые брекчии. Андезитовые порфириты и их туфы 500—600 м
		уной живета 0—250 м						
	Эйфельский	Бугулыгирский горизонт Яшмы, кремнистые сланцы 0—40 м		0—20 м	Карамалыташская свита Диабазы, диабазовые порфириты, альбитофиры кварцевые и бескварцевые, их туфы. В подчиненном количестве—яшмы, кремнистые сланцы, реже песчаники 500—1500 м		500—600 м	
Нижний		Ирендыкская свита Диабазы с прослоями яшм. В верхах разреза кремнисто-глинистые, глинистые сланцы и песчаники. Рифогенные известняки с фауной эйфельского возраста 500—600 м		Полимиктовые туфоконгломераты, туфопесчаники с прослоями глинистых сланцев и туфов андезитового состава 200—400 м				
	Жединский—кобленцкий	Базальтовые, реже андезито-базальтовые порфириты и диабазы, их пирокласты; в основании—иногда дацитовые порфириты и известняки с фауной жедина 350—700 м		Базальтовые, реже андезито-базальтовые порфириты, их пирокласты, в основании—вулканомиктовые конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, в верхах—слоистые туффиты и туфопесчаники 1600—2000 м			Туфопесчаники, туффиты, туфы базальтового состава. Вскрыты только верхние части разреза 500—600 м	

Схема сопоставления девонских отложений южной части Магнитогорского синклинория

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны									
			Присакмарская	Южно-Ирендыкская	Сибайская	Гумбейская						
			с. Мрясово—с. Самарское	г. Баймак—с. Самарское	г. Сибай—пос. Таналыкский	с. Наваринка—г. Полоцк						
Девонская	Верхний	Фаменский	Колтубанская и зилаирская свиты (нерасчлененные) Алевролиты, граувакковые песчаники, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы 600 м		Зилаирская свита Полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями туфов андезитового состава 1000—1500 м							
		Франский			Колтубанская свита Кремнисто-глинистые сланцы, известковистые и граувакковые песчаники, алевролиты, туфы андезитового и базальтового состава, рифогенные известняки с фауной франа 500—700 м							
			Мукасовский горизонт Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы с линзами песчаников в основании 150 м				150 м	100—125 м				
	Средний	Живетский	Песчаники полимиктовые, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями туфов андезитового и кислого состава	Улутауская свита Песчаники и конгломераты полимиктовые, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями туфов андезитового и кислого состава	Вулканогенно-осадочные и осадочные породы различной размерности—конгломераты, песчаники, алевролиты и кремнисто-глини-	Туфопесчаники, туффиты, туфоалевролиты с прослоями туфов. Местами фациально замещаются туфами, вулканическими брекчиями и эффузив-						
Девонская			0—200 м	0—400 м	стые сланцы с прослоями туфов среднего и кислого состава 900—1600 м	вами базальтового и андезитобазальтового состава От 150—200 до 850—1200 м (в вулканогенных разрезах)						
		Эйфельский		Бугулыгирский горизонт Яшмы с подчиненными прослоями кремнистых сланцев 150—200 м		Яшмы, кремнистые сланцы, мелкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты с прослоями диабазов. Местами (на западе и на юге) диабазы фациально замещают осадочную толщу От 300—500 до 1000 м (в вулканогенных разрезах)						
				Карамалыташская свита Туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты с прослоями туфов базальтового состава. Линзы известняков и известковистых песчаников с фауной эйфеля 0—400 м		Диабазы, спилиты с прослоями яшм, кварцевые альбитофиры, редкие прослои пирокластических пород основного и кислого состава. Местами песчаники и известняки с фауной эйфеля 2000 м						
	Нижний	Жединский—Кобленцкий	Ирендыкская свита Эффузивы и пирокласты базальтового, андезитового, а местами и дацитового состава. В них—линзы и прослои вулканогенно-осадочных пород—туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, преобладающих в низах и верхах 2000—3000 м		Эффузивы и пирокласты базальтового и андезито-базальтового состава. В подчиненном количестве слоистые вулканогенно-осадочные линзы. Рифогенные известняки с фауной верхов силура—низов девона 700—1200 м							

Схема сопоставления девонских отложений центральной части Магнитогорского синклинория

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны					
			Присакмарская	Южно-Ирендыкская	Сибайская	Учалинская	Гумбейская	
			пос. Миндяк—пос. Тубинский		с. Вятское—г. Сибай	пос. Межозерный— г. Магнитогорск	западная подзона	восточная подзона
					г. Краснинск— с/х Буранный	с. Копаловск—с. Остроленка—с. Балканы		
Девонская	Верхний	Фамелский	Зилаирская свита			Полимиктовые конгломераты, редко песчаники, вулканические брекчии, туфы, игнимбриты липаритового, дацитового, реже андезитового состава. Развита локально на западе 800—1000 м		
			Зилаирская и колтубанская свиты (нерасчлененные)	Полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты 400—650 м	Полимиктовые песчаники, конгломераты, с подчиненными прослоями глинистых сланцев, известняки 700—900 м		Конгломераты, песчаники, известняки, туфы андезитового и липаритодацитового состава 400—900 м	
			Колтубанская свита					
			Граувакковые песчаники, гравелиты, глинистые сланцы, туфы базальтового и андезитобазальтового состава 700—800 м	Туфы, вулканические брекчии и эффузивы базальтового и андезитобазальтового состава. Туфопесчаники и туфо-конгломераты, линзы известняков с фауной франа 200—1200 м	Эффузивы и вулканогенно-обломочные породы базальтового и андезитобазальтового состава (диабазы, порфириты). В подчиненном количестве—туфогенные слоистые породы. Развита локально, преимущественно на западе 1000—1300 м			

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны								
			Присакмарская	Южно-Ирендыкская	Сибайская	Учалинская	Гумбейская				
			пос. Миндяк—пос. Тубинский		с. Вятское—г. Сибай	пос. Междозерный—г. Магнитогорск	западная подзона	восточная подзона			
					г. Краснинск—с/х Буранный	с. Копаловск—с. Остроленка—с. Балканы					
Девонская	Верхний	Франский	Мукасовский горизонт								
			Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы 100—300 м	Кремнистые и глинистые сланцы До 300 м	и	Кремнистые и глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков. В основании—линзы полимиктовых конгломератов 200—300 м	Кремнистые и глинистые сланцы. В основании — линзы полимиктовых конгломератов и известняки 0—200 м				
	Средний	Живетский	Улутауская свита								
			Туфопесчаники, туфоконгломераты, глинистые сланцы, реже туфы андезитового состава. На большей части территории отсутствует 0—200 м	Туфопесчаники, туфоконгломераты, глинистые сланцы с прослоями туфов среднего и кислого состава в отдельных мульдах 0—600 м		Вулканомиктовые туфопесчаники, алевролиты, глинистые сланцы, рифогенные известняки. Туфы кислого состава, туфы, вулканические брекчии, местами эффузивы основного и среднего состава 900—1600 м	Вулканомиктовые туфопесчаники, конгломераты, рифогенные известняки. Эффузивы и пирокласты липаритового и дацитового состава. Андезиты, их туфы 500—1200 м	Туффиты, кремнистые и глинистые сланцы, туфопесчаники, туфы андезитового состава. Локально андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, их туфы 500—1000 м			
			Бугульгырский горизонт								
			Яшмы, реже кремнистые сланцы 100—300 м								

Система	Отдел	Ярус	Структурно-фациальные зоны					
			Присакмарская	Южно-Ирендыкская	Сибайская	Учалинская	Гумбейская	
			пос. Миндяк — пос. Тубинский		с. Вятское — г. Сибай	пос. Межозерный — г. Магнитогорск	западная подзона	восточная подзона
Девонская	Средний	Эйфельский		Карамалыташская свита				
	Нижний	Желединский — кобленцкий						
				Туфы и эффузивы андезитового и базальтового состава, туфопесчаники и туфоконгломераты, известковистые песчаники, туффиты, известняки с фауной эйфеля 250—600 м (?)	Диабазы с линзами яшм, кварцевые и бескварцевые альбитофиры, их туфы, известняки с фауной эйфеля, редко песчаники 900—1700 м	Диабазы, редкие прослой яшм, кварцевые альбитофиры, их туфы 800—1600 м	Диабазы и диабазовые порфириты, яшмы, кремнистые сланцы, прослой песчаников и мелкогалечных конгломератов 700—1000 м	Кремнистые сланцы, яшмы, мелкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, известняки, прослой туфов базальтового состава, очень редко — эффузивы 300—800 м
				Ирендыкская свита			Ирендыкская свита	
				Базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, их пирокласты, реже диабазы, дацитовые порфириты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, в основании — линзы известняков 2000—3500 м			Эффузивы основного состава, базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, их пирокласты с подчиненным количеством слоистых пород и редкими линзами известняков 700—1200 м	

ского цикла (кембрий — начало среднего девона) является А. А. Проппин (1965). Согласно его представлениям, каледонская складчатость и сопровождавшая ее магматическая деятельность играли в формировании современной структуры Урала не меньшую, а большую роль, чем складчатость герцинская.

Другие исследователи придерживаются представлений о едином палеозойском, варисском (Сергиевский, 1969) или уральском ордовикско-позднепалеозойском (Соболев, 1968) цикле развития Урала, подразделяющемся на ряд тектоно-магматических этапов, границы которых приводятся с некоторыми расхождениями. Согласно Н. П. Хераскову и А. С. Перфильеву (1963), история развития палеозойского складчатого пояса Урала (Уралид) делится на три этапа, каждому из которых соответствует структурный этаж: нижний (ордовик — нижний, частью средний девон), средний (средний девон — нижний карбон) и верхний (средний карбон — нижний триас). При этом нижний и средний структурные этажи характеризуют собственно геосинклинальный, а верхний — орогенный этапы развития Уралид.

Это деление было приято Г. Ф. Яковлевым (1968), который в палеозойском тектоно-магматическом цикле развития Урала выделяет две мегастадии: ордовик-нижнекаменноугольную геосинклинальную и среднекаменноугольно-нижнетриасовую орогенную. Геосинклинальная и орогенная мегастадии были им разделены на две: раннюю и позднюю стадии.

5345
А. В. Пейве (Пейве и др., 1972) на основе принципа актуализма в развитии Урала были выделены океаническая, переходная и континентальная стадии, длительность которых даже в пределах Магнитогорского синклиория была различной: так, в Западной и Восточной зонах смена океанической стадии переходной имела место в позднем силуре — раннем девоне, а в Центральной — в среднем и позднем девоне.

Представления о неодновременности развития отдельных зон Уральского складчатого пояса в последние годы являются общепринятыми (Яковлев, 1968; Бородаевская и др., 1974; Иванов и др., 1974).

Дискуссионной является проблема цикличности тектонических и магматических процессов в развитии Урала, также как и других складчатых поясов. Взгляды исследователей варьируют от полного отрицания цикличности (Иванов и др., 1974) до признания ее (Штейнберг, 1974). Анализ магматизма Урала, так же как и других регионов, с нашей точки зрения, подтверждает цикличность (этапность) развития складчатых поясов, которую, однако, несомненно следует понимать как развитие по спирали. В дальнейшем изложении будет обосновываться высказанная точка зрения.

Хотя начало развития палеозоид Урала относится к концу ордовика, незначительное распространение ордовикских отложений в пределах Магнитогорского синклиория и их сильный метаморфизм делают их весьма неблагоприятным объектом для петрологического изучения. В силу тематической направленности исследования, главной задачей которого является не изложение геологической истории Магнитогорского синклиория, а петрология вулканогенных формаций и выявление их типовых черт, различные части палеозойского геосинклинального разреза описаны в нем неравномерно. Так, наиболее детально изучены и подробно описаны силурийские и девонские вулканогенные формации, в то время как отложения нижнего палеозоя, а также карбона рассмотрены схематично.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ДОСИЛУРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Уральский складчатый пояс, отличающийся длительной и сложной историей развития, заложился в позднем докембрии несогласно на архейско-раннепротерозойском основании путем раскалывания его по глубинным разломам и раздвига отдельных его частей (Пейве и др., 1972; Иванов, 1973), а затем последующего погружения отдельных крупных субмеридиональных блоков (Шатский, 1945; Херасков, 1967; Гарань, 1960, 1969; Соболев, 1968; Пронин, 1965; Мамаев, 1965 и др.). Предполагается, что это основание представляло восточное продолжение Русской платформы (Пронин, 1965). Гетерогенность строения платформы, заключающаяся в наличии архейских массивов, разделенных более молодыми карельскими структурами, выразилась в резких изломах западной ее границы с областью рифейской аккумуляции.

Рифейские структуры Урала (Доуралиды Н. П. Хераскова) представляли собой систему линейно-вытянутых прогибов и поднятий с миогеосинклинальным характером разреза. Возможно, что структуры восточного склона в верхнем протерозое были соединены с Казахстаном, составляя эвгеосинклинальную часть Урало-Казахстанской складчатой области (Пронин, 1965; Мамаев, 1965).

Анализ распределения допалеозойских образований показывает, что территория Магнитогорского синклинория длительное время располагалась на стыке областей размыва и аккумуляции. Так, если в конце верхнего протерозоя область Уралтау, примыкающая с запада к территории Магнитогорского синклинория, являлась прибортовой частью древнего Каратауского прогиба, то на территории Восточно-Уральского поднятия в это время устанавливается суша, откуда предполагается снос в район Уралтау (Горохов, 1964). В вендское время структурный план изменился мало и территория Центрально-Уральского поднятия продолжала служить областью аккумуляции (Гарань, 1969). В Восточно-Уральском поднятии на это время падает перерыв, где, по-видимому, продолжают существовать наземные условия (Мамаев, 1965).

К нижнему кембрию произошла перестройка структурного плана. Судя по фациям и мощностям, максимум прогибания сместился на восточный склон Урала, в то время как территория Уралтау стала областью устойчивого поднятия. Так, на западе нижний осадочный кембрий тереклинского типа, слагающая основание Зилайского синклинория и встречаясь в восточной части хр. Уралтау, обладает небольшой (300 м) мощностью (Гарань, 1969), в то время как в Полтаво-Троицком и Троицко-Челябинском районах (Мамаев, Бердюгин, Шулькин) нижний кембрий представлен мощной (до 1500 м) сланцево-песчаной толщей с обилием основных эффузивов. Та же тенденция сохраняется и в позднем кембрии: восходящие (салаирские) движения особенно четко проявились в пределах западного склона и Центрально-Уральского поднятия.

Итак, в кембрийское время территория Магнитогорского синклинория располагалась на стыке двух крупных структурных областей: относительно стабильного Центрально-Уральского поднятия, с одной стороны, и прогиба восточного склона Урала, с другой. Увеличение мощности кембрийских отложений и насыщенности их вулканогенным материалом в восточных разрезах Уралтау по сравнению с западными (указарская свита) позволяет предположить погружение территории Магнитогорского синклинория в кембрийское время. Представляла ли она собой склон прогиба, расположенного на территории Восточно-Уральского поднятия, или же вдоль восточного склона Уралтау был

заложен самостоятельный узкий прогиб, отчленившийся от Восточно-Уральского более стабильной областью? Гетерогенность развития западной и восточной частей синклиория заставляет нас склоняться ко второму предположению. В это время территория Магнитогорского синклиория уже была отделена от территории Уралтау глубинным разломом (Главный Уральский разлом), для которого предполагается древнее, рифейское (?) время заложения (Херасков, 1967; Горохов, 1964; Пейве, 1973).

Резкое срезание байкальских структур собственно палеозойскими Уралидами свидетельствует о существенной перестройке структурного плана, имевшей место в конце кембрия—начале ордовика. К этому же времени относится более четкое обособление территории Магнитогорского синклиория от Центрально-Уральского поднятия. Сравнительный анализ фаций ордовика показывает резкую смену миогеосинклинальных образований эвгеосинклинальными с запада (западный склон, Уралтау) на восток (Восточно-Уральское поднятие). В западном крыле современного Магнитогорского синклиория ордовикские отложения представлены зелеными сланцами, аподиабазовыми амфиболитами, порфиритоидами, граувакковыми и кварцитовыми песчаниками, филлитами и кремнисто-глинистыми сланцами мощностью 100—700 м (В. С. Шарфман, О. А. Нестоянова, Т. И. Фролова). Они залегают с угловым несогласием на древних образованиях от кембрия до верхнего протерозоя включительно. Ордовикские отложения Восточно-Уральского поднятия и Полтаво-Брединского прогиба представлены терригенными образованиями с примесью вулканогенного материала (Мамаев, 1965), достигая наибольшей мощности (3500 м) в западной части Восточно-Уральского поднятия (Кундравинский и Ларинский районы) (Чесноков, 1969). Здесь они сложены ритмично построенной серией пород, состоящей из двух крупных ритмов: нижнего ($O_1 - O_2$?) мощностью 1400 м, включающего образования ильменогорской и игишской свит, и верхнего ($O_3 - S_1$), сложенного образованиями нижней и верхней кундравинской свит мощностью до 2000 м. Нижние части ритмов состоят из метаобломочных и метаэффузивных образований, представленных плагиогнейсами и амфиболитами, порфиритоидами и порфириоидами, верхние (игишская и верхняя кундравинская свиты) — из графитовых кварцитов, известковистых слюдяных сланцев и филлитов с прослоями мраморов. По представлениям С. В. Чеснокова, весь разрез является непрерывным.

Наличие интенсивного и разнообразного вулканизма в ордовикское время в западной части Восточно-Уральского поднятия наряду с большими мощностями отложений по сравнению с западным крылом Магнитогорского синклиория позволяет предположить, что здесь располагалась осевая часть ордовикского эвгеосинклинального прогиба восточного склона.

Отсутствие фаунистически охарактеризованного верхнего ордовика, залегание силурийских образований несогласно на ордовикских (Восточно-Уральское поднятие, западное крыло Магнитогорского синклиория, Зилаирский синклиорий), более высокая степень метаморфизма ордовикских отложений по сравнению с вышележащими позволяют предположить наличие перерыва и складчатых движений в конце ордовика и свидетельствуют о необходимости выделения самостоятельного ордовикского этапа развития (Фролова, Рудник, Шарфман, 1966). С складчатыми движениями конца ордовика связана стабилизация территории Восточно-Уральского поднятия. В это же время, по-видимому, произошло обособление Магнитогорской эвгеосинклинали в границах,

близких к современным, фиксируемое резким различием в фациях и мощностях силурийских отложений Магнитогорского синклинория и сопредельных структур.

Таким образом, территория Магнитогорского синклинория, начиная с позднего рифея, располагалась на сочленении областей с различным геотектоническим режимом, а основание его с самого начала было гетерогенным.

Согласно данным площадных региональных геофизических исследований (Ананьева и др., 1968; Халевин, 1972; Халевин, Дружинин, Долгих, 1968; Беллавин, 1967; Дорофеев, 1968; Ярош, 1968; Огаринов, 1974), Уральская складчатая зона выделяется субмеридиональными полосовыми аномалиями от преимущественно широтных аномалий Русской платформы, Западно-Сибирской низменности и Казахстана. Западная граница субмеридиональных «уральских» аномалий совпадает с западной границей Тагильского и Магнитогорского синклинориев, подчеркивая особую роль Главного Уральского разлома в формировании палеозойских структур Урала. Вся миеосинклиальная зона западного склона, так же как и Предуральский прогиб, характеризуется аномалиями, сходными с Русской платформой, которые, по образному выражению А. А. Пронина, «просвечивают» сквозь рифейские и палеозойские образования. Аномальные зоны Уралтау являются переходными и характеризуются совмещением широтных и наложенных на них субмеридиональных, собственно «уральских» аномалий.

Стык аномальных полей «уральского» простираения менее четок на востоке, особенно в зоне сочленения с Казахстанской складчатой страной. Здесь субмеридиональные аномалии прослеживаются в пределах западной части хр. Улутау, что можно рассматривать как подтверждение структурной связи восточного склона Южного Урала в допалеозойское время с Казахстаном. Об этом свидетельствует и поворот восточных зон уральских аномалий на юго-восток, навстречу структурам Тянь-Шаня.

Строение коры восточного склона Урала может быть намечено только в общих чертах. Под осевой частью Урала и его восточным склоном мощность коры оценивается в пределах от 41—47 км (Огаринов, 1974) до 40—52 км (Халевин, 1972), на 3—7 км больше, чем в сопредельных структурах. На восточном склоне мощность базальтового слоя увеличена, особенно в пределах Тагило-Магнитогорского погружения (20—34 км), в то время как в соседних зонах не превышает 15—20 км. Это увеличение происходит как за счет погружения поверхности Моховичича, так и за счет сокращения мощности верхних частей коры. Рельеф поверхности базальтового слоя так же, как и поверхности «М», не является простым отражением герцинских структур Урала (Огаринов, 1974; Халевин, 1972). Так, в пределах Тагило-Магнитогорского погружения наибольшая мощность «базальтового» слоя (32—36 км) и соответственно наибольшее погружение поверхности «М» имеют место на широте Свердловска, а также к югу от Орска (Хрычев, Лысяков, 1968; Халевин, 1972), в то время как на большей части территории Магнитогорского синклинория предполагается некоторое сокращение мощности базальтового слоя (22—25 км) и увеличение мощности вышележащих частей коры (Огаринов, 1974). Соответственно на этой территории уменьшается и глубина залегания поверхности «М» до 40—43 км.

Резкий подъем базальтового слоя в районе Свердловска позволил рассматривать эту часть Тагило-Магнитогорского погружения как область, характеризующуюся корой, близкой к океаническому типу. Особенно высоко находится верхняя граница базальтового слоя (на глуби-

не 5—15 мк), если отнести к нему так называемый «второй гранитный слой» с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$ и скоростями волн 6,5—7,0 км/сек (против плотности $3,0 \text{ г/см}^3$ и скоростей 7,3—7,7 км/сек) ниже поверхности Конрада. По данным А. Л. Алейникова, О. В. Беллавина и А. А. Кузнецова (1967), этот слой скорее всего представляет собой древний кристаллический фундамент.

Наличие в фундаменте восточного края Русской платформы и западного склона структур, фиксируемых по геофизическим и геологическим данным, прослеживающихся в пределы Западно-Сибирской низменности и Восточного Казахстана (Ярош, 1968; Огаринов, 1974), свидетельствует о внутриплатформенном характере Уральского складчатого пояса с утонением, а местами разрывом «гранитного» слоя на отдельных его участках. По материалам ГСЗ по Свердловскому и Зилаирскому пересечениям граница раздела, отождествляемая на восточном крае платформы с ее архей-нижнепротерозойским фундаментом, прослеживается с перерывами и в эвгеосинклинальной зоне Урала, что позволяет предположить наличие в ней переработанных блоков фундамента. Последние представляли собой срединные массивы байкалид (Пронин, 1965), расположенные на месте архейских или нижнепротерозойских ядер («микроконтиненты» А. В. Пейве и др., 1972). Таков Уфимский (Пермско-Башкирский, по И. С. Огаринову) выступ, характеризующийся относительно повышенным гравитационным и очень низким магнитным полем. Согласно данным гравиметрических исследований (Беллавин, 1967; Алейников, Беллавин, Кузнецов, 1967) древнейшие породы Тараташского антиклинория прослеживаются на восток в пределы Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория, залегая под Тагило-Магнитогорским погружением на небольших глубинах (3—4 км). В геосинклинальном комплексе наличие этого поднятия фундамента, являющегося естественной границей раздела Тагильского и Магнитогорского синклинориев, отражается в резкой смене фаций палеозоя и уменьшении их мощностей в его пределах. «Сквозной характер» Уфимского выступа отмечен еще Н. С. Шатским (1945), назвавшим его Главным поперечным поднятием Урала.

Субмеридиональные «уральские» аномалии, отражающие прогибы, поднятия и разделяющие их зоны разломов, накладываются на древние структуры почти вкрест простирания и перерабатывают их в значительной степени. Таким образом вырисовывается блоковое, мозаичное строение земной коры Урала, которое подчеркивается наличием продольных и поперечных разломов разной значимости и различного времени заложения.

Глубинная структура Магнитогорского синклинория изучалась Е. Б. Бельтеновой, Г. Я. Деметьевым, А. А. Кузнецовым, А. А. Николаевским, И. С. Огаринным, И. Ф. Тавриным, М. Н. Тюриным, В. Н. Шмаковым и др. Западная граница свойственных ему положительных полосовых гравитационных и магнитных аномалий Уральского простирания совпадает с Главным Уральским разломом, которому соответствует круто падающая на восток граница раздела, зафиксированная по данным ГСЗ на всю толщу земной коры (Хрычев, Лысяков, 1968; Огаринов, 1974). Вблизи поверхности зона разлома прослеживается в виде системы кулисообразных трещин шириною в первые десятки километров. В ее пределах устанавливаются два крупных нарушения (Таврин, 1968). Более древнее из них расположено в зоне хр. Уралтау. Более молодое повсеместно прослеживается по западной границе синклинория, пересекая более древнее, и фиксируется гипербазитовыми массивами, имеющими форму крутопадающих пластин мощностью не

менее 6 км. По И. Ф. Таврину, этот разлом представляет собой глубинный сброс, по которому опущено западное крыло Магнитогорского синклиория. Амплитуда смещения возрастает с севера на юг (Кузнецов, Таврин, 1960; Николаевский, Тюрин, 1963), изменяясь скачками и отражая, по-видимому, субширотные нарушения фундамента.

Восточная граница синклиория менее определена. Она фиксируется четкой гравитационной ступенью только в южной (к югу от Магнитогорска) и в северной (севернее Миасса) его частях. На остальной территории рисунок и интенсивность аномальных полей в пределах синклиория мало отличимы от таковых Восточно-Уральского поднятия. Различная степень четкости гравитационной ступени является, по-видимому, отражением прерывистости зоны глубинной проницаемости вдоль восточной границы синклиория, которая отличалась меньшей глубиной заложения и меньшей протяженностью по сравнению с западной. Так, на профиле ГСЗ Зилаир-Джетгыгара (Хрычев, Лысяков, 1968) основная зона глубинного нарушения фиксируется не вдоль западного борта Восточно-Уральского поднятия, а в его центральной части, совпадая с цепью крупнейших гранитных массивов.

По данным И. С. Огарина, базальтовый слой в пределах Магнитогорского синклиория залегает на глубине 16—18 км. Г. Я. Дементьевым (1968) сделана попытка определить строение геосинклинального основания, залегающего выше базальтового слоя. По его данным, под геосинклинальным комплексом палеозоя залегает кристаллический фундамент, имеющий грубо двучленное строение. Его верхняя часть сходна по своим плотностным характеристикам с относительно легкими образованиями рифея Центрально-Уральского поднятия (сланцы, кварц-полевошпатовые парагнейсы с линзами мраморов и эффузивов). Мощность ее непостоянна (1—3 км) и сопоставима в целом с мощностью отложений в сопредельной части Центрально-Уральского поднятия. Нижняя часть фундамента сложена тяжелыми породами, близкими по плотности к древним гнейсовым комплексам. И. Д. Соболевым (1968) подобные комплексы параллелизуются с нижним докембрием, О. В. Беллавиным (1967) — с тараташской свитой, Г. Я. Дементьевым (1968) — с максютовским комплексом, а некоторыми исследователями они объединяются с базальтовым слоем.

Мощность геосинклинального комплекса варьирует в различных частях синклиория (Дементьев, 1968). Наиболее приподнят допалеозойский фундамент в районе Верхнеуральска (1—2 км), наиболее опущен — юго-восточнее пос. Агаповка (12—13 км). Оценки глубины залегания догеосинклинального фундамента являются сугубо приближительными.

Так как граница между геосинклинальным комплексом палеозоя и верхней толщей фундамента проводится на основании смены плотностей пород, то возможно, что к верхней толще фундамента отнесены и нижнепалеозойские образования, там, где они близки по плотностным характеристикам к рифею. Более тяжелые вулканогенные породы интерпретируются как низы геосинклинального комплекса. Таким образом, граница между геосинклинальным комплексом и верхней частью фундамента, проведенная по геофизическим данным, может быть неоднородной и отражать преимущественно петрографические границы раздела глубинных зон.

Отдельные поверхности раздела, установленные при сейсмических исследованиях в пределах рифейских отложений Уралтау, непосредственно прослежены в западную часть Магнитогорского синклиория (Б. В. Дорофеев, В. И. Шмаков).

Фундамент синклиория имеет блоковое строение. На фоне общего повышения гравитационного поля в связи с приподнятым базальтовым слоем выделяются две субмеридиональные зоны положительных аномалий, совпадающие с западным и восточным крыльями синклиория, и отрицательная в центральной его части. Наиболее удовлетворительное объясняет эти данные геологическая модель (Огаринов, 1974), согласно которой на крыльях синклиория располагались прогибы, выполненные раннегеосинклинальными образованиями, а осевая часть его, где приподнят байкальский (?) фундамент, представляла собой древнее поднятие, на месте которого сформировался позднегеосинклинальный наложенный прогиб.

В восточном крыле прогиба, к югу от Верхнеуральска, аномалии силы тяжести более интенсивны по сравнению с западным крылом, что наряду с уменьшением плотности палеозойских пород позволяет предположить здесь поднятие или увеличение мощности тяжелых (дорифейских?) пород. В пределах Восточно-Уральского поднятия, по данным сейсмоки, наблюдается увеличение мощности кристаллического фундамента, что подтверждается и региональным максимумом силы тяжести на этой территории. Приподнятое положение фундамента фиксируется и в западном крыле, в пределах Присакмарско-Вознесенской зоны. В районе оз. Калкан и с. Ильтибаново (северо-западнее г. Учалы) кристаллический фундамент залегает на глубинах 1,5—2 км (Николаевский, Тюрин, 1963), а на широте г. Баймак, в районе пос. Буранбаево — на глубине не более 1 км (Кузнецов, Таврин, 1960). Восточнее, в пределах Ирландского антиклиория, отделенного от прилегающего к Уралтау приподнятого участка Западно-Ирландским разломом, мощность палеозойского разреза резко возрастает. Таким образом, западное крыло синклиория характеризуется ступенчатым погружением допалеозойского основания, отчлененного от структур Центрально-Уральского поднятия субмеридиональными нарушениями. Помимо субмеридиональных ступеней фундамента в отдельных синклиориях наблюдаются широтные поднятия нижнего комплекса. Наиболее крупные поднятия, по Г. Я. Дементьеву, имеют место на широте городов Верхнеуральск и Орск. Третье крупное поперечное поднятие, расположенное на продолжении Уфимского блока севернее г. Карабаш (Алейников, Беллавин, Кузнецов, 1967), ограничивает Магнитогорский синклиорий с севера. Сокращенная мощность легких (рифейских?) отложений в пределах этого поднятия или полное их отсутствие свидетельствуют о его существовании в рифейское время.

Характерно, что поперечные структуры, вырисовывающиеся в пределах Магнитогорского синклиория, располагаются на продолжении структур западной части Уральского пояса. Верхнеуральское поднятие располагается на восточном продолжении субширотного Белорецкого поднятия, контролирующего мощность рифейских отложений в Уралтау. На протяженность крупных поперечных структур фундамента, не ограничивающихся палеозондами, обращали внимание Л. М. Минкин (1963), А. Я. Ярош (1968), Г. Ф. Червяковский (1972) и др.

Судя по характеру гравитационных и магнитных полей, границы поперечных структур являются либо постепенными (южное погружение Верхнеуральского поднятия), либо резкими (северная граница того же поднятия, южная граница Уфимского поднятия), представляя собой зоны разломов, по которым сочленяются блоки с различной глубиной фундамента. Большинство исследователей намечают наличие крупных поперечных нарушений на широтах городов Карабаш, Миасс, Учалы, Верхнеуральск, Магнитогорск, Сибай, Орск. Нарушения северо-запад-

ного простираения фиксируются в направлениях городов Златоуст — Кундрavy, Учaлы — Ахуново, Магнитогорск — Кацбахский и др.

Субмеридиональные блоки с различной глубиной залегания фундамента, предопределяющие расчленение территории прогиба в палеозое на структурно-фациальные зоны, также сочленяются по тектоническим нарушениям. Они фиксируются по геофизическим данным вдоль осевой зоны хр. Ирендык, кулисообразно смещаясь к северу в район хребтов Северный Ирендык — Кумач, а также вдоль р. Урал под зоной развития нижнекаменноугольных эффузивов. Эти нарушения характеризуются высокими положительными аномалиями силы тяжести, значительной интенсивностью магнитного поля и зонами пропадания площадок при сейсмических исследованиях на большую глубину. К зонам нарушений на глубине приурочены крупные массивы основных пород с вертикальной мощностью до 10 км и более, возможно достигающие базальтового слоя (Ананьева и др., 1968). В целом наличие сетки продольных и поперечных разломов, ограничивающих блоки, обуславливает глыбовое мозаичное строение фундамента Магнитогорского синклинория.

ГЛАВА II

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Вулканогенные формации Магнитогорского синклинория являются своего рода эталонами разнотипных формаций, при исследовании которых вследствие их детальной изученности возможно решение некоторых принципиальных вопросов петрологии геосинклинального вулканизма.

Примером однородных формаций является базальтовая (спилит-диабазовая) формация силура. К контрастным относятся базальт-липаритовые (диабаз-альбитофировые) формации верхнего силура, среднего девона и нижнего карбона. К непрерывным формациям с укороченными рядами пород относятся базальт-андезит-базальтовые (базальтоидные порфиритовые) формации нижнего и верхнего девона, а с протяженными рядами пород — базальт-андезит-дацит-липаритовая формация среднего девона и базальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация нижнего карбона.

1. СИЛУРИЙСКАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ (СПИЛИТ-ДИАБАЗОВАЯ) ПОЛЯКОВСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Базальтовая (спилит-диабазовая) формация развита в западном крыле Магнитогорского синклинория. Западная ее граница на севере ограничена его пределами, в южной части синклинория трудно определима в связи с неясностью тектонического положения близкой по возрасту кремнисто-диабазовой формации, развитой на западном склоне Урала (Сакмарское поднятие). Если считать всю область Сакмарского поднятия гигантским покровом, надвинутым с запада (Камалетдинов и др., 1970), то образования силурийской базальтовой формации западного и восточного склонов ранее представляли собой единое целое. Распространение формации на восток не выходит за пределы западного крыла синклинория.

В возрастном отношении базальтовая (спилит-диабазовая) формация близка к поляковской свите Северо-Ирендыкской зоны. Нижняя граница формации не вскрыта, лишь в пределах Орского Урала В. С. Шарфманом устанавливается ее несогласное залегание на среднеордовикских отложениях. Верхняя граница на севере синклинория определяется залеганием на ней вулканогенно-обломочных толщ вышележащей ирендыкской формации, на юге — отложений верхнего девона. Время образования формации охватывает весь силур, и верхняя граница ее близка к границе между силурийской и девонской системами.

В пределах развития формации выделяются Присакмарская, Вознесенская, Северо- и Южно-Ирендыкская зоны.

Петрофонд формации. Широко развиты осадочные породы, слагающие около половины ее объема и тесно связанные с вулканогенными. Эффузивы резко преобладают среди продуктов вулканизма, что обуславливает весьма низкий региональный коэффициент эксплозивности. Их состав отличается высокой степенью однородности с преобладанием базальтовых пород афирового структурного типа (диабазы, базальтовые афириты), в то время как остальные типы пород (порфировые базальты и андезито-базальты, средние и кислые породы) распространены локально, преимущественно в виде пирокластов. Среди осадочных пород наиболее широко развиты кремнистые и обломочные разности, а в периферических зонах, примыкающих к Уралтаускому антиклинорию, — карбонатные породы.

Типы разрезов. При всей однородности вулканогенного материала поляковская формация отличается значительной фациальной изменчивостью как по простиранию, так и вкрест него. По количественным отношениям вулканогенных и осадочных пород, по особенностям строения и мощности выделены три типа разрезов: поляковский, мансуровский и вознесенский (рис. 2). Для каждого из них характерен определенный набор породных ассоциаций, слагающих их в различных сочетаниях.

Поляковский тип разреза (до 2500 м) широко развит в северной части Северо-Ирендыкской зоны, где слагает в районе с. Поляковки ядро и восточное крыло крупной антиклинальной складки. Разрезы этого типа наиболее насыщены вулканогенными образованиями, особенно в центральной части формации, которая в целом представляет крупный ритм, характеризующийся постепенным нарастанием количества вулканического материала к центру и закономерным его уменьшением в нижних и верхних ее частях. В соответствии с этим выделяются три толщи: нижняя (балбуковская), средняя (поляковская) и верхняя (актюбинская).

Нижняя (балбуковская) толща (600—650 м) вскрыта в районе с. Старобалбуково по обоим берегам р. Уй и представляет собой чередование диабазовых и осадочных пачек. Она сильно дислоцирована, разобщена на отдельные блоки и метаморфизована. В разрезе устанавливается следующая последовательность пачек: 1) диабазово-кремнисто-глинистая с прослоями черных сланцев, песчаников и гравелитов (300 м); 2) диабазово-глинистая (130 м); 3) глинистая с участием малиновых и красных сланцев (70—80 м); 4) кремнисто-диабазовая (160 м).

Пачки осадочных пород, расслаиваемые диабазами, достигают 30—40 м; они имеют ритмичное строение с мощностью 1—10 м. Диабазы залегают ритмично на разных элементах осадочных ритмов. Туфы базальтового состава обычно находятся в основании ритмов. Общая тенденция в изменении разреза заключается в обогащении нижней его части песчано-алевритовыми и глинистыми породами, постепенном уменьшении обломочных и отчасти черных глинистых пород вверх по разрезу, появлении малиновых глинистых сланцев и розовых яшмовидных силицитов, постепенном увеличении в верхней части количества диабазов и уменьшении роли осадочных пород, представленных зеленовато-серыми силицитами (рис. 2, а, б).

П О Л Я К О В С К И Й Т И П
нижняя (Балбуковская) толща А к т ю б и н с к а я т о л щ а
 нижняя часть верхняя часть нижняя часть верхняя часть
 диабазо-кремнисто-глинистая пачка к востоку от с. М. Балбуково кремнисто-диабазовая пачка зап. склон г. Карвульный с. Поляковка зап. склон г. Ак-Тюбе с. Поляковка вост. склон г. Ак-Тюбе (продолжение)

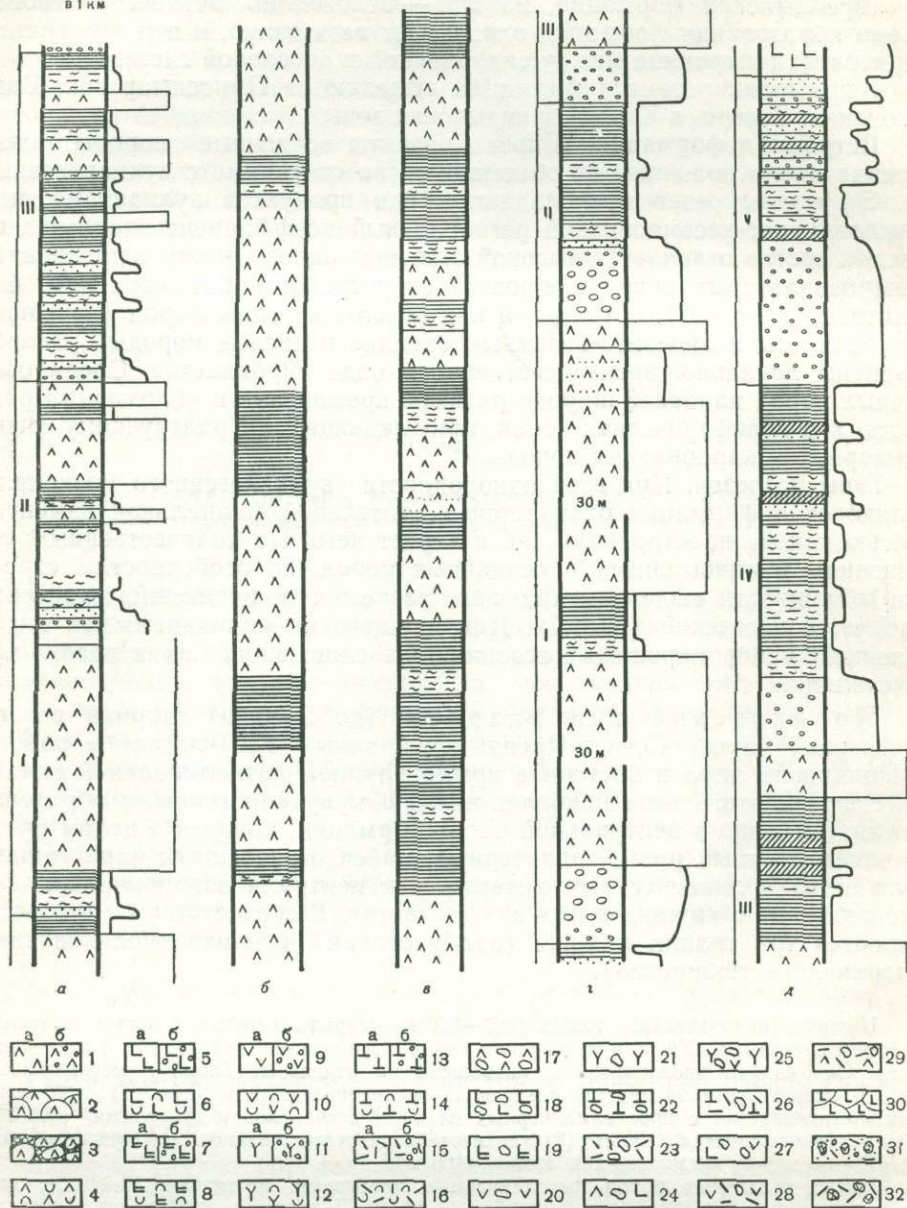
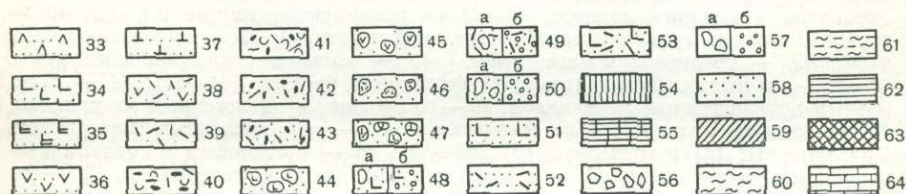
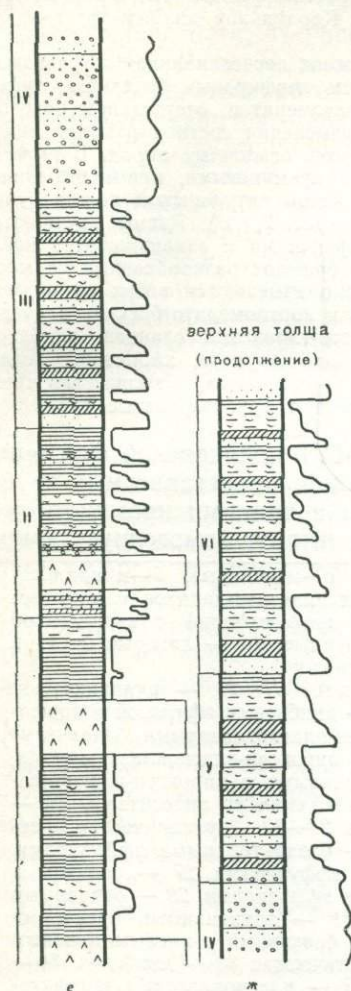


Рис. 2. Типы разрезов силурийской базальтовой (спилит-диабазовой) поляковской формации.

Эффузивы (субвулканические тела изображаются удвоенным знаком соответствующего состава). 1 — диабазы афировой и порфировой структуры: а — массивные, б — миндалекаменные; 2 — диабазы и базальтовые афириты с подушечной и шаровой текстурами (спилиты); 3 — спилиты, сцементированные яшмами; 4 — лавовые брекчии спилитов; 5 — базальты и андезитобазальты

МАНСУРОВСКИЙ ТИП

с. Мансурово
 переход от нижней
 толщи к верхней



с вкрапленниками пироксена: *а* — массивные, *б* — миндалекаменные; 6 — лавовые брекчии пироксеносодержащих базальтов; 7 — базальты и андезито-базальты с вкрапленниками плагиоклаза: *а* — массивные, *б* — миндалекаменные; 8 — лавовые брекчии плагиоклазосодержащих базальтов; 9 — андезиты с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена: *а* — массивные, *б* — миндалекаменные; 10 — лавовые брекчии плагиоклазосодержащих андезитов; 11 — андезиты с вкрапленниками роговой обманки: *а* — массивные, *б* — миндалекаменные; 12 — лавовые брекчии роговообманковых андезитов; 13 — андезито-дациты и дациты с

Средняя (поляковская) толща (870 м) сложена диабазами, иногда с шаровой отдельностью, и лишь изредка (через 100—150 м) расслоена ритмично построенными пачками (2—10 м) кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев (фтанитов). Кремнистые породы обладают различными окрасками: светлыми и темными, серыми, зеленоватыми, реже розоватыми и вишнево-красными, некоторые имеют яшмовидный облик. Глинистые сланцы темно-серые, серые и зеленовато-серые играют подчиненную роль, часто содержат примесь кремнистого материала. Заметна фациальная изменчивость толщи: к югу от с. Поляковки и к северу от горы Караульной диабазы расслаиваются и все большую роль играют осадочные прослои.

Верхняя (актюбинская) толща (670—700 м) сложена переслаиванием эффузивных и осадочных пачек и отличается от нижней наличием порфировых базальтов, туфов основного состава, большей ролью гравелитов и конгломератов, отсутствием красных глинистых сланцев, а также иной направленностью изменения состава разреза: снизу вверх уменьшается роль диабазов и увеличивается роль осадочных пород. В нижней части толщи наблюдается переслаивание диабазов с кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и фтанитами (рис. 2, в). Верхняя часть актюбинской толщи (гора Ак-Тюбе) отличается более разнообразным составом (рис. 2, г, д). Ритмы начинаются мелкогалечными конгломератами или конгломерато-брекчиями и заканчиваются кремнистыми сланцами. Диабазы залегают ритмично и образуют разнообразные по мощности прослои. Строение и состав ритмов закономерно изменяются вверх по разрезу (рис. 2, г). Если в основании залегают конгломераты и конгломерато-брекчия с разнообразным составом обломков (кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, диабазов, галек габброидов (до 10—15%), пироксенитов, сиенито-диоритов, хлоритовых сланцев), то вверх по разрезу количество конгломератов уменьшается, а количество кремнисто-глинистых сланцев увеличивается. На них залегают грубозернистые туфы порфировых базальтов ирендыкской формации.

Для верхней части разреза (ритмы I—IV) поляковской формации характерны: 1) бедность породных ассоциаций, представленных грубообломочными конгломератами, гравелитами и тонкими кремнисто-глинистыми образованиями, имеющими, по-видимому, хемогенную природу

кварцем в основной массе и во вкрапленниках: а—массивные, б—миндалекаменные; 14 — лавовые брекчии кварцсодержащих андезито-дацитов и дацитов; 15 — липарито-дациты и липариты (кварцевые альбитофиры) с кварцем во вкрапленниках: а — массивные, б — миндалекаменные; 16 — лавовые брекчии липаритов и липарито-дацитов.

Вулканоогенно-обломочные породы. 17—23 — вулканические брекчии, однородные по составу, сложенные: 17 — диабазами афировой и порфировой структур, 18 — пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, 19 — плаггиоклазовыми и пироксен-плаггиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, 20 — плаггиоклазовыми и пироксен-плаггиоклазовыми андезитами, 21 — роговообманково-плаггиоклазовыми андезитами, 22 — дацитами, 23 — липарито-дацитами и липаритами. 24—32 — вулканические брекчии, неоднородные по составу, сложенные: 24 — базальтоидными эффузивами, 25 — андезитовыми эффузивами, 26 — кислыми эффузивами, 27 — основными и средними эффузивами, 28 — средними и кислыми эффузивами, 29 — основными и кислыми эффузивами, 30 — агглютинатами, 31 — эруптивными брекчиями с кислым туфовым цементом, 32 — эруптивными брекчиями с кислым лавовым цементом. 33—39 — туфы витролитокристаллокластические: 33 — диабазов, 34 — пироксеновых базальтов и андезито-базальтов, 35 — плаггиоклазовых андезито-базальтов, 36 — андезитов, 37 — дацитов, 38 — смешанного состава, 39 — липаритов и липарито-дацитов. 40—43 — игнимбритоподобные породы: 40 — грубообломочные туфы с псевдофлюидальной текстурой, 41 — грубообломочные туфы, 42 — среднеобломочные туфы, 43 — слоистые сортированные туфы. 44—55 — туффиты. Вулканические (туффитовые) брекчии (44—47): 44 — с основным вулканогенным материалом, 45 — со средним вулканогенным материалом, 46 — с кислым вулканогенным материалом, 47 — со смешанным материалом. Конгломераты (а) и гравелиты (б) (48—50): 48 — с основным и средним вулканогенным материалом, 49 — с кислым вулканогенным материалом, 50 — со смешанным вулканогенным материалом. Песчаники (51—53): 51 — с основным и средним вулканогенным материалом, 52 — с кислым вулканогенным материалом, 53 — со смешанным вулканогенным материалом; 54 — туфоалевролиты (лепловые); 55 — кремнистые туффиты.

Осадочные породы. 56 — брекчии; 57а — конгломераты; 57б — гравелиты; 58 — песчаники; 59 — алевролиты; 60 — глинистые сланцы; 61 — кремнисто-глинистые сланцы; 62 — кремнистые сланцы; 63 — яшмы; 64 — известняки.

I—VI — номера пачек. Здесь и далее справа от колонок — ритмограммы

ду; 2) специфический состав обломков в грубообломочных породах, сходных с нижележащими породами формации и представляющих собой результат местного приповерхностного и более глубокого размыва, не связанного с вулканической деятельностью, синхронной их образованию; слабая окатанность кластического материала объясняется близостью его переноса; 3) правильная слоистость и отсутствие градационной слоистости; 4) расслаивание ритмов осадочных пород прослоями диабазов. Ритм V, непосредственно подстилающий туфы порфировых базальтов, отличается появлением среди обломков известняков и наличием вулканитов, близких по облику к породам ирендыкской формации. Среди песчаников и алевролитов возрастает примесь туфогенного материала. В мелких ритмах обнаруживаются нарушения слоистости, а на песчаниках верхней части ритма залегают грубые туфы пироксеновых базальтов, типичных для ирендыкской формации.

Таким образом, нижняя толща поляковской формации формируется в обстановке погружения, что подтверждается уменьшением количества обломочных пород вверх по разрезу. Нарастание в том же направлении диабазов и соответственно кремнистости тонких осадков показывает, что одновременно с погружением становилась более интенсивной вулканическая и связанная с ней гидротермальная деятельность, вызывающая поступление на морское дно кремнистых эксгалляций. Извержения эффузивов носили спазматический характер.

Период формирования средней толщи был связан с наиболее интенсивной вулканической деятельностью при сохранении морских, достаточно глубоководных условий, что подтверждается наличием кремнистых сланцев и фтанитов без примеси кластического материала. Накопление диабазов происходило, очевидно, в условиях прогибания. Интенсивная вулканическая деятельность и накопление вулканических продуктов на отдельных участках, превышавшее темп прогибания, привели к возникновению вулканических поднятий.

Образования верхней толщи несут следы формирования в обстановке расчлененного рельефа. Появление грубообломочных разностей свидетельствует о сносе обломочного материала с внутренних поднятий. Таким образом, формирование верхней толщи приходится на время смены устойчивого режима погружения стабилизацией, а впоследствии и поднятиями, что совпало во времени с затуханием диабазового вулканизма и гидротермально-эксгалляционной деятельности, обуславливающей обилие кремнистых осадков.

В разрезах вознесенского типа (500—600 м) (села Вознесенка и Шарипово) выделяются две толщи.

Нижняя сланцево-диабазовая толща (200—400 м) сходна по своему строению с верхами балбуковской или низами актюбинской толщ и характеризуется переслаиванием диабазов и кремнисто-глинистых сланцев. Увеличение ее мощности тесно связано с увеличением количества диабазов.

Верхняя толща (300—400 м) сложена рифогенными известняками со скелетными остатками водорослей, кораллов и брахиопод. Значительная мощность этих известняков согласуется с большим возрастным интервалом их формирования (находки фауны венлока, лудлоу и жедина).

Близким по типу к вознесенскому является разрез в Присакмарской зоне. По данным В. С. Шарфмана, он представляет собой чередование диабазов и фтанитов при подчиненной роли темных глинистых граптолитовых сланцев и известняков. В верхних частях формации значительно возрастает роль подушечных лав и они приобретают облик типичных сплитов (р. Таналык, р. Урал). Мощность формации 700—1000 м.

Нижняя толща разреза вознесенского типа сходна по породным ассоциациям с нижней толщей поляковского разреза, отличаясь сокра-

ценной мощностью и незначительным объемом вулканитов. Это позволяет предположить меньший темп прогибания на территории ее развития, что подтверждает широкое развитие в дальнейшем рифогенных известняков. Приуроченность разрезов вознесенского типа к краевым структурно-фациальным зонам прогиба, пограничным с относительно стабильным Уралтауским поднятием, свидетельствует о барьерном характере этих известняков в зоне сочленения областей различного тектонического режима.

Мансуровский тип разреза (1800 м) является промежуточным между поляковским и вознесенским, сменяя их как вкрест, так и по простиранию. Так, он замещает отложения поляковского типа в направлении оз. Ургун, где отмечается поперечный разлом фундамента, который контролирует не только фации поляковской формации, но и пространственное размещение тесно связанных с ними гипербазитов.

В разрезе выделяются две толщи: нижняя — диабазо-сланцевая (1400 м) и верхняя — известково-песчано-сланцевая (350—400 м).

Нижняя толща сильно дислоцирована. Она близка к разрезу средней толщи поляковского типа, отличаясь меньшим содержанием диабазов. Верхняя толща (350—400 м) обнаруживает черты сходства с актюбинской. Внизу она сложена темными кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями диабазов. Выше увеличивается количество алевритов, песчаников и глинистых сланцев, в то время как кремнистость разреза уменьшается. В верхней части толщи преобладают гравийно-песчаные и глинистые породы с прослоями известняков, местами песчанистых. Органические остатки редки и плохой сохранности. Характер перехода нижней толщи к верхней иллюстрируется фрагментом разреза на рис. 2, е, ж. Ритмы I и II сложены кремнистым и кремнисто-глинистым материалом с прослоями диабазов и относятся к нижней толще, в то время как ритмы III—IV, характеризующиеся значительным количеством обломочных пород, исчезновением диабазов и уменьшением кремнистых образований, относятся к верхней толще.

Последняя отличается от верхней толщи разрезов поляковского типа изменением строения ритмов с появлением песчаников и алевритов, богатством ритмов различными типами пород с постепенными переходами, менее четкими границами между слоями, практически полным отсутствием диабазов. Эти отличия свидетельствуют об иной обстановке формирования верхней толщи разрезов мансуровского типа, характеризующейся значительно более беспокойным тектоническим режимом, наличием внутренних (возможно, подводных) поднятий, поставивших обломочный материал со следами близкого переноса. Отложения двух верхних ритмов, судя по сортировке осадочного материала от грубого до тонкого в сочетании с горизонтальной слоистостью, образовались в результате деятельности мутьевых течений.

Итак, поляковская формация в целом, несмотря на приуроченность к начальным этапам развития, формировалась в геосинклинальном прогибе, обладавшем достаточно расчлененным рельефом. Для начальных стадий образования формации характерен однородный режим прогибания с образованием ее членов в глубоководных условиях. Об этом свидетельствует обилие тонкозернистых глинистых и хемогенных осадков, четкая правильная равномерная слоистость, выдержанность пачек на значительные расстояния, преобладание темно-зеленой и черной окраски, связанных, по-видимому, с низкой степенью окисленности железа. Впоследствии имела место дифференциация тектонических движений в различных частях прогиба, смена режима прогибания режимом локальных поднятий и затуханием вулканических явлений.

Два генетически различных процесса — процесс осадкообразования, связанный с тектоническим режимом и палеогеографическими условиями формирования, и процесс вулканизма, обусловленный глубокой проницаемостью прогиба, — интерферировали между собой, в резуль-

тате чего появились сложные и разнообразные сочетания пород в разрезах. Так, количество диабазов в разрезах четко коррелируется с составом осадочных пород. Увеличение количества диабазов влечет за собой возрастание содержания кремнезема в этих породах. Как было показано И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон (1963), увеличение поступления кремнезема в бассейн связано, по-видимому, с вулканической деятельностью. Таким образом, соотношение глинистых и кремнистых пород с диабазами в разрезе является мерилем интенсивности вулканической и эксгаляционной деятельности, а наиболее широко распространенной породной ассоциацией являются диабазы — кремнистые сланцы (или фтаниты) или диабазы — кремнисто-глинистые сланцы (или глинистые фтаниты).

Характер вулканической деятельности. Вулканические породы поляковской формации характеризуются широким развитием эффузивов и их весьма однородным составом. Более или менее равномерная насыщенность нижних частей разреза диабазами и базальтами при большой протяженности структурно-фациальных зон, где фиксируется вулканическая деятельность, говорит о трещинном типе излияний в начале рассматриваемого этапа вулканизма. Зоны трещинных излияний были приурочены к крупным глубинным разломам, о чем свидетельствует последующая их фиксация гипербазитами. Реликты вулканических построек центрального типа отсутствуют. Базальты и диабазы образуют отдельные потоки или серии потоков, которые по морфологическим особенностям строения и условиям залегания подразделяются на несколько типов: 1) массивные потоки (или пластовые тела) мощностью от 3—5 до 25—30 м иногда с глыбовой отдельностью; 2) маломощные потоки миндалекаменных диабазов мощностью от 1—2 до 5—8 м; 3) потоки с шаровой или подушечной (спилитовой) отдельностью мощностью от 5 до 30—40, реже 50 м. Подушки эллипсоидальной или шаровой формы, размером 0,7—1,5 м, реже до 3—4 м, обычно прилегают друг к другу плотно или же с образованием межшаровых полостей, выполненных хлоритом, эпидотом, халцедоном или осадочным материалом (обломки глинистых и кремнистых сланцев, известняков, стекла). Подушки имеют концентрическое строение, подчеркиваемое распределением миндалинов, изменением структуры пород, более стекловатой во внешних частях подушек и раскристаллизованной во внутренних зонах. В некоторых потоках подушечная отдельность развита только в верхних частях, а нижние обладают массивным строением или столбчатой отдельностью.

Морфология потоков и их тесная ассоциация с осадочными породами свидетельствуют об их образовании в водной среде. Лава, излившаяся в морской бассейн, была очень жидкой. Широкое развитие афирмовых разностей говорит об ее перегретости к моменту излияния. Именно только излияниями жидкой перегретой лавы можно объяснить столь малую мощность потоков при их достаточно протяженных размерах. Судя по широкому распространению массивных эффузивов, содержание летучих в расплаве было низким. Об этом же свидетельствует практически полное отсутствие туфов.

Распределение продуктов излияний в средних и верхних горизонтах формации отличается большей неравномерностью вплоть до полного вытеснения их осадочными разностями (с. Поляковка и гора Караульная, Северо-Ирендыкская зона), что связано с концентрацией излияний на отдельных участках магмоподводящих трещин. При этом наблюдается изменение морфологических и структурных особенностей изливающихся лав. Среди них появляются порфириновые разности, прослой

туфов, значительно шире распространяются миндалекаменные текстуры. Все это свидетельствует о том, что на глубине намечается локализация магматических расплавов в изолированных периферических очагах, что и обуславливает некоторую концентрацию летучих, а возможно, кристаллизацию незначительной части расплава в глубинных условиях.

Субвулканические образования, представленные зернистыми диабазами и габбро-диабазами, фиксируются редко. По-видимому, это связано с силловой формой их залегания, когда они не отличимы от покровных образований. Мощность силлов доходит до 25—30 м, и они прослеживаются на сотни метров по простиранию. Дайки также редки и имеют небольшую мощность (3—5 м).

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации. Преимущественно базальтовый состав пород поляковской формации позволяет ее отнести к типу однородных. Однако вулканические породы этой формации, развитые в разобщенных структурных зонах на севере (Вознесенская и Северо-Ирендыкская) и юге (Присакмарская) синклинория, различаются по своим петрографическим особенностям. На севере резко преобладают диабазы, на юге широко распространены порфиновые базальты и афириты, нередко с спилитовой и вариолитовой структурами.

Максимальным распространением пользуются афировые разности вулканитов, реже встречаются порфировые. Однако и последние содержат незначительное количество вкрапленников (7—8%). По наличию апостекловатого базиса вулканиты подразделяются на диабазы и афировые базальты (до 50% стекла). Они обладают диабазовыми, спилитовыми, метельчатыми, вариолитовыми структурами, массивными и миндалекаменными текстурами.

Порфировые разности пород характеризуются бедными минеральными парагенезисами вкрапленников, среди которых выделяются: плагиоклазовые, клинопироксен-плагиоклазовые, реже оливин-клинопироксен-плагиоклазовые типы пород. Структуры основной массы те же, миндалекаменные текстуры встречаются реже.

Субвулканические породы близки по составу к эффузивным, но отличаются более крупнозернистыми структурами, большей степенью раскристаллизации основной массы вплоть до появления офитовых структур, увеличением числа гломеропорфировых сростков.

Особенности кристаллизации вулканитов определяются их принадлежностью к афировым и порфировым структурным типам пород. Афировые разности (базальтовые афириты и диабазы) кристаллизуются в собственно эффузивный этап, в то время как порфировые типы пород отличаются наличием интрателлурической стадии кристаллизации с выделением вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов. Все типы пород характеризуются более ранней кристаллизацией плагиоклаза за исключением разностей с оливином, где последний выделяется первым. Клинопироксен менее идиоморфен по сравнению с плагиоклазом и выделяется последним. Иногда в центральных частях спилитовых обособлений степень идиоморфизма его возрастает и по времени выделения он близок плагиоклазу. Для всех групп пород характерна поздняя кристаллизация рудных минералов.

Метаморфические преобразования развиты неравномерно и наиболее интенсивны в северных зонах прогиба, где наблюдается несколько стадий, наложенных друг на друга. Наиболее ранними являются сосюритизация плагиоклаза и уралитизация (актинолитизация) пироксена, однако преобладает минеральная ассоциация, состоящая из

альбита, развивавшегося по плагиоклазу с одновременным обособлением эпидота, игольчатого актинолита, пренита и более позднего хлорита, которые развились по темноцветным. В диабазах видно наложение этой ассоциации на первую. Наиболее низкотемпературной минеральной ассоциацией является кварц и карбонат (кальцит), развитые локально и приуроченные к наиболее рассланцованным разностям.

Особенности химизма¹. Анализ средних содержаний петрогенных окислов показывает, что изменения химизма в породах в связи с зеленокаменным перерождением незначительны, о чем говорит сравнение химических анализов измененных пород с составами средних типов базальтов (табл. 6, 7). Наибольшие отклонения от средних значений характерны для кальция и натрия, вследствие чего базальты приобретают незначительный уклон в сторону повышения щелочности. Этот

Таблица 6

Средние типы вулканических пород поляковской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	49,62	1,03	15,04	2,32	9,9	0,20	7,21	5,45	2,14	0,51
	0,35	0,73	2,50	1,11	2,71	0,02	2,86	3,85	1,43	0,31
2	49,91	1,43	14,10	2,23	9,65	0,22	7,51	8,60	3,33	1,04
	1,43	0,35	1,05	1,72	3,09	0,09	0,92	1,12	0,98	0,74
3	48,61	1,05	15,31	3,14	6,42	0,23	6,51	6,93	3,64	0,51
	0,92	0,37	0,69	0,79	0,92	0,17	0,47	4,27	1,58	0,43
4	54,71	0,65	14,04	1,53	7,01	1,04	6,64	6,81	3,70	0,21
	0,95	0,07	0,69	0,34	0,97	0,01	0,78	1,50	1,36	0,05
5	58,64	0,73	14,11	1,80	7,54	0,22	4,20	6,04	3,71	0,63
	1,89	0,06	0,29	1,27	0,03	0,07	0,54	1,82	1,17	0,49
6	49,21	1,30	14,81	2,66	8,18	0,17	6,96	8,93	2,88	0,68
	0,40	0,81	1,01	0,93	1,71	0,01	1,14	1,78	1,11	0,48
7	54,72	0,65	14,04	1,54	7,05	1,04	6,69	6,81	3,72	0,20
	0,95	0,07	0,69	0,34	0,97	0,01	0,78	1,50	1,36	0,05
8	58,69	0,72	14,15	1,80	7,50	0,23	4,29	6,05	3,70	0,64
	1,89	0,06	0,29	1,27	0,03	0,07	0,54	1,82	1,17	0,49
9	49,61	1,06	15,04	2,33	9,91	0,20	7,23	5,45	2,10	0,52
10	49,91	1,43	14,15	2,24	9,64	0,24	7,50	8,63	3,31	1,02
11	52,01	0,81	14,74	2,45	6,83	0,24	6,15	6,31	3,63	0,44
12	51,23	0,91	14,74	2,42	7,33	0,23	6,40	6,54	3,52	0,54

Примечание. Средние типы вулканитов. Вознесенская зона: 1 — базальты (3 ан.); Северо-Ирландская зона: 2 — базальты (6 ан.); Присакмарская зона (3—5): 3—базальты (8 ан.), 4 — андезито-базальты (4 ан.), 5—андезиты (3 ан.); Магнитогорский синклиорий в целом (6—8): 6—базальты (17 ан.), 7—андезито-базальты (4 ан.), 8 — андезиты (3 ан.).

Средневзвешенные составы вулканитов: 9—Вознесенская зона; 10—Северо-Ирландская зона; 11 — Присакмарская зона; 12 — Магнитогорский синклиорий в целом.

Здесь и далее в числителе — среднее (арифметическое) содержание в % (\bar{x}), в знаменателе — стандартный множитель (S).

¹ Использовано 24 химических анализа, отобранных авторами.

Нормативные составы средних типов вулканических пород поляковской формации по методу CIPW

№ п/п	Нормативные минералы								
	Pl	Mt	Or	Pl	Crx	Orx	OI	Q	C
1	2,12	3,48	2,98	47,81	—	35,48	—	6,93	1,20
2	2,78	3,31	6,24	49,35	18,20	8,29	11,73	—	—
3	2,14	4,78	3,02	59,3	8,89	21,86	—	—	—
4	1,27	2,19	1,17	55,18	10,97	23,21	—	6,01	—
5	1,41	2,62	3,43	52,48	8,38	18,34	—	13,34	—
6	2,25	3,92	4,14	52,70	9,99	27,30	—	0,70	—
7	1,27	2,19	1,17	55,18	10,97	23,21	—	6,01	—
8	1,41	2,62	3,43	52,48	8,38	18,34	—	13,34	—
9	2,12	3,48	2,98	47,81	—	35,48	—	6,93	1,20
10	2,78	3,31	6,24	49,35	18,20	8,29	11,73	—	—
11	1,6	3,7	2,4	57,1	7,3	23,0	—	4,9	—
12	1,8	3,7	3,0	56,1	8,0	24,1	—	3,3	—

Примечание. Пояснение 1—12 см. в табл. 6.

уклон наиболее значителен для пород Присакмарской зоны, где широко развиты базальтовые афириты, в то время как в зонах преимущественного развития диабазов (Вознесенская и Северо-Ирендыкская) он менее резко выражен.

Наличие процессов перераспределения кальция и щелочей подчеркивается высокими стандартными отклонениями (табл. 6) и значениями коэффициентов вариации для этих окислов. Процессы альбитизации с выносом кальция приводят к увеличению содержания кремнезема в породах (Штейнберг, 1964) до 52—56%.

Вулканиты поляковской формации характеризуются слабой дифференциацией по составу, приближаясь к толеитовым базальтам континентов (траппы древних платформ, по В. А. Кутолину) и отличаясь от них пониженными содержаниями СаО и несколько повышенными Na₂O, что является следствием наложенных процессов. От толеитовых базальтов океанов они отличаются пониженными содержаниями TiO₂, СаО и повышенными K₂O, от базальтов андезито-базальтовых формаций—пониженным содержанием Al₂O₃ и повышенным MgO. Анортитовое число $a = \frac{c}{a+c} \cdot 100\%$ в базальтах невысоко (44—55%).

Отношение натрия к сумме щелочей соответствует наиболее распространенному для данной величины анортитового числа (Штейнберг, 1964), и все базальты относятся к нормальному калий-натриевому типу пород. В целом они насыщены кремнеземом, хотя появляются разности и с содержанием нормативного оливина (табл. 7). Базальты поляковской формации относятся к ряду пород нормальной железистости при пониженном содержании титана.

Наблюдаются различия в химизме пород отдельных структурно-фациальных зон. В Северо-Ирендыкской зоне базальты отличаются высокой степенью однородности, наиболее низким содержанием глинозема и самыми высокими для формации содержаниями титана и калия. Характерные для этой зоны излияния однородных диабазов знаменуют начальные стадии процесса силурийского вулканизма. Как было показано Менардом (1969) для оксанов, на ход развития вулканизма суще-

ственное влияние оказывает количество извергнутых лав в единицу времени. При объемах извержений около (примерно) 120 км³ за 1 млн. лет образуются океанические острова вследствие роста вулканов центрального типа с заметной дифференциацией эффузивов в процессе излияний. При меньших объемах извергнутого материала последний очень однороден по составу и острова не образуются. Темп извержений в Северо-Ирендыкской (не более 150 км³ за 10 млн. лет) и тем более в Вознесенской (30 км³ за 10 млн. лет) зонах был очень невелик, что, по-видимому, и определило незначительную степень дифференциации в них вулканических продуктов.

Присакмарская зона с более высоким темпом накопления вулканических продуктов (~ 900 км³ за 10 млн. лет) отличается и более высокой степенью дифференцированности пород, появлением порфировых базальтов и андезито-базальтов в верхах разреза. В петрохимическом отношении базальты этой зоны отличаются увеличением содержания алюминия, степени окисленности железа, уменьшением содержания титана и калия.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 3) вариационная кривая при небольшой ее протяженности ($b = 30-20\%$) отличается большим углом наклона к оси b (40°), что показывает возрастание содержания щелочей в процессе дифференциации. Вариационная кривая близка к вариационной кривой толеитовых базальтов Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов (Чернышова, 1970). Подобный угол наклона вариационных кривых с плавным и закономерным возрастанием щелочей отражает эволюцию базальтовых расплавов без сколь угодно значительных явлений контаминации. В процессе дифференциации происходит характерное для толеитовых базальтов накопление железа при относительно небольшом разбросе значений коэффициента фракционирования ($F = 44-62\%$), что свидетельствует об ограниченности процессов дифференциации. Петрографически это подтверждается однородностью состава и преобладанием афирового структурного типа пород.

Дефицит Cr, Ni и Co (табл. 8) наряду с высоким отношением железа к магнию в базальтах поляковской формации служит показателем наличия процесса фракционирования более основных по составу пород.

Таблица 8

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах поляковской формации

Породы	Малые элементы							
	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Co	Cr	V
Базальты, андезито-базальты	120*	100	7,0	4,0	12	16	20	180
	1,38	1,71	1,47	1,29	1,96	1,80	2,14	1,83
Основные породы**	100	130	8	1,5	160	45	200	200
Кварцевые толеиты***	125	—	—	—	70	35	125	250

Породы	Малые элементы							Количество анализов
	Sc	Ga	Li	Rb	Sr	Ba	Mo	
Базальты, андезито-базальты	26	16	10	26	200	200	1,85	15
	1,65	1,96	1,27	1,45	1,73	2,05	1,13	
Основные породы**	24	18	15	45	440	300	1,14	—
Кварцевые толеиты***	30	20	—	—	—	—	—	—

* Здесь и далее в числителе — среднее (геометрическое) содержание (\bar{c}), в знаменателе — стандартный множитель (ϵ).

** По А. П. Виноградову, 1962 б.

*** По М. Принцу (Prinz, 1967).

2. СИЛУРИЙСКАЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ (ДИАБАЗ-АЛЬБИТОФИРОВАЯ) БАЙМАК-БУРИБАЕВСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Баймак-бурибаевская формация развита ограниченно лишь в южной части Магнитогорского синклиория (Южно-Ирендыкская и Таналыкская зоны). На западе она фациально замещается верхней частью разреза базальтовой (спилит-диабазовой) формации, развитой в Присакмарской зоне, на востоке перекрыта более молодыми отложениями. По направлению на север образования формации не прослеживаются далее широты города Миндяк, где на ее простирации расположен Миндякский гипербазитовый массив.

Возрастным аналогом формации является силурийская баймак-бурибаевская свита в понимании Ф. И. Ковалева (1945), в северной части синклиория—верхняя (актюбинская) толща силурийской поляковской формации Северо-Ирендыкской зоны.

Петрофонд формации. Вулканогенные породы (92,1%) преобладают над осадочными (8%). Вулканиды имеют контрастный состав с преобладанием основных (47,7%), широким развитием кислых (36,6%) и ничтожным—средних (6%) по составу типов пород. Региональный коэффициент explosивности более высок, чем в однородной спилит-диабазовой формации (12%), особенно в кислой и средней группах пород.

Среди осадочных пород широко развиты силициты, среди которых преобладают яшмы, при незначительной роли фтанитов и углистых кремнистых сланцев.

Типы разрезов. По особенностям породных ассоциаций, фациальному облику и мощности выделяются два типа разреза: восточно-приуралтауский и таналыкский. Последний распространен наиболее широко.

Таналыкский тип разреза слагает Таналыкскую антиклинальную структуру. Он характеризуется контрастным составом пород и значительными мощностями. Выделяются две толщи: нижняя и верхняя.

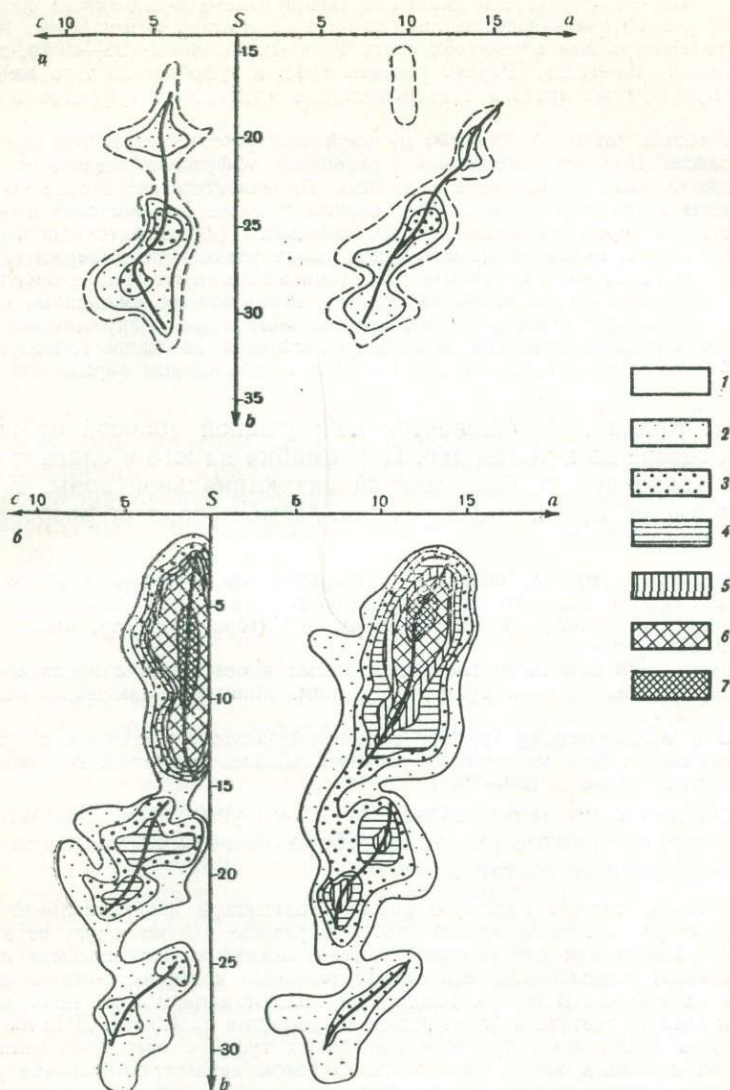


Рис. 3. Вариационные диаграммы А. Н. Заварицкого для силурийских вулканических пород:

a — однородной базальтовой (спилит-диабазовой) поляковской формации; *b* — контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) баймак-бурибаевской формации.

Частота встречаемости фигуративных точек химических анализов: 1 — 1—2%; 2 — 2—4%; 3 — 4—6%; 4 — 6—8%; 5 — 8—10%; 6 — 10—15%; 7 — >15%

Нижняя толща (700—800 до 1200 м) характеризуется однородным строением с преобладанием пород основного состава. В ее нижних частях преобладают диабазы и базальтовые афириты с шаровой и подушечной отдельностью, сменяющиеся к верхам разреза вулканическими брекчиями андезито-базальтового состава. Потоки выдержаны по простиранию и имеют значительную мощность. Мелкообломочные туфы диабазов редки и маломощны. С ними связаны прослои слоистых вулканогенно-осадочных пород, обнаруживающих четкую ритмичность; ритмы венчаются кремнистыми туффидами, зеленовато-серыми и розовыми, которые местами переходят в яшмовидные слоистые, красные и зеленые породы. Яшмы и кремнистые туффициты слагают также

линзы и прослои среди спилитов и диабазов. Пачки липарито-дацитового состава характеризуются резкой изменчивостью литологического состава и мощности. Наиболее широко они распространены в северной части Таналыкской зоны (30—40%), в южной их роль ничтожна (10—12%). Широко развиты туфы и туфобрекчии того же состава, содержащие маломощные прослои тонкополосчатых кремнистых туффитов и светлых силицитов.

Верхняя толща (от 0 до 500—600 м) характеризуется однотипным строением и пестрым составом. Для нее характерно чередование эффузивов кислого и среднего состава с подчиненными основными эффузивами. Пирокластические и осадочные образования развиты незначительно, тяготея к верхам разреза. Большинство пирокластических пород носит черты субаэрального происхождения (игнимбритоподобные туфы). Смешанные вулканогенно-осадочные ритмичные пачки редки и не выдержаны по протяжению. С ними, а также с основными породами ассоциируют тонкие прослои яшм. Среди вулканогенно-осадочных пород выделяются своеобразные, смешанные по составу брекчии со слабоокатанными и остроугольными обломками, погруженными в метаморфизованный серицит-хлоритовый цемент, развившийся на месте глинистого. Эти брекчии сходны по морфологическим особенностям с лахаровыми образованиями (Сервакин, 1969).

Нижняя толща прослеживается непрерывной полосой от пос. Тубинский на севере до широты дер. Первомайка на юге и слагает осевую часть и западное крыло Таналыкской антиклинальной зоны. В северной части региона, на широте дер. Ниж. Мамбетово, в ее разрезе выделяются три пачки:

— Базальтовые афириты (спилиты) с шаровой отдельностью и вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового состава, в верхней части пачки с редкими прослоями яшм. Мощность колеблется от 400 (гора Бакр-Тау, пос. Абей-Саз) до 200 м (дер. Ишмурзино).

— Липарито-дациты и липариты с андезитами в основании с прослоями туфов и туфобрекчий. Редкие прослои туффитов и яшм. Мощность изменчива от 600 до 200 м.

— Туфы и вулканические брекчии андезито-базальтового состава с прослоями литокристаллических туфов андезитов и редкими линзами туффитов. В верхах пачки развиты андезиты. Мощность 250—350 м.

Подразделение на пачки является весьма условным. Для этих разрезов характерно широкое развитие субвулканических даек дацитового и липарито-дацитового состава.

Верхняя толща слагает восточное крыло Таналыкской антиклинальной зоны, а также отдельные участки ее западного крыла. В разрезе в 3 км к югу от дер. Бахтигареево на туфобрекчиях базальтового состава нижней толщи залегают липариты и липарито-дациты, переслаивающиеся с пироксеновыми и пироксен-плагиноклазовыми андезитами и их туфами. В верхах толщи преобладают дациты с подчиненными прослоями туфов кислого состава и более редкими прослоями андезитов. Дацитовая часть разреза отделена 50-метровым прослоем смешанных туфов с остроугольными обломками андезитов и кислых пород. Для толщи в целом характерно широкое развитие субвулканических пород кислого состава. Мощность ее 700—750 м, сокращаясь к югу и к северу до 250—300 м. Стратиграфически выше залегают вулканогенно-осадочные породы ирендыкской формации.

Восточно-приуралтауский тип разреза отличается однородным составом слагающих его вулканитов и сокращенными мощностями. Он развит в западном борту Магнитогорского синклинория, отложения которого залегают несогласно на диабаз-кремнистых образованиях однородной силурийской формации. Породные ассоциации разреза представлены базальтовыми афиритами с шаровой отдельностью, диабазами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, а в основании разреза—полимиктовыми конгломератами. Строение разреза на всем его распространении характеризуется закономерным чередованием эффузивов основного состава со сланцами, с преобладанием последних в нижних частях разреза и увеличением роли эффузивов вверх по разрезу. Кремнистые сланцы фтанитоподобные, массивные или тонкослоистые. Диабазы образуют мощные (до 100 м) потоки однородного строения в нижней части разреза. Характерный, но сокра-

ценный разрез изучен на широте дер. Ишкино, где на кремнистых и граптолитовых сланцах нижележащего силурийского комплекса залегают:

	Мощность, м
1. Полимиктовые конгломерато-брекчии базального горизонта (10 м), сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами, песчаниками, сланцами и подчиненными им туфами основного состава. В обломках и гальках — диабазы, габбро-диабазы, диориты, базальты, туфы, кремнистые сланцы и другие породы	60
2. Конгломерато-брекчии с обломками диабазов, габбро-диоритов, реже пироксенитов	5—8
3. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы	80
4. Диабазы массивные, участками миндалекаменные	70
5. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями туфопесчаников и брекчий. Выше залегают диабазы	40

В южном направлении пачки осадочных пород выклиниваются и на их простирации залегают потоки базальтовых афиритов и диабазов. Здесь по берегам р. Урал обнажается толща чередования измененных базальтов с шаровой и подушечной отдельностью, их туфов, диабазов, зеленовато-серых брекчиевидных и массивных фтанитов общей мощностью 500—600 м.

Судя по наличию маломощных, но хорошо выдержанных по простирацию прослоев кремнистых туфитов и яшм, переслаивающихся с шаровыми диабазами и базальтами, нижняя толща начала формироваться в спокойных, относительно глубоководных морских условиях. Глубоководные условия постепенно сменяются мелководными, что ведет к выпадению из разреза стратифицированных слоистых прослоев, широкому развитию андезито-базальтов, их туфов и брекчий аритмичного строения, локальному развитию кислых пород, несущих признаки формирования в условиях, близких к наземным. Формирование верхней толщи уже происходит в основном в мелководных или даже наземных условиях, о чем говорит субаэральный облик кислых вулканитов, слагающих вулканические постройки центрального типа.

Образование разрезов восточно-приуралтауского типа, лишенных кислых пород, происходило, по-видимому, в условиях устойчивого прогибания в течение всего времени формирования формации.

Характер вулканической деятельности. Для нижней, существенно базальтовой (спилит-диабазовой) толщи характерны трещинные излияния с образованием вулканических поднятий, сложенных базальтовыми и андезито-базальтовыми породами. Последние вместе с туфобрекчиями приурочены к верхней части вулканогенных разрезов нижней толщи и знаменуют собой смену в пределах этих поднятий трещинных излияний извержениями центрального типа. Таким образом, начальные стадии вулканизма были сходны с вулканизмом поляковской (спилит-диабазовой) формации. Позднее на месте этих поднятий были сформированы вулканы центрального типа, поставлявшие пирокластический материал. Местные раздувы мощностей пирокластических толщ позволяют наметить центры этих вулканов. По данным В. С. Шарфмана (1969), они расположены непосредственно к югу от г. Баймак и по р. Таналык к югу от с. Новопетровка.

При трещинных излияниях образуются потоки базальтовых афиритов (спилитов), реже массивных диабазов. Они обладают шаровой и подушечной отдельностью с размером шаров и подушек до 2—2,5 м. Межшария выполнены карбонат-хлоритовым, реже яшмовым или стекловатым материалом, чаще упаковка подушек плотная. Мощности потоков варьруют от 5—10 до 50 м. Для верхней части подушек харак-

терно наличие вариолитовых оболочек. Подушки и шары обладают закономерным концентрическим строением. Более мощные потоки в основании имеют массивное сложение и столбчатую отдельность, а в верхней части — шаровую. Маломощные массивные или миндалекаменные потоки с зоной лавовых брекчий в подошве и кровле свойственны диабазам. Смена трещинных излияний извержениями центрального типа привела к образованию потоков порфировых базальтов, а также более кислых вулканитов и их пирокластических фаций.

На основании фациального анализа вулканогенных пород верхней толщи, богатой средними и кислыми эффузивами, И. Б. Серавкин выделяет три типа центральных построек:

1. Моногенные постройки (площадью до 1 км²) с жерловинами, выполненными агломератовыми брекчиями. Они сложены потоками эффузивов и пирокластическим материалом, закономерно уменьшающимся от центра к периферии (гора Абей-Саз).

2. Полигенные постройки с кальдерами площадью до 3—3,5 км². Примером является постройка в районе пос. Горная Байкара. Основание построек сложено андезито-базальтами и андезитами, на которых залегают потоки дацитов и липаритов. Постройка окружена кольцевым разломом, по которому внедрились субвулканические тела дацитового состава. Жерловина выполнена дацитовым экструзивным куполом.

3. Сложные вулканические потройки площадью до 5 км² и более характеризуются наличием нескольких вулканических центров с контрастным составом вулканических продуктов. Основание их сложено основными вулканитами, перекрытыми локально кислыми. Примером является постройка Майского рудного поля, где в основании залегает деформированный вулканический конус, сложенный грубообломочными брекчиями и эффузивами основного состава с уменьшением размеров обломков пирокластов по направлению от центра постройки к ее периферии. Конус окружен кольцом кальдеры, вдоль которой формировались несколько мелких аппаратов, поставивших кислый материал. Характерно наличие перерывов, разделяющих этап основного и среднего вулканизма, с одной стороны, и липарито-дацитового — с другой, фиксируемых горизонтами туффитов и лахаровых брекчий.

Эффузивы кислого состава образуют потоки, существенно отличающиеся по строению. Наименее мощными (15—20 м) они являются в нижней толще и значительно увеличиваются (50 м) в верхней. Потоки обладают массивным сложением, характеризуясь резкими изменениями мощности от центральной части потока к флангам. Если для нижней толщи характерна ассоциация кислых эффузивов с туффитовыми и яшмовыми породами, то в верхней толще они образуют однородные по составу пачки мощностью до 200 м, несущие следы краснокаменного изменения, что подтверждает образование большей их части в наземных условиях.

Все относительно мелкие вулканические постройки, поставившие порфировые лавы базальтового состава, а также средний и кислый вулканический материал, приурочены к несравненно более крупным (десятки квадратных километров) вулканическим поднятиям, сложенным диабазами и базальтами (спилитами), что позволяет рассматривать их появление как результат процессов, связанных с эволюцией базальтовых очагов, которые, по-видимому, локализовались под этими поднятиями. Однако пространственное разобщение центров излияний основных и кислых эффузивов наряду с одновременностью их формирования не позволяет считать их производными единых, последовательно эволюционирующих очагов.

Характерна также и иная направленность эволюции вулканизма при основных излияниях (нижняя толща) и при извержениях кислого состава. Если для первых отчетливо наблюдается гомодромная последовательность, основные черты которой сводятся к постепенному увеличению количества порфировых базальтов по сравнению с диабазами, затем к появлению андезито-базальтов и связанных с ними пирокластов, а иногда и андезитов, то для кислого и связанного с ним среднего вулканизма (преимущественно в верхней толще формации) характерна смена во времени липарито-дацитовых вулканитов андезитовыми, т. е. в целом антидромная последовательность формирования вулканических толщ.

Субвулканические тела, широко развитые в баймак-бурибаевской формации, представлены дайками, силлами и мелкими лакколитами различного состава. Они размещаются в разных частях разреза и, судя по структурным и текстурным признакам, характеризуются большей или меньшей глубиной формирования. Среди них выделяются тела основного (диабазы, порфиновые диабазы и андезито-базальты) и кислого (дациты, липарито-дациты и липариты) состава, обычно пространственно приуроченные к близким по составу эффузивам. Так, основные субвулканические тела характерны для нижней части разреза, кислые тяготеют к верхней.

И. Б. Серавкиным (1969) установлено зональное строение субвулканических образований, находящееся в зависимости от состава вмещающих пород. При залегании кислых субвулканических тел среди пород основного и среднего состава краевые зоны субвулканических тел приобретают более основной состав по сравнению с центральными, что, по-видимому, является следствием проявления местного гибридизма при их формировании. Помимо субвулканических образований, относящихся к малоглубинным породам, с баймак-бурибаевской формацией пространственно связаны кислые тела более глубинного облика (субинтрузивные тела И. Б. Серавкина или поздние субвулканические тела Г. Ф. Яковлева). Они объединяются И. Б. Серавкиным в единый вулcano-плутонический комплекс с эффузивами баймак-бурибаевской формации.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации.

Баймак-бурибаевская формация сложена преимущественно базальтовой и липарито-дацитовой группами пород. Андезито-базальты и андезиты развиты локально в пределах длительно развивавшихся вулканических построек и по количеству резко подчинены основным и кислым членам разреза. Среди базальтов преобладают афировые разности. Структуры основной массы их сходны с таковыми поляковской формации, но более разнообразны. Широко развиты миндалекаменные текстуры.

Породы основного состава обладают простыми и однообразными парагенезисами с одним (афировый) или несколькими (порфиновые) поколениями минералов при резком преобладании пород первого типа. Количество вкрапленников в порфиновых разностях несколько больше (12—15%), чем в породах поляковской формации. Во всех парагенезисах наиболее распространен плагиоклаз при отсутствии или подчиненном развитии клинопироксена и оливина. Парагенезисы с оливином, как и в однородных формациях, являются характерной особенностью основных вулканитов баймак-бурибаевской формации (табл. I, б). В микровкрапленниках иногда присутствует рудный минерал, окруженный лейкоксенизированной каймой.

Последовательность кристаллизации минералов в базальтовых

типах пород различна в афировых и порфириновых типах. Если для первых обычно одна генерация минералов с ранней кристаллизацией плагиоклаза и поздней — рудных минералов (табл. I, 1—5), то во вторых устанавливается наличие двух или трех генераций, отражающих стадийность этого процесса. В первой, наиболее ранней, процесс кристаллизации начинается с оливина, более поздними являются плагиоклаз и пироксен. Характерно обилие темноцветных в этой генерации, в сумме преобладающих над плагиоклазом. Во второй генерации исчезает оливин, плагиоклаз является более ранним минералом по сравнению с клинопироксеном, к которому присоединяются микровкрапленники магнетита.

Парагенезис основной массы сходен с парагенезисом второй генерации вкрапленников (10—12%) при резком преобладании плагиоклаза.

Кислые породы характеризуются лейкократовым составом при ограниченном (1—3%) распространении темноцветных минералов или их полном отсутствии. Количество вкрапленников невелико (5—15%). Наибольшее разнообразие парагенезисов характерно для пород дацитового и липарито-дацитового состава, среди которых выделяются следующие две группы:

1. Вулканыты, развитые преимущественно в субвулканической фации в низах разреза формации и составляющие не более 1—2% ее объема. Они содержат 69—70% кремнезема и характеризуются однообразными парагенезисами с плагиоклазом и клинопироксеном при отсутствии кварца. Они отличаются слабопорфировым обликом и своеобразными интерсертально-гранофировыми (андезитондными) структурами основной массы.

2. Вулканыты широкого спектра кислотности от дацитов до липаритов, развитые как в эффузивной, так и в субвулканической фациях и слагающие значительную часть (до 30—40%) объема формации, особенно в пределах крупных вулканических построек. Парагенезисы этих пород отличаются более высокой (до 10—15%) степенью порфировости и значительным разнообразием минералов-вкрапленников. Помимо плагиоклаза и пироксена в парагенезисах характерно наличие кварца и роговой обманки. Для них типичны фельзитовая, сферолитовая, витрофировая, микролитозернистая структуры основной массы и их сочетания. Нередко появление структур пегматоидного типа (табл. I, 7—9).

Кристаллизация кислых пород, отличающихся порфировым обликом, происходит в две фазы: первая связана с образованием главной массы минералов-вкрапленников, а вторая — с кристаллизацией основной массы. В обоих случаях первым кристаллизуется плагиоклаз. Последовательность кристаллизации вкрапленников определяется в гломеропорфировых сростках. Плагиоклаз I и кварц кристаллизуются совместно, нередко образуя микропегматитовые сростания. Однако кристаллизация кварца является более продолжительной. При наличии темноцветных минералов последние начинают выделяться одновременно с кварцем и кончают кристаллизацию позже его. Кристаллизация вкрапленников заканчивается выделением мелких призматических кристаллов плагиоклаза II.

Различный состав минеральных парагенезисов-вкрапленников в кислых породах первой и второй групп свидетельствует о различной последовательности кристаллизации минералов в них, сравнение которой с экспериментальными данными по кристаллизации дацитового и обсидианового расплавов (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969) показывает, что они формируются скорее всего в различных физико-химических условиях: первые при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар, вторые — в условиях более высоких давлений порядка 1—3 кбар.

Субвулканические породы имеют сходный с эффузивами качественный минеральный состав, но отличаются большим количеством (до 40%) порфировых выделений, гломерпорфировых сростков и более крупнозернистыми структурами основной массы. Среди субвулканических образований преобладают породы кислого, преимущественно дацитового и липарит-дацитового состава.

Сравнение петрографических особенностей базальтовых пород поляковской (спилит-диабазовой) и баймак-бурибаевской (диабаз-альбитофировой) формаций силура показывает следующее:

1. В баймак-бурибаевской формации уменьшается количество диабазов наряду с возрастанием афировых и порфировых базальтов.

2. Широкое развитие миндалекаменных тектур, появление пирокластов в вулканических породах баймак-бурибаевской формации свидетельствуют об увеличении содержания летучих в базальтовых расплавах по сравнению с поляковской формацией. Более высокое содержание летучих обуславливает их раннее отделение и соответственно меньшую степень раскристаллизации пород.

3. Увеличение роли порфировых пород в баймак-бурибаевской формации наряду с возрастанием летучих в расплаве происходит одновременно с изменением геологической обстановки: с появлением сложно построенных вулканов центрального типа, с обособлением и длительной эволюцией очагов под этими вулканами.

4. Минеральные парагенезисы базальтовых пород баймак-бурибаевской формации, относящейся к контрастному типу, характеризуются увеличением содержания оливина и клинопироксена. Клинопироксены отличаются большим содержанием кальция и магния по сравнению с клинопироксенами поляковской однородной формации.

Вулканиды баймак-бурибаевской формации подвергнуты зеленокаменному метаморфизму более низкой ступени метаморфизма, чем вулканиды поляковской формации. Актинолитсодержащие ассоциации практически отсутствуют, преобладают эпидот-хлоритовая и пумпеллит-пренитовая, а в породах основного состава локально развита альбит-хлоритовая ассоциация, характерная для типичных спилитов. Наиболее распространенными вторичными минералами являются хлорит, альбит, пренит, кальцит и кварц. Отличительной особенностью контрастной формации является повсеместная альбитизация полевых шпатов как результат натрового метасоматоза.

Особенности химизма¹. Содержания петрогенных окислов в средних типах базальтов баймак-бурибаевской формации показывают значительную неоднородность их составов, что выражается в увеличении значений дисперсий и коэффициентов вариации (табл. 9) и большом разбросе точек на петрохимических диаграммах (рис. 4, 5; см. рис. 3). Наибольший разброс значений характерен для CaO и Na₂O, причем значения первого окисла понижены, а второго повышены по сравнению с поляковскими базальтами. В то же время большинство пород с структурами, типичными для базальтовых пород (интерсертальными, спилитовыми, метельчатыми и т. д.), отличаются повышенным содержанием кремнезема и попадают в группу андезито-базальтов. По-видимому, это связано с более далеко зашедшим процессом перераспределения вещества при зеленокаменном метаморфизме по сравнению с породами однородной формации. Интенсивность этих процессов коррелируется с увеличением содержания летучих в расплаве, что отражает более длительную эволюцию базальтовых расплавов.

¹ Использовано 110 химических анализов, взятых из литературных источников.

Средние типы вулканических пород баймак-бурибаевской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	50,01	0,49	14,86	3,06	6,55	0,19	8,86	7,13	3,36	0,54
	1,35	0,22	1,45	2,11	2,71	0,08	2,71	2,42	1,36	0,44
2	54,34	0,51	15,34	2,83	5,32	0,10	6,53	6,01	4,09	0,24
	1,65	0,19	0,04	1,40	1,26	0,04	1,70	2,12	0,98	0,18
3	60,07	0,41	15,16	3,39	4,46	0,08	5,21	2,93	4,54	0,55
	1,34	0,16	0,85	1,69	1,27	0,05	1,82	1,81	0,87	0,44
4	62,50	0,34	15,03	1,38	4,64	0,06	4,44	—	3,31	0,74
	0,36	0,09	1,78	0,70	1,51	0,03	1,12	—	0,26	0,49
5	66,02	0,35	14,46	2,05	3,33	0,07	2,94	2,60	5,16	0,70
	0,35	0,16	0,63	1,11	0,92	0,03	1,28	1,48	1,27	0,42
6	69,63	0,34	13,44	1,37	3,49	0,08	1,69	1,64	4,97	1,11
	0,95	0,05	1,37	1,06	1,51	0,02	0,47	0,46	0,63	0,71
7	73,89	0,28	12,09	1,29	2,38	0,04	1,28	0,87	4,92	1,07
	2,22	0,10	1,11	0,64	0,64	0,03	0,84	0,34	0,79	0,91
8	60,20	0,40	14,95	2,04	6,19	0,16	5,02	4,59	2,75	0,23
	0,71	0,01	0,35	0,23	0,13	0,08	1,09	4,43	0,11	0,10
9	69,62	0,31	13,61	1,45	3,11	0,09	1,98	1,95	5,33	0,66
	0,61	0,07	1,05	0,59	1,13	0,01	0,61	1,07	0,92	0,40
10	73,25	0,26	12,71	1,26	2,00	0,05	1,17	1,20	5,15	0,36
	0,01	0,11	0,78	0,66	0,20	0,28	0,26	0,23	0,07	0,62
11	53,6	0,5	15,1	2,9	3,6	0,1	7,1	6,1	3,7	0,3
12	71,2	0,3	13,0	1,6	2,5	0,1	1,6	1,5	5,1	0,6

Примечание. Средние типы вулкаников. Эффузивные породы (1—7): 1 — базальты (9 ан.); 2 — андезито-базальты (16 ан.); 3—андезиты (7 ан.); 4—андезито-дациты (4 ан.); 5—дациты (8 ан.); 6—липарито-дациты (7 ан.); 7—липариты (11 ан.). Субвулканические породы (8—10): 8—андезиты (2 ан.); 9—дациты (10 ан.); 10 — липариты (36 ан.). Средневзвешенные составы вулкаников (11—12): 11 — основная и средняя группа пород; 12 — кислая группа пород.

Наложённые метаморфические преобразования помимо повышения общей щелочности (до 4%) вызывают дальнейшее уменьшение содержания кальция, еще больше отличающегося от его содержания в средних мировых типах толеитовых базальтов. Возрастание относительной роли натрия ($n = 86\%$) усугубляет первично существующую натровую специфику пород.

Кроме изменений в соотношении лейкократовых компонентов для базальтов контрастной формации по сравнению с толеитовыми базальтами однородных формаций характерны изменения в содержании феррических компонентов: увеличение содержания MgO при некотором уменьшении содержания железа и титана. Эти черты химизма отличают также базальтовые породы контрастной формации силура от типичных спилитов, для которых характерны пониженные содержания MgO и повышенные TiO₂ (Тернер, Ферхуген, 1961; Ю. А. Кузнецов, 1964). Пониженным содержанием железа и повышенным MgO базальты Южно-Ирендыкской зоны отличаются также от спилитов района месторожде-

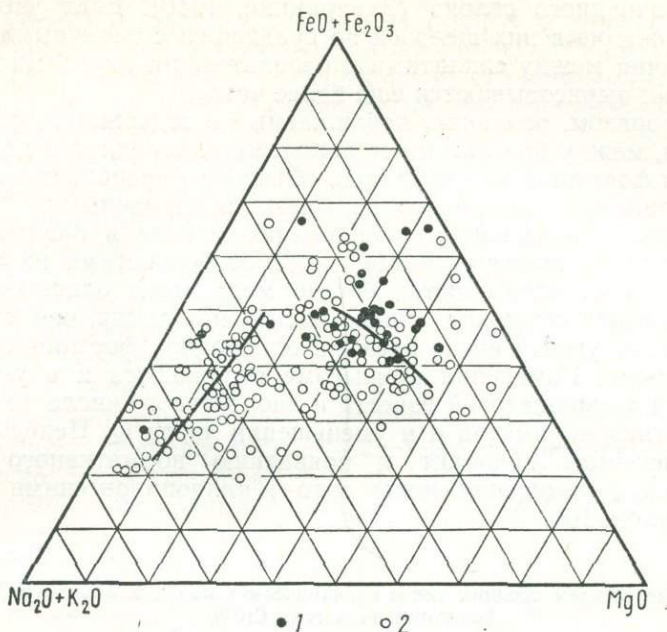


Рис. 4. Диаграмма соотношений весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в вулканических породах однородной (поляковской) и контрастной (баймак-бурибаевской) формаций.

Формации: 1 — спилит-диабазовая поляковская, 2 — диабаз-альбитофирровая баймак-бурибаевская

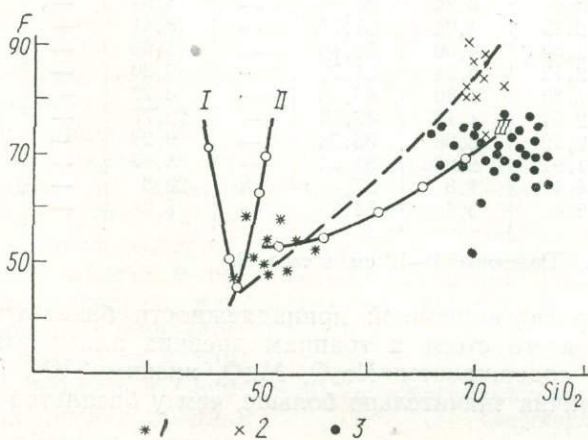


Рис. 5. Диаграмма зависимости коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в вулканитах баймак-бурибаевской формации:

1 — диабазы, спилиты; 2 — кислые субвулканические породы (производные базальтовых расплавов); 3 — кислые эффузивные и субвулканические породы (продукты палингенных выплывков).

Линии дифференциации: I — Скергаард, II — толеитовая серия, III — известково-щелочная серия Каскадных гор

ния Блявы западного склона (Заварицкий, 1946). Если учесть более низкое содержание в них щелочей по сравнению с типичными спилитами, то различия между спилитами и базальтовыми породами контрастной формации вырисовываются еще более четко.

Таким образом, различия, наблюдаемые в содержании феррических компонентов, между базальтовыми породами однородной и контрастной силурийских формаций не могут быть объяснены преобразованиями при процессах спилитизации и, очевидно, являются первичными.

Первичность повышенного содержания магния в базальтах контрастной формации подчеркивается также особенностями их минерального состава. Они оказываются богаче модалным оливином, а клинопироксены в них содержат больше магния и кальция, чем клинопироксены предшествующей ей по времени однородной формации (по оптическим данным). Изменения в химизме отражаются и в уменьшении содержания полевошпатовой извести и анортитового числа ($a = 41,5\%$) при возрастании параметра a и уменьшении числа Q . Недосыщенность пород кремнеземом приводит к появлению нормативного оливина и к изменению соотношения между орто- и клинопироксенами в сторону последних (табл. 10).

Таблица 10

Нормативные составы средних типов вулканических пород баймак-бурибаевской формации по методу CIPW

№ п/п	Нормативные минералы								
	Pl	Mt	Or	Pl	Cpx	Opx	OI	Q	C
1	0,97	4,64	2,93	55,29	9,35	21,34	4,78	—	—
2	0,96	4,17	1,18	60,90	8,01	20,06	—	6,72	—
3	0,78	5,01	3,44	54,35	—	18,65	—	15,87	1,90
4	0,63	2,15	4,04	51,57	—	18,41	—	22,35	0,85
5	0,62	2,85	4,00	58,15	—	11,62	—	22,24	0,52
6	0,62	2,12	6,84	51,73	—	9,30	—	28,45	0,94
7	0,62	1,89	6,80	46,63	—	6,22	—	37,84	1,14
8	0,79	2,64	1,15	48,16	—	22,77	—	22,58	1,91
9	0,62	2,12	3,98	55,53	—	9,29	—	27,94	0,52
10	0,62	1,91	2,28	51,03	—	5,37	—	37,12	1,67
11	0,9	4,4	1,8	57,6	5,8	23,3	—	6,2	—
12	0,6	2,4	3,4	54,5	—	7,0	—	31,9	0,2

Примечание. Пояснение 1—12 см. в табл. 9.

Определение формационной принадлежности базальтов показало, что они ближе всего стоят к траппам древних платформ, отличаясь более высоким содержанием Na_2O , MgO , низким TiO_2 , FeO и CaO . В целом эти отличия значительно больше, чем у базальтов однородных формаций.

Уменьшение железа и титана и увеличение магния в базальтовых породах баймак-бурибаевской формации наряду с незначительным содержанием в них алюминия связано, очевидно, с их происхождением из очага базальтовой магмы, близкой по составу к магме однородных формаций, но испытавшей более длительную эволюцию. Более поздние по времени базальты контрастной формации при этом оказываются обогащенными продуктами, характерными для ранних стадий кристаллизации, что является, по-видимому, следствием исчерпывания отдифференцированных глубоких частей обособленного магматического очага. Эволюция базальтов контрастной формации характеризуется накопле-

нием железа на ранних стадиях дифференциации, что, несмотря на довольно большой разброс точек, связанный с миграцией щелочей, хорошо видно на диаграмме $MgO - FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O$ (рис. 4). На диаграмме F (коэффициент фракционирования) — SiO_2 видно (рис. 5), как точки составов несколько отклоняются от вариационной кривой толеитовых базальтов однородной формации при накоплении кремнезема в процессе дифференциации, занимаемая промежуточное положение между вариационными кривыми толеитовой и известково-щелочной серий. Замедленный темп накопления железа (Осборн, 1959) является следствием повышения в кристаллизующемся расплаве парциального давления кислорода. Таким образом, петрохимические особенности контрастной формации подтверждают вывод, который был сделан при описании ее петрографических особенностей, о большем содержании летучих в базальтах контрастной формации по сравнению с базальтами более ранней однородной (спилит-диабазовой) формации.

Обе группы кислых пород баймак-бурибаевской формации, выделенные по петрографическому составу, различаются и по особенностям химизма. Дациты и липарито-дациты первой группы, составляющие 1—2% объема, по данным Р. И. Костиной (1974) характеризуются высоким содержанием закисного железа и повышенной щелочностью, как, например, дайки района горы Куянтау. Сравнение их с гранофирами Дилсбурга и Скергаарда, являющимися поздними дифференциатами толеитовой базальтовой магмы, показывает определенные черты сходства, особенно в содержании закисного железа, алюминия и щелочей. На диаграмме В. А. Кутолина эти породы находятся в области дифференциатов базальтовой магмы (рис. 6).

Главная масса кислых пород, относящихся ко второй группе, четко отделяется от группы базальтов на всех петрохимических диаграммах (рис. 4—6), что позволяет предположить генетическую самостоятельность этой группы. Это подчеркивается следующими особенностями химизма этих пород: резким изменением (скачком) почти всех петрохи-

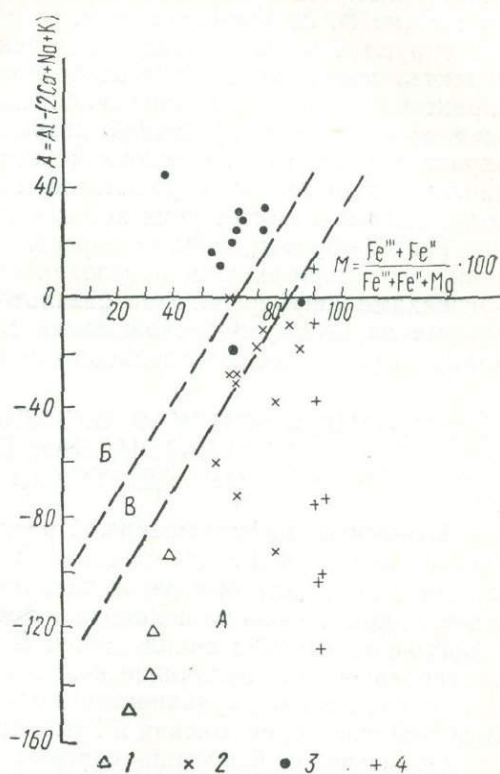


Рис. 6. Распределение составов пород контрастной баймак-бурибаевской формации в координатах «общая железистость (M) — глиноземистость (A)», по В. А. Кутолину.

Поля распределения пород: А — производных базальтовой магмы, В — производных палингенных расплавов (батолитовых интрузий), В — неопределенного генезиса.

1 — диабазы, спилиты; 2 — дациты субвулканические; 3 — липариты эффузивные и субвулканические; 4 — гранофиры Скергаарда

мических параметров при переходе от основных пород к кислым; различным уровнем щелочности в породах основного и кислого составов; различной направленностью процессов дифференциации, связанной в базальтоидной группе пород с накоплением железа, в кислой — щелочей и приближающейся в группе кислых пород к направлению, характерному для известково-щелочных серий (рис. 4). Наконец, на диаграмме В. А. Кутолина (рис. 6) липариты и липарито-дациты концентрируются в поле пород палингенного происхождения. Их коровый характер подтверждается и особенностями петрографического состава, характеризующимися значительной лейкократовостью, широким развитием эвтектоидных сростаний кварц-полевошпатового состава как во вкрапленниках, так и в основной массе, свидетельствующих о близости начальных порций этих расплавов к эвтектике, сравнительно высоким содержанием в них летучих компонентов и в первую очередь воды.

Таким образом, кислые породы баймак-бурибаевской формации являются гетерогенными образованиями: одни из них обладают всеми признаками дифференциатов базальтовой магмы; другие являются коровыми по своему происхождению. Возможность выплавления кислых пород на раннегеосинклинальной стадии подробно разбирается в гл. VIII.

3. НИЖНЕДЕВОНСКАЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ (БАЗАЛЬТОИДНАЯ ПОРФИРИТОВАЯ) ИРЕНДЫКСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Ирендыкская формация ограничена в своем распространении пределами Магнитогорского синклиория. В западном крыле она резко сокращается в мощности, выклиниваясь в зонах, примыкающих к Уралу. Восточная граница формации близка к восточной границе синклиория. В пределах ее распространения откартированы цепи вулканических аппаратов, которые могут рассматриваться как древние вулканические гряды или зоны. Главнейшие из них: Вознесенская, Ирендыкская и Гумбейская (см. рис. 1).

Образования формации слагают ядра (хр. Узынкыр) и восточные крылья антиклинальных, частью синвулканических структур (хребты Северный Ирендык, Кумач, Кейдвелы, на юге — хребты Южный Ирендык, Крыкты, Куркак). Западные крылья этих структур, как правило, редуцированы, и силурийские отложения осевых зон ограничены с запада тектоническими нарушениями. Реликты вулканических построек служили ядрами, которые обжимались пачками слоистых вулканогенно-осадочных пород, смятых в мелкие дисгармоничные складки с образованием многочисленных внутриформационных несогласий. Сложность внутренней структуры формации дала основание Г. Ф. Червяковскому и В. А. Коротееву в 1964 г. выделить в ее пределах два разновозрастных вулканических комплекса, разделенных несогласием.

Ирендыкская формация в большей части соответствует по возрасту ирендыкской свите нижнедевонского возраста. Нижние границы свиты и формации практически совпадают, взаимоотношения же верхних границ более сложны. В Вознесенской зоне верхняя граница формации соответствует нижнему и среднему девону, а в Северо- и Южно-Ирендыкской зонах поднимается до середины, а возможно, и верхов эйфеля (данные Б. М. Садрисламова). Однако все находки фауны эйфеля приурочены к верхней вулканогенно-осадочной толще, сложенной продуктами размыва формации и залегающей с видимым несогласием. Стратиграфически эта толща представляет собой фациальный аналог вышележащей карамалыташской свиты. Возрастное положение ирендыкской

формации восточного крыла синклиория примерно соответствует ее объему в Северо- и Южно-Ирендыкских зонах.

Петрофонд формации. Преобладают вулканогенно-обломочные породы (52,5%) при близком соотношении эффузивных (22%) и осадочных (25,5%). Количество эффузивов максимально в восточном крыле синклиория (61,2%) и минимально в Южно-Ирендыкской зоне (10%). В Северо-Ирендыкской зоне наиболее широко развиты осадочные породы (29%).

В эффузивах преобладают базальтоидные разности, относящиеся к порфировому структурному типу. Лишь в Вознесенской зоне широко развиты афировые базальты при минимальном количестве пирокластов. Среди осадочных пород преобладают обломочные, представленные различными гранулометрическими типами и состоящие из продуктов перемыва рыхлой пирокластикки. Глинистые и кремнистые породы распространены незначительно, и лишь в восточном крыле их роль возрастает. В Вознесенской зоне широко развиты карбонатные осадки.

Типы разрезов. Ирендыкская формация обладает значительной изменчивостью, выражающейся в колебаниях мощностей, особенностях строения и состава. Выделяются три типа разрезов: вознесенский, ирендыкский и гумбейский (рис. 7).

Вознесенский тип разреза отличается малой (250—600 м) мощностью, преимущественно базальтовым составом эффузивов, невысоким (32%) коэффициентом эксплозивности, незначительным количеством осадочных пород. Он развит в Вознесенской зоне, а также в северной части хребтов Узынкыр и Крыкты (Хворова, Ильинская, 1963; Нестоянова, 1963).

Типичным является разрез у с. Шарипово (250 м). Отложения формации согласно залегают на толще диабазов поляковской формации и постепенно вверх сменяются диабазами среднедевонской карамалыташской формации. Выделяются три пачки (рис. 7, а):

	Мощность, м
I. Ритмичного переслаивания известковистых полимиктовых песчаников и светлых туффигов, переходящих местами в верхах ритмов в красные яшмы и известняки. Характерна неправильная, часто линзовидная слоистость (рис. 8)	5—20
II. Ритмичного переслаивания литокристаллокластических туфов основного состава, туфоалевритов и туфопелитов с гравелитами в основании, с погрубением материала вверх по разрезу	20—100
III. Агломератовых туфов и базальтов с линзами агглютинатов, потоки афировых и порфирировых базальтов с маломощными прослоями литовитрокристаллокластических туфов	120—150

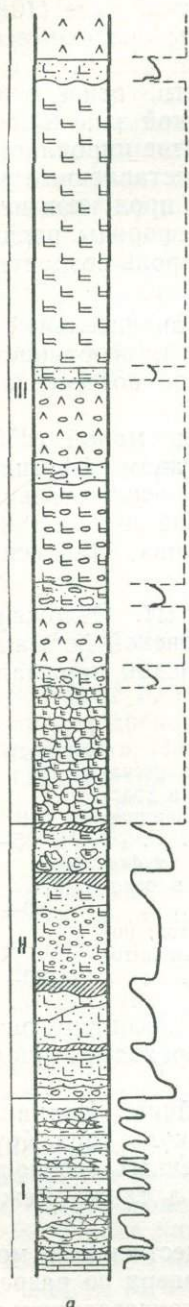
Постепенное увеличение в верхах пачки диабазов, ассоциирующих с кремнистыми сланцами и известняками, знаменует переход к вышеописанной карамалыташской формации.

Тип разреза, аналогичный вышеописанному, устойчив. Вариации заключаются в появлении дацитов и их туфов (оз. Алакуль, гора Круглая), в изменении мощности, в различных количественных соотношениях между афировыми и порфирировыми базальтами, а также между эффузивами и пирокластическими породами.

Вознесенский тип разреза формировался преимущественно в морских мелководных прибрежных условиях. Увеличение вверх по разрезу грубости материала, исчезновение известняков и яшм свидетельствуют, что вулканическая деятельность началась на фоне постепенного обмеления (поднятия) местности, в мелководных, а возможно, частично и в наземных условиях.

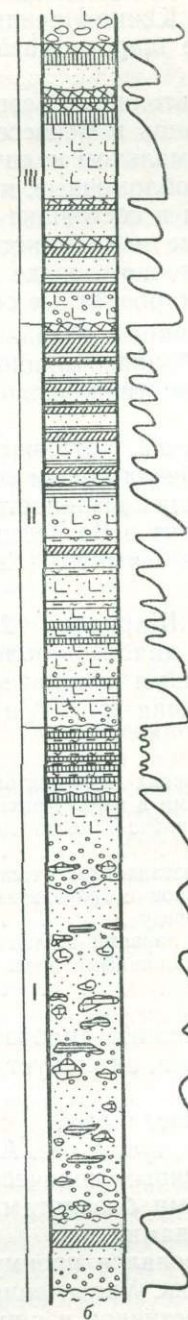
ВОЗНЕСЕНСКИЙ
ТИП

с. Шарипово

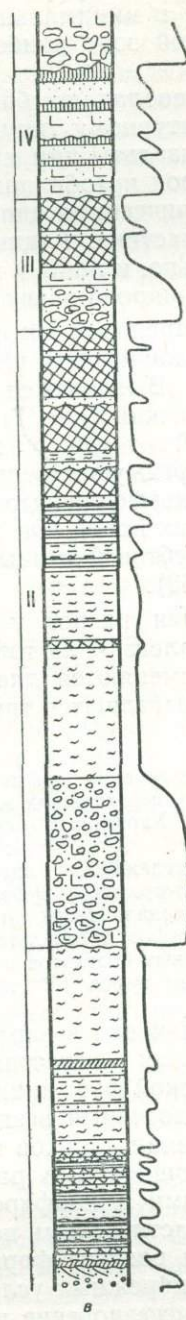


И Р Е Н Д Ы К

с. Мансурово



вост. склон
г. Ак-Тюбе



правый берег р. Уй
(продолжение)

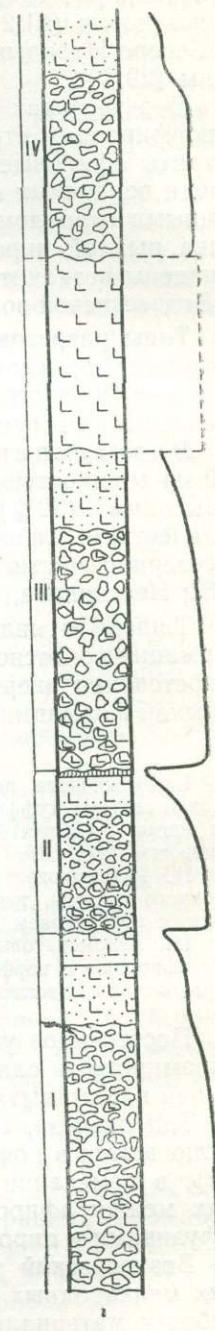


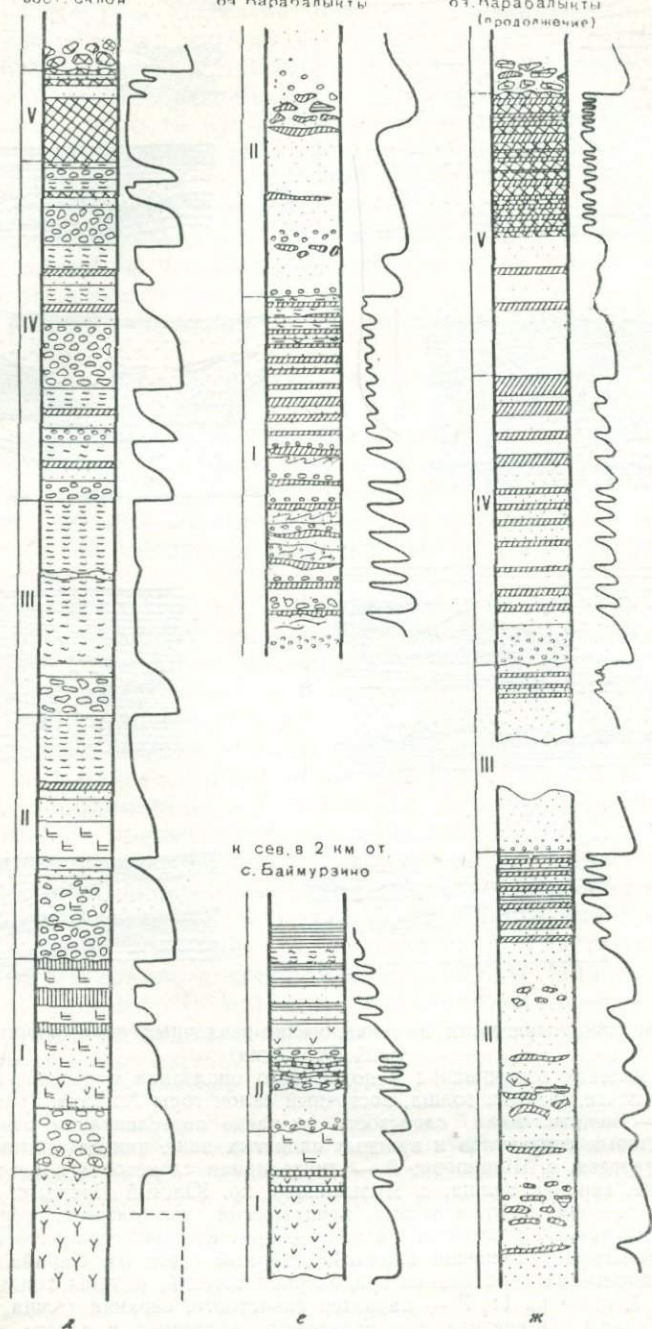
Рис. 7. Типы разрезов нижнедевонской базальт-андезит-базальтовой (базальто
Условные обозна

С К И Й Т И П

г Мужайская
вост. склон

сев. берег
оз. Карабалыкты

сев. берег
оз. Карабалыкты
(продолжение)



идной порфиритовой) ирендыкской формации.
чения см. на рис. 2

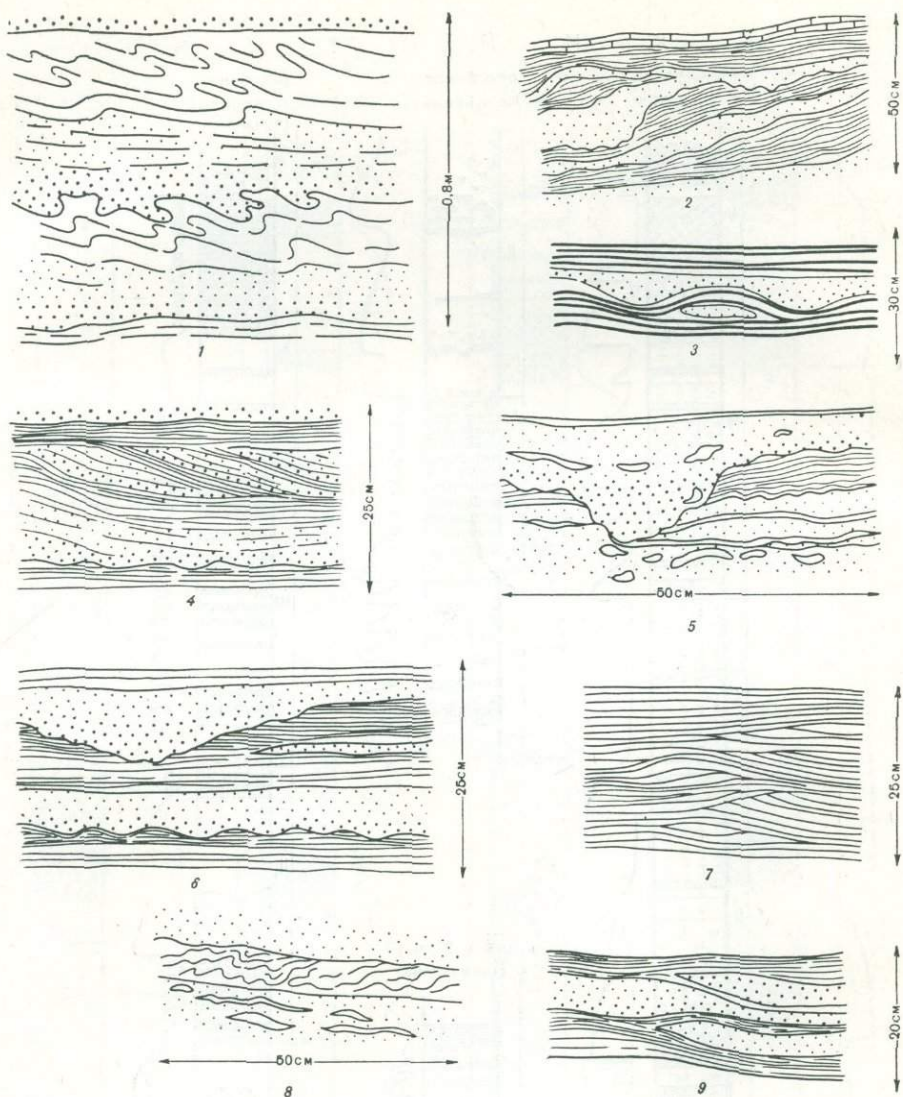


Рис. 8. Характер слоистости в вулканогенно-осадочных образованиях ирендыкской формации:

1 — явления взмучивания и подводного оползания в песчано-алевритовой ритмичной пачке, нижняя толща, восточный склон горы Ак-Тюбе (рис. 7, в, пачка 1); 2 — неправильная слоистость в пачке переслаивания известковистых полевошпатовых песчаников и красных слоистых яшм, нижняя толща, вознесенский тип разреза, с. Шарипово; 3 — линзовидная слоистость в песчано-алевритовой пачке, верхняя толща, с. Ярлыкано, хр. Южный Ирендык; 4 — косая слоистость течения, нижняя толща, ирендыкский тип разреза, гора Ак-Тюбе; 5 — местный размыв в слоистой пачке вулканомиктовых песчаников и туфоалевролитов (текстура заполнения впадин), северный берег оз. Карабалыкты; 6 — текстура заполнения и облекания грядок ряби течений, нижняя толща, с. Шарипово (рис. 7, а, пачка 1); 7 — характер слоистости, верхняя толща, гора Круглая; 8 — следы сингенетического подводного оползания в пласте алевролитов, верхняя толща, северный берег оз. Карабалыкты (рис. 7, е, пачка 1); 9 — клиновидная слоистость в песчано-алевритовой пачке, нижняя толща, гора Ак-Тюбе (рис. 7, в, пачка 1)

Ирендыкский тип разреза имеет наибольшее распространение, слагая Северо- и Южно-Ирендыкские зоны. Для него характерна большая мощность (до 3000 м), широкая гамма вулканитов по кислотности при преобладании основных пород, господство пирокластов над эффузивами и широкое развитие слоистых вулканогенно-осадочных пород. Этот тип разреза обычно расчленяется на три толщи, которые отличаются значительной фациальной пестротой по вертикали и горизонтали и мощности которых меняются вплоть до полного исчезновения. По степени насыщенности вулканическими образованиями выделяются два подтипа: 1) с широким развитием грубой пирокластике, большим количеством эффузивов и субвулканических тел и 2) с ограниченным распространением грубых вулканогенно-обломочных пород и почти полным отсутствием эффузивов. К разрезам первого подтипа приурочены раздувы мощностей и все обнаруженные реликты вулканических построек; разрез второго подтипа ритмично построены, и мощности их сокращены. Разрезы обоих подтипов сменяют друг друга по протиранию.

Типичным для первого подтипа является разрез у с. Мансурово, где выделяются все три толщ.

Нижняя толща (650 м) состоит из ритмичного чередования конгломератов, песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев с примесью в верхах туфогенного материала. На рис. 7, б приведена верхняя часть нижней толщи (120 м), представляющая три сложно построенных ритма, состоящих из вложенных друг в друга ритмов более мелкого порядка.

Средняя толща (1100 м) сложена грубообломочными вулканическими брекчиями и туфами основного состава с подчиненными прослоями порфириновых базальтов. Она либо залегает на нижней, либо непосредственно начинается отложения формации. В первом случае наблюдаются как постепенные переходы, так и местные несогласия (с. Мансурово). Наиболее полные разрезы средней толщи известны по рекам Б. и М. Кизил, в районе с. Галеево и горы Тра-Таш. Для нее характерно обилие грубообломочных агломератовых накоплений, в меньшей степени — эффузивов, преимущественно базальтов, реже андезитов и дацитов. Слоистые разности редки. Среди грубообломочных вулканогенных пород распространены однородные по составу (базальтовые и андезито-базальтовые) бомбовые и шлаковые вулканические брекчии. Конформное прилегание обломков друг к другу свидетельствует о пластичном состоянии материала при образовании породы. Иногда характерна красно-бурая окраска. Другой тип агломератовых туфов отличается отсутствием бомб, меньшим количеством шлакового материала и большей неоднородностью состава. Как те, так и другие являются прижерловыми или околожерловыми и относятся к образованиям горячих агломератовых потоков, эруптивным выбросам из вулканов, отложениям лахаровых потоков и горячих лавин. Среди туфов гравийной и песчаной размерности выделяются существенно шлаковые (витрокластические), литокристаллокластические, кристаллокластические разности. Они обладают несовершенной слоистостью и сортировкой, характерной пестрой окраской и участками цемента фиолетового цвета. С ними ассоциируют игнимбриты основного состава (Хворова, Ильинская, 1963).

Верхняя толща (150—600 м) сложена продуктами перемыва ниже лежащих вулканических пород. Она либо связана постепенными переходами с породами средней толщи (хр. Северный Ирендык), либо залегает на них по резкой границе с конгломератами в основании, а местами (г. Кумач) и с местным угловым несогласием. Эта толща

обнажена на восточном склоне горы Северный Ирэндьк, где делится на две пачки (рис. 7, в — д):

	Мощность, м
I. Ритмичное переслаивание туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых туфопелитов	350
II. Плохо отсортированные полимиктовые конгломераты с обломками нижележащих эффузивов и тонкозернистых пород, ритмично переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, а сверху — с красными и зелеными яшмами	300

Подобный характер верхней толщи с некоторыми вариациями выдерживается и на хр. Южный Ирэндьк. Иной характер верхняя толща (200 м) имеет восточнее, в районе хр. Узынкыр (рис. 7, е, ж), где она характеризуется невыдержанной, местами косою однонаправленной слоистостью со следами местных размывов, подводных оползней, сингенетических брекчий (рис. 8).

Второй подтип разрезов развит в Северо-Ирэндькской зоне, где также подразделяется на три толщи (рис. 7, в, гора Ак-Тюбе): нижняя толща (600 м) сложена ритмичным переслаиванием вулканогенно-осадочных и осадочных пород, средняя — вулканогенно-обломочная (до 1200 м) и верхняя (200—400 м) — вулканогенно-осадочная с большой ролью осадочных пород.

Основные отличия от разрезов первого подтипа связаны с характером строения средней толщи. В разрезе у с. Поляковка средняя толща (1200 м) сложена туфами базальтового, реже андезитового состава, вулканическими и туффитовыми брекчиями, песчаниками, алевролитами и пелитами.

На приведенном фрагменте (рис. 7, в) выделяются четыре ритма по 20—25 м, в каждом из которых грубая часть является резко преобладающей. Сортировка материала слабая с незначительным уменьшением грубости вверх по разрезу. Потоки базальтов нарушают четкую ритмичность разреза. По мере увеличения количества эффузивов, агломератовых накоплений, исчезновения ритмичности разрезы этого подтипа фациально сменяются лавово-агломератовыми накоплениями разрезов первого подтипа, характеризующими места расположения вулканических построек.

Нижняя толща разрезов ирэндькского типа по характеру ритмичности, широкому развитию неправильной линзовидной косою слоистости, взламыванию и брекчированию тонких прослоев верхних частей ритмов формировалась преимущественно в прибрежно-морских условиях при неспокойной гидродинамике бассейна. Резкие границы и размывы между ритмами, при постепенных переходах от грубых частей к тонким, характер слоистости свидетельствуют о широком распространении мутьевых потоков (Хворова, Ильинская, 1963). Наличие мощных несовершенных ритмов, сложенных грубообломочными породами, связано, по-видимому, со спазматическим поступлением обломочного материала в бассейн при крупных подводных оползнях, образовывавшихся при землетрясениях и вулканической деятельности. Наличие подобных образований в нижней толще свидетельствует о том, что к началу накопления ирэндькской формации рельеф уже был расчленен.

Для средней толщи характерно непостоянство условий формирования, поскольку она соответствует времени максимальной вспышки вулканизма. В разрезах первого подтипа наряду с подводными образованиями присутствуют наземные типы пород. К ним относятся отложения агломератовых и грязевых потоков, игнимбриты, бомбовые накопления, образования раскаленных лавин, пизолитовые туфы, волнистые лавы.

Их частая фациальная смена ритмичными толщами свидетельствует о том, что участки суши были невелики и представляли собой вулканические острова. Наличие краснокаменноизмененных пород в обломках дает основание предполагать, что острова существовали недолго и подвергались размыву с переотложением слагающего их материала. В разрезах второго подтипа в средней толще отсутствуют реликты вулканических построек, а их синхронность вулканической деятельности фиксируется наличием отложений агломератовых потоков и лахар. Преобладание смешанных пирокласто-осадочных ритмов с уменьшением роли пирокластического материала в верхней части, связанных фациальными переходами с осадочными породами, выдержанная ритмичность и слоистость не оставляют сомнения в подводных условиях ее формирования. Обилие пирокластики, преимущественно грубой, с рваными контурами обломков, носящих следы отложения в пластическом состоянии, указывает на мелководность бассейна. Незначительность процессов перемыва в этих породах связана с быстротой их накопления, имевшего место в результате катастрофических явлений (извержений, землетрясений).

Верхняя толща при значительном сходстве с нижней обладает менее выдержанной ритмичностью. Обломочный материал сложен преимущественно продуктами размыва нижней и средней толщ. Для нее характерно непостоянство условий формирования, с тенденцией к смене участков углубленного бассейна (оз. Карабалыкты) мелководными (хр. Кумач, с. Баймурзино). Тенденция к обмелению приводила к образованию отдельных участков суши, на которых с размывом залегают яшмы бугулыгирской и породы улутауской формаций, т. е. верхняя толща формировалась в условиях неспокойного, дифференцированного тектонического режима.

Гумбейский тип разреза развит в Гумбейской зоне. Соотношения эффузивов и пирокластики сходны с разрезом вознесенского типа, но здесь более значительны мощности (750—1200 м). Состав эффузивов преимущественно базальтоидный. По данным Ю. Н. Замиги, в разрезе выделяются две толщи: нижняя вулканогенная (700—1000 м) и верхняя вулканогенно-осадочная (250—750 м).

Для нижней толщи характерны массивные и миндалекаменные порфирные базальты и андезито-базальты, реже андезиты, агглютинаты и лавовые брекчии этих пород, диабазы, вулканические брекчии, литовитрокристаллокластические туфы и туффитовые брекчии. Осадочные породы развиты спорадически, в них наблюдается (пос. Трибияк) ритмичность обычного типа с постепенным уменьшением вверх грубости материала. Ритмы часто смешанные: начинаются туфами, сменяются туффитами и завершаются осадочными породами. Мощность ритмов от десятков сантиметров до нескольких метров. Среди ритмичных эффузивно-агломератовых толщ картируются реликты вулканических построек.

Верхняя толща связана с нижней постепенными переходами. В низах залегают прослои базальтовых и андезито-базальтовых туфов и лав, переслаивающиеся с осадочными и вулканогенно-осадочными слоистыми породами, туффитовыми песчаниками, алевролитами, яшмами, кремнистыми сланцами. В верхах толщи появляются диабазы, разделенные прослоями яшм и сланцев. По направлению к центральным частям синклинория происходит фациальное замещение слоистой верхней толщи ирендыкской формации диабазами и яшмами карамалыташской формации.

Формирование разрезов гумбейского типа происходило в обстановке прогибания, амплитуда которого была несколько меньше, чем

в Ирендикской зоне. Выдержанность разреза и небольшое количество грубообломочных пород свидетельствуют о том, что дно бассейна было менее расчленено, чем на западе. Подводные извержения резко преобладали. Затухание вулканической деятельности происходило в обстановке развития кремнистого осадконакопления.

Характер вулканической деятельности. В период образования ирендикской формации вулканическая деятельность разнообразна. В районах развития вознесенского типа разреза это были преимущественно небольшие одноактные аппараты, приуроченные к тектоническим трещинам. Их жерловые образования слагают цепь изометричных в плане выходов агглютинатов ($10 \times 20 \text{ м}^2$), состоящих из обломков миндалекаменных базальтов, тесно спаянных и конформно сочленяющихся один с другим. Среди эффузивов широко развиты базальтовые потоки мощностью 8—20 м с концентрически зональной шаровой или подушечной отделенностью и с раздробленным материалом корок отслаивания в межшариях. Описаны также потоки волнистых или канатных лав миндалекаменных базальтов мощностью 8—10 м (Коротеев, 1968), формирующихся обычно в наземных условиях (MacDonald, 1968).

В разрезах гумбейского типа преобладали центральные аппараты, реликты которых фиксируются по небольшим возрастаниям мощности разреза. Так, на северном периклинальном замыкании Субутакской брахиантиклинали прижерловые образования имеют в плане овальную форму с изменением вулканических фаций от центра к периферии. Жерловые брекчии представлены агломератовыми туфами с обломками андезито-базальтов и базальтов, окруженными кольцом шлаковых агглютинатов. В более удаленных от жерловины участках уцелели лишь реликты базальтовых потоков. Туфы, развитые локально, являются результатом направленных взрывов.

Низкое значение коэффициента explosивности, характер обломочных пород, обилие шлаков говорят о стромболианском типе извержений. Накопление бомб, шлаков и агглютинатов является, по-видимому, результатом наземной вулканической деятельности. Фациальная смена их слоистыми туфами и вулканогенно-осадочными породами свидетельствует о том, что вулканический аппарат возвышался над уровнем моря в виде острова. Значительное увеличение мощности вблизи вулканических построек в Гумбейской зоне позволяет предположить, что вулканы по форме были близки к щитовым.

Для ирендикского типа разрезов характерны крупные центрального типа вулканические постройки, сложенные разнообразными вулканическими породами от базальтов до дацитов при резком преобладании основных пород. Обычно они разрушены и фиксируются лишь по резким раздувам мощностей и обилию грубой пирокластики (Фролова, Рудник, 1961). Примеры крупных вулканических построек описаны В. С. Шарфманом на горе Тра-Таш и в районе с. Галеево в Южно-Ирендикской зоне.

Галеевская вулканическая постройка является наиболее крупной, около 10—20 км в диаметре. Основание ее слагают слоистые вулканогенно-осадочные отложения нижней толщи. Подковообразные в плане выходы глыбовых вулканических брекчий представляют, очевидно, остатки древней кальдеры. Среди обломков и глыб (1,5—2 м) преобладают андезито-базальты, реже андезито-дациты и дациты. Последние, по всей вероятности, являются результатом выброса вулкаников баймак-бурибаевской формации, слагающих фундамент постройки. Глыбовые вулканические брекчии к периферии фациально замещаются шлейфами неотсортированных более мелких пирокластов, что указывает на

их формирование в условиях направленного взрыва. Эффузивов мало, и они встречены лишь в удалении от центральной части вулканического сооружения. На современном срезе жерловина не устанавливается.

Судя по доминирующей роли пирокластики, неотсортированности ее, значительному количеству резургентных обломков, небольшому количеству пластичного материала среди эксплозий, наиболее распространены типами извержений для подобных вулканов являлись вулканический и ультравулканический (Малеев, 1963). Наличие кальдер говорит о том, что они принадлежат к полигенным стратовулканам, неоднократно извергавшимся. В случаях большого количества эффузивов, шлаков и эксплозивных обломков со следами выброса в полупластичном состоянии (нижняя толща) можно предположить наличие и стромболианского типа извержений (хр. Куркак, р. М. Кизил). По-видимому, имела общая тенденция смены извержений стромболианского типа вулканическим и ультравулканическим. Однако в Баймакском районе, где средние и кислые эффузивы широко развиты в низах разрезов ирендыкской формации, вулканический тип извержения характерен для начала ирендыкского этапа вулканизма. Здесь, в районе с. Су-Урган, на относительно небольшой территории откартировано несколько центров кислого вулканизма, приуроченных к нижним частям формации. Кислая толща, синхронная нижней толще ирендыкского типа разреза, состоит из двух пачек вулканических брекчий и туфов кислого состава, разделенных эффузивами общей мощностью 600—700 м. Жерла фиксируются небольшими экструзиями дацитов, реже липаритов. Весь участок изобилует субвулканическими телами кислого состава. Деятельность вулканов, таким образом, знаменовалась бурными эксплозиями, реже излияниями кислых лав, и завершилась образованием экструзий и внедрением субвулканических тел.

Наиболее распространены в ирендыкской формации потоки базальтов и андезитов-базальтов с глыбовой отдельностью, сходные с аа-лавами, выделенными на Гавайях. Они ассоциируют с большим количеством пирокластики и, по всей вероятности, сложены дегазированной до извержения лавой. Наблюдаемые местами следы краснокаменного изменения говорят о формировании части из них в наземных условиях. Менее распространены массивные однородные потоки, переслаивающиеся со слонистыми осадками, которые являются подводными образованиями.

Потоки андезитовых и дацитовых лав довольно мощные (18—25 м, иногда до 70 м), короткие, с глыбовой отдельностью.

Субвулканические образования развиты ограниченно, наиболее часто — вблизи древних вулканических построек, где встречаются в виде даек, неправильной формы тел, силл и штоков. Во вмещающих их вулканогенно-осадочных породах иногда отмечается слабая зона ороговикования. В субвулканических телах наблюдаются явления кристаллизационной дифференциации и гибридизма. Они сказываются в неоднородном распределении вкрапленников с образованием в нижних частях тел кумулятивных разностей (гора Круглая), в появлении ксенолитов вмещающих пород, в изменении соотношений пироксенов и плагиоклазов в различных по вертикали частях тела (оз. Карабалыкты). В приконтактовых зонах штоков и пластовых тел дацитов развиваются эксплозивные брекчии, переполненные ксенолитами вмещающих пород и мелкими гомеогенными включениями диоритового состава. Характерно зональное строение тел. Наиболее лейкократовые разности приурочены к их центральным частям.

Итак, при образовании ирендыкской формации преобладающую роль играли подводные и наземные, богатые эксплозиями извержения

центрального типа с образованием крупных стратовулканов, иногда с кальдерной стадией развития. Наиболее интенсивная эксплозивная деятельность имела место в начальные фазы вулканизма. Значительно меньше были распространены трещинные извержения с образованием шлаковых конусов и вулканов, близких к щитовым. Извержения кислых вулканитов были развиты локально. Они приурочены либо к начальным фазам ирендыкского вулканизма, образуя обособленные мелкие аппараты, либо завершали вулканическую деятельность крупных вулканов.

Различия в типах извержений, в соотношении эффузивов и пирокластов, петрографическом составе позволяют предположить разобщенность областей магматического питания отдельных вулканических зон.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации.

Вулканические породы ирендыкской формации относятся к нормальному ряду по щелочности и представлены афировыми и порфиоровыми базальтами, диабазами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, липарито-дацитами и плагиолипаритами. Особо выделяются эпилейцитовые базальты (Фролова, Островская, 1969). Минеральные парагенезисы их характеризуются следующими особенностями:

1. Наиболее простые парагенезисы свойственны афировым базальтовым породам (плагиоклаз, клинопироксен, магнетит), более сложные — породам порфиорового типа, которые резко преобладают. Количество вкрапленников в последних (15—20%) значительно выше, чем в баймак-бурибаевских базальтах.

2. Выделяются парагенезисы с клинопироксеном и с клино- и ортопироксеном. Количество последнего возрастает с увеличением кислотности в андезито-базальтах и андезитах. Наиболее распространены дупироксеновые парагенезисы. Клинопироксеновые характерны для диабазов, афировых базальтов и щелочных пород. Плагиоклазы присутствуют во всех парагенезисах. Оливин не встречается.

3. Отмечаются «сквозные» генерации близких по составу вкрапленников клинопироксенов во всех типах базальтовых и андезито-базальтовых эффузивов. Отличия заключаются в относительной распространенности пироксенов разных генераций: первой, более кальциевой, — в базальтах, второй, более железистой, — в андезито-базальтах.

4. Парагенезисы с роговой обманкой редки (табл. II, 6) и более характерны для средних и кислых разностей пород. Значительно чаще из темноцветных в андезитах встречаются ортопироксен и авгит.

5. Кварц характерен для наиболее кислых дацитовых и липарито-дацитовых типов пород. В андезитах он появляется только в виде ксеногенных включений, чуждых по отношению к парагенезису минералов в этом типе пород, в дацитах и плагиолипаритах ксеногенный кварц составляет лишь часть его вкрапленников. Парагенезисы вкрапленников в кислых породах состоят из кварца, плагиоклаза, роговой обманки (биотита).

6. Эффузивы и субвулканические породы близкого химического состава характеризуются сходными минеральными парагенезисами.

Ход кристаллизации минералов различен в афировых (и примыкающих к ним серийно-порфиоровых) и порфиоровых типах пород. В афировых породах составы и морфологические особенности длительно кристаллизующихся минералов, например клинопироксенов, изменяются плавно. Плагиоклаз начинает процесс кристаллизации. Характерна поздняя кристаллизация магнетита, который в наиболее стекловатых разностях полностью отсутствует. Кристаллизация афировых пород имеет место в собственно эффузивный этап, в небольшой отрезок времени.

Оптические свойства клинопироксенов вулканических пород ирендыкской формации

Таблица 11

Породы	Структурное положение изученных пироксенов в породе	Окраска	Угол оптических осей	c : Ng	Показатели преломления (с точностью до ±0,001)	Название пироксена	Формулы по Хессу*		
Эффузивные	диабазы	Вкрапленники	Темно-зеленая	+52°	42°	$n_m = 1,696$	Авгит	$Ca_{42}Mg_{37,5}Fe_{20,5}$	
		Из основной массы	Буровато-зеленоватая	+35°	—	$n_m = 1,705$	Авгит, близкий к субкальциевому	$Ca_{28}Mg_{37}Fe_{35}$	
	порфировые базальты	Вкрапленники первой генерации	От светло-зеленой до ярко-зеленой	+53—61°	38—42°	$n_g = 1,704 - 1,707$ $n_m = 1,681 - 1,684$ $n_p = 1,676 - 1,680$	Диопсид	$Ca_{47-51}Mg_{43-45}Fe_{6-8}$	
		Вкрапленники второй генерации	От темно-зеленой до буровато-зеленой	+45—54°	42—45°	$n_g = 1,707 - 1,722$ $n_m = 1,684 - 1,697$ $n_p = 0,680 - 1,692$	Авгит	$Ca_{37-45}Mg_{44-45}Fe_{10-19}$	
	андезито-базальты	Вкрапленники первой генерации	От светло-зеленой до ярко-зеленой	+53—62°	39—41°	$n_g = 1,702 - 1,704$ $n_m = 1,682 - 1,685$ $n_p = 1,676 - 1,681$	Диопсид	$Ca_{45,5-48}Mg_{41-44}Fe_{6-9,5}$	
		Вкрапленники второй генерации	От темно-зеленой до буровато-зеленой	+44—50°	40—45°	$n_g = 1,709 - 1,718$ $n_m = 1,689 - 1,701$ $n_p = 1,683 - 1,696$	Авгит	$Ca_{36-42}Mg_{41-43}Fe_{15-27}$	
	эпилейцитовые базальты	Вкрапленники первой генерации	От зеленой до ярко-зеленой	-58—60°	39°	$n_g = 1,711$ $n_m = 1,694$ $n_p = 1,689$	Диопсид	$Ca_{45,2}Mg_{43}Fe_{8,8}$	
		Вкрапленники второй генерации	От бурой до темно-бурой с фиолетовым оттенком	+52—56°	—	$n_g = 1,727$ $n_m = 1,710$ $n_p = 1,706$	Салит	$Ca_{16,5}Mg_{41,8}Fe_{11,7}$	
	Субвулканические	плагноклазовые андезитобазальты	Вкрапленники	От светло-зеленой до темно-зеленой	+50—57°	40°	$n_m = 1,693$	Авгит	$Ca_{42}Mg_{38}Fe_{20}$

* Формулы даны на основании химических анализов.

В порфириковых типах вулканитов наблюдаются четко обособленные по размерам и составу генерации минералов, фиксирующие несколько этапов кристаллизации магматического расплава, разделенные скачкообразными изменениями термодинамических параметров расплава. Выделяются две генерации (парагенезиса) вкрапленников (табл. II, 3—5) и одна—основной массы. Разрыв между временем кристаллизации плагиоклаза, начинающего кристаллизацию, и остальных членов парагенезиса обычно невелик. Характерна ранняя кристаллизация магнетита, который часто присутствует во вкрапленниках первой генерации. В базальтах максимальное количество темноцветных относится к первой генерации с прогрессивным возрастанием лейкократовости более поздних парагенезисов. Параллельно с лейкократовостью возрастает количество магнетита, максимальные содержания которого приурочены к основной массе.

По мере увеличения кислотности пород максимум выделения темноцветных сдвигается на вторую генерацию, одновременно уменьшаясь в количестве вплоть до их исчезновения в плагиолипаритах. Увеличивается относительное количество ортопироксена за счет появления его во второй генерации, достигая максимума в андезитах. Ксенолиты, гомеогенные включения и ксеногенные вкрапленники полностью отсутствуют в базальтах и становятся более обильными в андезитах и дацитах (табл. II, 1). В плагиолипаритах имеются ксеногенные вкрапленники кварца и редкие гомеогенные включения (табл. II, 7), но количество их невелико.

Во всех типах пород изменение условий кристаллизации было наиболее резким в интервале времени между кристаллизацией первой и второй генераций. В то время как первая генерация вкрапленников интенсивно резорбирована и четко отличается по составу от второй (для пироксенов это фиксируется минимумом значений $2V$ в интервале $55-53^\circ$), между интервалами второй генерации вкрапленников и основной массы разрыв не столь резок (табл. II). Наличие крупных, плавно изменяющих состав зерен плагиоклаза и пироксена со следами приспособления ранних фаз к понижению температуры, явления распада клинопироксенов, интенсивная резорбция пироксенов и плагиоклазов вплоть до почти полного исчезновения самых ранних их выделений позволяют предполагать интрателлурическое происхождение вкрапленников первой генерации. Реликты наиболее ранних диопсида и плагиоклаза встречаются только в базальтах. Возможно, что их отсутствие в андезито-базальтах и андезитах связано с большей длительностью интрателлурического этапа этих последних и соответственно с их полным уничтожением.

Субвулканические образования характеризуются возрастанием количества вкрапленников, увеличением их размеров и более высокой степенью раскристаллизации основной массы. Даже в основных породах в качестве последних продуктов кристаллизации появляется кварц, что свидетельствует о кислом составе остаточного расплава. В кислых породах более обильны ксеногенные вкрапленники кварца и разнообразные гомеогенные включения. Дифференциация в пределах субвулканических тел намного значительнее, чем в эффузивах. Изучение распределения вкрапленников в пологосекущем субвулканическом теле плагиоклазового андезита мощностью 10 м в районе оз. Карабалыкты показало, что дифференциация в пределах субвулканических тел намного значительнее, чем в эффузивах. В теле имеются две зоны обогащения вкрапленниками, расположенные непосредственно у подошвы (43%) и в центральной его части (46,5%) при обеднении ими кровли

(31,2%). Это может быть объяснено гравитационной отсадкой вкрапленников в процессе кристаллизации расплава *in situ*. Резкое возрастание количества вкрапленников плагиоклаза первой генерации в медленно охлаждавшейся центральной части тела связано с длительным ростом этих вкрапленников. Кристаллизация пироксенов прекратилась значительно раньше кристаллизации плагиоклазов, в связи с чем наиболее крупные кристаллы пироксенов в центральной части отсутствуют. ими обогащена приподошвенная часть, очевидно, в результате гравитационной отсадки. Большая длительность интрателлурического этапа для субвулканических тел обусловила более значительную гравитационную отсадку не только на месте, но и в родоначальных очагах (пикритовые базальты горы Круглой).

Вулканы ирендыкской формации подвергнуты зеленокаменному метаморфизму двух фаций: зеленых сланцев и пумпеллит-пренитовой.

Интенсивность метаморфизма очень неравномерна. Иногда метаморфические минералы нацело слагают породы, первичный характер которых устанавливается по реликтам структуры. Наиболее интенсивный высокотемпературный зеленосланцевый метаморфизм актинолит-эпидотовой ступени свойствен северной, наиболее сжатой части Магнитогорского синклиория, а также узким приразломным зонам (Бюйдинская зона смятия).

Особенности химизма¹. Анализ средних содержаний петрогенных окислов в ирендыкских вулканитах (табл. 12, 13) показывает, что они не обнаруживают значительных отклонений при сравнении с средними составами кайнотипных пород. Нормативный состав плагиоклазов в них близок к среднестатистическим для соответствующих типов пород, изменяясь от 60—65% Ap в базальтах до 33% в дацитах.

Процессы изменения плагиоклазов происходили в основном изохимически, без существенного выноса CaO и обогащения Na_2O , что доказывается редкостью псевдоморфоз чистого альбита и близостью средних содержаний CaO (9—10%) кайнотипным базальтам андезито-базальтовых формаций (по В. И. Кутолину — 9,81%). Стандартные отклонения от средних содержаний для кремнезема довольно высоки (в базальтах от 1,16 до 3). Средние содержания остальных окислов коррелируются с средними содержаниями SiO_2 аналогично тому, как это наблюдается в кайнотипных вулканитах. Содержание Al_2O_3 в базальтах ирендыкской формации равно 15,07%, что соответствует его среднему содержанию в породах при 50% Ap_{60-70} . Содержание суммарного железа в базальтах стабильно и равно в среднем в пересчете на закись 9%, а магнезия — 8%. Содержание железа несколько ниже, а магнезия — выше среднестатистического для базальтов, однако, по-видимому, эти черты первично свойственны ирендыкским вулканитам, о чем говорит невысокое содержание FeO' и высокая магнезиальность клинопироксена в них.

Вариации значений для K_2O и Na_2O очень велики, что заставляет с осторожностью относиться к их средним содержаниям с точки зрения оценки первичного состава пород. Как правило, с увеличением содержания K_2O уменьшается содержание Na_2O , и наоборот, поэтому первичную щелочность ирендыкских вулканитов в грубом приближении следует оценивать по их сумме.

¹ Использовано 147 химических анализов, из них 52 отобраны авторами, остальные взяты из литературных источников.

Средние типы вулканических пород ирендыкской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	49,52	0,58	15,07	3,22	6,84	0,16	8,10	9,86	2,35	0,54
	2,07	0,16	1,81	1,41	1,13	0,07	1,78	1,88	0,87	0,31
2	54,18	0,51	15,33	2,82	5,67	0,14	5,74	8,01	2,55	0,70
	1,98	0,17	1,46	0,95	1,23	0,05	1,79	1,83	1,06	0,31
3	59,44	0,39	15,42	2,28	4,56	0,11	3,98	6,95	3,04	0,89
	1,49	0,10	1,34	1,34	1,75	0,06	1,04	1,73	0,69	0,66
4	65,30	0,50	14,50	1,65	3,36	0,09	2,42	4,37	4,31	0,61
	2,12	0,27	1,07	0,74	1,09	0,02	0,94	1,37	0,84	0,68
5	71,33	0,22	13,53	1,65	1,68	0,05	1,46	3,25	4,35	1,04
	1,41	0,03	1,55	0,37	0,41	0,02	0,76	1,14	0,47	0,57
6	49,01	0,72	14,74	3,86	6,58	0,16	8,33	10,19	2,00	0,98
	2,62	0,22	2,76	1,11	1,29	0,08	2,52	1,86	0,73	0,21
7	55,97	0,85	16,40	2,95	6,44	0,16	2,88	5,89	4,17	1,19
	2,17	0,29	1,32	0,73	0,98	0,05	1,14	2,05	0,86	0,93
8	66,43	0,42	13,63	2,67	4,32	0,14	2,05	1,63	4,48	2,00
	2,53	0,04	0,93	0,74	0,71	0,02	1,08	0,13	1,16	1,20
9	49,20	0,52	13,33	4,30	5,96	0,16	8,29	12,60	1,51	0,33
	3,03	0,41	2,16	2,30	0,82	0,06	2,80	5,38	1,23	0,37
10	53,10	0,52	15,40	3,33	6,31	0,09	6,75	8,07	2,54	0,73
	0,79	0,33	1,06	1,05	0,76	0,02	2,49	0,55	0,66	0,09
11	48,57	0,80	14,47	3,46	7,53	0,17	8,88	10,86	2,23	0,68
	2,08	0,33	1,59	1,47	0,72	0,07	1,48	2,01	0,20	0,53
12	54,57	0,58	16,02	2,30	5,97	0,17	5,20	7,57	3,50	0,93
	2,07	0,07	1,55	0,90	1,04	0,06	1,70	3,62	0,78	0,62
13	50,36	0,43	15,32	2,34	6,77	0,18	8,17	6,96	2,32	0,76
	1,16	0,13	1,01	0,55	0,77	0,11	1,30	0,98	0,81	0,64
14	54,28	0,42	15,52	2,96	5,35	0,12	6,04	8,89	1,98	0,60
	1,38	0,16	1,16	0,66	1,15	0,05	2,35	1,71	0,49	0,29
15	49,63	0,63	15,60	3,41	6,38	0,15	7,32	9,33	2,61	0,68
	2,40	0,18	2,04	1,58	1,34	0,03	2,03	1,63	1,04	0,40
16	54,15	0,55	15,64	2,78	5,89	0,13	5,51	7,78	2,70	1,18
	1,40	0,15	1,42	1,14	1,37	0,05	1,48	1,36	1,17	1,03
17	59,44	0,39	15,42	2,28	4,31	0,11	3,98	6,95	3,05	0,89
	1,49	0,10	1,35	1,34	1,65	0,06	1,04	1,74	0,69	0,66

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
18	65,30	0,50	14,50	1,65	3,36	0,09	2,42	4,37	4,31	0,68
	2,12	0,27	1,07	0,74	1,09	0,02	0,94	1,37	0,84	0,68
19	71,33	0,22	13,53	1,65	1,68	0,05	1,46	3,25	4,35	1,04
	1,41	0,03	1,55	0,37	0,41	0,02	0,76	1,14	0,47	0,57
20	50,50	0,52	14,02	3,98	6,08	0,14	7,78	11,10	1,85	0,53
21	50,46	0,73	14,95	3,09	7,03	0,17	7,72	9,82	2,82	0,76
22	52,34	0,42	15,42	2,65	6,06	0,15	7,37	9,29	2,15	0,68
23	55,19	0,51	15,49	2,84	5,36	0,12	5,34	7,72	2,84	0,96
24	52,14	0,54	15,18	3,00	6,18	0,15	6,83	8,86	2,48	0,63

Примечание. Средние типы вулканитов. Магнитогорский синклиниорий в целом (1—8). Эффузивные породы: 1—базальты (40 ан.); 2—андезито-базальты (34 ан.); 3—андезиты (11 ан.); 4—андезито-дациты и дациты (7 ан.); 5—липарито-дациты и липариты (5 ан.). Субвулканические породы: 6—базальты (9 ан.); 7—андезито-базальты и андезиты (3 ан.); 8—дациты (3 ан.). Вознесенская зона (9, 10): 9—базальты (3 ан.); 10—андезито-базальты (3 ан.). Гумбейская зона (11, 12): 11—базальты (13 ан.); 12—андезито-базальты (6 ан.). Северо-Ирендыкская зона (13, 14): 13—базальты (9 ан.); 14—андезито-базальты (9 ан.). Южно-Ирендыкская зона (15—19): 15—базальты (17 ан.); 16—андезито-базальты (16 ан.); 17—андезиты (11 ан.); 18—андезито-дациты и дациты (7 ан.); 19—липарито-дациты и липариты (5 ан.).

Средневзвешенные составы вулканитов: 20—Вознесенская зона; 21—Гумбейская зона; 22—Северо-Ирендыкская зона; 23—Южно-Ирендыкская зона; 24—Магнитогорский синклиниорий в целом.

Таблица 13

Нормативные составы средних типов вулканических пород ирендыкской формации по методу CIPW

Породы	Нормативные минералы									
	Pl	Mt	Or	Pl	Срх	Орх	Ol	Q	С	
Эффузивные	базальты	1,24	4,74	2,75	59,35	20,50	19,80	—	1,77	—
	андезито-базальты	0,94	5,74	4,00	52,00	9,60	17,19	—	10,8	—
	андезиты	0,78	4,96	5,65	51,80	7,18	11,61	—	17,7	—
	андезито-дациты и дациты	0,94	2,39	3,44	57,00	11,89	—	—	24,8	—
	липарито-дациты и липариты	0,53	2,69	7,22	59,10	6,14	—	—	24,3	—
Субвулканические	базальты	1,43	5,80	6,45	46,70	16,78	21,68	—	1,13	—
	андезито-базальты и андезиты	1,58	4,56	7,50	59,70	5,96	12,82	—	7,87	—
	дациты	0,78	4,06	11,9	47,30	—	10,57	—	24,3	1,05
	средневзвешенный состав	0,9	4,6	3,4	51,7	13,3	19,9	—	6,2	—

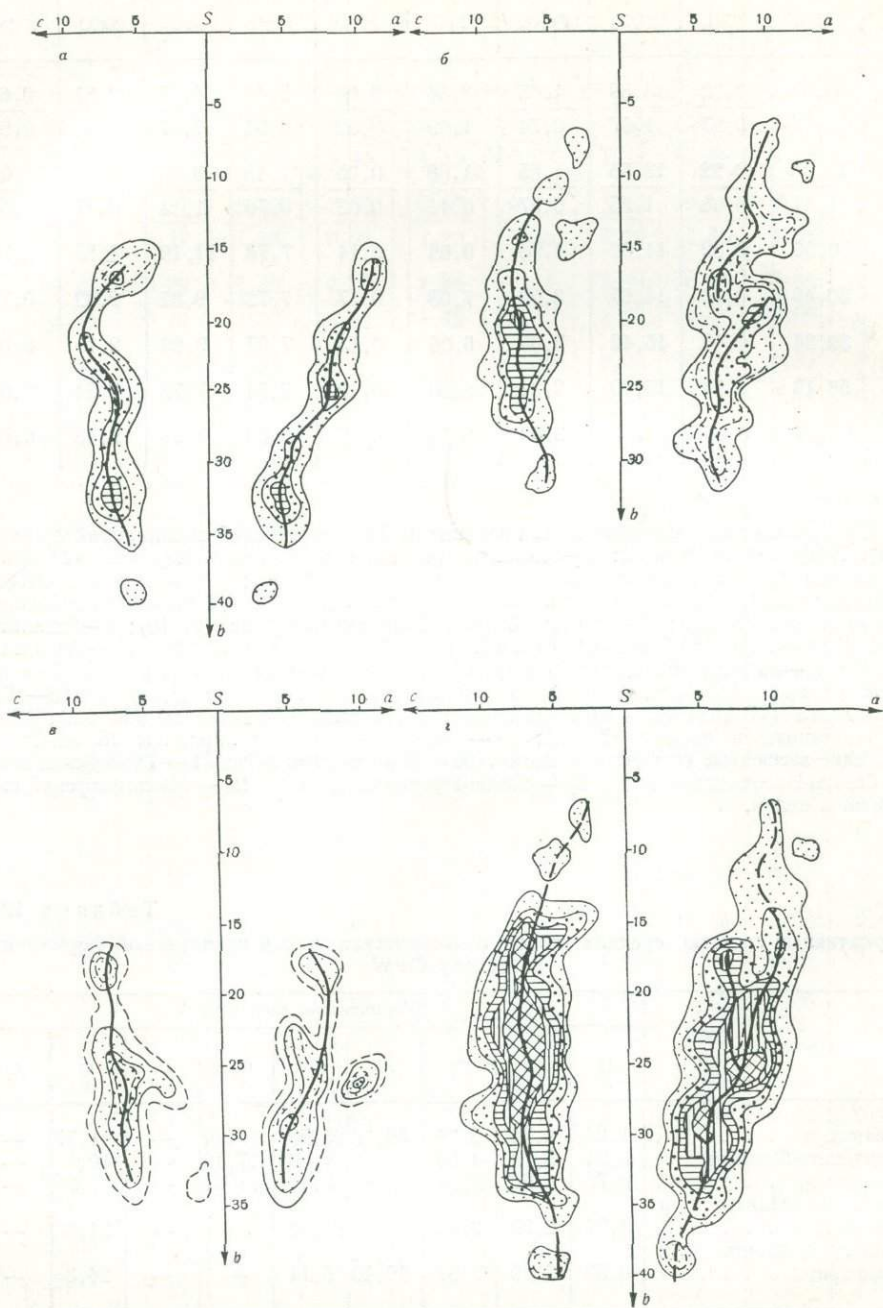


Рис. 9. Вариационные диаграммы А. Н. Заварицкого для вулканических пород нижнедевонской базальт-андезит-базальтовой ирендыкской формации. Структурно-фациальные зоны: *a* — Гумбейская, *б* — Южно-Ирендыкская, *в* — Северо-Ирендыкская, *г* — Магнитогорский синклиниорий в целом. Условные обозначения см. на рис. 3

Вулканыты ирендыкской формации образуют непрерывную серию от базальтов до липаритов¹ (рис. 9), относящуюся к известково-щелочной родственной группе, пересыщенной кремнеземом (Ритман, 1964), с низкими значениями $\sigma = 1,7-2$. Серийный индекс Пикока равен 65%, что дает возможность отнести эту серию к наиболее известковистым. От вулканитов андезитовых формаций ирендыкская серия отличается меньшим содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и повышенным — MgO , а от толентовых — дефицитом TiO_2 , FeO и повышенным содержанием MgO . Таким образом, специфическими особенностями ирендыкской серии являются бедность титаном и богатство магнием. Суммарное содержание щелочей в средневзвешенном составе вулканитов ирендыкской формации (3,11%) несколько ниже среднестатистического для базальтов в целом (3,7%), но очень близко к таковому для толентов — 2,9—3,3 (Manson, 1967). Содержание $K_2O = 0,63\%$ и отношение натрия к сумме щелочей ($n = 79$) соответствуют наиболее распространенным при данных величинах аортитового числа (55%) или нормативного аортита (29,8%). Судя по этим данным, ирендыкские вулканические породы относятся к нормальной калиево-натриевой серии пород, по Д. С. Штейнбергу.

Сравнение средних содержаний малых элементов (табл. 14) с кларковыми содержаниями их в земной коре, по А. П. Виноградову (1962б), показало, что Ga и V близки к кларковым, Sc — выше кларковых, а Pb и Sr — ниже кларковых содержаний во всех типах пород; Zp и Cu близки к кларкам в базальтах, но обнаруживают повышенные содержания в средних и кислых типах пород. Ni и Co, обнаруживая дефицит в базальтах, отличаются повышенными содержаниями в андезитах и дацитах. Повышенное содержание Sc является, по-видимому, следствием высокой магнезиальности ирендыкских пород. Дефицит Sr, Ni, Co в базальтах при наличии высоких содержаний магния объясняется нами геохимической специализацией на указанные выше элементы базальтовых магм ирендыкской формации. Сравнительное изучение распределения содержания хрома и никеля в базальтах и андезитах Большого Кавказа, Армении и Закарпатья (Гущин, 1971) также показало, что эти элементы обнаруживают различные уровни концентрации, не зависящие от содержаний магния и железа в породах. Повышенные содержания Ni, Cu, Co, Zp в средних и особенно в кислых породах являются доказательством генетической связи последних с базальтовой магмой.

Субвулканические образования обнаруживают значительное сходство по химизму с эффузивами, в частности сходный характер распределения совокупности анализов по SiO_2 , высокую магнезиальность, низкую железистость, незначительное содержание TiO_2 , калиево-натриевый тип пород, близкую степень насыщенности пород кремнеземом.

К отличиям от эффузивов относятся: некоторое уменьшение содержания суммарного железа и титана (см. табл. 12); возрастание коэффициента фракционирования, достигающего максимума в андезитобазальтах и андезитах, и резкие его вариации в пределах одного и того же субвулканического тела и во всей совокупности в целом; значительные вариации величины $alkal$; увеличение содержания суммы щелочей и уменьшение содержания CaO (для Южно-Ирендыкской зоны); увеличение отношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ до 45% (в базальтах) — 25% (в дацитах и липаритах) по сравнению с эффузивами, где оно равно 25,1% (в базальтах) и 20% (в липаритах и дацитах); более высокий

¹ За исключением эпидейцитовых базальтов.

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах ирендыкской формации

Породы	Малые элементы										Количество анализов
	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ga	
Базальты, андезито-базальты	$\frac{100}{6,0}$	$\frac{130}{3,7}$	$\frac{4}{0,2}$	$\frac{3}{0,2}$	$\frac{30}{5,3}$	$\frac{20}{1,5}$	$\frac{65}{1,5}$	$\frac{225}{12,0}$	$\frac{37}{1,8}$	$\frac{18}{0,6}$	53
Андезиты	$\frac{70}{10,0}$	$\frac{110}{9,0}$	$\frac{8}{3,5}$	$\frac{3}{0,1}$	$\frac{20}{2,0}$	$\frac{16}{1,2}$	$\frac{45}{9,2}$	$\frac{130}{8,0}$	$\frac{20}{1,3}$	$\frac{17}{0,8}$	7
Дациты, липарито-дациты	$\frac{38}{1,4}$	$\frac{100}{1,3}$	$\frac{11}{2,0}$	$\frac{3,8}{0,2}$	$\frac{23}{4,0}$	$\frac{14}{1,5}$	$\frac{10}{3,2}$	$\frac{40}{2,5}$	$\frac{30}{2,0}$	$\frac{12}{2,0}$	6
Основные породы*	100	130	8	1,5	160	45	200	200	24	18	—
Все толеиты**	110	—	—	—	75	40	140	240	30	20	113
Кварцевые толеиты** . . .	125	—	—	—	70	35	125	250	30	20	95
Средние породы*	35	72	15	—	55	10	50	100	25	20	—
Кислые породы*	20	60	50	3	8	5	25	40	30	20	—

* По А. П. Виноградову, 1962б.

** По М. Принцу (Prinz, 1967).

температура нарастания σ от основных пород к кислым при равных его величинах в базальтах; уменьшение степени насыщенности кремнеземом, что стоит в прямой связи с некоторым обогащением субвулканических пород щелочами. Такие отличия, как увеличение коэффициента фракционирования, более быстрый темп накопления щелочей в процессе кристаллизации, уменьшение степени насыщенности кремнеземом, связаны, по-видимому, с формированием субвулканических тел из более длительно эволюционировавших магматических очагов, другие (большая вариабильность коэффициента фракционирования и величины alkal в субвулканических образованиях) — с фаціальными условиями становления пород и с особенностями их внутрикамерной дифференциации.

Причины разнообразия вулканических пород ирендыкской формации. Особенности состава и химизма вулканитов наряду с пространственной и временной близостью позволяют считать все вулканиты нормального ряда ирендыкской формации производными единой генетической серии пород. Поскольку при этом базальты резко преобладают, исходный состав магмы следует считать базальтовым, а особенности кристаллизации базальтовых расплавов приобретают особый интерес.

Во всех типах базальтов ирендыкской формации развиты две серии породобразующих минералов: полевые шпаты и пироксены, определяющие эволюцию расплава в процессе кристаллизации. Вследствие измененности полевых шпатов при рассмотрении хода кристаллизации ограничимся фемической серией. Состав родоначального расплава для всех типов базальтов ирендыкской формации располагается в базальтовом тетраэдре Йодера и Тилли ($Sr_x - Pl - Or_x - Q$) в поле кварцевых толентов, причем составы порфировых пород более насыщены кремнеземом. Эти изначальные различия сохраняются и далее, в процессе кристаллизации афирового и порфирового типов пород.

В афировых базальтах при быстрой и непрерывной кристаллизации, свойственной этим породам, состав клинопироксена постепенно изменяется от авгита $Ca_{42}Mg_{37,5}Fe_{20,5}$ ¹ до клинопироксена $Ca_{28}Mg_{37}Fe_{35}$ (в микролитах основной массы), близкого по составу к субкальциевому авгиту (табл. 15—17). Обогащение пироксенов железом отражает динамику изменения состава расплава в процессе кристаллизации с одновременным обеднением его кальцием вследствие ранней кристаллизации плагиоклаза. Неизменное количество магния в них связано с тем, что клинопироксены были единственными темноцветными минералами, на построение кристаллической решетки которых расходовались ионы магния. Быстрая кристаллизация перегретой магмы препятствовала формированию двупироксеновых парагенезисов, и обогащение клинопироксенов железом оказалось более значительным, чем при медленной равновесной кристаллизации, когда субкальциевые авгиты не образуются, что на диаграмме составов пироксенов Хесса и Польшерваарта выражается в наличии поля разрыва смесимости для природных пироксенов между авгитами и пижонитами. Поздняя кристаллизация магнетита в афировых породах способствовала накоплению железа в расплаве до поздних стадий кристаллизации.

Подобный ход эволюции пироксенов с образованием одной пироксеновой фазы описан в закаленных долеритах Новой Зеландии (Benison, 1942), где он также характерен для условий быстрого охлаждения. В пижонитовых сериях вулканических пород Японии (Куно, 1950, 1955) кристаллизация клинопироксенов, соответствуя ряду салит—авгит—субкальциевый авгит, продолжается непрерывно далее с образованием в качестве конечного члена пижонита. При этом так же, как в ирендыкских породах, имеет место замещение Ca^{2+} на Fe^{2+} при постоянном содержании Mg^{2+} . Благоприятным фактором, способствующим этому процессу, Х. Куно считает быстрое охлаждение при сравнительно высокой начальной температуре.

Отсутствие пижонита в афировых базальтах ирендыкской формации объясняется тем, что скорость кристаллизации и температура ее были недостаточно высоки для того, чтобы замещение Ca^{2+} на Fe^{2+} могло продолжаться дальше состава субкальциевых авгитов. Тем не менее афировые вулканы ирендыкской формации можно считать близкими по направлению эволюции к пижонитовой серии пород. По мере кристаллизации плагиоклаза и пироксенов кальций постепенно убывал, а щелочи концентрировались. Одновременно в остаточном расплаве накапливался и кремнезем (появление кварца в интерстициях наиболее раскристаллизованных эффузивов и субвулканических диабазов).

¹ В диабазах, судя по углам $2V$ (табл. 16), кристаллизация начинается с более кальциевых авгитов, близких к диопсиду.

Химический состав клинопироксенов вулка

Породы	Химический								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Порфировый базальт . . .	51,50	0,31	3,43	2,0	5,21	0,20	15,64	20,24	0,41
То же	50,74	0,48	4,91	3,19	4,31	0,12	16,22	18,04	0,21
Андезито-базальт	—	—	3,08	1,17	2,98	—	17,79	22,78	—
Порфировый базальт . . .	51,72	0,65	2,80	2,23	5,64	0,22	15,91	19,74	0,32
Андезито-базальт	51,45	0,70	2,44	1,67	8,93	0,31	15,37	18,04	0,28
Эпилейцитовый базальт . .	50,72	1,06	4,20	2,21	3,12	0,20	15,54	21,41	0,55
Порфировый базальт . . .	38,20	1,96	6,29	3,65	3,43	0,15	13,72	21,36	0,54

Параметры элементарной ячейки и кристаллохимические формулы

Породы	a ₀	b ₀	c ₀	β	a ₀ sin β	V
Порфировый базальт	9,793Å	8,937Å	5,226Å	106°17'	9,400Å	444,96Å
То же	—	—	—	—	—	—
Андезито-базальт	9,744Å	8,912Å	5,246Å	106°03'	9,365Å	437,88Å
Порфировый базальт	9,762Å	8,901Å	5,219Å	105°22'	9,413Å	237,28Å
Андезито-базальт	9,762Å	8,944Å	5,290Å	106°15'	9,372Å	443,44Å
Эпилейцитовый базальт . . .	9,750Å	8,906Å	5,287Å	106°07'	9,368Å	441,08Å
Порфировый базальт	9,706Å	8,877Å	5,282Å	105°55'	9,334Å	437,66Å

Таблица 15

Химический состав клинопироксенов вулканических пород ирендыкской формации

состав, %							Элементы-примеси, г/т									
K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Сумма	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	Ga	Cr	V	Sc	
0,16	0,16	0,22	0,10	0,14	0,05	100,17	2	20	205	36	70	2	1000	150	40	
0,18	0,11	0,85	—	0,25	—	99,25	1	35	265	28	90	5	2000	190	75	
—	—	—	—	0,39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,12	0,10	0,39	0,14	0,12	0,07	100,17	3	20	560	30	50	4	100	250	90	
0,18	0,10	0,42	Следы	0,08	0,08	100,05	2	10	115	75	195	8	400	300	120	
0,16	0,14	0,33	0,14	0,53	0,04	100,35	1	24	58	28	270	7	4000	110	30	
0,19	0,15	0,36	0,06	0,09	0,06	100,11	3	25	125	29	224	12	1200	200	32	

Таблица 16

клинопироксенов вулканических пород ирендыкской формации

Кристаллохимические формулы
$[Ca_{0,800}Na_{0,029}K_{0,008}I_{0,837}[Mg_{0,860}Fe_{0,161}^{+2}Fe_{0,055}^{+3}Al_{0,061}Ti_{0,009}Mn_{0,006}Cr_{0,004}V_{0,001}]_{1,157} [Si_{1,912}Al_{0,088}]_2O_6$
$[Ca_{0,714}Na_{0,015}K_{0,008}I_{0,737}[Mg_{0,885}Fe_{0,133}^{+2}Fe_{0,089}^{+3}Al_{0,088}Ti_{0,013}Mn_{0,004}Cr_{0,007}]_{1,219} [Si_{1,874}Al_{0,126}]_2O_6$
Формула не рассчитана
$[Ca_{0,766}Na_{0,023}K_{0,006}I_{0,805}[Mg_{0,878}Fe_{0,174}^{+2}Fe_{0,061}^{+3}Al_{0,037}Ti_{0,018}Mn_{0,007}Cr_{0,004}V_{0,002}]_{1,181} [Si_{1,915}Al_{0,085}]_2O_6$
$[Ca_{0,722}Na_{0,020}K_{0,009}I_{0,751}[Mg_{0,855}Fe_{0,279}^{+2}Fe_{0,047}^{+3}Al_{0,028}Ti_{0,020}Mn_{0,010}Cr_{0,002}V_{0,002}]_{1,243} [Si_{1,921}Al_{0,079}]_2O_6$
$[Ca_{0,839}Na_{0,039}K_{0,008}I_{0,886}[Mg_{0,853}Fe_{0,096}^{+2}Fe_{0,061}^{+3}Al_{0,051}Ti_{0,030}Mn_{0,006}Cr_{0,015}V_{0,001}]_{1,113} [Si_{1,868}Al_{0,132}]_2O_6$
$[Ca_{0,848}Na_{0,039}K_{0,009}I_{0,896}[Mg_{0,760}Fe_{0,106}^{+2}Fe_{0,102}^{+3}Al_{0,062}Ti_{0,055}Mn_{0,005}Cr_{0,003}V_{0,002}]_{1,095} [Si_{1,787}Al_{0,213}]_2O_6$

Поскольку кристаллизация афировых пород осуществлялась в собственно эффузивных или приповерхностных условиях, исключалась возможность внутриочаговой кристаллизационной дифференциации. Этим, по-видимому, объясняется отсутствие кислых пород, генетически связанных с афировыми базальтами. Судя по накоплению железа в остаточном расплаве и широкому разбросу значений коэффициента фракционирования в породах одного уровня кремнекислотности, эволюция расплава соответствовала таковой при формировании толеитовых серий пород.

Иная эволюция расплава имела место при образовании порфировых типов базальтов, близких по особенностям кристаллизации к гиперстеновой серии Куно (Купо, 1950).

Эволюция клинопироксенов, появившихся на ранних этапах, продолжавшаяся длительное время, существенно отлична от эволюции клинопироксенов афировых пород. Кристаллизация началась с более богатого кальцием диопсида $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{44}\text{Fe}_6$, что объясняется, по-видимому, замедленной кристаллизацией большей части плагиоклаза. Диопсид, бывший единственным темноцветным минералом вследствие присущей ему неупорядоченности структуры (наличие пластинок распада, табл. II, 2), начал кристаллизоваться при достаточно высоких температурах ($\sim 1100^\circ$). Наблюдаемая в ряде случаев резорбция раннего диопсида и обрастание его каймой менее кальциевого диопсида свидетельствуют о скачкообразном изменении условий кристаллизации уже на раннем интрателлурическом этапе. В ряде случаев на диопсид первой генерации постепенно нарастает маложелезистый авгит ($\text{Ca}_{47-45}\text{Mg}_{43-42}\text{Fe}_{10-13}$), к которому присоединяется магнезиальный ромбический (?) пироксен, присутствующий в подчиненном количестве. В дальнейшем кристаллизация пироксенов, богатых и бедных кальцием, шла совместно. Составы, промежуточные между составами пироксенов первой и второй генераций, практически отсутствуют, что свидетельствует о резком скачке в условиях кристаллизации. Идиоморфные зерна вкрапленников авгита второй генерации ($\text{Ca}_{42-39}\text{Mg}_{40-38}\text{Fe}_{18-23}$), судя по отсутствию резорбции и редкости зональных кристаллов, образовались в более равновесных условиях.

Обращает на себя внимание изменение содержаний в клинопироксенах в процессе их эволюции не только Ca^{2+} и Fe^{2+} , но и Mg^{2+} , что связано с обеднением расплава этим последним элементом в результате кристаллизации ортопироксенов в отличие от афирового типа пород, где содержание магния остается почти стабильным в течение длительного времени. Кроме того, одновременная кристаллизация двух пироксеновых фаз сильно ограничивает возможности обогащения клинопироксенов Fe^{2+} .

Кристаллизация пироксенов приводит к обеднению расплава Cr, Ni, Co, Sc (см. табл. 15). Содержание хрома в пироксенах превышает его содержание в породах в 4—10 раз, причем наиболее богатыми хромом являются клинопироксены первой генерации. Соответственно в меланократовых клинопироксеновых базальтах количество хрома возрастает.

Содержание ванадия в расплаве при кристаллизации пироксенов существенно не меняется, так как основными концентраторами ванадия являются рудные минералы группы магнетита (Борисенко, 1966; Prinz, 1967), и обеднение расплава ванадием совпадает с этапом массовой кристаллизации магнетита. Клинопироксены второй генерации несколько обогащены титаном, что связано с накоплением его в расплаве на раннем этапе кристаллизации. Клинопироксены ранних стадий кристаллизации обогащены также цинком (в 2 раза), а меди содержат от 15

Оптические свойства клинопироксенов вулканических пород ирендыкской формации

Породы	Оптические свойства					Формулы по Хессу
	$2V$	n_g	n_m	n_p	$c : Ng$	
Порфиновый базальт . . .	54°	1,710	1,688	1,683	39—41°	$Ca_{42,5}Mg_{45,7}Fe_{11,8}$
То же	54°	1,710	1,693	1,687	42°	$Ca_{39,1}Mg_{48,5}Fe_{12,4}$
Андезито-базальт	54—55°	1,703	1,682	1,686	40°	$Ca_{46,3}Mg_{48,7}Fe_{6,0}$
Порфиновый базальт . . .	49—50°	1,709	1,686	1,683	40—42°	$Ca_{40,9}Mg_{46,3}Fe_{12,8}$
Андезито-базальт	48°	1,711	1,694	1,687	42°	$Ca_{37,7}Mg_{44,3}Fe_{17,5}$
Эпилейцитовый базальт .	58—60°	1,711	1,694	1,689	39°	$Ca_{45,2}Mg_{46,0}Fe_{8,8}$
Порфиновый базальт . . .	52—56°	1,727	1,710	1,706	44°	$Ca_{46,5}Mg_{41,8}Fe_{11,7}$

до 45% от валового содержания ее в породе, способствуя таким образом ее концентрации в остаточных расплавах.

Итак, основные черты эволюции базальтового расплава на раннем интрателлурическом этапе кристаллизации заключаются в его обеднении магнием, кальцием, хромом, кобальтом, скандием, при обогащении щелочами и алюминием, медью, железом, титаном. В этап кристаллизации вкрапленников второй генерации расплав обогащается кремнеземом и щелочами, особенно калием. Можно предположить, что в случае отсадки вкрапленников первой или обеих генераций остаточный расплав будет эволюционировать в указанном выше направлении, давая при кристаллизации андезито-базальты или более кремнекислые породы с одновременным образованием меланократовых аккумулятов. Последние встречаются, однако, очень редко.

О роли и поведении летучих при кристаллизации разных структурных типов базальтов можно судить на основании порядка кристаллизации минералов, степени кристалличности пород и интенсивности взрывной деятельности при их формировании.

Порфиновые типы базальтовых пород, содержащие во вкрапленниках многочисленные включения газа и жидкости и характеризующиеся ранней кристаллизацией магнетита и главной массы пироксенов, начали формироваться в обстановке более высокого давления летучих по сравнению с афировыми базальтами. Застывание основной массы, обычно с большим количеством стекла, происходило после потери летучих до извержения магмы на поверхность. Это подтверждается обилием пирокластиков, обычно предшествующей излияниям лав. Таким образом, дегазация расплава имела место либо в наиболее высоко расположенных промежуточных камерах, либо в канале перед извержениями.

Афировые базальты характеризуются достаточно высокой степенью раскристаллизованности основной массы, увеличивающейся во внутренних частях потоков. Поскольку возрастание степени раскристаллизации является функцией содержания летучих, кристаллизация минералов в афировых базальтах, которая имела место в собственно эффузивных или приповерхностных условиях, должна была происходить, по-видимому, в присутствии большего количества летучих, чем в порфировых. Шлаковые образования с объемом пор до 60%, слагающие приповерхностные части потоков и присутствующие в пирокластическом материале, большое количество пор и миндалин даже в самых раскристаллизованных породах этого типа (до 35—40%) и значительно превышающее их количество в порфировых типах пород (10—15%) явля-

ются следами пересыщения афировых пород летучими в эффузивную стадию их образования. Это пересыщение было связано с понижением давления в момент излияния лавы на поверхность и увеличивалось в связи с уменьшением количества жидкости при прогрессирующей кристаллизации.

Приблизительная оценка степени пересыщения по объему пор, по Е. Садечки-Кардошу, показывает, что породы афирового типа в собственно эффузивную стадию кристаллизации были пересыщены летучими по сравнению с породами порфиrowого типа примерно на 0,6—0,7%. По-видимому, первичное богатство летучими в породах порфиrowого типа вызвало пересыщение ими и дегазацию магмы еще до ее излияния на поверхность, в то время как первично низкое содержание летучих в афировых базальтах обусловило их сохранение в магме до конца кристаллизации. Этим объясняется и незначительное развитие пирокластики, сопровождающей излияния афировых базальтов, и высокая степень постмагматических изменений, в частности значительно более полная альбитизация плагиоклазов, сопровождающаяся выносом СаО.

Эволюция расплава при кристаллизации эпилейцитовых базальтов существенно отлична от описанной выше для пород нормального ряда. Процесс кристаллизации здесь начинается диопсидами и близкими к ним по времени выделения магнетитами. Диопсиды по содержанию главных компонентов близки к диопсидам первой генерации базальтов нормального ряда ($\text{Ca}_{45,2}\text{Mg}_{46,0}\text{Fe}_{8,8}$), но отличаются повышенным содержанием титана, алюминия, хрома и пониженным — кремнезема, что связано со щелочной спецификой кристаллизующегося расплава. Клинопироксены второй генерации (салиты $\text{Ca}_{46,5}\text{Mg}_{41,8}\text{Fe}_{11,7}$), отделенные от первой резким скачком в условиях кристаллизации, в отличие от пород нормального ряда характеризуются замещением магния железом при некотором возрастании кальция, причем темп накопления железа оказывается меньшим, чем в порфиrowых породах нормального ряда. Одновременно происходит обогащение титаном, алюминием, галлием, свинцом и цинком и обеднение кремнеземом, хромом, никелем и кобальтом.

Принципиально иной ход кристаллизации пироксенов эпилейцитовых базальтов связан, прежде всего, со специфичным парагенезисом минералов в этих породах, характеризующихся отсутствием плагиоклазов, что обуславливает богатство клинопироксенов кальцием. Возрастание количества алюминия и титана в клинопироксенах щелочных пород, обнаруживающих прямую корреляцию с содержанием кальция, было отмечено Ле Ба (Le Bas, 1962). При этом большая часть алюминия (60—70%) присутствует в тетраэдрической координации, замещая кремний. Согласно Бойду и Ингланду (1960), содержание алюминия в пироксенах увеличивается с возрастанием давления, но главным фактором, вероятнее всего, является уменьшение содержания кремнезема (Brown, 1967). Интересно накопление (более чем вдвое) ванадия в поздних генерациях пироксенов, которое, очевидно, связано с богатством летучими поздних дифференциатов (Cornwall, Rose, 1957). Низкая температура кристаллизации клинопироксенов первой генерации ($\sim 1070^\circ$), близкая к ликвидусу, подтверждает это предположение.

Таким образом, эволюция базальтовых расплавов, насыщенных и недосыщенных кремнеземом, была различной. Для первых, резко преобладающих, имело место обеднение расплава кальцием, магнием и обогащение щелочами и кремнеземом практически в течение всего процесса кристаллизации. Незначительное обогащение железом на

ранних стадиях сменилось его убыванием в дальнейшем. Для этих пород характерны двупироксеновые ассоциации. Эволюция клинопироксенов шла в направлении диопсид—авгит с замещением кальция на железо при незначительном уменьшении содержания магния. В недосыщенных кремнеземом расплавах эволюция клинопироксенов шла в направлении диопсид — салит с замещением магния на железо при некотором увеличении содержания кальция. Ирендыкская серия вулканитов обладает широким разбросом роя точек по осям a и b (от 40 до 5) на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 9). Разброс по оси a взаимосвязан с перераспределением щелочей и кальция в процессе зеленокаменного метаморфизма и с различным темпом накопления щелочей в процессе дифференциации в отдельных вулканических зонах. Вследствие этого поле ирендыкских вулканитов располагается в пределах нескольких типов по Бурри (Пеле-Йеллоустонский парк). Сложная конфигурация поля с наличием ряда максимумов (см. рис. 9) свидетельствует о неоднородности всей совокупности в целом. Интересна область максимального сгущения точек с координатами $b = 25 - 26$, $a = 8$, являющаяся также местом перегиба главной вариационной кривой, которая обнаруживает в разных частях поля asb различный наклон по отношению к оси sb . Эта область, вероятно всего, фиксирует исходный состав магмы.

Ниже области сгущения вариационная кривая располагается почти параллельно оси b , свидетельствуя о том, что соответствующие этой части кривой составы отличаются друг от друга лишь содержанием фемических окислов. Это пироксеновые базальты и пикриты, образовавшиеся в результате гравитационной дифференциации. Выше области сгущения до значений $b = 17$ кривая дифференциации близка и параллельна кривой Лассен-Пик. Наконец, верхний ее отрезок вновь отклоняется от стандартных линий дифференциации, располагаясь почти параллельно оси sb и характеризуясь резким замедлением темпа накопления щелочей. Наблюдающиеся изломы кривой свидетельствуют о сложности эволюции серии в целом, причинами которой, по-видимому, являются несколько факторов.

На поле csb линия дифференциации более проста и близка к линии Лассен-Пик. По незначительности накопления железа, начиная с ранних ее стадий, ирендыкская серия вулканитов обнаруживает больше всего сходства с известково-щелочными сериями пород (Poldervaart, Parker, 1964; Осборн, 1959; Тернер и Ферхуген, 1961 и др.). Железистость пород ($FeO' = FeO + 0,9Fe_2O_3$) обнаруживает обратную корреляционную связь с хромом, ванадием, никелем, кобальтом, а для никеля, кроме того, наблюдается прямая корреляция с магнием. Эти закономерности для большинства элементов повторяют выявленные выше (при рассмотрении изменения содержания малых элементов в процессе кристаллизации базальтовых расплавов), подтверждая ведущую роль дифференциации в образовании этой серии и генетическое родство отдельных ее членов.

Вулканические серии отдельных зон отличны по своему химизму. Среднезвешенные составы краевых вулканических зон (Вознесенской и Гумбейской) (см. табл. 12) близки к пересыщенным кремнеземом толеитовым базальтам (траппам древних платформ, по В. А. Кутюлину), несколько отличаясь от них меньшим содержанием железа и титана и большим—магния. Небольшие вариации в содержании кремнезема свидетельствуют о незначительной дифференциации, характерной для базальтов этих зон, несколько большей в Гумбейской зоне. Ассоциации краевых зон характеризуются на диаграмме А. Н. Завариц-

кого (см. рис. 9) относительно небольшой протяженностью роя точек. Наиболее кислые типы пород не поднимаются выше $b = 16$. Наклон роя на поле asb к оси sb равен 40° , а кривые дифференциации параллельны стандартным, располагаясь между кривыми Лассен-Пик и Сан-Франциско и обнаруживая плавное накопление щелочей при уменьшении параметра b .

Вертикальный отрезок линии, соответствующий самым основным составам, очень невелик. Это служит указанием на незначительность гравитационной дифференциации, что вполне естественно, учитывая преобладание в этих зонах афировых базальтов. В нормативном составе пород (табл. 13) присутствуют гиперстен и кварц, что свидетельствует об их пересыщенности кремнеземом. Различия между вулканитами Вознесенской и Гумбейской зон заключаются в более высоком содержании щелочей и в повышенной железистости последних, что обуславливает уменьшение в нормативном составе анортита, ромбического пироксена, кварца и появление нормативного оливина.

Ход дифференциации в обеих зонах близок к таковому для толеитовой базальтовой магмы при постоянном парциальном давлении кислорода (Осборн, 1964).

Средневзвешенные химические составы внутренних вулканических зон (Северо- и Южно-Ирендыкской) (табл. 12) содержат больше кремнезема по сравнению с вышеописанными в связи с увеличением среди вулканитов кислых дифференциатов, особенно в Южно-Ирендыкской зоне. Базальтоидная группа пород этих зон по особенностям своего химизма больше отличается от толеитовых базальтов, чем базальты краевых зон, прежде всего по содержанию тех же окислов: меньшему — TiO_2 и FeO и большему — MgO и глинозема. Различия в химизме базальтов внутренних и краевых зон аналогичны таковым между типовыми формациями толеитовых и андезитовых базальтов, но менее значительны. Они наиболее четко выявляются в направлении их эволюции. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 9) расхождения между вариационными кривыми вулканитов этих зон на поле asb заметно выше значения $b = 25$, где кривые внутренних зон обнаруживают меньший угол наклона по отношению к оси sb , что связано с замедлением темпа накопления щелочей при сохранении высокого содержания полевошпатовой извести. Высокая известковистость вулканитов внутренних зон сказывается в увеличении индекса Пикока, достигающего 65% вместо 58—59% для краевых зон.

В Южно-Ирендыкской зоне рой точек на поле asb как бы распадается на два — с низким и высоким содержанием b , — различающиеся по темпу накопления щелочей. Нижняя кривая близка к Северо-Ирендыкской, верхняя — как бы смещена влево, обнаруживая пантеллеритовую тенденцию в верхней части диаграммы. Вариационная кривая значительно короче для вулканитов Северо-Ирендыкской зоны, где отсутствуют кислые дифференциаты. Сходные по кислотности типы пород Северо- и Южно-Ирендыкской зон различаются незначительно, главным образом по более высокой магнизальности и несколько меньшей титанистости и железистости первых.

По сравнению с вулканитами нормального ряда щелочные породы р. Краснохты обладают резко повышенным содержанием Na_2O и K_2O и пониженным — темноцветных компонентов, особенно магния. Наличие двух типов базальтов — пироксенсодержащих и лейкократовых лейцитовых — свидетельствует о дифференциации расплавов на глубине.

Сопоставление особенностей кристаллизации базальтовых расплавов, позволяющих наметить вероятную тенденцию изменения их состава,

вов в процессе кристаллизационной дифференциации, с эволюцией петрохимических особенностей всей серии вулканитов нормального ряда, показывает большое сходство в основной направленности процесса. Действительно, в обоих случаях мы имеем два, существенно отличных друг от друга направления эволюции: 1) с накоплением железа и довольно высоким «нормальным» темпом накопления щелочей при замедленном увеличении содержания кремнезема и 2) с накоплением кремнезема при отсутствии накопления железа и с низким темпом накопления щелочей в кислых членах серии. Первый тип характерен для краевых вулканических зон (особенно четко он проявлен в Вознесенской) и для афировых и серийно-порфировых структурных типов базальтов, которые играют в них существенную роль. Второй характерен для внутренних зон прогиба и резко преобладающих в них вулканитов порфирового структурного типа.

Таким образом, процесс кристаллизационной дифференциации как главенствующий фактор в образовании ирендыкской серии вулканитов не вызывает сомнений. Для решения вопроса о том, объясняются ли все наблюдаемые особенности эволюции и состава ирендыкских вулканитов одной лишь дифференциацией, предпринята попытка рассчитать гипотетический состав продуктов многократного фракционирования исходного базальтового расплава и сравнить их с составом реально наблюдаемых пород ирендыкской серии.

За исходный был выбран состав порфировых базальтов ирендыкской формации с вкрапленниками клинопироксена (15%), плагиоклаза (10%), ромбического пироксена (5%) и магнетита (2%). Был взят вариант с максимальным количеством вкрапленников (32% объема) для получения наиболее контрастного разделения составов жидкости и кристаллической фазы. Далее был рассчитан суммарный химический состав вкрапленников в процентах к общему составу породы, а затем, путем их вычитания из общего состава породы, химический состав остаточного расплава (табл. 18).

Таблица 18

Химический состав (%) пород, полученный при фракционировании базальтов ирендыкской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
1	51,4	0,55	14,23	2,55	7,12	0,15	7,68	10,68	2,10	0,47	96,92
2	53,02	0,57	14,72	2,63	7,34	0,15	7,92	11,01	2,17	0,47	100
3	54,20	0,60	16,00	2,30	8,30	0,16	5,90	9,50	2,50	0,00	100,06
4	56,00	0,70	16,40	1,60	9,70	0,15	4,00	7,90	2,90	1,00	100,05
5	58,70	0,80	15,30	1,30	11,20	0,14	2,0	6,00	3,20	1,40	100,04
6	61,30	0,70	14,80	0,10	12,00	0,10	0,60	4,90	3,30	1,70	100,0
7	50,50	0,50	11,70	3,70	5,20	0,10	12,40	14,4	1,4	0,05	99,95
8	50,90	0,50	15,00	3,30	4,6	0,13	11,4	12,3	1,7	—	100,0
9	51,30	0,4	18,1	2,10	6,3	0,17	8,20	10,80	2,5	0,14	100,01
10	47,60	1,10	16,90	6,20	7,0	0,10	8,10	10,60	2,40	—	100,00
11	61,69	1,46	12,61	2,98	8,32	0,15	0,77	4,04	5,71	0,57	99,78
12	66,04	1,03	12,72	2,48	6,55	0,11	0,54	2,65	4,62	2,26	100,25

Примечание. 1—плагиоклаз-пироксеновый базальт (6 ан.). 2—то же, безводный состав. 3—10 — составы, полученные при полном фракционировании: 3, 7—10% плагиоклаза № 65, 15% авгита, 2% магнетита, 5% гиперстена; 4, 8—15% плагиоклаза № 65, 10% авгита, 2% магнетита, 7% гиперстена; 5, 9—20% плагиоклаза № 60, 5% авгита, 2% магнетита, 10% гиперстена; 6, 10—10% плагиоклаза № 55, 3% авгита, 3% магнетита, 5% гиперстена, 11, 12—гранофир в диабазе, Дилсбург, Пенсильвания (Houtz, 1953). 3—6 — остаточные расплавы. 7—10 — отделившаяся кристаллическая фаза.

При всей приблизительности подобных расчетов была определена общая тенденция изменения исходного базальта в процессе фракционирования. Состав жидкой фазы при отделении указанного выше количества вкрапленников близок к андезито-базальтам. Исходя из предположения, что фракционирование имело место неоднократно, были вычислены еще три состава, полученные при дальнейшем фракционировании (табл. 18, 19). Остаточный расплав, составляющий 22% от исход-

Таблица 19

Объемы остаточных расплавов и кристаллической фазы при фракционировании в % к первоначальному объему расплава

№ хим. анализа в табл. 18	Объем расплава	Объем отсидевшихся кристаллов	Объем жидкого остатка
2	100	32	68
3; 7	68	28	45
4; 8	45	17	28
5; 9	28	6	22

ного, относится по содержанию SiO_2 к андезито-дациту, сильно обогащенному закисным железом и щелочами, при возрастании роли калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает от 21 до 55%). Изменение расплава при многократном фракционировании напоминает ход дифференциации толеитовых расплавов в серии базальт — гранофир (Houtz, 1953). Составы этих гранофиров на диаграмме $\text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 10)

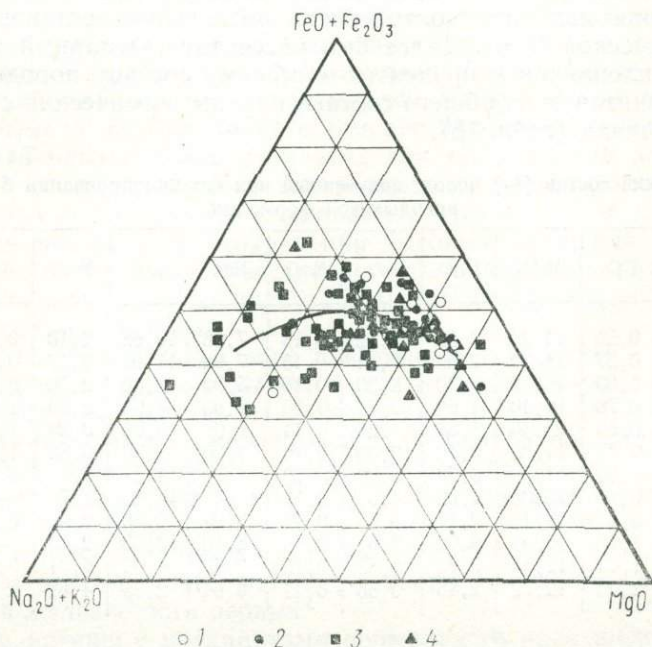


Рис. 10. Диаграмма соотношений весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в вулканических породах ирендыкской формации.

Структурно-фациальные зоны: 1 — Вознесенская, 2 — Гумбейская, 3 — Южно-Ирендыкская, 4 — Северо-Ирендыкская

располагаются на продолжении линии гипотетического фракционирования ирендыкских вулканитов. Сравнение гипотетического хода дифференциации базальтовых расплавов ирендыкской формации с реально наблюдаемыми сериями пород показывает совпадение его с ходом дифференциации в вулканических сериях Вознесенской и Гумбейской зон.

Существенно иная дифференциация вулканических серий Северо- и Южно-Ирендыкских зон с отсутствием накопления железа частично объясняется высоким содержанием летучих, однако ряд свойственных ей черт требует привлечения другого механизма. К ним относятся: обилие кислых вулканитов, вызывающее обогащение средневзвешенных составов кремнеземом (так, для Южно-Ирендыкской зоны содержание кремнезема равно 55%) и, следовательно, исключаящее происхождение всей совокупности вулканитов только за счет накопления щелочей наряду с быстрым возрастанием относительных количеств Al_2O_3 и CaO ; появление ромбического пироксена и увеличение его содержания по мере возрастания кислотности пород; появление ксеногенного кварца, ксенолитов и гомеогенных включений в андезитовых и более кислых типах пород, образование которых связано с неоднородностью распределения в расплаве летучих. Указанные особенности характерны для базальтов, сформированных в результате взаимодействия магмы с кремнезем- и глиноземсодержащими породами земной коры. При этом главным поставщиком летучих, в частности воды, являлись, по-видимому, нижние горизонты геосинклинального основания, непосредственно подстилающие образования ирендыкской формации, а не обезвоженные в результате высокотемпературных процессов породы кристаллического фундамента. Поэтому, очевидно, наиболее интенсивно процессы взаимодействия шли в относительно неглубоко залегающих периферических очагах, расположенных под крупными вулканическими аппаратами в Южно-Ирендыкской зоне. Значительно слабее этот процесс был развит в Северо-Ирендыкской зоне, где вследствие большой проницаемости коры поступление ювенильного материала имело место из крупных очагов, расположенных на больших глубинах. В еще более проницаемых областях глубинных разломов (Вознесенская и Гумбейская зоны) этот процесс заимствования вещества из вмещающих пород практически отсутствовал.

Возможно, что и локальное появление щелочных пород на р. Краснохты связано с десиликацией базальтового расплава, обособившегося среди толщ, бедных кремнеземом (известняки, ультраосновные породы). Аналогичные процессы были описаны М. Б. Бородаевской, Е. А. Кузнецовым и другими авторами на Среднем Урале.

Различия в эволюции исходных расплавов, свойственные различным зонам, позволяют утверждать, что области их магматического питания были разобщены. Характерные для Вознесенской и Гумбейской зон излияния трещинного типа или извержения из вулканов, близких к щитовым, поставляли базальтовые, однородные по составу лавы, перегретые по сравнению с температурами начала кристаллизации. Эти лавы быстро поднимались к поверхности из области их генерации, что приводило к образованию сколько-нибудь значительных количеств ограничивало дифференциацию магмы потоками, силлами и т. д. и не кислых пород. По всей вероятности, базальты этих зон, соответствующие толентам, наиболее близки к глубинным магматическим выплавкам, а ход их дифференциации аналогичен дифференциации в «сухих» толеитовых магмах при постоянном парциальном давлении кислорода.

Вулканические серии Северо- и Южно-Ирендыкской зон формировались в обстановке значительно меньшей проницаемости коры. Крупные полигенные вулканы центрального типа в течение длительного времени извергали дифференцированные по кислотности вулканиты, несущие следы частичной кристаллизации в интрателлурических условиях. Наличие нескольких поколений вкрапленников позволяет предполагать неоднократные остановки магматического расплава при его продвижении к поверхности в промежуточных камерах на разных уровнях. Подобное «отстаивание» магмы не могло не изменить ее первичного состава и содержания в ней летучих, как вследствие дифференциации, так и в результате взаимодействия с вмещающими породами, обуславливая специфическую эволюцию с высоким темпом накопления кремнезема и отсутствием накопления железа.

* *
*

Таким образом:

1. Ирендыкские вулканиты нормального ряда представляют собой единую генетическую серию пород, образовавшихся из базальтовой магмы.

2. Наиболее близкими по составу к исходному магматическому расплаву являются толеитовые базальты.

3. Кристаллизационная дифференциация была главным фактором эволюции.

4. В появлении локально развитых кислых членов серии значительную роль играло глубинное взаимодействие магмы и вмещающих пород, которое и обусловило формирование известково-щелочной серии за счет родоначальной толеитовой магмы.

4. СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ (ДИАБАЗ-АЛЬБИТОФИРОВАЯ) КАРАМАЛЫТАШСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Карамалыташская формация развита во внутренней части Магнитогорского синклинория, прослеживаясь в виде разобщенных субмеридиональных поясов, соответствующих в западном крыле — Вознесенской и Сибайской, в восточном — Учалинской и Гумбейской структурным зонам. Ее образования слагают ядра антиклиналий (Малоучалинская, Сибайская, Карамалыташская и др.) или их крылья (хр. Узынкыр). Антиклиналии часто имеют вулканическое происхождение (Иванов, Прокин, Долматов, 1963; Шарфман, 1968; Курбанов, 1967; Фролова, Бурикова, 1969б и др.).

В возрастном отношении карамалыташская формация соответствует одноименной свите эйфельского яруса среднего девона в понимании Ф. И. Ковалева (1945). Под этим же названием она впервые была описана И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1963).

В западном крыле нижняя граница карамалыташской свиты близка к границе кобленца и эйфеля, а верхняя граница отвечает подошве живетского яруса¹.

Возраст карамалыташской формации восточного крыла, по данным Ю. Н. Замиги и А. Д. Штейнберга, опускается в кобленц, и образования карамалыташской формации западного и восточного крыльев не

¹ Согласно последним данным В. А. Маслова (устное сообщение), объем карамалыташской свиты захватывает и низы живетского яруса.

вполне синхронны друг другу. В латеральном направлении карамалыташская формация сменяется вулканогенно-обломочными толщами ирендыкской формации как в западном (хр. Южный Ирендык, Крыкты), так и в восточном (Гумбейская зона) крыльях синклинория.

Петрофонд формации. Формация характеризуется высоким содержанием эффузивных и субвулканических образований (65,5%) при подчиненной роли пирокластических (19,4%) и осадочных (15,1%). Наиболее широко распространены породы основного состава, значительно меньше — кислые. Средние породы редки. Региональный коэффициент эксплозивности в целом низкий (2,4—11,6%), увеличиваясь для кислой группы вулканитов (от 39% в Учалинской зоне до 50% в Сибайской).

Среди осадочных наиболее широко развиты кремнистые (8%), меньше обломочные (4,2%) породы, известняки (2,1%) и глинистые осадки (0,8%). Распределение типов осадочных пород стоит в прямой связи с характером вулканизма: слабая эксплозивная деятельность стимулирует хемогенное и органогенное осадконакопление.

Типы разрезов. В зависимости от количественных соотношений вулканитов разрезы формации разделены на три типа: 1) вознесенский, существенно диабазовый; 2) сафаровский, контрастного состава; 3) малоучалинский, в котором наряду с основными и кислыми вулканитами значительную роль играют породы среднего состава.

Вознесенский тип разреза наиболее богат осадочными породами (обычно их > 30%) и распространен в периферических частях формации: Вознесенской, Гумбейской, реже Сибайской зонах. Здесь широко развиты афировые базальты, диабазы (25—69%), реже их порфиоровые разности (до 8%) и еще реже породы среднего состава (2—3%). Региональный коэффициент эксплозивности очень низок (2,4%). Мощность разрезов изменчива — от нескольких сот до 1000 м. Наиболее типичный парагенезис пород — диабазы, переслаивающиеся с яшмами и кремнистыми сланцами. Количество осадочных пород увеличивается в верхней части разреза формации.

Разрезы с примесью осадочных пород < 30% более редки. Они фациально замещают вулканогенно-осадочные, фиксируя положение вулканических центров. В них большую роль играют вулканические брекчии диабазов, появляются вулканиты кислого состава (до 5%), возрастает удельный вес кремнистых пород по сравнению с обломочными.

Типичен разрез, расположенный в 2 км южнее с. Вознесенка (рис. 11, а, б). Нижняя граница формации отбивается по смене миндалекаменных порфиоровых базальтов верхов ирендыкской формации диабазами. Потоки диабазов (от 15 до 40 м) часто с подушечной отдельностью залегают один на другом либо разделены прослоями и линзами яшм, залегающих в неровностях рельефа диабазов и замещающих их по простиранию. Вблизи линз в нижележащих диабазах появляются интенсивно гематитизированные участки, а краевые части линз сложены массивными кварц-гематитовыми образованиями.

Шаровая отдельность, часто наблюдаемая в диабазах, их переслаивание с яшмами, наличие известняков, ритмичные песчано-глинистые образования верхов разрезов — все это свидетельствует о морских условиях, существовавших в местах их развития. Изменение окраски яшм от преобладающих зеленых тонов к красным вверх по разрезу наряду с погрубением песчаного материала свидетельствует о постепенном обмелении бассейна. Однородный состав вулканитов, незначительное развитие пирокластического материала свидетельствуют о спокойных

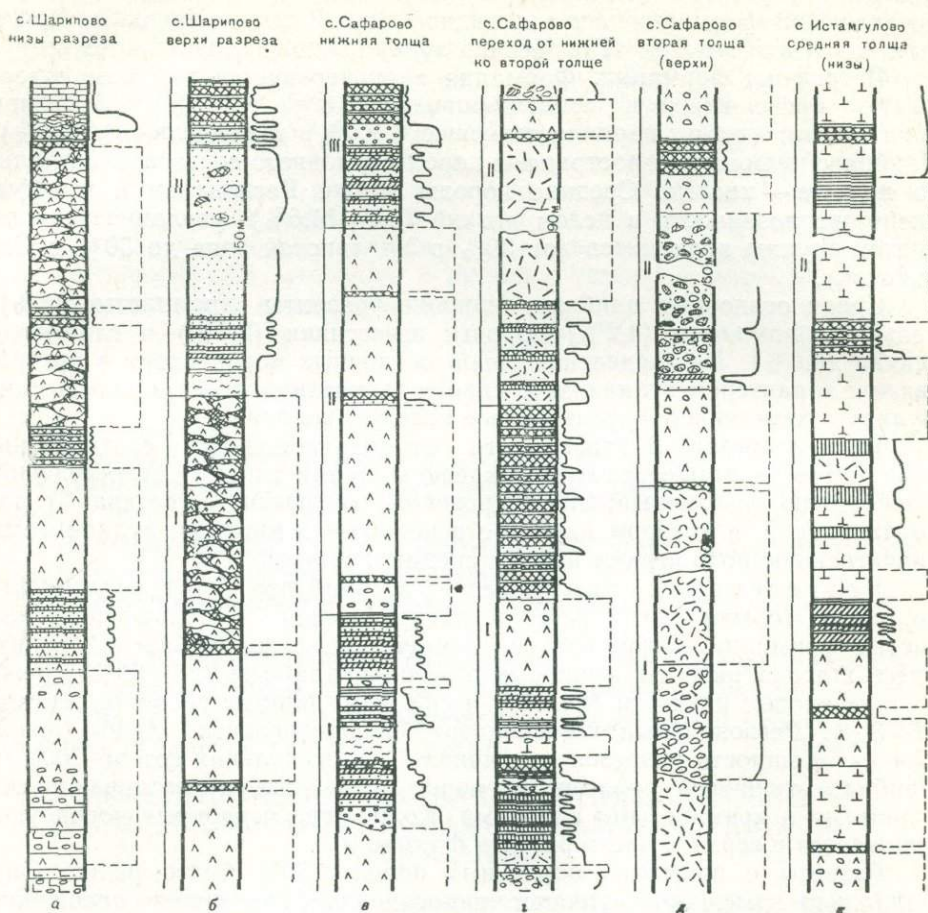
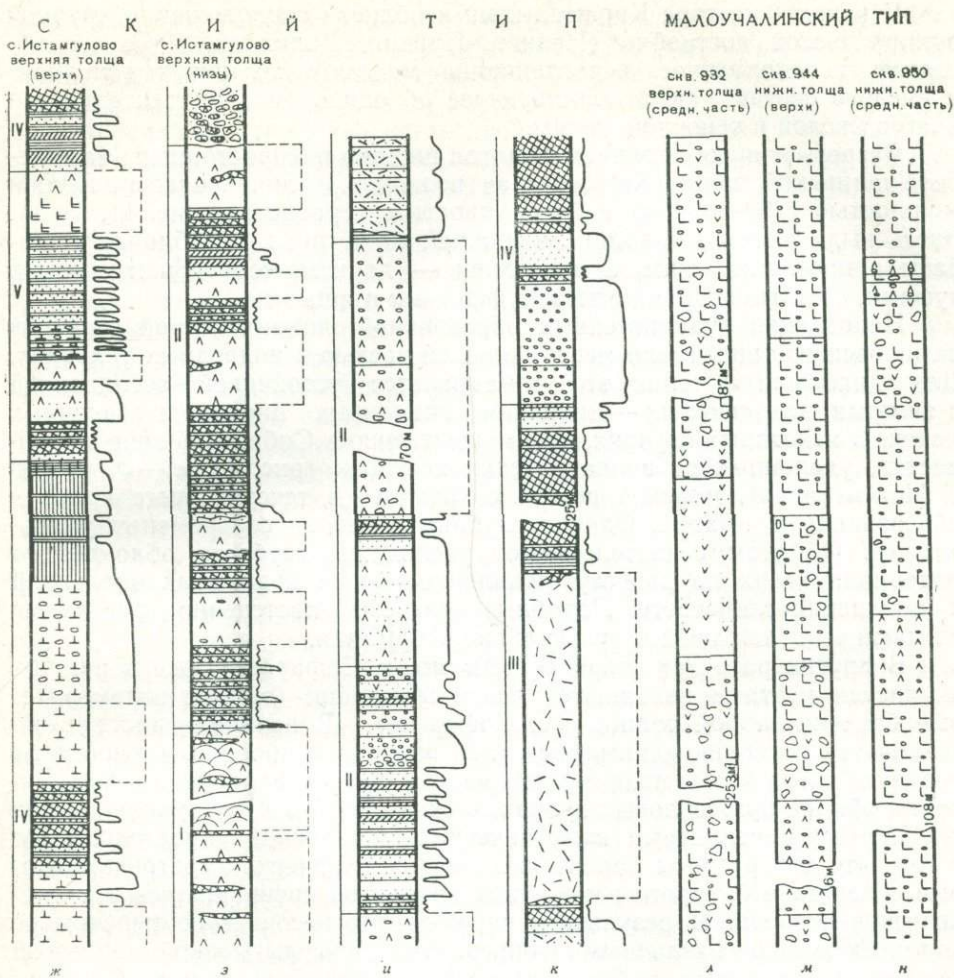


Рис. 11. Типы разрезов среднедевонской контрастной базальт-диоритовой (диа Условные обозначения

трещинных излияниях основной по составу лавы на морское дно. Изменяющаяся по латерали степень насыщенности разреза вулканическими породами свидетельствует о том, что излияния сосредоточивались на отдельных отрезках магмоподводящих трещин.

Сафаровский тип разреза распространен наиболее широко (Учалинская и Сибайская зоны). Вулканические породы составляют около 80% разреза. Основные породы представлены диабазами, реже порфиоровыми базальтами. Кислые вулканы представлены липаритами и дацитами. Количественные соотношения между основными и кислыми вулканическими породами варьируют в широких пределах при преобладании основной группы пород. Региональный коэффициент эксплозивности 35—39%. Осадочных пород мало (~7%), это преимущественно кремнистые осадки. Мощности разрезов варьируют от 600 до 2300 м.

По составу кислых вулканических пород выделяются разрезы: с преимущественным развитием липаритов и липарито-дацитов (Сибайская, Бакр-Узякская, Сафаровская, Ялайская и Александринская структуры — именно эти разрезы отличаются большим количеством пирокластов);



баз-альбитофировой) карамалыташской формации.
см. на рис. 2

с преимущественным развитием дацитов и липарито-дацитов (с. Истамгулово, гора Карамалыташ, Каримовская подзона).

Разрез с преобладанием липаритов детально изучен близ с. Сафарово, где выделяются четыре толщи (рис. 11, в—д):

	Мощность, м
1. Переслаивание потоков диабазов и их туфов, туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов, кремнистых сланцев и сургучных яшм	400—450
2. Туфобрекчии и туфы липаритов с подчиненными потоками лав того же состава, с прослоями туфоалевролитов, кремнистых туффитов и красных яшм	400
3. Диабазы и порфиновые базальты с подчиненными прослоями туфопесчаников, сургучных яшм и туфов кислого состава	450—500
4. Туфобрекчии и туфы липаритового состава, их лавовые брекчии с подчиненными прослоями лав того же состава. Суммарная мощность разреза	1500—1600

Для разреза характерно постепенное убывание вверх осадочных пород, появление наземных фаций вулканитов. Смена основных пород кислыми носит постепенный характер и имеет место неоднократно.

В разрезе на горе Карамалыташ в области расположения крупной вулканической постройки (Иванов, Прокин, Долматов, 1963) наблюдается неоднократное переслаивание маломощных пачек основного и кислого состава, свидетельствующее об одновременной деятельности очагов кислой и основной магмы.

Разрезы с преобладанием дацитов широко распространены на севере Учалинской зоны (Каримовская подзона), отличаясь сокращенной мощностью (700—800 м) и более простым строением (рис. 11, и, к). Здесь выделяются две толщи, в нижней из которых преобладают диабазы с прослоями яшм, а в верхней — дациты, сопровождаемые их туфами, светлыми кремнистыми туффитами и яшмами.

Накопление вулканогенных образований нижних частей разрезов сафаровского типа имело место большей частью в подводных условиях. Для диабазовых толщ это доказывается устойчивой ассоциацией с яшмами, для кислых — наличием ритмичных пирокласт-осадочных пачек. В некоторых случаях, преимущественно в Сибайской зоне и в областях, удаленных от вулканических построек (рис. 11, е — з, разрез с. Истамгулово), морской режим сохранялся в течение всего времени образования формации. Однако глубины бассейна со временем уменьшались. Об этом свидетельствуют увеличение грубости обломочного материала вверх по разрезу, появление следов подводных оползаний и нарушений слоистости. Подобные разрезы постепенно сменяются яшмами вышележащей бугулыгырской формации.

В других разрезах (гора Бугулыгыр, с. Сафарово) уже в нижних их частях местами появляются наземные фации (грубые агломератные брекчии второй толщи у с. Сафарово). В верхних частях они становятся преобладающими, исчезают осадочные прослои, а вулканыты подвергнуты краснокаменному изменению. Частая фациальная изменчивость, обилие прижерловых вулканических брекчий и субвулканических тел наряду с реликтами вулканических жерловин свидетельствуют о том, что эти разрезы характерны для вулканических построек, которые вследствие быстрого накопления продуктов превращались в вулканические острова. В результате наблюдается несогласное перекрытие пород формации различными горизонтами бугулыгырской яшмовой формации, а местами и образованиями улутауской формации (Учалинская зона).

Указанная выше тесная связь бугулыгырской яшмовой формации и карамалыташской, наблюдающаяся в северной части Сибайской зоны, дали основание И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской рассматривать их как единую формацию. Однако отмеченные выше случаи несогласия между ними, а также и полное выпадение бугулыгырской формации из разрезов подтверждают рациональность отчленения последней от карамалыташской.

Преобладающие среди осадочных пород кремнистые образования подразделяются на массивные (обогащенные железом, имеющие неправильную форму и залегающие в виде гнезд и трубок среди вулкаников) и слоистые (богатые радиоляриями, ассоциирующиеся с подчиненными алевритами, песчаниками и гравелитами, имеющими форму протяженных линз и прослоев). И. В. Хворова и М. Н. Ильинская (1963), вслед за Н. П. Херасковым (1951), связывают появление кремнистых образований с поступлением железа и кремнезема в результате деятельности подводных источников, выходы которых и отмечаются появлением массивных гематитово-кварцевых образований первого типа. Слоистые кремнистые сланцы и яшмы связаны, по-видимому, с последующей садкой кремнезема и железа из обогащенной этими

компонентами морской воды. Связь красных яшм, обогащенных железом, с диабазами позволяет говорить о том, что гидротермальные источники, богатые железом, сопровождали излияния основных по составу вулканитов.

Вулканическая деятельность начинается с излияний основных вулканитов. Пирокласты основного состава, представленные специфическими шлаковыми типами, появляются в ощутимых количествах только вблизи вулканических построек.

Кислые вулканиты наиболее широко распространены в пределах вулканических построек и вблизи них, максимально концентрируясь в верхах разреза. Количество кислой пирокластики также невелико. По-видимому, значительная часть кислой магмы локализовалась в виде субвулканических близповерхностных тел, среди которых значительную роль играют магматогенные брекчии (Бобохов, 1968), реже в виде экструзий. Толщи и пачки, сложенные кислыми и основными вулканитами, чередуются в разрезе, что свидетельствует о попеременном, а местами, возможно, и одновременном извержении лав того и другого состава и о сближении вулканических аппаратов, поставлявших основной и кислый материал.

Малоучалинский тип разреза (1600—2000 м) слагает отдельные участки Учалинской, реже Сибайской зон, соответствующие долгоживущим вулканическим центрам. Для него характерна насыщенность вулканическими породами (90—100%), а присутствие андезитобазальтов (5—10%) уменьшает контрастность разреза. Наряду с афировыми развиты порфиновые базальты и их пирокласты, слагающие до 60—80% разреза. Кислые породы распространены ограниченно (10—15%) преимущественно в виде экструзивных куполов. Примесь осадочных (1—5%), терригенных и кремнистых пород невелика. Характер взаимоотношений с ирендыкской формацией не наблюдался. Верхи разреза перекрываются с угловым несогласием отложениями бугулыгырской или улутауской формаций.

Типичен разрез Малоучалинской антиклиналии, где условно выделяются две толщи: 1) нижняя, сложенная основными эффузивными и пирокластическими образованиями, мощностью 1000 м и 2) верхняя, существенно пирокластическая, с локальным распространением кислых вулканитов мощностью около 1000 м. Возможно фациальное замещение пирокластов низов верхней толщи эффузивными образованиями нижней толщи, тогда мощность разреза не превышает 1500—1600 м.

Нижняя толща (скв. 950, рис. 11, *м, н*) представляет переслаивание пачек диабазов с вулканическими брекчиями и потоками порфиновых базальтов и андезито-базальтов с характерной гематитизацией.

Верхняя толща сложена однородными грубообломочными шлаковыми и агломератовыми брекчиями с миндалекаменными обломками андезито-базальтов и базальтов, по составу и структурным особенностям соответствующими эффузивам нижней толщи (рис. 11, *л*).

Для разреза характерно большое количество даек диабазов, габбро-диабазов, порфиновых базальтов, диорит-порфиритов, а также более поздних кислых экструзий, что наряду с развитием прижерловых фаций и увеличением мощности (до 2000 м) связано с наличием в районе Учалинского месторождения полигенной вулканической постройки (Иванов, Прокин, Долматов, 1963; Чесноков, Бурикова, 1968).

Первые фазы вулканизма при формировании разрезов малоучалинского типа носили трещинный характер и происходили в морских условиях, о чем свидетельствуют редкие прослои осадочных пород, наличие подушечной отдельности в эффузивах. Поздние излияния сопровожда-

лись эксплозиями. Эксплозивный период извержений связан с началом формирования вулканических построек центрального типа в подводных, а частично, возможно, в наземных условиях. В завершающую стадию развития этих построек образовались экструзивные тела и лавы кислых вулканитов в мелководных либо в наземных условиях.

Характер вулканической деятельности. Контрастность состава пород карамалыташской формации обуславливает широкое разнообразие морфологии вулканических построек и отдельных тел и типов вулканической деятельности. Наиболее распространены лавовые ($E = 10\%$) и смешанные ($E = 11-50\%$) вулканы.

Лавовые вулканы сложены покровами или потоками эффузивов и экструзиями. Покровы и потоки характерны для излияний трещинного типа, извергавших лаву основного состава. Они наслаиваются друг на друга, образуя серии. Суммарная мощность серий достигает 300—500 м. Лавовые толщи выделяются во всех структурно-фациальных зонах, главным образом в Учалинской и Сибайской. Они обычно слагают низы формации. Области их развития, образующие вулканические поля и поднятия, оконтуриваются по геофизическим данным, достигая протяженности от 1—2 до 10 км, и соответствуют, очевидно, наиболее магмопроницаемым участкам тектонических трещин. В ряде пунктов (р. Агыр, с. Сафарово, с/х Байрамгулово) откартированы жерловины, связанные с лавовыми полями и представленные удлиненными или изометричными выходами небольших размеров ($5-10 \times 15-20 \text{ м}^2$), которые выполнены агломератными жерловыми брекчиями. Эти жерловины трассируют магмоподводящие трещины.

Среди потоков основного состава выделяются:

1. Массивные потоки диабазов или афировых базальтов. В кровле и подошве их находится зона, обогащенная миндалитами, а в подошве заметна маломощная (1 см) зона обжига. Зернистость потоков увеличивается к центру. Мощность изменчива: 5—25, реже до 40 м.

2. Потоки диабазов, порфировых и афировых базальтов (спилитов) и вариолитов с шаровой или подушечной отдельностью мощностью 2—15 м, реже 20—25 м. Пространства между шарами и подушками выполнены гялокластитами (Петрова, Бурикова, Рогов, 1971) или кварц-гематитовым яшмовым материалом.

3. Потоки миндалекаменных (до шлаковых) диабазов и афировых базальтов небольшой мощности (2—10 м).

Структурные и текстурные особенности потоков, вариации в мощностях, различный характер выклинивания связаны в первую очередь с различным содержанием летучих в магме. Потоки третьего типа, наиболее богатые летучими, постепенно сменяют потоки первого и второго типа в вертикальном разрезе. Все типы потоков формировались в водной среде.

Экструзии распространены локально, самостоятельного значения не имеют, приурочены к подножиям более крупных вулканов центрального типа и связаны с завершающей стадией их формирования. Они сложены массивными липаритами или дацитами, иногда с локально развитыми структурами течения, которые по периферии сменяются брекчиевидными разностями. Размеры экструзий не превышают 50—100 м в поперечнике. При глубоком эрозионном срезе сохраняются лишь корневые их части в виде жерловин трубообразной формы.

Наиболее распространенные смешанные вулканы ($E = 11-50\%$) подразделяются на богатые лавой ($E = 11-33\%$) и промежуточные или нормальные ($E = 34-50\%$). Это сложные полигенные постройки центрального типа, в разной степени эродированные. Выделяются нормальные вулканы, характеризующиеся непрерывной эволюцией магмы

от основной до кислой, и вулканы с рекурренцией, характеризующиеся повторением состава продуктов извержения.

Примерами вулканов первого типа являются две постройки: Карамалыташская и Ялайская (рис. 12, 13). Они заложены на подводных поднятиях, образованных трещинными излияниями базальтовой магмы. Вначале был сформирован конус, сложенный вулканитами основного состава с центральной жерловиной, выполненной диабазовыми брекчиями. После образования главной массы основных пород начались извержения кислых вулканитов из мелких вулканических центров, расположенных вдоль тектонических трещин. Начальный период их деятельности сопровождался образованием плотных пемзовидных туфов. В завершающую стадию деятельности вулкана вдоль тех же трещин внедрялись субвулканические тела кислого состава. С опорожнением кислых очагов образовалась кальдера проседания. Большая часть кислых пород формировалась в наземных условиях.

Сходной по строению и условиям формирования являлась Учалинская постройка, в которой основные породы дифференцировались до андезитов, вследствие чего отсутствует контрастность состава извержений.

Наиболее крупные вулканические постройки относятся к сложным полигенным вулканам с повторяющейся последовательностью извержений (рекурренцией). Примерами являются: Сибайский вулкан, находящийся в окрестностях г. Сибая (Шарфман, 1968), и Сафаровская вулканическая постройка, расположенная в 15 км к северо-востоку от г. Учалы (Фролова, Бурикова, 1969). Строение и история их развития в значительной мере сходны.

Вулканы были сформированы на базальтовом поднятии, образовавшемся в результате трещинных излияний. Центральные извержения основного состава сменились извержениями липарито-дацитов и дацитов с антидромным характером эволюции вплоть до андезито-дацитов с эксплозиями небольшой мощности. Неравномерное распределение вулканокластических разностей в прижерловой зоне является, по-видимому, результатом направленных взрывов. После периода относительного покоя имели место извержения основного состава (диабазы и спилиты). На последнем этапе развития формируются кислые вулканиты, сопровождающиеся накоплением пемзовидных туфов (Сибайский вулкан), наличие которых наряду с краснокаменным типом изменений говорит о возвышении вулканов над уровнем моря. Период вулканической активности заканчивается внедрением субвулканических тел. Возможно образование кальдер.

Среди потоков эффузивов основного состава, связанных с полигенными вулканами, встречаются все описанные выше типы, характерные для трещинных излияний.

Среди пород кислого состава выделяются:

1. Массивные потоки с пластовой отдельностью, мощностью от 50 до 100 м, с редкими миндалинами округлой формы (с. Сафарово). Они имеют в разрезе караваяобразную форму и выклиниваются в виде тупых коротких языков. В краевых частях брекчированы.

2. Массивные потоки со столбчатой отдельностью в верхних частях (с. Фоминское) протяженностью не более 1 км и мощностью 150—200 м.

3. Протяженные расслоенные потоки (гора Ялай), прослеживающиеся до 1 км при мощности 25—50 м с переслаиванием пузыристых, насыщенных миндалинами, и стекловатых флюидальных лав. Этот тип отличается наиболее высоким содержанием летучих компонентов.

Субвулканические породы, связанные с карамалыташской формацией, распространены широко, концентрируясь в местах развития вул-

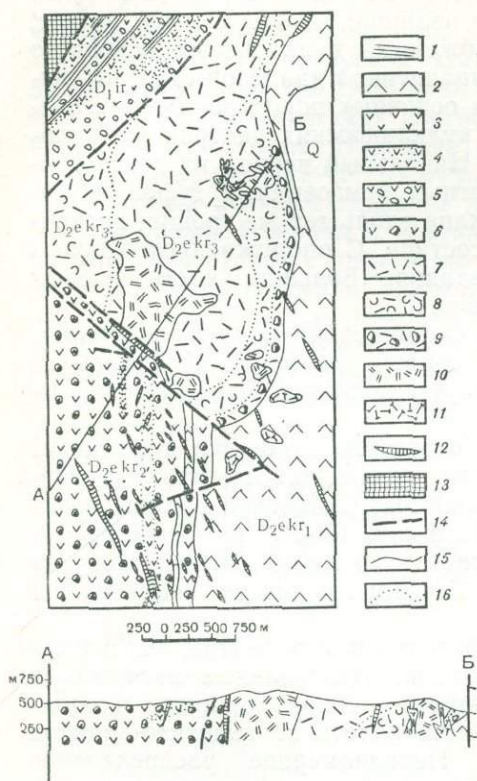


Рис. 12. Схематическая геологическая карта вулканической постройки на горе Кок-Баш:

1 — кремнистые туффиты и туфоалевролиты; 2 — диабазы, иногда с шаровой отдельностью; 3 — андезиты; 4 — туфы андезитового состава; 5 — вулканические брекчи андезито-базальтового состава; 6 — шлаковые вулканические брекчи андезито-базальтового состава; 7 — липариты и липарито-дациты; 8 — лавовые брекчи липаритов; 9 — спешшие туфы кислого состава; 10 — субвулканические крупнокварцевые липариты; 11 — субвулканические дациты; 12 — дайки диабазов и габбро-диабазов; 13 — серпентиниты; 14 — тектонические разрывы; 15 — геологические границы; 16 — фациальные границы.

D_{1ir} — базальт-андезит-базальтовая (ирендыкская) формация; D_{2ekr} — базальт-липаритовая (карамалыташская) формация: D_{2ekr1} — нижняя толща основного состава, D_{2ekr2} — средняя толща андезито-базальтового состава, D_{2ekr3} — верхняя толща кислого состава; Q — четвертичные отложения

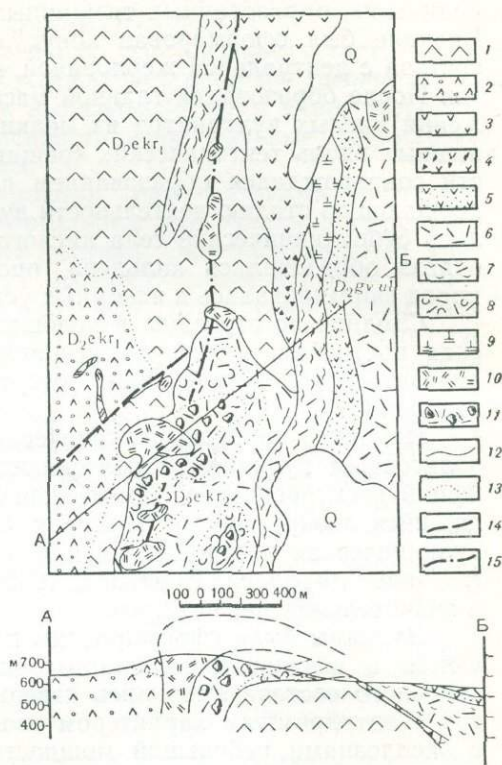


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Ялайской вулканической постройки:

1 — диабазы и базальты; 2 — диабазы миндалекаменные с шаровой отдельностью; 3 — андезиты; 4 — грубообломочные туфы андезитового состава; 5 — мелко- и среднеобломочные туфы андезитового состава; 6 — липариты; 7 — липариты флюидальные; 8 — вулканические брекчи липаритового состава; 9 — дациты субвулканические; 10 — липариты экструзивные; 11 — околосерпентинитовые вулканические брекчи кислого состава; 12 — геологические границы; 13 — фациальные границы; 14 — тектонические разрывы, прослеженные; 15 — то же, предполагаемые.

D_{2ekr} — базальт-липаритовая (карамалыташская) формация: D_{2ekr1} — нижняя толща основного состава, D_{2ekr2} — верхняя толща кислого состава; D_{2gvu} — базальт-андезит-дацит-липаритовая (улутауская) формация; Q — четвертичные отложения

канических построек. Они, как и эффузивы, образуют две контрастные по составу группы пород: основную и кислую. Более широко распространены тела кислого состава. Чаще всего субвулканические тела приурочены к эффузивным толщам того же состава и близко синхронны им по времени образования. Они образуют небольшие штоки, неправильной формы тела, дайки и лакколиты обычно малой мощности и небольшой протяженности, обладающие характерной столбчатой отдельностью.

Липарито-дациты и липариты распространены только в пределах вулканических построек. Дациты распространены широко, обычно являются более поздними и приурочены к зонам тектонических нарушений, пересекающим образования карамалыташской и низов улутауской формации. Одни из них образуют дайки и небольшие штоки, локализующиеся в породах основного состава, другие—представлены лакколитоподобными, более крупными телами.

Полное отсутствие контактовых изменений, наличие неизменных ксенолитов вмещающих пород, неоднородность строения и миндалекаменные структуры, локализация в сходных по составу породах ограничивают глубину формирования субвулканических тел карамалыташской формации десятками или первой сотней метров.

Среди кислой пирокластики наиболее специфичны аповитролитокластические и аповитрокристаллокластические туфы, частью спекшиеся (Грешнер, 1969). Наиболее грубые разности их относятся к прижерловым или жерловым фациям. Они обнажаются в виде пологолежащих покровов мощностью до 200 м или образуют секущие тела диаметром 20—30 м, слагающие, очевидно, подводящие каналы вулканов. Эти туфы лишены сортировки и слоистости, что отличает их от сходных образований вышележащей улутауской формации, и представляют собой розовато-серые массивные породы лавоподобного облика, обломочная природа которых распознается с трудом.

При микроскопическом изучении они подразделяются по составу обломков на пемзовые, пепловые (табл. III, 7) и игнимбритоподобные туфы смешанного состава (Бурикова, 1970).

Извержения основного и кислого вулканического материала обычно разобщены во времени, однако имели место и одновременные их извержения из различных центров одной и той же постройки (Сибайская, Ялайская). Самостоятельность центров извержения кислых и основных вулканитов, гомодромный характер эволюции основных и антидромный кислых позволяют говорить о самостоятельности очагов, поставивших кислую и основную магму. При этом основные очаги начали функционировать и закончили свою деятельность раньше, чем кислые. Образование кальдер в крупных полигенных вулканах связано, по-видимому, с опорожнением периферических очагов кислой магмы, расположенных недалеко от поверхности. Появление эксплозивных брекчий и пемзовых туфов в заключительные этапы извержений свидетельствует об увеличении содержания летучих в расплаве во времени.

Различия в типе извержений, в соотношении эффузивов и пирокластов, петрографическом составе позволяют предположить разобщенность областей магматического питания для различных вулканических зон.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации. Вулканические породы карамалыташской формации характеризуются контрастным петрографическим составом. Среди них широко развиты диабазы, афировые и порфиоровые базальты и андезито-базальты, дациты, липарито-дациты и липариты. Андезиты распространены локально.

Для вулканитов основного состава (табл. IV, 1—6) характерны простые и однообразные парагенезисы с одним (афировые), реже несколькими (порфиоровые) поколениями минералов. Во всех парагенезисах главными минералами являются плагиоклаз и клинопироксен, при этом в первой генерации более распространен плагиоклаз при отсутствии или подчиненном развитии клинопироксена. Парагенезисы основной массы сходны с таковыми вкрапленников, но более разнообразны. В отличие от более ранней силурийской контрастной формации в парагенезисах полностью отсутствует оливин.

В афировых и серийно-порфиоровых типах основных пород процесс кристаллизации начинается с выделения плагиоклаза, обычно более идиоморфного, чем пироксен. Однако взаимоотношения плагиоклаза и пироксена в сростках и наличие включений пироксена в плагиоклазе показывают, что кристаллизация этих двух минералов большую часть времени шла одновременно. Титаномagnetит кристаллизовался позже пироксена и плагиоклаза.

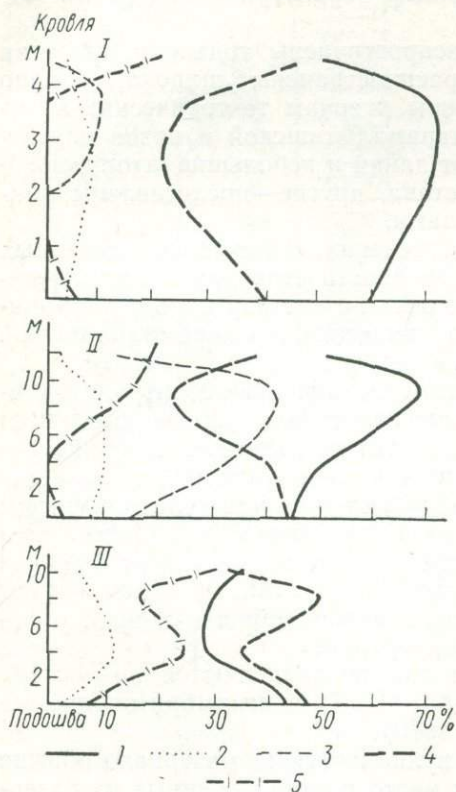


Рис. 14. Характер распределения вкрапленников, стекла и миндалин в пределах потоков: диабаз (I), базальта порфиоровой структуры (II), базальта афировой структуры (III):
1 — плагиоклаз; 2 — пироксен;
3 — суммарное количество вкрапленников; 4 — стекло; 5 — миндалины

Для определения времени кристаллизации минералов изучено несколько потоков афировых базальтов. Один из них (р. Агыр, Учалинская зона) сложен темно-серыми миндалекаменными афировыми базальтами со столбчатой отдельностью в подошве и брекчированной шлаковой коркой мощностью 10 м (рис. 14). Количество стекла максимально в подошве потока, а миндалин — в его кровле. Зоны, обогащенные миндалинами, обогащены и пироксенами. Плагиоклазы, наоборот, концентрируются в участках потока, бедных миндалинами. Таким образом, рост минералов имел место одновременно с перераспределением и концентрацией летучих, т. е. после излияния лавы на поверхность.

В верхней части потока массивных афировых диабазов (4,5 м) (с. Байрамгулово, Сибайская зона) появляются вкрапленники плагиоклаза и пироксена, увеличивается и раскристаллизация основной массы. В то же время в кровле и подошве отмечены узкие зоны, в которых резко возрастает количество стекла и миндалин (рис. 14). И в этом случае поток был раскристаллизован после излияния лавы, и неоднородность его структуры связана с различной скоростью остывания. Отсутствие вкрапленников в закаленных частях потока свидетельствует, что они кристаллизовались на месте после излияния.

В порфировых типах пород, где присутствует до двух генераций вкрапленников, первая из них является интрателлурической. Так, в потоке пироксен-плагноклазового базальта (12 м) в районе с. Сафарово в закаленных кровле и подошве потока количество вкрапленников не более 10—15%.

Таким образом, только вкрапленники, присутствующие в закаленных частях, образовались до излияния, в интрателлурическую стадию. Большая же их часть (вторая генерация) была сформирована уже в собственно эффузивный этап. Смена кристаллизации поздних вкрапленников кристаллизацией основной массы была связана, очевидно, с изменением режима летучих компонентов. В формировании большинства вкрапленников после извержения заключается важное различие порфировых базальтов карамалыташской и ирендыкской формаций.

По сравнению с эффузивами субвулканические породы основного состава характеризуются более ранним началом кристаллизации клинопироксенов и появлением ксеноморфного кварца, завершающего процесс кристаллизации.

Особенностью пород кислого состава является ограниченное распространение вкрапленников (~8—12%). Минеральные парагенезисы их бедны, будучи представлены обычно только плагноклазом и кварцем, реже — темноцветными минералами. В порфировых типах пород выделяются плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые, кварц-рогово-обманково-плагноклазовые (табл. III, 4), кварц-плагноклазовые парагенезисы вкрапленников. Более разнообразны парагенезисы в дацитах. По составу и структурным особенностям, так же как и по геологическому положению, выделяются две группы дацитов:

1. Дациты, отвечающие базокварцевым плагноклазовым и пироксен-плагноклазовым парагенезисам и обладающие характерными интерсертально-гранофировыми и призматическими (андезитоидными) структурами, обычно субвулканические. Эти породы составляют незначительный объем формации (5—7%), локализуясь главным образом среди базальтоидов, нередко в пределах вулканических построек (Фролова, Бурикова, 1969б).

2. Дациты, связанные постепенными переходами с породами липаритового состава и характеризующиеся близкими с ними составами парагенезисов иногда с кварцем и роговой обманкой во вкрапленниках. Они обладают первичными структурами, характерными для кислых эффузивов, среди которых преобладают сферолитовая, фельзитовая, витрофировая, микролитовая, микролитозернистая и их сочетания. Встречаются как в виде эффузивов, так и в виде субвулканических тел (табл. III, 6). Во вкрапленниках кислых пород выделяется несколько поколений минералов. В каждом из них плагноклаз начинает процесс кристаллизации, а клинопироксен (если он присутствует) или кварц являются более поздними. Значительная часть аксессуаров завершает кристаллизацию первой генерации вкрапленников.

Отсутствие зональности в плагноклазах первой генерации и наличие ее во второй свидетельствуют о более равновесных условиях кристаллизации первой генерации. Первая генерация кристаллов часто концентрируется в гломеропорфировые сростки, в то время как во второй они отсутствуют, что связано помимо других факторов с большей подвижностью расплава в начальный период кристаллизации. Сильная резорбция минералов первой генерации свидетельствует о том, что наибольшее изменение параметров кристаллизации расплава происходило между временем кристаллизации первой и второй генераций. По всей вероятности, кристаллы первой генерации являются интрателлури-

чески. Изучение распределения вкрапленников в субвулканическом теле плагиолипаритов горы Ялай (рис. 15) подтвердило это предположение. Они развиты как в центральных, так и в краевых закаленных частях тела. Широкое распространение вкрапленников микропегматитового строения в липарито-дацитах и липаритах свидетельствует о близости их состава к эвтектике (табл. III, 5). Однако наличие внутри этих

вкрапленников в дацитах зерен плагиоклаза связано, по-видимому, с избытком последнего против эвтектики в начале кристаллизации.

Кристаллизация основной массы начинается с выделения плагиоклаза и аксессуариев и заканчивается выделением кварца. Широко развитые сферолитовые структуры формируются позже частичной кристаллизации основной массы, так как нередко содержат включения микролитов плагиоклаза, зерен кварца или их микропойкилитовые срастания. Наличие мелких миндалин в центре сферолитов свидетельству-

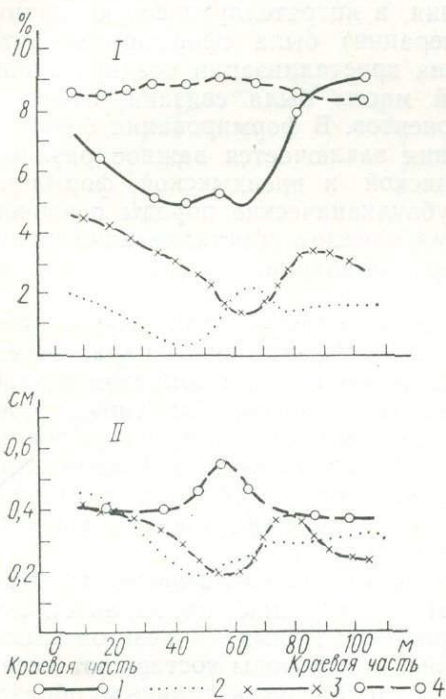


Рис. 15. Характер распределения состава (I) и размеров (II) вкрапленников в субвулканическом теле липарита на горе Ялай: 1 — плагиоклаз; 2 — кварц; 3 — миндалины; 4 — основная масса

ет, что летучие компоненты могут играть роль «зародышевых центров». В основной массе широко развиты структуры перекристаллизации, затушевывающие первичные (табл. III, 1—3, 6). В липаритах часто встречаются флюидалные текстуры (табл. III, 8).

Сравнение последовательности кристаллизации в породах дацитового и липаритового состава с экспериментальными данными показывает, что они формируются при различных условиях парциального давления воды. Экспериментально установлено (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969), что при давлении водяного пара от 0,5 кбар до 3 кбар в расплавах дацитового состава первым кристаллизуется плагиоклаз, а при $P_{H_2O} = 1-3$ кбар начинают кристаллизоваться биотит и амфибол. Отсутствие биотита и ограниченное развитие роговой обманки в породах дацитового состава карамалыташской формации, по-видимому, свидетельствуют о небольшой величине давления водяного пара (0,5—1 кбар) в расплаве при их кристаллизации. Это подтверждается и поздним выделением магнетита.

Липариты и липарито-дациты, наиболее близкие к кварц-полевошпатовой котектике, в небольшом количестве содержат роговую обманку. Порядок кристаллизации этих пород начинается с плагиоклаза, затем кварца, в парагенезисах с роговой обманкой последняя предшествует кварцу. Такая последовательность кристаллизации устанавливается экспериментально в расплаве обсидиана (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969) при давлении водяного пара от 3 до 1 кбар, что, вероят-

но, свидетельствует о значительно более высоком P_{H_2O} при формировании пород этого типа по сравнению с дацитами.

Субвулканические образования обнаруживают большое петрографическое сходство с эффузивами (табл. IV, 5, 6), имеют с ними общий качественный минеральный состав и общие «сквозные» генерации вкрапленников. Отличия сводятся к количественным отношениям минералов и к структурным и текстурным особенностям. В субвулканических породах увеличивается количество вкрапленников (при большей роли более ранних генераций), гломерпорфировых сростков, акцессорных минералов.

Породы карамалыташской формации подвергнуты зеленокаменному метаморфизму, сходному, но в целом более низкому, с метаморфизмом вулканитов более древних формаций. Актинолит-эпидотовая ступень практически отсутствует, уступая место эпидот-хлоритовой и широко развитой пумпеллит-пренитовой.

Характерной особенностью карамалыташской формации, сближающей ее с более ранней баймак-бурибаевской формацией того же типа, является повсеместная альбитизация полевых шпатов в результате натриевого метасоматоза. Интенсивность этого процесса различна, вследствие чего иногда сохраняются реликты основного плагиоклаза, что наряду с сохранением клинопироксена отличает основные вулканиды карамалыташской формации от типичных спилитов, испытавших перерождение с образованием альбит-хлоритовой ассоциации. Четкая приуроченность альбитизации к областям активного вулканизма позволяет предположить, что она связана с процессом пропилитизации, близким по времени к образованию вулканических пород. К подобному выводу приходит и С. Н. Иванов (1969а), который предполагает, что этот процесс идет в глубоководных условиях. Однако отмеченные выше признаки, свидетельствующие о мелководных и даже наземных условиях образования части вулканитов, вряд ли позволяют ограничивать процесс альбитизации глубоководными бассейнами. Напрашивается предположение о региональном фронте альбитизирующих растворов, возможно, имеющих глубинное происхождение.

Особенности химизма¹. Широкое развитие альбитизации в породах карамалыташской формации отразилось в колебаниях содержаний главных петрогенных окислов (табл. 20, 21). Наибольшие отклонения характерны для содержаний кальция и натрия.

Неравномерность распределения в карамалыташских вулканитах вторичных кальцийсодержащих минералов (эпидота, цоизита, пренита, пумпеллита, кальцита), высокая вариабильность кальция, широкий разброс фигуративных точек по параметру c на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 16) свидетельствуют о том, что в процессе альбитизации имело место перераспределение кальция. Наличие базальтов и диабазов с типичными для основных пород структурами и с повышенным содержанием кремнезема, равным 54—56%, является, очевидно, результатом выноса кальция. Высокие коэффициенты вариации (3,7—2,7%) для кремнезема в группе пород с содержанием $SiO_2 = 52—57\%$ являются следствием этого процесса.

Содержание Na_2O в основных вулканитах карамалыташской формации значительно ниже (3%), чем должно быть при альбитизации плагиоклаза с полным выносом кальция, что отвечает содержанию

¹ Использовано 267 химических анализов, из них 90 отобрано авторами, остальные взяты из литературных источников.

Таблица 20

Средние типы вулканических пород карамалыташской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	49,49	0,95	16,15	3,46	7,54	0,15	5,99	8,25	3,02	0,48
	1,43	0,52	1,39	0,95	1,70	0,06	1,10	1,38	1,05	0,34
2	53,80	0,72	15,33	3,67	6,57	0,16	5,07	6,58	3,45	0,54
	1,24	0,28	0,03	0,17	0,09	0,07	1,05	0,10	1,20	0,60
3	59,51	0,71	14,69	3,72	5,51	0,12	3,10	5,40	3,82	0,70
	1,55	0,50	1,21	1,55	1,14	0,04	1,10	1,64	0,92	0,54
4	66,48	0,65	13,31	2,52	4,73	0,14	1,62	2,95	4,52	0,53
	2,05	0,23	0,62	1,58	2,07	0,12	1,04	1,13	1,25	0,41
5	69,60	0,42	12,83	1,26	5,04	0,13	1,41	1,57	5,73	0,71
	0,63	0,16	0,36	0,46	2,42	0,02	0,27	0,59	0,86	0,40
6	73,79	0,28	12,44	1,45	2,04	0,08	0,86	1,16	5,20	0,61
	2,21	0,31	1,12	0,21	0,23	0,30	0,24	0,54	0,63	0,47
7	49,59	0,92	16,20	4,84	6,26	0,18	5,36	8,85	3,03	0,74
	1,86	0,34	1,31	1,24	1,27	0,16	0,10	0,11	1,04	1,01
8	53,97	0,87	16,16	3,85	7,21	0,19	4,47	6,35	3,68	0,76
	1,37	0,26	1,22	0,63	1,41	0,05	1,13	1,64	1,16	0,44
9	58,55	0,61	15,50	3,81	5,13	0,13	3,57	5,43	3,96	0,59
	0,59	0,32	0,59	0,91	0,58	0,08	0,99	1,87	1,13	0,42
10	66,92	0,59	13,78	2,51	2,84	0,12	1,80	1,45	5,48	1,24
	1,07	0,25	0,68	0,46	0,81	0,02	0,76	0,92	0,57	0,55
11	69,38	0,28	13,55	1,76	3,31	0,25	1,49	2,13	5,26	1,14
	0,46	0,26	0,33	0,66	1,17	0,02	0,49	0,86	0,76	0,57
12	73,84	0,30	12,30	1,39	2,39	0,11	0,90	1,09	5,23	1,00
	0,14	0,07	0,81	0,62	0,22	0,04	0,32	0,46	0,43	0,44
13	50,28	0,64	15,48	3,50	5,70	0,17	7,00	9,87	2,53	0,57
	1,57	0,04	0,46	1,20	0,88	0,03	1,43	1,56	0,63	0,46
14	54,60	0,74	14,35	3,77	6,30	0,16	4,36	8,04	4,10	0,51
	0,57	0,45	1,74	1,00	1,87	0,01	0,82	0,06	0,69	0,04
15	49,29	0,96	15,63	3,57	7,87	0,16	5,90	8,84	2,80	0,55
	1,51	0,51	1,55	1,05	1,76	0,07	0,72	2,72	1,08	0,50
16	54,05	0,65	15,53	3,40	6,69	0,15	5,03	6,40	3,62	0,44
	1,18	0,36	0,03	1,26	0,10	0,08	1,16	1,82	1,07	0,33
17	59,21	0,77	14,60	4,00	5,55	0,11	3,11	5,60	3,85	0,55
	1,30	0,51	1,27	1,40	1,21	0,03	1,18	1,65	0,98	0,29

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
18	66,12	0,66	12,98	2,48	5,68	0,10	1,83	3,46	3,79	0,57
	2,13	0,28	2,51	2,06	2,37	0,04	0,66	1,21	1,22	0,38
19	69,67	0,34	12,67	1,05	5,75	0,13	1,54	1,52	5,58	0,55
	0,75	0,06	1,56	0,25	2,40	0,02	0,08	0,71	0,98	0,29
20	73,94	0,37	12,04	1,68	2,46	0,07	1,00	1,20	5,05	0,50
	2,51	0,17	1,41	0,66	0,86	0,04	0,61	0,55	0,72	0,53
21	50,07	0,95	16,58	3,79	8,38	0,19	6,00	6,23	2,86	0,50
	1,13	0,38	0,84	0,98	1,25	0,05	0,92	1,00	0,88	0,36
22	53,98	0,75	15,42	4,02	6,56	0,16	5,87	6,63	3,03	0,65
	1,76	0,19	0,78	1,55	0,38	0,04	1,20	1,92	0,77	0,25
23	66,00	0,78	13,75	1,79	4,14	0,14	2,32	2,61	5,09	0,67
	3,25	0,01	0,21	0,30	0,35	0,01	1,59	0,57	0,32	0,71
24	73,84	0,28	12,60	1,76	2,06	0,09	0,84	1,30	5,29	1,04
	1,21	0,13	1,00	1,04	0,86	0,05	0,30	0,49	0,46	0,53
25	48,11	1,27	17,23	5,29	5,22	0,13	6,53	9,01	2,47	0,73
	1,62	1,08	2,41	1,74	2,32	0,06	2,44	1,70	1,54	1,50
26	53,16	0,84	15,58	4,35	6,90	0,16	5,19	7,13	4,29	0,72
	1,17	0,33	1,39	2,07	1,88	0,07	0,60	1,75	2,04	0,52
27	49,75	1,02	16,05	4,05	6,64	0,20	4,60	10,38	2,66	0,48
	1,17	0,28	1,56	0,60	1,17	0,04	0,24	1,68	1,13	0,41
28	74,48	0,37	12,05	1,54	3,84	0,13	1,17	1,35	4,93	0,82
	1,54	0,05	0,58	0,85	2,48	0,02	0,32	0,52	0,49	0,32
29	49,20	0,89	16,31	4,79	6,58	0,20	5,49	8,87	3,08	0,50
	1,61	0,31	1,48	1,21	1,18	0,05	1,11	1,81	1,10	0,18
30	55,17	1,05	14,67	3,54	6,67	0,18	4,38	5,55	3,18	0,58
	0,91	0,07	0,38	0,61	1,99	0,02	0,86	1,97	0,89	0,29
31	66,88	0,63	13,64	2,58	3,36	0,12	1,86	2,43	5,52	1,16
	1,10	0,24	0,54	0,40	0,71	0,02	0,76	0,57	0,58	0,48
32	69,17	0,26	13,40	2,04	2,73	0,15	1,53	1,72	5,59	1,31
	0,25	0,43	0,17	0,30	0,25	0,03	0,59	0,33	0,47	0,57
33	75,12	0,27	12,10	1,19	2,23	0,12	0,71	0,74	5,40	0,86
	2,52	0,03	1,14	0,13	0,52	0,04	0,14	0,31	0,31	0,35
34	48,03	1,21	17,30	6,10	4,77	0,18	6,40	9,77	2,55	0,29
	3,33	0,46	0,52	1,82	0,56	0,12	3,60	1,04	1,18	0,22
35	51,7	0,68	15,10	3,59	5,90	0,12	6,13	9,26	3,05	0,52

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
36	51,8	0,80	15,58	3,48	7,27	0,16	5,45	7,57	3,22	0,49
37	71,3	0,44	12,4	1,8	3,8	0,09	1,31	1,81	4,8	0,53
38	51,0	0,88	16,0	4,1	7,43	0,18	5,77	6,90	2,98	0,57
39	71,02	0,41	12,98	1,93	2,67	0,11	1,28	1,67	5,39	1,05
40	49,1	1,16	16,9	5,05	5,64	0,14	6,19	8,55	2,92	0,73
41	51,3	0,85	15,8	3,91	6,85	0,16	5,37	7,60	3,24	0,58
42	71,31	0,40	12,8	1,80	2,64	0,10	1,21	1,52	5,18	0,89
43	58,9	0,71	14,7	3,20	5,57	0,14	4,03	5,70	3,78	0,68

Примечание. Средние типы вулканитов. Магнитогорский синклиорий в целом (1—12). Эффузивные породы: 1 — базальты (34 ан.); 2 — андезито-базальты (28 ан.); 3 — андезиты (9 ан.); 4 — дациты (9 ан.); 5 — липарито-дациты (4 ан.); 6 — липариты (28 ан.); субвулканические породы: 7 — базальты (23 ан.); 8 — андезито-базальты (7 ан.); 9 — андезиты (4 ан.); 10 — дациты (14 ан.); 11 — липарито-дациты (4 ан.); 12 — липариты (10 ан.). Эффузивные породы различных структурно-фациальных зон (13—26). Вознесенская зона (13, 14): 13 — базальты (4 ан.); 14 — андезито-базальты (2 ан.). Сибайская зона (15—20): 15 — базальты (16 ан.); 16 — андезито-базальты (17 ан.); 17 — андезиты (9 ан.); 18 — дациты (5 ан.); 19 — липарито-дациты (3 ан.); 20 — липариты (11 ан.). Учалинская зона (21—24): 21 — базальты (7 ан.); 22 — андезито-базальты (4 ан.); 23 — дациты (2 ан.); 24 — липариты (10 ан.). Гумбейская зона (25, 26): 25 — базальты (9 ан.); 26 — андезито-базальты (3 ан.). Субвулканические породы различных структурно-фациальных зон (27—34). Сибайская зона (27, 28): 27 — базальты (4 ан.); 28 — липариты (4 ан.). Учалинская зона (29—33): 29 — базальты (10 ан.); 30 — андезито-базальты (3 ан.); 31 — дациты (13 ан.); 32 — липарито-дациты (3 ан.); 33 — липариты (4 ан.). Гумбейская зона: 34 — базальты (3 ан.).

Средневзвешенные составы вулканитов. Вознесенская зона: 35 — основная группа. Сибайская зона: 36 — основная группа; 37 — кислая группа. Учалинская зона: 38 — основная группа; 39 — кислая группа. Гумбейская зона: 40 — основная группа. Магнитогорский синклиорий: 41 — основная группа; 42 — кислая группа; 43 — среднее по формации.

$Na_2O = 5-6\%$. В то же время величина $\alpha = \frac{c}{a+c} \cdot 100$ (Штейнберг, 1964) и номер нормативного плагиоклаза, функционально связанные с содержанием полевошпатовой извести, закономерно уменьшаются от основных пород к кислым (табл. 22).

Состав первичного плагиоклаза, сохранившегося в реликтах (Ap_{56-59}), близок к нормативному для базальтов ($Ap_{50-60\%}$). Все это показывает, что процесс выноса кальция в целом был невелик. Это подтверждается и примерным расчетом среднего количества вынесенного кальция в карамалыташских базальтах. Если принять средний состав первичного плагиоклаза за Ap_{55} , при его количестве в породе, равном 60%, то содержание анортита составит 33% по весу или около 36% по объему. Полное замещение Ap_{55} альбитом должно сопровождаться освобождением $0,555 \cdot 0,36 = 0,199 \text{ кг}^1 \text{ CaO}$ или при удельном весе (2,83) карамалыташских базальтов $0,199 : 2,83$, т. е. = 7% окиси

¹ При переходе 1 дм³ анортита в альбит убавляется 0,555 кг CaO (Штейнберг, 1964).

Таблица 21

Нормативные составы средних типов вулканических пород карамалыташской формации по методу CIPW

Породы		Нормативные минералы								
		Il	Mt	Or	Pl	Crx	Orx	Ol	Q	C
Эффузивные	базальты	1,93	2,46	2,90	56,89	10,19	24,40	—	0,51	—
	андезито-базальты	1,44	3,41	2,92	55,89	7,22	20,94	—	7,46	—
	андезиты	1,42	3,38	4,14	55,04	4,93	24,26	—	7,46	—
	дациты	1,42	1,68	2,84	54,75	—	12,21	—	27,10	—
	липарито-дациты	0,78	0,71	3,97	56,38	13,09	—	—	25,06	—
	липариты	0,63	1,19	3,43	51,30	—	5,25	—	37,05	1,15
Субвулканические	базальты	1,75	4,53	4,00	57,85	12,73	17,21	—	1,83	—
	андезито-базальты	1,72	3,06	5,11	54,83	7,82	19,61	—	7,85	—
	андезиты	1,26	3,84	3,46	58,45	3,66	15,17	—	1,83	—
	дациты	1,25	1,91	7,51	55,71	—	9,05	—	23,83	0,74
	липарито-дациты	0,62	1,65	6,82	55,43	9,66	—	—	25,82	—
	липариты	0,62	1,18	6,25	50,69	—	6,04	—	34,60	0,62
Кислая группа пород		0,78	1,43	5,71	53,01	—	7,29	—	31,33	0,42

Таблица 22

Значение анокритического числа (α) для различных пород карамалыташской формации

Генетические группы пород	Базальты	Андезито-базальты	Андезиты	Дациты	Липарито-дациты	Липариты
Эффузивные	48,9	42,1	35,9	25,6	11,6	10,4
Субвулканические	57,7	37,9	36,9	15,1	11,2	9,5

кальция на единицу объема породы. Среднее содержание CaO в неизменном базальте, содержащем 60% Al_{55} ($CaO=11,4\%$) и 30% клинопироксена ($CaO=18\%$), равно соответственно $(60 \cdot 11,4 + 30 \cdot 18) : 10000 = 12,24\%$. При имеющей место свежести клинопироксенов уменьшение содержания кальция в случае его выноса в карамалыташских базальтах может иметь место только за счет плагиоклаза, что при полном выносе кальция в процессе альбитизации должно достигать $12\% - 7\% = 5\%$ CaO. Количество вынесенного CaO (в процентах от его первоначального содержания) в среднем базальте карамалыташской формации (9,5%) равно 21% и соответственно уменьшается с сокращением количества плагиоклаза. Подобный расчет был сделан и для кислых пород. При всей его условности (номер плагиоклаза за отсутствием данных был условно принят равным олигоклазу № 25—30) были получены сходные цифры. Таким образом, содержание CaO в вулканитах основной и кислой групп понижено на 20% по сравнению с неизменными типами пород. Вынос кальция при альбитизации теоретически должен сопровождаться освобождением близкого количества глинозема, однако среднее содержание его соответствует среднестатистическому для пород соответствующей кислотности. По-видимому, глинозему ведет себя как инертный компонент, что было отмечено Д. С. Штейнбергом (1964).

Расчет количества привнесенного натрия при процессе альбитизации показал, что и в основных и в кислых породах привнесено около

18—20% Na_2O . Поскольку привнос Na_2O сопровождается одновременно увеличением содержания SiO_2 , наличие пород с содержанием $\text{SiO}_2 = 49\%$ позволяет сделать вывод, что привнос Na_2O , так же как

и вынос CaO , не были повсеместны, однако привнос Na_2O стабильнее, чем вынос CaO при том же процессе. Вынос CaO был более постоянным в основных породах, а в кислых процесс этот шел хотя и повсеместно, но с различной интенсивностью.

Средние содержания K_2O не отличаются значительно от содержаний этого окисла в породах других формаций (ирендыкской или улутауской). В эффузивах оно колеблется в пределах 0,47—0,73%, а в субвулканических от 0,59 до 1,24%. Принимая во внимание более интенсивную альбитизацию эффузивов по сравнению с субвулканическими телами, можно предположить, что первичное содержание K_2O в эффузивах было более высоким, т. е. наряду с привносом Na_2O и выносом CaO имел место и вынос K_2O . Процесс этот более энергично осуществлялся в кислых породах.

Таким образом, если привнос Na_2O в основных породах сопровождался выносом CaO , то в кислых выносилась и окись калия. В эффузивах этот процесс был более интенсивен и первичные отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ в породах искажены, находясь в зависимости от интенсивности метасоматических процессов.

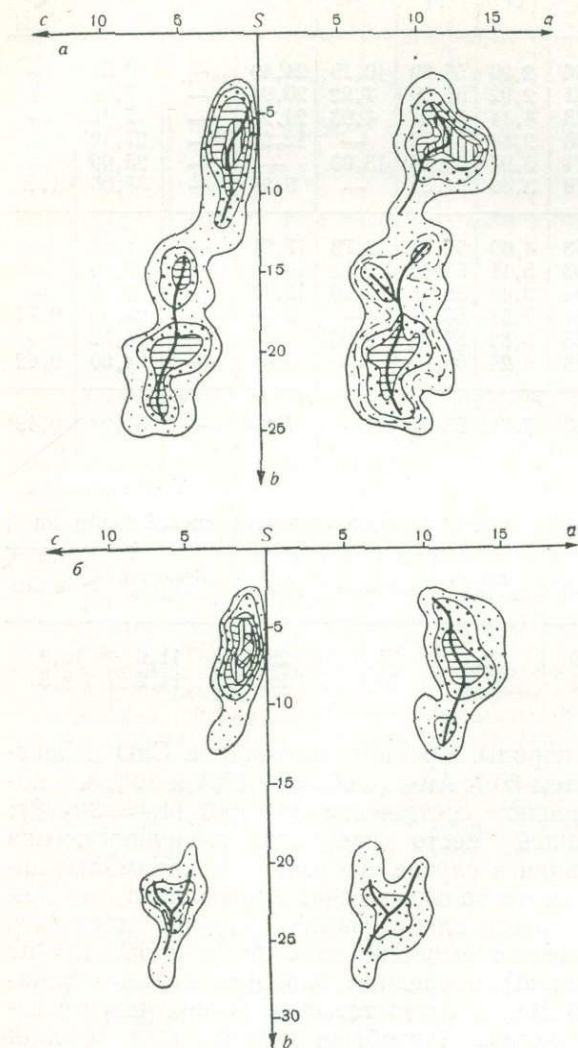


Рис. 16. Вариационные диаграммы А. Н. Заварицкого для вулканических пород среднедевонской диабаз-альбитофировой карамалыташской формации:

a — Учалинская структурно-фациальная зона; *б* — Шартымская подзона Учалинской зоны.

Условные обозначения см. на рис. 3

В связи с изменением содержаний калийных компонентов имело место и перераспределение содержаний феррических окислов, но оно было несоизмеримо менее значительным. Среди них наиболее вари-

бильным являются TiO_2 , затем Fe_2O_3 , коэффициент вариации которого возрастает в кислых породах (62,5% против 41,7% в основных), а в эффузивах (62%) выше, чем в субвулканических образованиях (44%), что, очевидно, связано с различной степенью окисленности потоков. Содержания FeO более устойчивы, причем в основных породах FeO также обладает меньшими коэффициентами вариации (20—22%) по сравнению с кислыми (43,5—48%). Вариабильность MgO увеличивается в кислых породах, причем в субвулканических породах она несколько выше, чем в эффузивах, что связано с большей распространенностью в первых явлений дифференциации. Однако средние значения всех перечисленных окислов близки к среднестатистическим в соответствующих по кислотности средних типах пород и могут рассматриваться в первом приближении как отражающие их истинные содержания.

Средневзвешенный состав всех вулканитов соответствует андезитах, хотя чрезвычайная редкость их в разрезе вряд ли позволяет считать магму этого состава исходной для их формирования. На диаграмме Заварицкого (см. рис. 16) отчетливо видна дискретность распределения фигуративных точек, разделенных областью с единичными анализами (по b от 13 до 17%), а каждая из групп характеризуется разной степенью наклона к оси sb . Анортитовое число c уменьшается скачком от основной группы к кислой. Отношение f'/m' на плоскости asb не обнаруживает плавного изменения, обычного для генетически однородных серий, а остается очень близким как в кислой, так и в основной группе пород. Изменение коэффициента железистости различно для основной и кислой групп пород. Для первой характерна толеитовая тенденция, для второй — известково-щелочная. Две области сгущения точек, наблюдающиеся на диаграммах (см. рис. 16, 17), могут служить указанием на наличие двух областей, соответствующих исходным составам магм.

Отмеченные выше факты при учете того, что кристаллизация основных пород шла преимущественно в собственно эффузивный этап, а следовательно на поверхность магма попадала в перегретом состоянии, и возможности ее дифференциации были ограничены, могут быть объяснены либо самостоятельным происхождением основной и кислой групп вулканитов, либо контрастной дифференциацией магмы в перегретом (жидкостном) состоянии. Механизм дифференциации должен объяснить самые широкие вариации получаемых относительных количеств кислых и основных вулканических продуктов.

Средневзвешенный состав базальтовой группы пород карамалыташской формации (табл. 20) отличается от предшествующих по времени базальтоидных пород ирендыкской формации пониженными содержаниями MgO , CaO и повышенными содержаниями FeO' , Na_2O . По В. А. Кутолину, они принадлежат к траппам древних платформ (толеитам), а также весьма близки к средним кварцевым базальтам и долеритам толеитового типа (Manson, 1967), а наблюдаемые отличия по Na_2O , K_2O и CaO связаны, по-видимому, с их перераспределением при натровом метасоматозе. Единственным существенным отличием является пониженное содержание TiO_2 , что вообще характерно для раннегеосинклинальных вулканитов Южного Урала. Пересыщенность кремнеземом является характерной чертой базальтовых пород карамалыташской формации: высокое значение величины Q , повсеместное наличие нормативного кварца, а также модалного в наиболее раскристаллизованных субвулканических породах (табл. 21).

Диабазы и афировые базальты с шаровой отдельностью часто описываются как спилиты. Но при сравнении их с мировыми спилитами

обнаруживаются бедность TiO_2 и избыток Al_2O_3 . Содержание CaO в карамалыташских вулканитах выше, даже если учесть его значительные вариации в спилитах. Содержание щелочей ниже, чем в типичных спилитах (4,5—6%) при повышенном отношении $[K_2O/(Na_2O+K_2O)] \times 100$, равном 14—16 вместо 9—13. Таким образом, базальтоидная группа пород карамалыташской формации не относится к типичным спилитам, хотя некоторые единичные анализы весьма близки к ним.

По соотношению щелочей базальтовая серия карамалыташской формации является типично натриевой (Штейнберг, 1964), однако не вполне ясно, насколько этот признак является первичным. По некоторым косвенным данным, в частности корреляционного анализа (Бородаевская и др., 1973), имела место первичная натровая специфика карамалыташских вулканитов. Сравнение с базальтами однотипной баймакбурибаевской формации показывает в карамалыташских базальтах повышенное содержание Al_2O_3 , TiO_2 , FeO' при резко пониженном содержании MgO .

Из анализированных малых элементов (табл. 23) только Pb и Ga имеют содержания, близкие к кларковым, незначительно выше кларков Zn, Sn, Sc, Ni, Co, Cr, V и Cu обнаруживают содержания значительно

Таблица 23

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах карамалыташской формации

Породы	Малые элементы										Количество анализов
	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ga	
Базальты и андезитобазальты	75	170	6	2,5	22	20	10	130	52	19	82
	20,0	1,5	5,0	2,4	1,0	1,5	10,6	6,8	3,8	0,7	
Дацинты	20	110	7	3,0	13	10	6	40	38	16	60
	8,0	1,1	5,0	1,3	1,1	1,0	0,2	19	0,8	0,7	
Липарито-дациты и липариты	10	100	7	3,2	12	10	6	14	30	19	45
	8,0	1,0	1,2	1,0	1,4	0,5	3,0	3,9	1,6	0,8	
Основные породы*	100	130	8	1,5	160	45	200	200	24	18	—
Кварцевые толеиты**	125	—	—	—	70	35	125	250	30	20	98
Кислые породы*	20	60	20	3	8	5	25	40	30	20	—

* По А. П. Виноградову, 1962б.

** По М. Принцу (Prinz, 1967).

более низкие, чем кларковые. Особенно разителен дефицит Cr и Ni, содержания которых понижены не только по сравнению с мировыми кларками, но и по сравнению со среднестатистическими значениями их для кварцевых толеитов (Prinz, 1967).

Характерно, что клинопироксены вкрапленников также обеднены хромом по сравнению с клинопироксенами других формаций. Таким образом, обеднение хромом и никелем свойственно, по-видимому, исходной магме карамалыташских пород. Подобные бедные хромом базальты описаны на Малых Антильских островах (Ноккольдс,

Аллен, 1958), а также на о. Реюньон (Г. Б. Рудник, устное сообщение), где доказано их образование в процессе кристаллизационной дифференциации. Резкий дефицит Cr и Ni наряду с высоким отношением железа к магнию, свойственный карамалыташским базальтам, является важным петрогенетическим показателем, свидетельствующим об образовании толеитовой, пересыщенной кремнеземом магмы этих базальтов за счет фракционирования более основных базальтовых выплавов. Подтверждением высказанному положению являются содержания V и Co в ранних клинопироксенах карамалыташской формации. Ванадий, обычно накапливающийся на средних стадиях дифференциации (Wilkinson, 1959; Wager, Mitchell, 1951), входит в эти пироксены в количествах, больших по сравнению с пироксенами остальных формаций. Кобальт, содержания которого уменьшаются в процессе кристаллизации базальтовой магмы значительно медленнее, чем Cr и Ni (Prinz, 1967), входит в пироксены карамалыташских базальтов в количествах, близких к таковому в пироксенах других формаций.

Наибольшие отклонения от группы толеитовых базальтов характерны для Гумбейской зоны (табл. 20), базальты которой, более богатые K_2O ($n = 80\%$) и окисным железом, характеризуются повышенной щелочностью. Базальтоиды остальных структурных зон отличаются главным образом по содержанию CaO и щелочей в связи с различной интенсивностью процессов их гидротермальной переработки. Закономерно, что базальтоиды тех зон, где отсутствуют кислые породы, отличаются наиболее низкой степенью гидротермальной переработки. К ним помимо Гумбейской зоны относится также и Вознесенская.

Средневзвешенные составы пород кислого состава, включающие дациты, липарито-дациты и липариты, соответствуют липарито-дацитам (табл. 20). По сумме щелочей (5,33—6,75%) они несколько беднее средних липаритов и кварцевых порфиров (7—8%), а также близких к ним кератофиров контрастной формации Новой Зеландии (Батти, 1963б) сходной тектонической позиции. От последних они отличаются также повышенным содержанием железа и магния, что обусловливает более высокое значение коэффициента b по Заварицкому. По содержанию щелочей и темноцветных компонентов рассматриваемые составы близки к кварцевым альбитофирам севера Среднего Урала, междуречья рек Вагран и Елва (Каретина, 1969). Петрографическая и петрохимическая самостоятельность этой группы позволяет высказать предположение о принадлежности ее к особой генетической серии пород, отличной от базальтоидов.

Для кислых пород обнаруживается специфичное распределение малых элементов (табл. 23). Близкими к кларковым являются содержания Ga, Sn, Sc, Ni, выше кларков — Zn, Co, а содержания V, а особенно Cu, Pb, оказываются ниже кларковых.

Характерной чертой кислых пород, как и основных, является их натровая специфика. Неясно, каково было соотношение K_2O и Na_2O в исходной магме кислых пород. Являлась ли она первично калиево-натриевой (Батти, 1963а) или же магма была существенно натриевой, а в дальнейшем натриевый метасоматоз лишь усугубил натриевую специфику пород? Хотя в карамалыташской формации роль метасоматоза в формировании общего баланса щелочей была значительной, однако, как показано выше, количество привнесенного натрия составляет не более 20% его от общего содержания в породе.

Согласно исследованиям В. П. Челнокова (1974), кварцевые альбитофиры карамалыташской формации отвечают кварц-олигоклазо-

вой котектике, т. е. первично были существенно натровыми. Первично-натровая специфика кислых пород подтверждается также наличием твердых включений с фазой галита (NaCl) в фенокристаллах кварца, представляющих собой раскристаллизованные микропорции остаточного расплава (Костина, 1974).

Средние составы кислых пород различных структурно-фациальных зон очень близки. Некоторые отличия, например значимое увеличение железа и уменьшение щелочей, обнаруживают кислые вулканы Сибайской зоны. Наибольшее богатство щелочами и бедность железом, магнием и кальцием свойственны вулканитам Учалинской зоны.

Субвулканические породы карамалыташской формации чрезвычайно сходны химически с одновозрастными эффузивами. Проведенное статистическое сравнение эффузивов и субвулканических образований методом В. Н. Бондаренко (1967) также подтвердило их комагматичность (Фролова, Бурикова, 1969а). К петрохимическим отличиям субвулканических образований от эффузивов относятся повышенное содержание Al_2O_3 , K_2O , а в кислых разностях пород также и Na_2O , обеднение кремнеземом, особенно в основных группах пород, большой диапазон вариации коэффициента фракционирования, уменьшение степени насыщенности кремнеземом.

Указанные выше отличия связаны с формированием субвулканических пород из магматических очагов с более далеко зашедшими процессами дифференциации в них, а также с явлениями расслоения в самих телах. Увеличение относительной роли калия в кислой группе связано, по-видимому, с меньшей степенью и локальностью гидротермальной переработки их по сравнению с эффузивами.

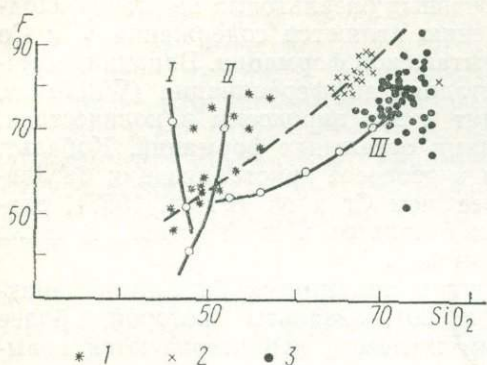


Рис. 17. Диаграмма зависимости коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в вулканитах карамалыташской формации.

Условные обозначения см. на рис. 5

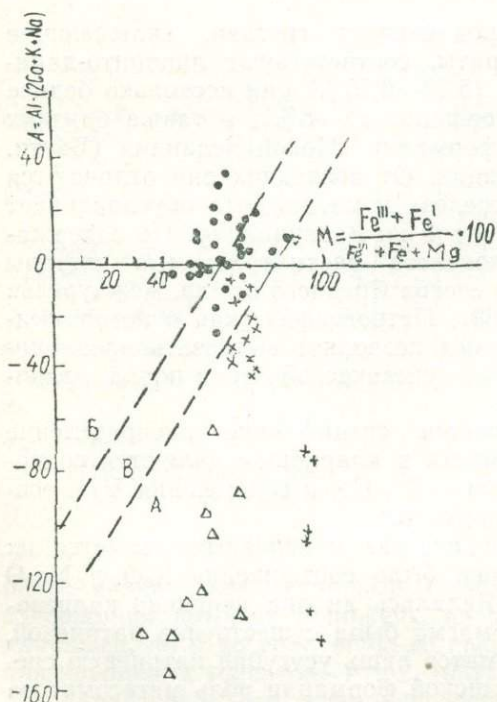


Рис. 18. Распределение составов кислых пород карамалыташской формации в координатах «общая железистость (M) — глиноземистость (A)», по В. А. Кутолину.

Условные обозначения см. на рис. 6

Особое положение занимает группа субвулканических дацитов (группа I на стр. 89), которая на различного рода вариационных диаграммах (рис. 17) разобрана с главной массой кислых пород. По сравнению с нею эти дациты менее глиноземисты, обогащены железом, имеют более высокую суммарную щелочность при относительно повышенном содержании калия, а также отличаются повышенными содержаниями MnO и отношений $Fe/(Mg+Ca)$, Mn/Fe , Rb/K и др., что характерно для кислых дифференциатов базальтовой магмы (Рудник, 1969). На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 16),

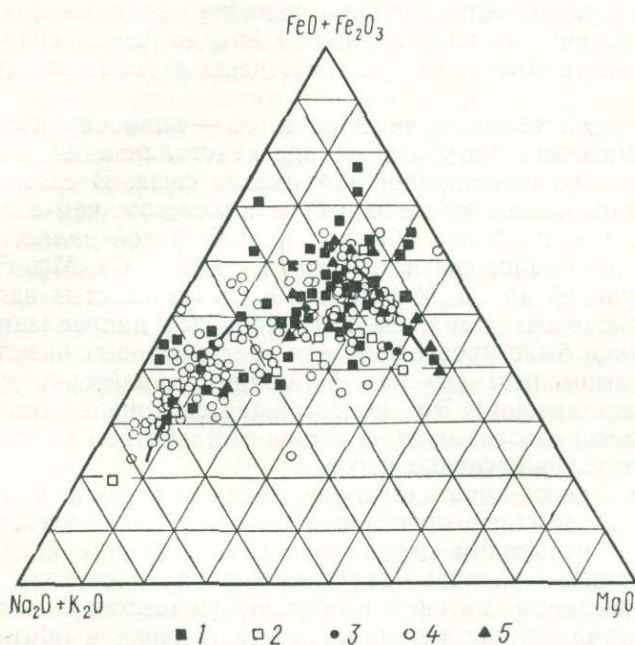


Рис. 19. Диаграмма соотношений весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в вулканических породах среднедевонской карамалыташской формации.

Структурно-фациальные зоны: 1 — Сибайская, 2 — Шартымская подзона Учалинской зоны, 3 — Вознесенская, 4 — Учалинская, 5 — Гумбейская

а также диаграмме, связывающей железистость — содержание кремнезема, они образуют единую серию дифференциации с породами основного состава. На диаграмме «общая железистость — глиноземистость» (по Кутолину) точки составов указанных дацитов отчетливо группируются в поле производных базальтовой магмы, тогда как главная масса кислых вулканитов локализуется в области пород палингеного происхождения (рис. 18, 19). В них фиксируются повышенные значения лития и рубидия, что подтверждает их базальтоидное происхождение и объясняется склонностью указанных элементов накапливаться в остаточных расплавах в процессе магматической эволюции.

Причины разнообразия вулканических пород карамалыташской формации. Простые минеральные парагенезисы базальтов и плавная эволюция составов минералов в процессе кристаллизации позволяют предполагать, что процесс кристаллизации их был не столь сложен, как

в порфириновых формациях. Расплав изливался обычно перегретым по сравнению с началом кристаллизации и, следовательно, поступившие на поверхность порции его были близки к исходной магме глубинных очагов. В связи с этим особый интерес представляет ход их кристаллизации.

Характерной для базальтов является более ранняя кристаллизация полевошпатовой ветви, значительно опережающая темноцветную. Судя по норме $f = ab' + 2di + 2,3hy = 11,2$ (Барт, 1956), они располагаются в поле плагиоклаза, будучи пересыщены им против котектики. Альбитизация полевых шпатов не дает возможности проследить ход кристаллизации лейкократовой ветви, однако наличие зональных кристаллов с реликтами первичного плагиоклаза от Ap_{55} до Ap_{27-30} свидетельствует о быстрой кристаллизации при постепенном обогащении расплава натрием.

Наличие единственного темноцветного — клинопироксена — объясняется высокими температурами начала кристаллизации, в связи с чем выделялась только одна клинопироксеновая фаза. В связи с тем, что расплав в целом беднее магнием и богаче железом, чем в силурийской серии вулканитов, наиболее обычной ранней фазой является не диопсид, а салит или маложелезистый авгит состава $Ca_{48}Mg_{41}Fe_{11}$, плавно эволюционирующий до $Ca_{34}Mg_{39}Fe_{27}$, т. е. до железистых авгитов, близких к субкальциевым (табл. 24, 25). Подобное направление эволюции клинопироксенов было прослежено для всех афировых базальтов и, как указывалось выше (ирендыкская формация), характерно для условий быстрой кристаллизации. Это подтверждается зональностью клинопироксенов и плагиоклазов, а также широким развитием в поздних клинопироксенах структур песочных часов.

Итак, в процессе кристаллизации имеет место накопление железа, усугубляющееся поздней кристаллизацией титаномагнетита, что свидетельствует о невысоком окислительном потенциале расплава. Если на ранних стадиях расплав эволюционировал в сторону обеднения кальцием, алюминием, магнием и обогащения щелочами и титаном, то массовая кристаллизация титаномагнетита привела к обеднению остаточного расплава железом и титаном и вызвала дальнейшее его обогащение щелочами. Появление кварца в заключительные стадии кристаллизации показывает, что остаточный расплав был также обогащен и кремнеземом. Последнее усугублялось по сравнению с порфириновыми сериями отсутствием ортопироксена.

Эволюция базальтовых расплавов карамалыташской формации в процессе кристаллизации весьма близка таким образом к кристаллизации афирового типа базальтов ирендыкской формации. Отделение кристаллической фазы на ранних стадиях в случае, если бы оно имело место, привело бы в первую очередь к обогащению отделившегося расплава железом и обеднению его кальцием. Отделение остаточного расплава в заключительную стадию кристаллизации должно было привести к появлению небольшого (около 5%, судя по содержанию кварца) количества богатой кремнеземом жидкости. Примером реализации этого процесса, возможно, является наличие небольших субвулканических тел дацитового состава, обладающих всеми признаками дифференциатов базальтовой магмы (стр. 89). Однако в широких масштабах подобное отделение не происходило в связи с кристаллизацией большей части базальтов после излияния на поверхность.

Степень обогащения расплава летучими и их поведение в процессе кристаллизации также близко к описанному выше для афировых базальтов ирендыкской формации. Незначительное количество пирокла-

стики, связанной с излияниями базальтов, особенно с начальными их порциями, низкая степень окисленности железа в породообразующих минералах, поздняя кристаллизация магнетита — все это свидетельствует об относительной бедности исходного расплава летучими. Вследствие этого последние сохраняются до поздних стадий кристаллизации, когда и происходит их отделение, фиксируемое наличием миндалекаменных текстур. Время отделения летучих обуславливает ход кристаллизации, в частности момент смены формирования поколения вкрапленников поколениями минералов основной массы, и определяет количественные отношения вкрапленников и основной массы.

Однородность состава базальтовой группы пород карамалыташской формации является подтверждением отсутствия процесса кристаллизационной дифференциации в сколько-нибудь значительных масштабах. Одноэтапность кристаллизации, характерная для большинства вулканитов, ограничивает этот процесс отдельными потоками, субвулканическими телами и естественно не может привести к появлению широкого спектра разнообразных по кислотности пород. Судя по детальному изучению отдельных потоков, дифференциация на месте также была незначительной.

Петрохимическая эволюция серии базальтоидных вулканитов отражена на диаграмме Заварицкого наличием роя точек в интервале параметра b от 30 до 18%, с наибольшей плотностью в пределах вариационных кривых Лассен-Пик — Йеллоустонский Национальный Парк. На рис. 16 основные породы образуют два близко расположенных максимума, соответствующих, по-видимому, исходным магматическим расплавам. Один из них, отличающийся большим содержанием железа, практически совпадает с исходным составом известково-щелочной серии и близок к средневзвешенному составу всей базальтоидной серии в целом; второй, характерный для Гумбейской зоны, отличается повышенной магнезиальностью и относится к типичным толеитам. Для карамалыташских базальтов характерен несколько более высокий темп накопления щелочей, чем для ирендикских, но менее значительный, чем в характерной толеитовой серии диабаз — гранофир (Тернер, Ферхуген, 1961). Кроме того, намечается ветвь дифференциации, характерная для известково-щелочных серий. Она соответствует вулканитам крупных вулканических построек (Учалинская и Сибайская зоны), где распространено максимальное количество порфирировых базальтов, и связана, очевидно, с дифференциацией в периферических очагах под ними.

Обогащение железом в процессе дифференциации при медленном нарастании содержания кремнезема обуславливает редкость появления пород более кислых, чем андезитово-базальты (см. рис. 19). Да и часть последних, как было показано выше, относится по существу к базальтовой группе, выделяясь по содержанию кремнезема чисто формально, в связи с его завышением при метаморфизме. Лишь в тех случаях, когда имеет место известково-щелочная тенденция дифференциации, появляются более кислые типы пород (дациты).

Из всей массы кислых пород липарито-дациты и липариты наиболее близки по петрохимическим особенностям. Они имеют сходные значения параметра c , величина которого равна в среднем 1,38% — для липаритовых и 1,7% — для липарито-дацитов пород. В то же время липарито-дациты характеризуются значительно большими значениями параметра $b = 8,25$ (среднее) вместо 5,9 в липаритах при некотором убывании содержания щелочей в последних (табл. 20). Эти обстоятельства нарушают плавный ход кривых дифференциации в области кислых составов, вызывая на плоскости asb отклонение фигуративных точек

Химический состав клинопироксенов вулканических пород

№ п/п	Породы	Химический										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻
1	Базальт	50,12	1,12	3,05	1,90	7,60	0,24	15,00	19,85	0,39	0,06	0,15
2	»	51,89	0,33	3,45	2,44	4,16	0,20	16,73	19,70	0,44	0,14	0,15
3	Андезито-базальт	50,23	0,91	2,63	3,56	8,35	0,38	14,60	18,52	0,25	0,04	0,12

Оптические свойства и кристаллохимические формулы клинопироксенов

№ п/п	Породы	Оптические свойства					Формулы по Хессу
		2V	n _g	n _m	n _p	c:Ng	
1	Базальт	49—51	1,720	1,696	1,692	43—45	Ca _{41,2} Mg _{43,3} Fe _{15,5}
2	»	52—53	1,708	1,691	1,687	41—42	Ca _{41,0} Mg _{48,4} Fe _{10,6}
3	Андезито-базальт	46—48°	1,709	1,700	1,693	45	Ca _{38,5} Mg _{42,1} Fe _{19,4}

липаритовых типов пород влево по сравнению с липарито-дацитовыми (рис. 16). Как доказано Д. С. Штейнбергом (1964), при замещении полевого шпата кварцем содержание щелочей уменьшается примерно в 2,5 раза медленнее, чем увеличивается содержание кремнезема, и породы оказываются пересыщенными алюминием. Все эти особенности действительно свойственны липаритам. Можно предположить, что по крайней мере часть пород, относимых нами по содержанию кремнезема к липаритам, образовалась за счет вторичного метасоматического окварцевания липарито-дацитов. При этом содержания щелочей и кремнезема сильно варьируют в зависимости от степени метасоматической переработки пород.

Взаимоотношения между липаритами и липарито-дацитами, с одной стороны, и дацитами, с другой, имеют иной характер. Эти породы резко различаются как петрографическим составом, так и особенностями химизма. На диаграмме Заварицкого (рис. 16) линия дифференциации в области кислых составов резко изгибается влево от уровня дацитов к липарито-дацитам с образованием характерного «колена», аналогично тому, как это отмечено на Камчатке (Эрлих, 1966) для последних стадий кислых извержений вулканов Горелый, Швелуч, Безмянный и др. Аналогичное «колено» образуется и на плоскости *csb* в связи с резким уменьшением в липарито-дацитах полевошпатовой извести. Многие исследователи пытались объяснить эти особенности «пантеллеритовой» тенденцией, проявляющейся в единой генетической серии раннегеосинклинальных формаций контрастного типа (Авдейко, Храмов, 1969; Бурикова, 1972 и др.), однако петрологические особенности липарито-дацитов и липаритов, с одной стороны,

карамалыташской (1—2) и улутауской (3) формаций

состав, %					Элементы-примеси, г/т								
H ₂ O ⁺	CO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Сумма	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	Ga	Cr	V	Sc
0,51	0,09	следы	0,10	100,18	5	30	110	30	100	7	30	350	90
0,19	0,15	0,35	0,03	100,35	1	13	750	31	160	4	2800	100	75
0,43	следы	0,01	0,06	100,09	5	16	2,75	30	18	3	50	200	200

Таблица 25

вулканических пород карамалыташской (1—2) и улутауской (3) формаций

Кристаллохимические формулы
$[Ca_{0,792}Na_{0,028}K_{0,003}I_{0,823} [Mg_{0,837}Fe_{0,238}^{+2}Fe_{0,054}^{+3}Al_{0,013}Ti_{0,031}Mn_{0,008}V_{0,003}I_{1,184} \times$ $\times [Si_{1,878}Al_{0,122}]_2O_6$
$[Ca_{0,733}Na_{0,031}K_{0,007}I_{0,811} [Mg_{0,914}Fe_{0,127}^{+2}Fe_{0,067}^{+3}Al_{0,052}Ti_{0,009}Mn_{0,006}V_{0,001}I_{1,186} \times$ $\times Si_{1,903}Al_{0,097}]_2O_6$
$[Ca_{0,745}Na_{0,018}K_{0,002}I_{0,765} [Mg_{0,817}Fe_{0,263}^{+2}Fe_{0,101}^{+3}Al_{0,001}Ti_{0,026}Mn_{0,012}Cr_{0,004}V_{0,001}I_{1,231} \times$ $\times [Si_{1,885}Al_{0,115}]_2O_6$

и дацитов, с другой, свидетельствуют скорее о различных физико-химических условиях формирования родоначальных расплавов этих групп пород и, следовательно, о различном механизме их образования. Таким образом, на одной вариационной диаграмме объединяются две разные генетические серии.

Кислые породы первой группы (дациты) являются производными базальтовой магмы и представляют собой продукт поздних дифференциатов, перегретых и бедных летучими толеитовых расплавов (Костина, 1974), эволюция которых в процессе кристаллизации закономерно приводит к образованию небольшого количества кислого остатка (5—7%), обогащенного железом и щелочами (их петрологические особенности даны на стр. 89). Малое содержание летучих в родоначальном расплаве затрудняло их отделение на ранних этапах эволюции и способствовало концентрации их в остаточном кислом эвтектоидном расплаве, что способствовало его отделению и образованию кислых пород с гранофировыми структурами.

Кислые породы второй группы (липариты и липарито-дациты) несут признаки корового происхождения (Фролова, 1970), являются производными маловодных расплавов и формируются при сравнительно высоком по сравнению с дацитами давлении воды, равном 1 кбар. Их родоначальные расплавы в целом характеризуются незначительным перегревом, что почти однозначно доказывается: 1) слабым порфировым обликом вулканитов, свидетельствующим о незначительной роли интрателлурического этапа кристаллизации; 2) отличием средних составов от котектики; 3) высокой температурой гомогенизации первичных включений в фенокристаллах кварца (1000—1200°); 4) низкими K/Rb отношениями (Костина, 1974). Небольшое количество дацитов,

связанных с породами второй группы, существенно отличается от дацитов первой группы, являясь дифференциатами коровых магм. Очаги кислой магмы формируются в относительно неглубоких условиях под влиянием тепла локализовавшейся в коре базальтовой магмы. Глубина выплавок различна. Базокварцевые разности ($\text{SiO}_2 = 66\text{--}72\%$) отвечают наиболее глубинным уровням генерации и наиболее «сухим», поступающим на поверхность в перегретом состоянии магмам, более лейкократовые кварцсодержащие липариты ($\text{SiO}_2 = 72\text{--}78\%$) — производные относительно менее глубинных выплавок, по составу наиболее близко отвечающих низкотемпературной эвтектике.

Таким образом, контрастная карамалыташская формация состоит из двух генетических серий пород. Одна из них соответствует толентовым базальтам, испытавшим дифференциацию с накоплением железа и незначительным увеличением количества SiO_2 , обнаруживающим тенденцию к известково-щелочному типу дифференциации с образованием дацитов. Вторая серия представлена породами липарито-дацитового состава и, по-видимому, образовалась в результате палингенного плавления коры сиалического типа под влиянием тепла базальтовой магмы.

5. СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-ЛИПАРИТОВАЯ УЛУТАУСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Улутауская формация ограничена Магнитогорским синклинием, прослеживаясь на север до Уфалейского района. На западе она сокращается в мощности, выклиниваясь в зоне Приуралтауского разлома. В возрастном отношении улутауская формация соответствует одноименной свите в понимании Л. С. Либровича (1936) и Ф. И. Ковалева (1945). Наибольшие разногласия вызывает стратиграфическое положение нижней границы, которую проводят внутри эйфельского яруса (Нестоянова) или же по границе между эйфельским и живетским ярусами (Садрисламов). В западном крыле она проводится по появлению вулканогенно-осадочных толщ, сменяющих силициты бугулыгырской формации, в восточном крыле (Гумбейская зона) — в основании вулканогенной андезито-базальтовой толщи, залегающей на отложениях эйфельского возраста. Верхняя граница совпадает с верхней границей живетского яруса. На западе ее покрывают отложения мукасовской кремнисто-сланцевой толщи, иногда залегающие на улутауской формации несогласно. В восточном крыле синклиния улутауская формация часто венчает разрез среднего палеозоя и верхняя ее часть эродирована.

Петрофонд формации. Преобладают осадочные (45,8%) и вулканокластические (44,7%) породы с резко подчиненным содержанием эффузивов (10,6%). Наиболее богаты вулканическим материалом зоны восточного крыла синклиния: Гумбейская (83,3%) и Учалинская (82%). Западное крыло характеризуется преимущественно осадочным характером разреза. В Южно- и Северо-Ирендыкских зонах осадочные породы слагают до 88% разреза. Сибайская зона занимает промежуточное положение — вулканический материал достигает 47,2% от общего объема. Среди осадочных пород преобладают обломочные (50—65%) и лишь в Вознесенской зоне около 50% известняков.

Региональный коэффициент эксплозивности высок: наибольшие значения характерны для Сибайской (97,4%) и Вознесенской (81,7%) зон и менее высоки в Гумбейской — 63% и Учалинской — 67,7% зонах.

Весьма изменчивы также соотношения эффузивов различного состава. Базальты и андезиты развиты преимущественно в Сибайской

и Гумбейской зонах. В Учалинской зоне резко преобладают кислые породы при подчиненном значении средних.

Типы разрезов. Строение улутауской формации очень сложно. Области преимущественного развития вулканических образований сменяются областями развития вулканогенно-осадочных пород.

По особенностям породных ассоциаций выделяются три группы разрезов: вулканогенные; вулканогенно-осадочные; осадочные (рис. 20, 21).

1. *Вулканогенные разрезы* содержат не более 30% примеси осадочных и вулканогенно-осадочных пород. По составу вулканогенного материала выделяются два типа: учалинский, где преобладают кислые вулканы дацитового и липаритового состава при подчиненном, реже равном количестве андезитовых и базальтовых пород, и гумбейский, где широко развиты андезиты, а подчиненными являются породы базальтового и андезито-базальтового состава.

Учалинский тип разреза развит в Учалинской и частично в Вознесенской зонах. Мощность разрезов изменчива от 500—600 (район с. Первомайское) до 1600 м (район месторождения им. XIX партсъезда). Разрезы этого типа фациально замещаются вулканогенно-осадочными толщами, образуя вулканические поля площадью от 20 до 800 км². Объем эффузивов меняется на площади от 60% (гора Катобук, совхоз Нагайбакский) до полного исчезновения (гора Аюка). Среди вулканокластических пород (20—90%) развиты вулканические брекчии, в том числе эруптивные (или магматогенные), игнимбриты, туфы. Осадочные породы представлены биогермными известняками, вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами и кремнистыми сланцами.

В разрезах выделяются три толщи: нижняя—андезитовые и андезито-базальтовые вулканокласты и эффузивы, непостоянные по мощности (0—600 м); средняя — вулканы кислого состава, лишенные слоистых прослоев или с подчиненным их количеством (100—1000 м); верхняя — обломочные и вулканокластические породы с линзами известняков, с локальным развитием вулканических андезитового, реже андезито-базальтового состава, мощностью от 0 до 350 м.

Разрезы, в которых наблюдаются все три толщи, редки. Там, где нижняя толща отсутствует, кислые вулканы средней толщи залегают на отложениях карамалыташской формации с размывом и местами с угловым несогласием (с. Сафарово).

Средняя толща характеризуется наибольшей изменчивостью. В разрезе на широте с. Первомайское (Шартымская подзона) она сложена исключительно вулканическими кислого, преимущественно липаритового состава (рис. 20, в—е). Чередование эффузивов, туфов и туффитовых конгломератов определяет общую стратифицированность отложений с существенным преобладанием вулканокластических разностей (80%) над эффузивами (20%), развитыми в верхней части разреза. Эффузивы концентрируются вблизи центров извержения, слагая экструзивные купола и потоки. С ними ассоциируют максимальные объемы кристаллокластических туфов и лавовых брекчий; по мере удаления от вулканических аппаратов преимущественным развитием пользуются игнимбриноподобные образования.

В некоторых случаях в средней толще (район месторождений Учальи и им. XIX партсъезда) появляются ритмичные слоистые пачки (16—40 м), расслаивающие кислые эффузивы и вулканокласты (рис. 20, д—ж). Они сложены туффитовыми конгломератами, гравелитами и грубозернистыми туфопесчаниками с мощностью ритмов 1,5—2 до 15—20 м. В верхах толщи (рис. 20) появляются прослой известняков,

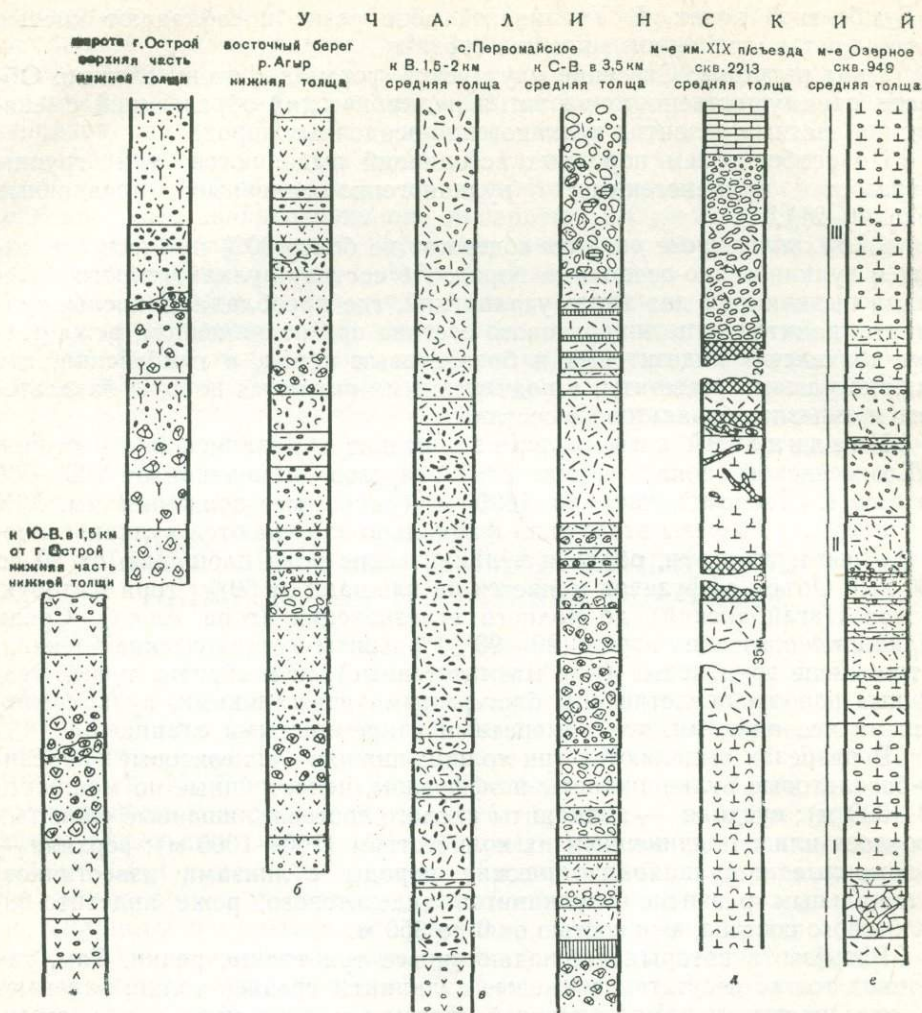


Рис. 20. Типы разрезов среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой улу
Условные обознач

содержащие обломки эффузивов, гравелиты с обломками кислых эффузивов, кремнистых туффигов и известняков, знаменующие собой переход к верхней толще.

Верхняя толща сложена вулканокластическими породами с линзами известняков, часто обломочных, с локальным развитием вулканитов андезитового, реже андезито-базальтового состава. Она хорошо обнажена на восточном склоне горы Утлык-Таш, в районе пос. Урал и в Учалинском карьере (рис. 20, ж, з), где залегает на средней толще и делится на три грубостратифицированные пачки:

1. Известковистые гравелиты с обломками нижележащих кислых эффузивов, слоистые зеленовато-серые песчаники с прослоями алевролитов, представляющие грубый ритм мощностью 54 м.

2. Туфы андезитового состава, туфоконгломераты и туфопесчаники, ритмично переслаивающиеся, с несовершенной линзовидно-волнистой слоистостью (рис. 20), свидетельствующей о неспокойном гидродинамическом режиме среды осадконакопления. В верхах пачки — глыбовые туфоконгломераты с обломками эффузивов разного со-

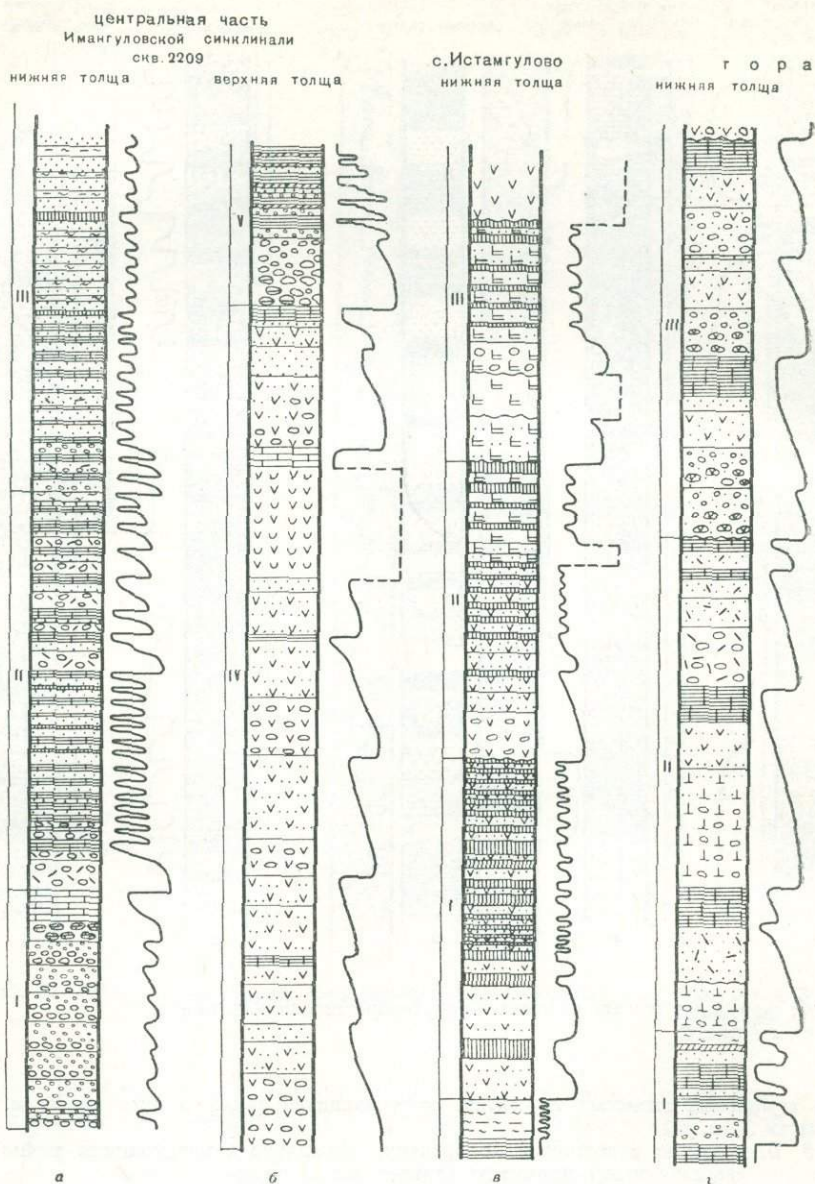


Рис. 21. Типы разрезов среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой улутауской
Условные обозна

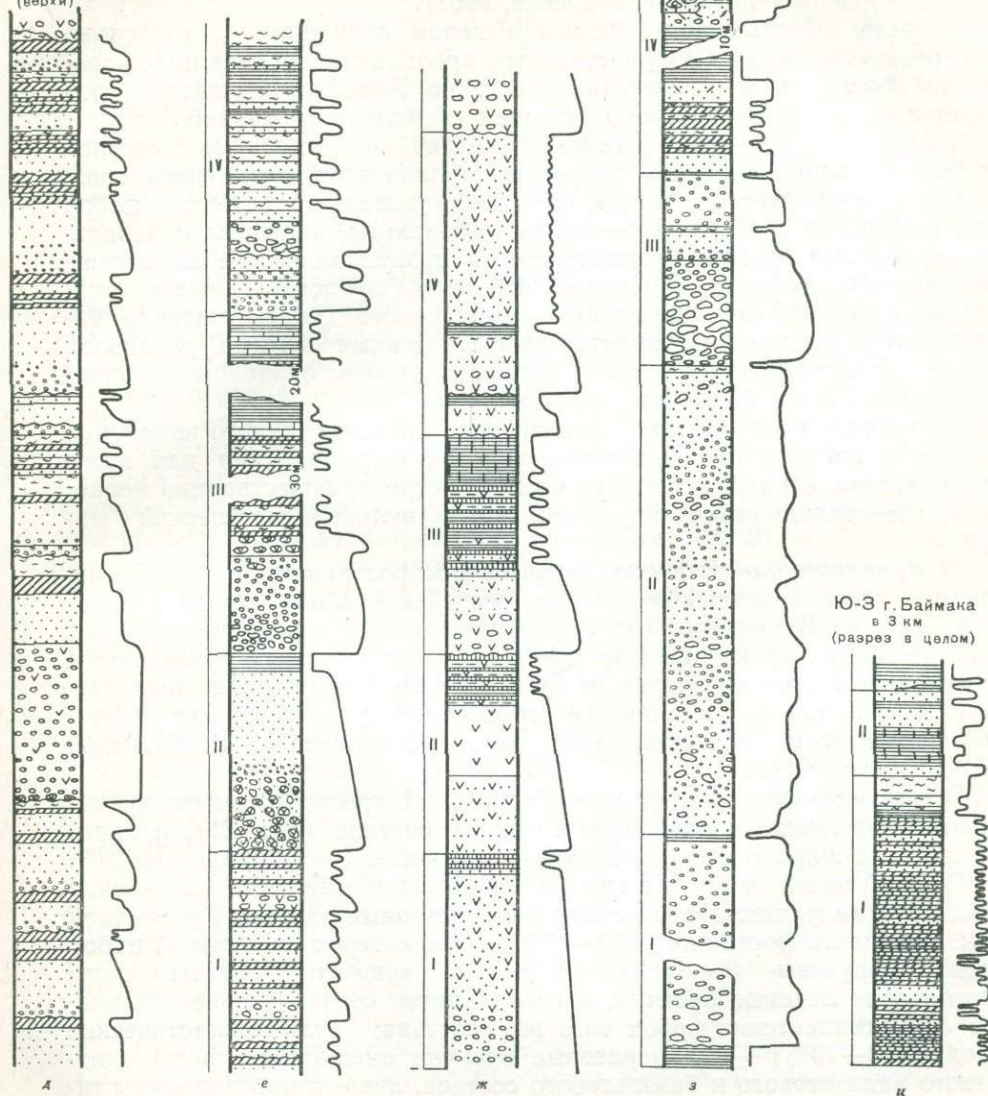
В период формирования средней толщи на территории Учалинской зоны были сформированы многочисленные, по всей вероятности, наземные вулканические постройки, участки между которыми являлись областями мелководного осадконакопления, где отлагались в разной степени перемытые пирокластические породы, а в периоды затишья и известняки. На территории Шартымской подзоны, где имел место ареальный кислый вулканизм с развитием игнимбритовых туфов, условия формирования толщи были, очевидно, наземными. Об этом свидетельствует

Б у г у л ы г ы р
нижняя толща
(верхи)

верхняя толща

с. Баймураино
верхняя толща

с. Акимуру
(разрез в целом)



формации (южная часть Магнитогорского синклиория).
чения см. на рис. 2

также краснокаменное изменение пород и отсутствие в них стратифицированных прослоев.

В период формирования верхней толщи преобладало погружение с образованием в основании грубообломочных пород, содержащих многочисленные и разнообразные обломки нижележащих толщ с локальными проявлениями андезитово-базальтового вулканизма. Грубая несовершенная слоистость, неправильная ритмичность свидетельствуют о формировании толщи в прибрежных условиях, где господствовали

прибои и волнения. Погружение и размыв вызывали нивелировку рельефа с последующим отложением кремнистых сланцев мукасовской формации. В Шартымской подзоне погружение было кратковременным и быстро сменилось поднятием, установленным для этой территории в верхнем девоне (Смирнов, Смирнова, 1961).

Разрезы Шартымской подзоны в целом отличаются значительно меньшими мощностями и существенным преобладанием наземных условий по сравнению с разрезами собственно Учалинской подзоны, что свидетельствует о значительно большей стабильности первой.

Гумбейский тип разреза развит в отдельных участках Гумбейской зоны, сменяясь разрезами вулканогенно-осадочного типа. Мощность варьирует от 750 до 1300 м. Характерен следующий набор пород: эффузивы (28—30%) — андезито-базальты, андезиты и базальты, их лавовые брекчии, агглютинаты и субвулканические пластовые тела; вулканокластические породы (42—82%), представленные агломератовыми брекчиями однородного и смешанного (андезитового и базальтового) состава, литокристаллокластическими туфами различной размерности, туффитами, редко туфоалевролитами; осадочные породы, слагающие доли процента от общего объема.

Отсутствие осадочных пород и наличие краснокаменного изменения позволяют предполагать наземные условия формирования для этого типа разрезов. В участках, удаленных от построек, существовало мелководье, где откладывался переотложенный вулканокластический материал.

2. *Вулканогенно-осадочные разрезы* распространены в Сибайской, северной части Учалинской и реке Гумбейской зонах. Средняя мощность 1000 м. Вулканыты (преимущественно вулканокласты) слагают от 70 до 30%. Характерно широкое развитие смешанных типов пород, образующих гамму переходов от пирокластических до осадочных разностей и обладающих ритмичным строением. Стрение ритмов улутауской формации в Сибайской зоне детально описано И. В. Хворовой и Т. Г. Елисеевой (1965).

Выделяются два типа разреза: сибайский, где преобладает вулканогенный материал основного и среднего состава (рис. 21), и каримовский, где широко развит кислый вулканический материал (рис. 20).

Сибайский тип разреза характерен для всей Сибайской зоны, а также фациально замещает вулканогенные разрезы Гумбейской зоны. Мощность формации 1600—1700 м. Характерен следующий набор пород: эффузивы (0—15%) — андезиты, андезито-базальты, реже базальты, их лавовые брекчии, иногда дациты, незначительное количество субвулканических пород того же состава; вулканокластические породы (30—70%) — агломератовые брекчии смешанного, реже однородного андезитового и базальтового состава, лито- и кристаллокластические туфы, туффитовые (вулканитовые) породы. Местами появляется существенная примесь кислых вулканокластов (до 12—17%). Среди осадочных пород (33—68%) преобладают обломочные разности (20—47%): конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты — преимущественно из вулканомиктового материала основного и среднего состава. Кремнистые и глинистые осадки составляют 10—15% разреза. В верхах разреза появляются известковистые песчаники.

В разрезах сибайского типа выделяются две ритмичные толщи. Нижняя, сопоставляемая с нижней и средней толщами учалинского разреза, содержит в обилии пирокластический материал основного, среднего, а иногда и кислого состава. Верхняя часть носит более осадочный характер. Мощность меняется от 400 до 800 м.

Верхняя толща, сопоставляемая с верхней толщей учалинского разреза, значительно богаче вулканическими породами. Здесь наряду с пирокластами появляются эффузивы основного и среднего состава, встречаются известковистые песчаники и алевролиты и линзы брекчированных известняков с фауной живетского возраста.

Характер строения нижней толщи виден на примере нескольких типичных фрагментов ее разрезов: в Имангуловской синклинали (рис. 21, а, б), у с. Истамгулово (рис. 21, в) и на широте горы Бугулыгыр.

Разрез у с. Истамгулово, находящийся на самом западе Сибайской зоны, лишен кислых вулканитов. Весь местный пирокластический материал имеет андезито-базальтовый состав. Если в район Имангуловской синклинали, расположенной восточнее, еще поступал тонкообломочный кислый материал, удаленный от центров извержения из Учалинской зоны, то района с. Истамгулово он не достигал совсем. Более совершенная ритмичная стратификация истамгуловского разреза свидетельствует о дальнейшем углублении бассейна по направлению на запад, где он отличался более спокойным гидродинамическим режимом.

Иное строение имеет разрез нижней толщи в стратотипическом разрезе горы Бугулыгыр (рис. 21, г, д). На яшмах и кремнистых сланцах бугулыгырской формации залегает 70-метровая пачка слоистых желтых и реже красных кремнистых туффитов с прослоями туфов липаритового и дацитового составов. На туффитах залегает ритмичная толща с большой ролью грубого вулканогенного материала (рис. 21, е).

Обилие кислого вулканогенного материала в этом разрезе связано с близостью его к крупным вулканическим постройкам эйфельского возраста (гора Бакр-Узяк, г. Сибай и др.), размывавшимся в живете. Часто наблюдается неправильная линзовидная и волнистая слоистость. Тонкие глинистые и кремнистые пласты подвергнуты взламыванию и захоронены в виде плоских обломков.

Верхняя часть нижней толщи горы Бугулыгыр представляет собой 500-метровую ритмичную пачку гравелитов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с тенденцией к исчезновению вверх наиболее грубых разностей, что свидетельствует о затухании вулканической деятельности (рис. 21, д).

Наблюдаемые в нижней толще улутауской формации типы несовершенной косой и косоволнистой слоистости могут быть интерпретированы как результат ряби течений. Этот тип слоистости известен в лагунных и прибрежно-морских отложениях, причем диапазон глубин в последнем случае может быть довольно значительным, до 600—700 м (Твенхофел, 1932). Важным фактором, влияющим на характер отложений, является спазматическое поступление вулканического материала, слагающего нижние, более грубые части ритмов. Вулканокластические породы соответствуют фациям, удаленным от центров извержения, и представляют собой в большинстве случаев перемытый пирокластический материал, перенесенный водной средой на более или менее значительное расстояние. Уменьшение вулканокластического материала и кремнистых осадков вверх по разрезу свидетельствует о постепенном затухании вулканической деятельности. В то же время более совершенная слоистость и увеличение тонкого материала в ритмах в том же направлении говорят о постепенном углублении бассейна и соответственно о более спокойном режиме осадконакопления. Таким образом, в течение формирования нижней толщи Сибайская зона представляла собой область прогибания, выполнявшуюся преимущественно аллохтонными вулканокластическими и осадочными породами.

Верхняя толща разрезов сибайского типа отличается увеличением количества вулканогенных пород основного и среднего состава. Нижняя часть толщи обнажена в восточном крыле Уртазымской синклинали на широте с. Баймурзино (рис. 21, *ж*). Крупные ритмы (от 20 до 30 м) сложены туфогравелитами или агломератовыми туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. В песчаниках заметна грубая косая несовершенная слоистость с изменчивой мощностью слоев или неправильная косо волнистая слоистость, в туфоалевролитах — следы подводного оползания. Верхняя часть толщи имеет близкий состав, но характеризуется уменьшением вулканокластического материала. В разрезе на широте горы Бугулыгыр (рис. 21, *е*) здесь появляются кремнисто-глинистые черные сланцы. В северной части Сибайской зоны (рис. 21, *а, б*) ритмичность нарушается наличием слоев лавовых брекчий андезитов и слоистых известняков.

Судя по большой мощности и сохранению мелководного характера осадков, верхняя толща формировалась при компенсированном прогибании. Обильное поступление вулканокластического материала, который смешивался с осадочным в различных пропорциях в зависимости от его удаленности от центров извержения, приводило к образованию вулканогенно-осадочных толщ, фациально замещающихся вулканогенными эффузивно-пирокластическими образованиями. Осадконакопление шло в неглубоком бассейне, обладающем беспокойным режимом. Наличие прослоев пизолитовых туфов, вулканических бомб с поверхностью типа хлебной корки свидетельствует, что отдельные вулканические аппараты возвышались над уровнем моря, но, будучи сложены преимущественно рыхлым тефрогенным материалом, быстро размывались. Судя по изогнутым обломкам тонких осадков, заключенных в вулканических брекчиях, внезапность вулканических проявлений нарушала спокойный ход осадконакопления, и в вулканокластические образования попадал пластичный, еще не успевший консолидироваться осадок.

По мнению И. В. Хворовой и Т. Г. Елисейевой (1965), значительную роль в формировании разрезов этого типа играло осаждение из плотных суспензионных потоков, что свидетельствует о расчлененности рельефа улутауского моря. Судя по обилию грубообломочных пород в верхах разреза, к концу формирования верхней толщи глубины бассейна уменьшились. Возможно, что резкая вспышка вулканизма и связанное с ней обильное поступление вулканического материала вызвали перекompенсацию прогиба, где этот материал захоронялся, и его обмеление, а частично и поднятие над уровнем моря с последующим размывом.

Каримовский тип разреза распространен в северной части Учалинской зоны (Каримовская подзона), редко в Сибайской, фациально замещая по простиранию вулканогенные разрезы, сложенные преимущественно кислыми породами (учалинский тип). Мощность 450—700 м. Характерен следующий набор пород: эффузивы (0—30%) — липариты, дациты и липарито-дациты, андезиты и андезито-дациты (до 10%), их лавовые брекчии и субвулканические образования, среди которых преобладают липариты; вулканокластические породы (55—10%) — вулканические брекчии кислого или смешанного состава, литокристаллокластические туфы различной размерности, туффитовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и пелиты, часто кремнистые. Среди осадочных (32—67%) преобладают обломочные породы (19—59%) преимущественно вулканомиктовые кислого состава, затем кремнистые (до 8,5%) и глинистые (до 6%) образования. Известняки появляются спорадически, слагая быстро выклинивающиеся по простиранию линзы и остатки биогермных построек.

В разрезе в 1 км севернее с. Курамино выделяются две толщи: нижняя (375 м) и верхняя (75—160 м). Нижняя толща залегает на бугулыгирских кремнистых сланцах, представляя собой ритмичное переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащих примесь вулканокластического кислого материала (рис. 20, и). Слоистость слабо заметна в грубых нижних частях ритмов и совершенна в верхних.

Верхняя толща (рис. 20 к, л) отличается обилием грубообломочных пород. Грубость ритмов нарастает вверх по разрезу, вплоть до появления глыбовых конгломератов. Как в песчаниках, так и в цементе присутствует примесь карбонатного материала. Обломки эффузивов представлены преимущественно андезитами и базальтами. Толща перекрывается известковистыми конгломератами, сменяющимися известняками, а далее — кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами (пачка V, рис. 20, л), которые относятся к мукасовской кремнисто-сланцевой формации.

Накопление нижней толщи имело место в подводных условиях, преимущественно за счет вулканокластического кислого материала, снос которого происходил с востока (Шартымская подзона) и из отдельных вулканических центров, расположенных внутри Каримовской подзоны. Одновременно с вулканокластическим в бассейн поступал и кремнистый материал, слагающий верхи ритмов и повсеместно связанный с кислым вулканизмом. Имеющиеся прослой туфов, по-видимому, также подверглись некоторому перемыву и образовались в водной среде. Прогибание бассейна, имевшее место в период формирования нижней толщи, было незначительным.

Грубообломочный характер верхней толщи свидетельствует об обмелении бассейна в период ее формирования. Отсутствие сколько-нибудь значительного количества пирокластического материала связано с затуханием вулканической деятельности как в самой зоне, так и в смежных с ней областях, что вызвало значительную садку органогенного карбонатного материала и образование известняков.

В пределах Каримовской подзоны в период отложения верхней толщи, судя по образованию глыбовых конгломератов, накопившихся в процессе обрушения берегов, располагалась прибрежная часть бассейна.

3. *Осадочные разрез* развиты в периферических зонах (Вознесенская и Присакмарская) синклиория в западном крыле Восточно-Уральского поднятия и частично в Южно-Ирендыкской зоне, которая в среднем девоне представляла собой стабилизированную область, лишённую вулканических проявлений.

По составу пород выделяются два главнейших типа: акмурунский, сложенный преимущественно обломочными породами с примесью кремнисто-глинистых, и шариповский, существенно карбонатный.

Акмурунский тип разреза слагает синклиналильные мульды в Южно-Ирендыкской и Присакмарской зонах (рис. 21, з, и). Характерны обломочные породы (50—85%), разнообразные по гранулометрическому составу, состоящие из перемытого и перетолженного местного материала нижележащих вулканогенных толщ. Примесь пирокластического материала не превышает 25%. Глинистые (0—8%, реже до 20%) и кремнистые породы (5—25%), а также известняки (0—3%) пользуются незначительным распространением.

Вулканогенный материал из расположенных восточнее областей активного вулканизма сюда практически не поступал, так как он сгружался в прогибе Сибайской зоны. Меньшая мощность осадочного типа

разреза по сравнению с вулканогенно-осадочным (в 50 раз) еще раз доказывает преимущественно вулканогенный источник формирования мощных слоистых толщ улутауской формации.

Шариповский тип разреза развит в Вознесенской зоне, где сложен известняками биогермного происхождения. Длительность жизни биогермных построек охватывала, по-видимому, весь средний девон. Таким образом, известняки являются возрастными аналогами двух формаций — карамалыташской и улутауской. По направлению на восток они фациально замещаются песчано-глинистыми отложениями акмурунского типа. Существенно карбонатный тип разреза фиксирует наличие рифообразования в области сочленения геосинклинального прогиба и стабильной области его западного обрамления.

Характер вулканической деятельности. Улутауская формация отличается большим разнообразием состава слагающих ее вулканитов: от базальтов до липаритов. Соответственно многообразны и характерные для нее формы вулканической деятельности. Преобладание в разрезе формации вулканитов среднего и кислого составов, отличающихся повышенной вязкостью исходных расплавов, и их локальное распространение обуславливают развитие преимущественно центрального типа извержений. Вулканические постройки подразделяются на моногенные, сложенные обычно вулканитами кислого состава, и полигенные, сложенные андезитами и андезито-базальтами и нередко осложненные экстрезивными кислыми куполами.

Наиболее широко развиты смешанные вулканы, относящиеся к промежуточному (нормальному) типу ($E=34-66\%$) или к типу богатых рыхлым материалом ($E=67-90\%$) (Ритман, 1964). Они развиты в Учалинской зоне, где образуют постройки центрального типа, сложенные конусами из туфового материала с прослоями лав. Обычно это группы вулканов с близко расположенными центрами извержения, в результате чего продукты их вулканической деятельности смешиваются и фациально замещают друг друга (ареальный тип вулканизма). Группы таких вулканов выделяются к востоку от оз. Гнилое (Ягодинское, Ялшанское и Орловское поднятия) и в районе пос. Александринского (Маячно-Россыпнянское и Сабановское поднятия). Значительно реже они представляют собой небольшие изолированные постройки, такие, как Катобукская, Кассельская, Нагайбакская, Молодежная, им. XIX партсъезда, рудопоявления Новое, Речное и т. д.).

При различиях в деталях общая схема развития смешанных вулканов центрального типа сохраняется. Начальный период извержений характеризовался эксплозиями, сопровождавшимися редкими излияниями потоков лав. Более ранние лавовые потоки основного и среднего состава имеют мощность от 10—15 до 50 м с тенденцией к увеличению в более кислых разностях. Потоки кислых лав встречаются редко. По строению они подразделяются на несколько типов: а) короткие в виде языков потоки протяженностью не более 30—50 м мощностью 5—7 м однородного массивного сложения (месторождения им. XIX партсъезда и Молодежное); б) небольшие потоки с четко выраженной флюидальной текстурой, часто образующие серии. В завершение формировались лавовые экстрезии и субвулканические тела. При закупоренном экстрезии жерле магма постепенно обогащалась летучими, что приводило к повторным взрывам с образованием эруптивных брекчий, завершавших весь вулканический цикл. Продуктами этих извержений сложена средняя толща учалинского типа разреза.

Среди смешанных вулканов выделяются постройки центрального типа (стратовулканы), образованные преимущественно породами анде-

зитового и андезито-базальтового состава, при большом количестве пирокластического материала ($E = 67-90\%$). Большинство из них сильно эродировано или перекрыто более молодыми отложениями и сохранилось лишь в виде фрагментов конусов или жерловин. Такие постройки выделяются в районе с. Первомайское, оз. Гнилое в Гумбейской зоне. Они менее крупны, чем вулканы центрального типа карамалыташской формации. Одна из типичных построек, в 1,5 км к юго-востоку от с. Первомайское, занимает площадь около 9—10 км². Фундамент ее слагают вулканы карамалыташской формации, которые лишь местами вскрыты эрозией. Реликты конуса сложены грубообломочными туфами андезитового и андезито-базальтового состава с редкими прослоями эффузивов. Брекчии смешанного состава, выполняющие жерловину, образуют неправильное дайкообразное по форме тело длиной 10—15 м и шириной до 5 м. По мере удаления от жерла грубые туфы сменяются более мелкими, грубосортированными. А в периферических частях построек часто в виде цепочки, фиксируя трещины, располагаются кислые экструзивные купола (к северо-западу от с. Первомайское), образовавшиеся в заключительные этапы деятельности вулканов. Такого типа постройки наиболее характерны для средних и основных по составу пород улутауской формации, слагающих ее нижнюю и верхнюю толщи в Учалинской и Гумбейской зонах.

Смешанные вулканы линейного типа редки. Они обычно сложены продуктами извержения кислой магмы и характеризуются образованием игнимбритовых покровов с выдавленными вдоль трещин экструзивными куполами (с. Первомайское). Покровы игнимбритов площадью в 25 км² с несогласием залегают на породах нижней толщи улутауской и на карамалыташской формациях. Мощность покровов колеблется от нескольких метров до 150—200 м. По составу обломков, структурным и текстурным особенностям покровы стратифицированы, подразделяясь на три толщи, связанные между собой постепенными переходами.

Мощность, м

1. В основании разреза залегают грубообломочные липаритовые туфы лавоподобного облика с полуугловатыми обломками различных размеров (до 0,5 м, в среднем 5—10 см). Среди них выделяются липариты, андезиты, стекловатые обломки неправильной формы, имеющие нередко струйчатый облик. В нижней части толщи локально выделяется зона размером 3—10 м, характеризующаяся уплощенной формой обломков, ориентированных параллельно подошве с псевдофлюидальными текстурами течения 80—100
2. Толща, изобилующая стекловатыми включениями, с характерной пятнистой окраской. Некоторые обломки характеризуются расщепленными окончаниями типа фьямме, наблюдаемыми в классических игнимбритах. Помимо фьямме присутствуют обломки эффузивов кислого, реже среднего состава и резорбированные зерна минералов — плагиоклаза, кварца и предположительно калиевого полевого шпата. Цемент стекловатый, нередко флюидальный 30—50
3. Грубослоистые образования, приближающиеся к кристаллокластическим туфам. Они отличаются отсутствием сваренности обломков и их остроугольной формой. По составу обломки аналогичны средней пачке, за исключением резкого уменьшения обломков стекла. Цемент составляет незначительную часть породы и сильно перекристаллизован 20—30

Вышеуказанные признаки свидетельствуют о пирокластической природе данных образований. По-видимому, они образовались из раскаленных «палящих» туч, извергавшихся со взрывом из многочисленных трещин и свободно распространявшихся по площади (Marshall, 1935).

Среди игнимбритов расположена серия экструзивных куполов, сложенных липаритовыми лавами с характерной вертикально направленной

или гофрированной флюиальностью (табл. V, 2, 3). По форме и строению тел экструзии подразделяются на однородные лавовые экструзии с четко ориентированной флюиальной текстурой и неоднородные лавовые экструзии, отличающиеся концентрическим зональным строением с образованием внешних зон брекчиевых лав, сменяющихся пузырястыми (миндалекаменными), а в центре массивными лавами с вертикально направленной флюиальной текстурой. Они представляют собой округлые или эллипсоидальные в плане холмы высотой 50—100 м, иногда увенчанные скальными обелисками (3—5 м). Угол наклона флюиальности меняется с образованием характерных веерообразных структур. Более сложные формы возникают в случаях прорыва лавой оболочки купола с образованием коротких лавовых потоков. Тогда по периферии образуются выступы в виде коротких валов, представляющих собой вытекшие «языки» лавы, прослеживающиеся по простиранию на десятки метров.

В краевых частях экструзивных куполов, в тесной ассоциации с кислыми вулканитами, залегают эруптивные брекчии (Бурикова, 1972), образующие тела разнообразной формы. Выделяются три морфологических типа (рис. 22): трубообразные тела, выполняющие вулканические жерловины; пластообразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами; дайко- и жилообразные тела, секущие напластование пород.

Эруптивные брекчии представляют собой плотные сцементированные розовато-серые породы с неравномерно распределенными угловатыми как бы оплавленными обломками разного состава размером от нескольких миллиметров до 20—30 см (табл. V, 1). На вулканиты приходится в среднем 80—90% обломков, остальная часть сложена осадочными породами. Соотношение обломочного материала и цемента в эруптивных брекчиях различно: в случае трубчатых и пластовых тел цемент составляет около 30% или находится в равных количествах с обломками, в дайкообразных и неправильных по форме телах обломочная часть резко преобладает над цементом, составляя 80—90%, а иногда и больше. Такое непостоянное соотношение обломочной и связующей массы, очевидно, зависит от глубины эрозионного среза: количество и размер обломков с глубиной уменьшаются до микроскопических. Цемент брекчии лавовый или туфовый и состоит из множества мелких осколков кристаллов кварца и альбитизированного плагиоклаза, погруженных в агрегат кварц-полевошпатового состава с фельзитовой структурой, по-видимому, эффузивной природы. По внешнему облику наиболее глубинные разности напоминают полнокристаллические породы, подобные автомагматическим брекчиям, описанным для Центрального Казахстана Е. Б. Яковлевой (1963), и характеризуются интрузивными соотношениями с вмещающими породами. Механизм формирования эруптивных брекчий зависит от состава исходной магмы и степени обогащенности ее летучими компонентами. Как правило, они следуют за эксплозивными извержениями большой силы, вызвавшими образование игнимбритов, и связаны с более поздней концентрацией летучих уже в частично дегазированной магме.

Таким образом, история развития линейных вулканических структур началась с формирования игнимбритовых покровов в наземных или мелководных условиях, сменившихся затем ростом экструзивных куполов. Рост экструзий периодически сопровождался взрывообразным отделением летучих с формированием эруптивных брекчий.

Насыпные вулканы встречаются в Сибайской и северной части Учалинской зоны. Они сложены преимущественно продуктами экспло-

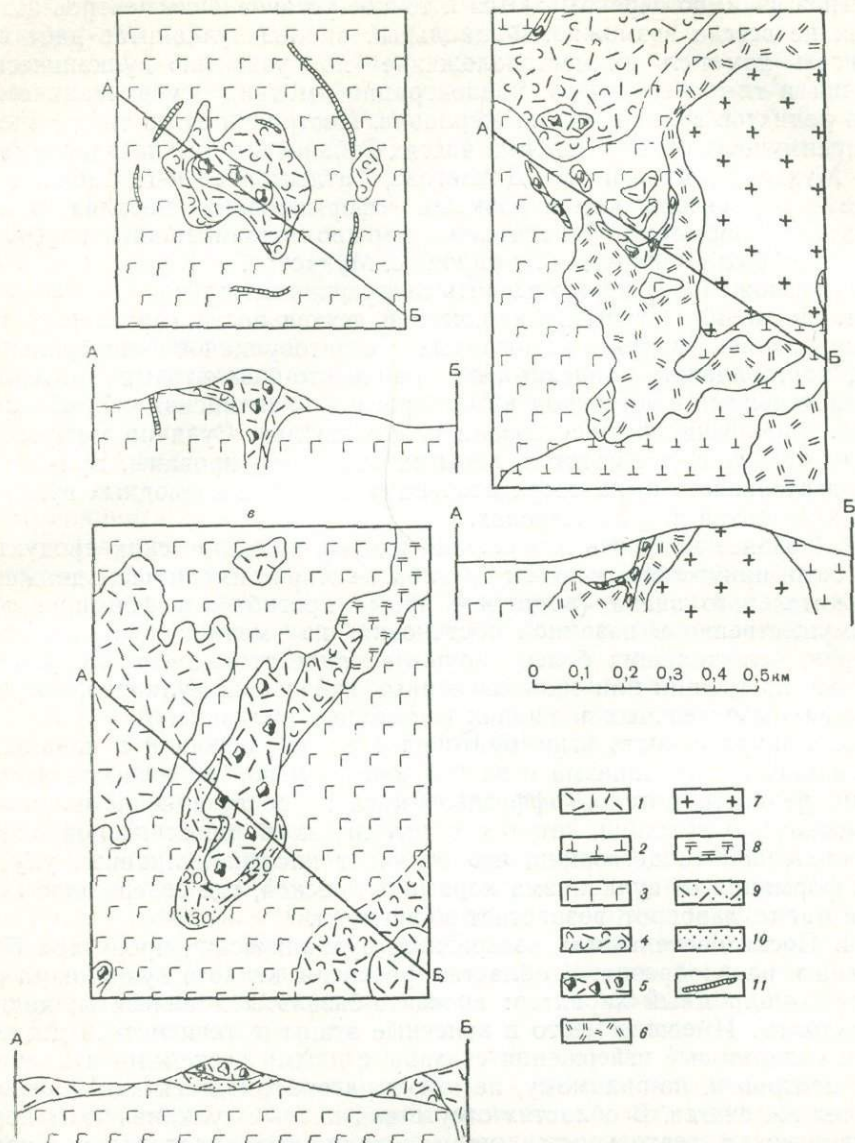


Рис. 22. Морфологические типы тел эруптивных брекчий кислого состава базальт-андезит-дацит-липаритовой (улутауской) формации;

а — эруптивные брекчий, выполняющие жерловину купольной постройки; *б* — жилообразные тела эруптивных брекчий, залегающие вдоль контакта субвулканических дацитов; *в* — пластовые тела эруптивных брекчий.

1 — липариты с флюидальной текстурой; 2 — дациты эффузивные; 3 — роговообманково-плагноклазовые андезиты; 4 — спекшиеся туфы кислого состава; 5 — эруптивные брекчий кислого состава; 6 — крупнокварцевые андезиты-дациты субвулканические; 7 — гранит-порфиры; 8 — дациты субвулканические; 9 — литокристаллокластические туфы кислого состава; 10 — известковистые песчаники; 11 — дайки кислого состава

зивной деятельности (туфовые конусы) и не достигают крупных масштабов, обычно встречаясь группами. Продукты извержения отдельных вулканов взаимно перекрываются и точное установление центров извержения не всегда возможно. Фациальный анализ вулканитов дает возможность наметить их местоположение по развитию вулканических брекчий и глыбовых туфов, концентрации мелких субвулканических тел и реликтов вулканических жерловин. Постройки этого типа выделены преимущественно в южных частях Сибайской зоны: на широте деревень Мукасово, Янзигитово, Давлетово, Татлымбаево и г. Сибая. Продуктами их деятельности и размыва сформирована верхняя толща улутауской формации. Относительно хорошо сохранившаяся постройка этого типа была обнаружена в районе с. Мукасово.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Начальные этапы вулканической деятельности характеризуются формированием высокоэксплозивных стратовулканов центрального типа, поставлявших андезитовый и андезито-базальтовый материал, сосредоточенный в восточном крыле прогиба (Учалинская и Гумбейская зоны). Эксплозии предшествовали излиянию лав. Судя по морфологическим особенностям потоков, лавы их были дегазированы. Вулканическая деятельность была сосредоточена в пределах подводных вулканических поднятий или на островах.

2. Позднее начались извержения кислых вулканических продуктов. Они были приурочены к зонам прогиба, в которых имели место движения положительного знака (восточное крыло прогиба), и формировались преимущественно в наземной обстановке из мелких вулканических центров, осложнявших более крупные андезитовые стратовулканы, а также из трещин или многочисленных небольших вулканов, сосредоточенных на отдельных площадях (ареальный вулканизм).

3. Приуроченность игнимбритоподобных образований к начальным фазам кислого вулканизма с последующей сменой их вязкими экструзиями, редкость потоков эффузивов кислого состава свидетельствуют о высоком содержании летучих в начальных порциях кислой магмы и постепенной ее дегазации, что отличает кислый вулканизм улутауской формации от вулканизма карамалыташской, где содержание летучих в магме, наоборот, возрастает во времени.

4. Последовательность извержения вулканических продуктов была сложна и разнообразна. В областях развития кислого вулканизма она имела гомодромный характер: андезито-базальты и андезиты, дациты и липариты. Имевшие место в конечные этапы вулканической деятельности базальтовые извержения связаны с иными системами вулканических центров и, по-видимому, не могут рассматриваться как производные тех же очагов. В областях отсутствия кислых вулканических пород вулканическая деятельность имела антидромную последовательность.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации. Вулканические породы улутауской формации представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами. Наибольшим распространением пользуются средние и кислые типы пород.

Вулканиты улутауской формации характеризуются большим разнообразием парагенезисов. Их главнейшие особенности сводятся к следующему:

1. Все типы пород являются лейкократовыми: плагиоклаз преобладает над темноцветными.

2. Афировые типы пород отсутствуют. Порфиоровые характеризуются большим количеством вкрапленником (20—38%).

3. Темноцветные минералы представлены всей гаммой реакционного ряда: ромбическим и моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом, кроме весьма редкого оливина. В эффузивах темноцветные минералы присутствуют только во вкрапленниках.

4. В пироксенсодержащих породах выделяются парагенезисы с одним и с двумя пироксенами. При этом эффузивам свойственны двупироксеновые, клинопироксеновые (базальты и андезитобазальты) и ортопироксеновые (андезиты), а субвулканическим породам — только клинопироксеновые парагенезисы.

5. Парагенезисы с роговой обманкой и биотитом распространены более широко в субвулканических породах (табл. IV, 3), где они встречаются в андезитобазальтах и более кислых разностях вместо ортопироксена, свойственного эффузивам. В эффузивах роговая обманка появляется в андезитах и андезито-дацитах (табл. IV, 8, 9), а биотит — только в кислых породах.

6. Кварц характерен для большинства парагенезисов. В субвулканических телах он иногда присутствует уже в базальтовых породах (в основной массе), в эффузивах — начиная с андезитов (во вкрапленниках) и в более кислых типах пород. В андезито-дацитах и более кислых породах часть вкрапленников плагиоклаза и кварца относится к ксенокристаллам (табл. V, 4, 6).

7. Наличие ксенокристаллов кварца и плагиоклаза, появление ксенолитов, большое разнообразие парагенезисов, несущих следы высокой степени неравновесности расплавов в процессе кристаллизации, — все эти черты, возрастающие по направлению к кислому концу серии, свидетельствуют о значительном загрязнении расплава чуждым материалом в доэффузивную стадию его формирования.

8. В субвулканических липаритах и липарито-дацитах иногда присутствует калиевый полевой шпат (Уразаев, 1971).

9. Липариты экструзивных куполов резко отличаются от всех остальных пород серии простотой парагенезисов (плагиоклаз + кварц) и лейкократовостью своего состава.

10. Субвулканические породы очень сходны по петрографическим признакам с эффузивами близкого состава и характеризуются сходными парагенезисами: отличия между ними являются в основном структурными (табл. V, 5). Во всех типах субвулканические породы отличаются значительным увеличением количества и размеров вкрапленников, редкостью и незначительными количествами (не более 5%) апостекловатого базиса и иными типами структур основной массы. В вулканитах основного и среднего состава они отличаются появлением кварца в основной массе. В кислых вулканитах субвулканические разности отличаются более богатым набором аксессуаров, увеличением количества вкрапленников цветных минералов; наличием парагенезисов с крупными вкрапленниками кварца — мегафировые разности, близкие по облику к флюидпорфировому комплексу (Яковлев, Яковлева, 1973); увеличением количества гломеропорфировых сростаний, особенно в группе липаритов; более широким развитием гомеогенных включений; меньшим количеством ксенокристаллов кварца и плагиоклаза; относительной однородностью первичных структур с преобладанием микролитовых и сферолитовых типов; редкостью флюидальных текстур, столь широко развитых в эффузивах.

В породах основного состава одним из первых кристаллизуется магнетит, образующий включения в плагиоклазе и в темноцветных минералах. Плагиоклаз более идиоморфен, чем пироксен, и кристаллизовался близко по времени к титаномагнетиту. Большие размеры зерен,

сравнительная редкость зональных кристаллов в первой генерации плагиоклаза свидетельствуют об относительно медленном охлаждении расплава в эту стадию. Резорбция отдельных зерен основной массой является показателем резкой смены условий кристаллизации, что подтверждается более известковым составом плагиоклазов второй генерации (до Ap_{80} вместо Ap_{65} в первой) в андезито-базальтах. Зональное строение вкрапленников второй генерации свидетельствует о быстром остывании расплава. Большинство вкрапленников темноцветных минералов кристаллизовалось одновременно со второй генерацией плагиоклазов. Взаимоотношения между орто- и клинопироксеном не вполне ясны. По-видимому, ортопироксен был более ранним, а в дальнейшем оба минерала кристаллизовались совместно. Клинопироксены отличаются высоким постоянством состава, очевидно, вследствие кристаллизации в очень коротких промежутках времени.

Кристаллизация основной массы вновь начинается с выделения идиоморфных микролитов плагиоклаза, вслед за которым кристаллизуется клинопироксен, а наиболее поздним—титаномагнетит. Часть расплава (15—20%) в эффузивных породах застыла в виде вулканического стекла.

В андезитах и андезито-дацитах кристаллизация расплава начинается также с крупных зерен магнетита, значительно превышающих его размеры в более основных породах. Зерна плагиоклаза первой и второй генерации сближены по размерам, между ними наблюдаются постепенные переходы. Обе генерации отличаются зональным строением, что свидетельствует о быстрых, неравновесных условиях кристаллизации.

Разрыв в начале кристаллизации между плагиоклазами первой генерации и темноцветными является меньшим, чем в более основных породах. Порядок кристаллизации темноцветных тот же. Биотит появляется позднее и реакционно замещает ортопироксен. Ксеногенные вкрапленники кварца, так же как и характерные для этой группы пород ксенолиты, представляют собой реликты чуждого материала, поглощенного и ассимилированного магмой. Разности андезитов, особенно обогащенные ксеногенными вкрапленниками кварца, по содержанию SiO_2 соответствуют андезито-дацитовым типам пород. Возможно, что некоторые скелетные кристаллы кварца в этих породах образовались в результате полного переплавления части ксеногенного материала и последующей его перекристаллизации в обогащенных кремнеземом участках расплава, в стадию, когда заканчивалась кристаллизация вкрапленников. Именно в них появляется третья генерация мелких призматических зерен плагиоклаза, которая кристаллизуется, судя по гломеровым стросткам, почти одновременно с темноцветными минералами. В это же время происходило нарастание зональных кайм на плагиоклазы второй и первой генерации. Кристаллизация основной массы этих пород начинается с выделения микролитов плагиоклаза. Позднее образуется магнетит и кварц. Количество расплава, застывшего в виде стекла, по сравнению с более основными породами увеличивается до 40%.

В дацитах кристаллизация начинается с магнетита и апатита. Позднее к ним присоединяется плагиоклаз первой генерации, вслед за которым в эффузивных породах выделяются зональные кристаллы плагиоклаза второй генерации. В субвулканических дацитах листочки биотита часто находятся в тесном сростании с кварцем, обладая равной с ним степенью идиоморфизма, а более мелкие его кристаллы располагаются в заливах кристаллов более крупного по размерам скелетного кварца. Таким образом, кристаллизация биотита кончается позже, чем

кварца. Кристаллизация вкрапленников завершается выделением мелких призматических кристаллов плагиоклаза третьей генерации, образующихся, по-видимому, в условиях быстрого роста.

В липарито-дацитах и липаритах ранняя стадия кристаллизации отличается более ранним выделением кварца, крупные идиоморфные зерна которого предшествуют образованию плагиоклаза первой генерации. Биотит кристаллизуется после плагиоклаза первой генерации и кварца, образуя мелкие единичные зерна и не участвуя в гломеропорфировых сростках. Процесс кристаллизации вкрапленников завершается выделением мелких призматических кристаллов плагиоклаза второй генерации. Наиболее резкое изменение условий кристаллизации падает на интервал между первой и второй генерациями вкрапленников. По всей вероятности, первую генерацию можно считать интрателлурической. К ней относится обычно от 15 до 20% вкрапленников. Для всей кислой группы пород характерны ксенокристаллы кварца и плагиоклаза, которые в процессе эволюции расплава приобрели реликтовые формы, часто являвшиеся центрами одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата в микропегматитовых сростаниях (табл. V, 6).

Кристаллизация основной массы характеризуется одновременным ростом плагиоклаза и кварца с образованием первичных фельзитовой и микролитозернистой структур. Одновременно происходит и выделение главной части акцессорных минералов, рассеянных среди минералов основной массы. В случае более раннего выделения плагиоклаза образуются микролитовая и пилотакситовая структуры. Часты структуры перекристаллизации (табл. V, 7—9).

Итак, по мере возрастания кислотности пород пути кристаллизации усложняются, она становится многоэтапной. Необычное изменение состава плагиоклаза в сторону увеличения анортитовой составляющей в андезито-базальтах, наличие ксенолитов в андезитах, гомеогенных включений и ксенокристаллов кварца и плагиоклаза в кислых породах, появление гибридных андезито-дацитов свидетельствуют о взаимодействии расплава с вмещающими породами, усиливающимся по мере увеличения кислотности расплава. Наконец, появление во вкрапленниках магнетита, роговой обманки, биотита и кварца с твердофазовыми включениями при высокой газовой составляющей является доказательством высокого содержания летучих в кристаллизующейся магме.

Для группы кислых пород улутауской формации характерен ряд петрологических отличий от кислых пород карамалыташской формации. Главнейшими являются: 1) разнообразие парагенезисов, особенно минералов-вкрапленников, и появление в них широкого спектра темноцветных минералов, в том числе роговой обманки и биотита; 2) высокая степень порфировости пород с вкрапленниками нескольких генераций, составляющих 25—30% объема; 3) широкое появление резорбции во вкрапленниках; 4) обилие гломеропорфировых сростков и появление гомеогенных включений; 5) обилие ксеногенных вкрапленников кварца и плагиоклаза, а также ксенолитов различных пород; 6) фельзитовая, витрофировая, гиалопилитовая первичные структуры основной массы с широко развитыми процессами перекристаллизации (наземные образования) практически при отсутствии структур сферолитового типа, преобладающих в контрастной формации; 7) набор и количество акцессориев (апатит с темными дисперсными ядрами); 8) повышение активности щелочей, главным образом K_2O , что является главной причиной появления во вкрапленниках калинатрового полевого шпата, и парагенезисы его с более основным плагиоклазом ($Ap = 30—40$); 9) появление гибридных пород, соответствующих по химизму дацитам и обла-

дающих структурами андезитов; 10) более высокое значение газовой составляющей в твердофазовых включениях в кварце, ее неравномерное распределение и «изъеденные» очертания включений, присутствие в раскристаллизованных включениях помимо силикатной кристаллической фазы кристалликов рудного минерала (Костина, 1974); 11) наличие трехфазовых включений со значительным объемом твердой фазы (до 35—40%) с кристаллами NaCl и KCl в отличие от пород контрастных формаций, где присутствует, по данным Р. И. Костиной, только галит (NaCl). Эти различия кислых пород контрастной и непрерывной улутауской формаций свидетельствуют о более высоком давлении летучих, главным образом воды, в расплавах последней.

Все породы улутауской формации подвергнуты процессам регионального зеленокаменного метаморфизма. По набору метаморфических минералов и их парагенезисам наиболее широко проявлен метаморфизм хлорит-эпидотовой ступени фации зеленых сланцев, а также пумпеллит-пренитовой фации.

Процессы альбитизации, столь характерные для вулканитов карамалыташской формации, не пользуются сколько-нибудь широким распространением в породах улутауской формации, за исключением некоторых типов кислых пород, приуроченных к долгоживущим вулканическим постройкам.

Особенности химизма¹. Анализ средних содержаний петрогенных окислов в вулканитах улутауской формации показывает довольно высокую подвижность некоторых из них, что связано с процессами метаморфизма. Так, состав плагиоклазов в реликтах основных и средних пород более богат аортитовой составляющей (An до 81%), чем их средний нормативный состав (An = 50—60%). Учитывая заниженное содержание окиси кальция в средних типах базальтов (CaO = 8,85%) по сравнению с среднестатистическим для базальтов с повышенной глиноземистостью (CaO = 9,8%, Кутолин, 1972), следует предположить вынос кальция. Следы этого процесса фиксируются в образовании эпидотцоизитовых скоплений. Средние значения Na₂O значительно более низкие, чем в соответствующих по кислотности породах карамалыташской формации, что подтверждает незначительность его привноса. Средние содержания Al₂O₃, FeO, MgO хорошо коррелируются с содержаниями SiO₂ и близки к средним статистическим для того или иного типа пород. Значительно выше статистические параметры однородности для Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂. Так, при средних содержаниях Fe₂O₃ = 3,4—1,2% коэффициенты вариации равны 43—50%, в то время как для FeO они не превышают 25—30%. Из щелочей наиболее вариabильным оказывается K₂O, для которого V = 71,3%. Коэффициенты вариации для Na₂O значительно меньше: наблюдается закономерное уменьшение от базальтов (V = 48—53%) к липаритам (V = 29—31%). Между содержаниями K₂O и Na₂O наблюдается обратная корреляция. В целом содержания отдельных окислов в различных типах пород близки к среднестатистическим для известково-щелочных серий, что позволяет рассматривать полученные средние составы как достаточно близкие к истинным (табл. 26, 27).

Все вулканиты формации относятся к известково-щелочной родственной группе (Ритман, 1964), пересыщенной кремнеземом, с очень низкими значениями сериального индекса $\sigma = 0,7—1,2$. Величина индекса Пиккока составляет 64,6—65% при содержании Na₂O + K₂O = CaO =

¹ Использовано 150 химических анализов, из них 68 отобрано авторами, остальные взяты из литературных источников.

Средние типы вулканических пород улутауской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	49,34	0,78	17,78	3,27	6,06	0,13	5,77	8,85	2,62	0,85
	1,91	0,26	2,65	1,51	1,79	0,05	2,67	3,37	1,33	1,03
2	54,49	0,54	16,69	2,30	6,17	0,18	5,01	7,97	2,31	0,58
	1,74	0,23	1,27	1,16	1,59	0,07	1,11	0,99	0,73	0,34
3	59,78	0,55	15,52	1,08	6,10	0,15	3,52	5,53	2,90	0,73
	1,12	0,18	0,66	0,87	0,80	0,04	0,66	1,47	1,12	0,85
4	65,50	0,50	15,05	2,02	3,39	0,09	2,64	3,20	3,43	1,16
	1,56	0,17	1,11	1,13	1,37	0,04	0,67	1,22	1,32	0,98
5	69,53	0,39	13,86	1,75	2,53	0,06	1,65	2,69	3,70	0,70
	0,65	0,09	1,32	1,10	1,27	0,03	0,60	1,23	1,15	0,37
6	74,41	0,24	12,41	1,06	1,87	0,09	0,89	1,20	3,48	1,53
	2,37	0,21	0,04	0,27	0,81	0,15	0,23	0,35	0,16	0,34
7	48,75	1,10	16,8	3,10	8,28	0,17	7,47	6,32	1,78	0,89
	4,45	0,28	2,69	0,08	1,94	0,08	0,66	1,44	0,04	1,07
8	56,08	0,83	15,59	3,57	4,91	0,32	4,20	6,38	2,58	0,29
	0,07	0,01	0,78	1,89	0,66	0,01	0,09	0,43	0,23	0,10
9	73,04	0,36	13,00	1,02	2,36	0,10	1,12	1,09	5,53	0,88
	1,60	0,14	0,68	0,53	0,69	0,03	0,58	0,50	0,74	0,69
10	60,30	0,40	15,55	2,16	4,07	0,17	4,61	5,39	2,87	0,89
	0,28	0,01	0,35	0,56	0,25	0,01	0,28	2,23	0,35	0,80
11	71,60	0,32	12,90	1,46	1,75	0,06	1,09	4,49	4,00	0,50
	0,99	0,01	0,85	0,16	0,19	0,03	0,47	0,15	0,95	0,46
12	49,27	0,76	16,98	3,63	6,06	0,13	6,21	8,69	1,96	0,63
	2,45	0,30	1,19	1,97	2,08	0,05	1,96	1,34	1,04	0,72
13	54,68	0,56	17,19	2,24	6,17	0,17	4,62	7,58	2,30	0,74
	1,73	0,25	1,01	1,12	1,60	0,08	0,97	0,85	0,74	0,40
14	57,74	0,75	17,17	3,29	4,45	0,11	3,54	6,69	2,23	1,41
	1,13	0,18	2,14	0,73	0,81	0,04	1,03	1,74	0,46	0,86
15	64,55	0,70	13,90	1,52	5,29	0,09	3,17	1,59	4,16	1,69
	1,48	0,39	0,71	1,94	0,47	0,03	0,47	0,69	0,37	0,43
16	50,08	0,83	19,00	2,90	7,50	0,20	5,30	7,80	2,90	0,50
	3,15	0,18	0,86	4,30	3,11	0,03	2,00	1,83	0,84	0,34
17	54,00	0,34	16,39	2,67	6,38	0,20	5,62	8,44	2,67	0,52
	0,95	0,11	0,95	1,71	1,98	0,07	0,64	0,05	0,79	0,48

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
18	59,60	0,44	15,16	1,07	8,84	0,14	3,50	6,20	2,20	0,42
	0,29	0,05	0,73	1,11	1,10	0,05	1,18	0,54	0,74	0,06
19	65,72	0,53	15,04	3,52	3,00	0,07	2,54	3,63	2,98	1,03
	1,67	0,39	1,03	4,16	0,93	0,04	0,75	1,17	1,25	1,14
20	69,74	0,41	13,87	2,08	2,63	0,04	1,71	2,09	3,90	0,91
	0,64	0,10	1,52	1,20	1,51	0,02	0,59	0,89	1,39	1,13
21	73,68	0,28	12,80	1,34	2,02	0,05	1,02	1,87	3,97	7,15
	2,25	0,08	0,89	0,59	0,88	0,03	0,39	1,16	1,12	0,48
22	75,46	0,22	12,17	0,97	1,63	0,07	0,80	0,85	3,45	2,49
	2,16	0,09	0,99	0,60	0,89	0,30	0,27	0,29	1,04	0,96
23	48,26	0,74	16,78	3,45	5,78	0,11	6,50	9,61	2,68	1,30
	0,67	0,26	3,66	1,04	1,77	0,05	3,70	3,13	1,30	1,34
24	64	0,38	14,50	1,96	3,41	0,13	3,33	5,62	3,03	0,78
25	57,58	0,73	16,67	2,91	4,83	0,12	3,67	3,24	2,59	1,01
26	62,64	0,49	15,31	2,39	4,29	0,10	3,12	4,40	3,33	0,74
27	60,28	0,52	15,40	1,66	5,07	0,13	3,47	5,34	2,96	0,88

Примечание. Средние типы вулканитов. Магнитогорский синклиорий (1—9). Эффузивные породы: 1 — базальты (18 ан.); 2 — андезито-базальты (17 ан.); 3 — андезиты (26 ан.); 4 — андезито-дациты и дациты (16 ан.); 5 — липарито-дациты (11 ан.); 6 — липариты (31 ан.). Субвулканические породы: 7 — базальты (2 ан.); 8 — андезито-базальты и андезиты (3 ан.); 9 — липариты (9 ан.). Вознесенская зона (10, 11): 10 — андезиты (2 ан.); 11 — липариты (2 ан.). Сибайская зона (12—15): 12 — базальты (2 ан.); 13 — андезито-базальты (11 ан.); 14 — андезиты (2 ан.); 15 — дациты (2 ан.). Учалинская зона (16—22): 16 — базальты (6 ан.); 17 — андезито-базальты (8 ан.); 18 — андезиты (17 ан.); 19 — андезито-дациты и дациты (13 ан.); 20 — липарито-дациты (10 ан.); 21 — липариты (11 ан.); 22 — экструзивные липариты (16 ан.). Гумбейская зона: 23 — базальты (6 ан.).

Средневзвешенные составы вулканитов (24—27): 24 — Вознесенская зона; 25 — Сибайская зона; 26 — Учалинская зона; 27 — Гумбейская зона.

= 4—4,2%, и улутауская формация относится к наиболее известковому типу среди других формаций Магнитогорского синклиория.

Средние составы основных вулканитов близки к базальтам андезитовых формаций орогенных зон (Кутолин, 1972). От толеитовых базальтов (траппов древних платформ, по Кутолину) они отличаются пониженным содержанием MgO и повышенным Al₂O₃, от ирендыкских вулканитов — более высокими содержаниями K₂O и TiO₂, повышенным содержанием полевошпатовой извести. Лейкократовый характер пород обуславливает невысокие значения *b* (рис. 23). Параметр *n* = 76% в базальтах несколько завышен по отношению к наиболее распространенному для данной величины аортитовому числу. Вследствие этого базальты относятся к обогащенной натрием серии пород (Штейнберг, 1964). Однако для липаритов величина *n* = 69% при *α* = 17,5 отвечает

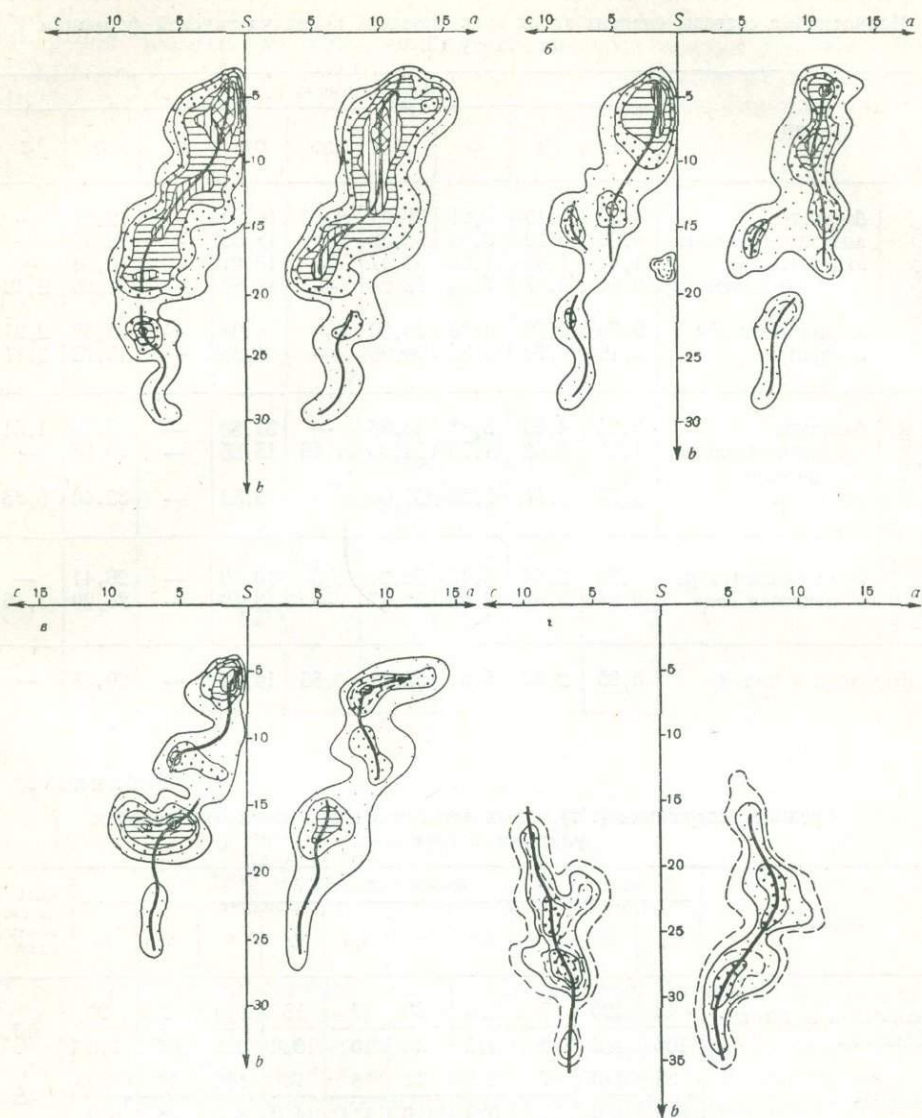


Рис. 23. Вариационные диаграммы А. Н. Заварицкого для вулканических пород среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой улутауской формации.

a — Магнитогорский синклиорий в целом. Структурно-фациальные зоны: *б* — Шартымская подзона Учалинской зоны, *в* — Учалинская зона, *г* — Сибайская зона.

Условные обозначения см. на рис. 3

калиево-натровому ряду, еще меньше значения n в экструзивных липаритах, отличающихся повышенными содержаниями калия.

Распределение элементов-примесей в породах улутауской формации обнаруживает общие черты с вулканитами карамалыташской формации (табл. 28). В базальтах по сравнению с кларковыми содержаниями наблюдается дефицит Ni, Cr, Co, V и особенно Cu. Судя по низким значениям Cr и Ni во вкрапленниках пироксена, дефицит этих элементов в породах является первичным. Содержания Zr и Sc в улутауской

Таблица 27

Нормативные составы средних типов вулканических пород улутауской формации по методу CIPW

Породы		Нормативные минералы								
		Pl	Mt	Or	Pl	Crx	Orx	Of	Q	C
Эффузивные	базальты	1,59	5,10	5,24	59,08	8,02	18,90	—	2,07	—
	андезито-базальты	0,93	3,39	3,50	55,32	5,22	18,63	—	12,82	—
	андезиты	1,11	1,69	4,08	54,07	—	19,21	—	19,84	—
	андезито-дациты и дациты	0,94	2,87	7,46	46,24	—	10,82	—	29,25	2,42
	липарито-дациты и липариты	0,78	2,63	4,03	46,30	—	6,98	—	37,07	2,21
		0,48	1,70	9,36	36,95	—	4,68	—	43,72	3,11
Субвулканические	базальты	2,24	4,65	5,88	48,95	—	31,58	—	5,18	1,51
	андезито-базальты и андезиты	1,61	5,62	1,76	54,65	1,66	15,65	—	19,05	—
	липариты	0,77	1,41	5,66	53,04	—	5,83	—	32,46	0,83
Средние составы по зонам	Вознесенская зона	0,78	2,66	5,15	50,31	3,50	10,99	—	26,41	—
	Учалинская зона	0,94	3,59	4,05	51,47	—	13,59	—	25,20	1,16
По формации в целом		0,95	2,66	5,81	53,21	0,55	16,44	—	20,38	—

Таблица 28

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах улутауской формации

Породы	Малые элементы										Количество анализов
	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ga	
Базальты и андезитобазальты	40	125	7	2,0	20	17	15	180	32	20	10
	106	0,8	12	0,2	43	10	10,0	2,1	1,5	1,0	
Андезиты	35	110	7	2,6	18	18	18	140	40	20	40
	6,0	1,0	16	0,9	1,0	1,1	14,0	8,0	28	0,9	
Дациты	15	100	7	2,5	10	12	5	46	40	18	12
	0,8	1,4	1,2	1,3	1,6	0,8	0,9	10,5	1,4	0,8	
Липарито-дациты и липариты	10	80	10	2,0	10	10	5	30	22	17	32
	5,0	2,0	1,4	0,5	2,5	1,6	0,6	4,0	1,5	0,8	
Основные породы*	100	130	8	1,5	160	4,5	200	200	24	18	—
Базальты**	100	—	—	—	75	38	140	240	30	20	267
Средние породы*	35	72	15	—	55	10	50	100	25	20	—
Кислые породы*	20	60	20	3	8	5	20	20	30	20	—

* По А. П. Виноградову, 1962б.

** По М. Принцу (Prinz, 1967).

формации в среднем ниже, чем в карамалыташских базальтах. Ga, Pb, Sn имеют значения, близкие к кларковым. В средних по составу породах резко пониженные содержания установлены только для Ni и Cr, содержания Cu равны кларковым, а Co и V значительно их превышают. Кислые породы характеризуются несколько повышенными или близки-

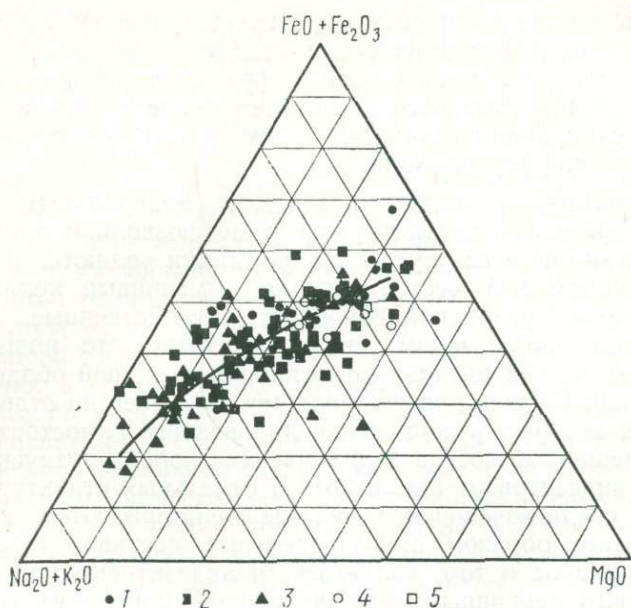


Рис. 24. Диаграмма соотношений весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в вулканических породах улутауской формации. Структурно-фациальные зоны: 1 — Сибайская, 2 — Шартымская подзона Учалинской зоны, 3 — Вознесенская, 4 — Учалинская, 5 — Гумбейская

ми к кларковым значениями Co, Ni, V, Ga, содержания Cr и Cu остаются низкими. Таким образом, низкие содержания Cr и Cu являются характерной чертой всей серии вулканитов улутауской формации и отражают специфику родоначальной магмы. По-видимому, обеднение медью является первичной особенностью улутауской серии пород, обладающих, следовательно, отрицательной геохимической специализацией на медь. Эта специализация выражена более резко по сравнению с рудоносной карамалыташской формацией, где дефицит Cu значителен только в кислой группе пород. Свинец, так же как и медь, во всех типах пород отличается пониженными содержаниями. По-иному ведет себя цинк, содержание которого близко к кларковому в основных породах и является высоким в средних и кислых породах.

Субвулканические образования сходны с эффузивами по следующим свойствам: 1) характеру распределения пород по кремнезему; 2) поведению роев точек эффузивных и субвулканических пород на петрохимических диаграммах, свидетельствующему о едином направлении эволюции исходных для них расплавов (рис. 23, 24); 3) наличие общих особенностей химизма, к которым относятся лейкократовость и высокая глиноземистость, натриевый характер основных и средних типов пород (табл. 26).

Отличиями субвулканических образований от эффузивов являются: 1) уменьшение содержания и степени насыщенности кремнеземом (табл. 26); 2) увеличение суммарного железа (FeO') за счет увеличения роли окисного железа; 3) возрастание коэффициента фракционирования и увеличение его вариабильности; 4) некоторое возрастание суммы щелочей; 5) увеличение вариаций величины $alkal$.

Указанные особенности связаны, очевидно, с формированием субвулканических образований из более поздних порций магматического очага. Вариабильность коэффициента фракционирования и изменчивость величины $alkal$ являются следствием более медленного застывания магмы в субвулканических телах, что делает возможным явления внутрикамерной дифференциации.

Наличие общих черт химизма, общность минеральных парагенезисов, единство времени и места формирования позволяют предположить, что вулканические породы улутауской формации являются производными единой генетической серии. Однако изменчивые количественные соотношения пород различной основности, свойственные отдельным структурно-фациальным зонам, свидетельствуют, что родоначальный для них магматический расплав, относящийся к единой области генерации, был на ранней стадии своей эволюции разоблен на отдельные очаги, каждый из которых развивался в дальнейшем самостоятельно.

Средневзвешенный состав вулканических пород улутауской формации является андезитовым (табл. 26). В отдельных структурных зонах (Учалинской) средневзвешенные составы приближаются к дацитам (табл. 26). Таким образом, при определении состава родоначальной магмы встает вопрос о том, являются ли андезитовые или дацитовые по составу магмы первичными или же преобладание этих типов пород обуславливается процессами эволюции первичных базальтовых магм?

В улутауской формации выделяются два типа вулканических ассоциаций: с преобладанием основных и средних пород и с преобладанием кислых и средних пород.

Ассоциации первого типа распространены в Гумбейской и Сибайской зонах, а также венчают вулканизм Учалинской зоны (верхняя толща). Вулканиды Гумбейской зоны относятся к базальтам повышенной глиноземистости и щелочности и обнаруживают относительно небольшие вариации состава. Помимо базальтов здесь встречаются и андезито-базальты, реже андезиты. Очевидно, вулканиды Гумбейской зоны являются производными крупного базальтового магматического очага, испытавшего дифференциацию с образованием андезитов. В Сибайской зоне преобладают андезито-базальтовые и андезитовые типы пород. Базальты этой зоны по химическому составу близки к базальтам Гумбейской зоны. Как те, так и другие являются высокоглиноземистыми, близкими к соответствующим по кислотности типам пород андезитовых формаций (Кутолин, 1972), известных на островных дугах и в складчатых областях обрамления Тихого океана, от которых они отличаются незначительным понижением отношения MgO/FeO при некотором уменьшении роли окисного железа. Эволюция вулканизма Сибайской зоны во времени характеризуется сменой андезито-базальтов андезитами. Базальты встречаются спорадически в верхах разреза. Резкая вариабильность химического состава и петрографические особенности андезитов не позволяют их считать близкими по составу к исходным магмам. Наиболее вероятный первичный состав очага базальтовый, однако базальты, завершающие вулканизм в Сибайской зоне, вряд ли соответствуют первичному расплаву. Они скорее могут рассматриваться

как продукт извержения придонных частей очага, испытавшего дифференциацию.

В Учалинской зоне общая схема развития вулканизма сходна с Сибайской, но отличается более высокой кислотностью членов ассоциации. Вначале процесс носил гомодромный характер и состав вулканических продуктов изменялся от андезитового к дацитовому и липаритовому. Впоследствии кислый вулканизм сменился ассоциацией основных и средних эффузивов (верхняя толща). Подобное изменение состава продуктов связано, очевидно, с наличием в недрах дифференцированного очага (или системы очагов), материал которого поступал на поверхность с различных уровней. Однако, несмотря на преобладание среди вулкаников средних и кислых пород, резкая вариабильность их состава, высокое содержание летучих, загрязненность чуждым материалом (ксенолиты и ксенокристаллы) вплоть до образования своеобразных гибридных андезито-дацитовых пород не позволяют считать их соответствующими составу первичного глубинного расплава. В то же время сходство базальтов Учалинской зоны с базальтами Гумбейской свидетельствует об их генетической общности и позволяет предполагать единые условия генерации базальтовых магм под прогибом.

Различия в соотношениях вулкаников разного состава отдельных зон связаны, по всей вероятности, со степенью проницаемости земной коры, обусловившей возможность извержения на поверхность расплавов, отвечающих различной степени внутриочаговой эволюции. Близкие к родоначальным магмы связаны либо с зонами повышенной жесткости (Гумбейская зона), либо с зонами интенсивного прогибания и растяжения (Сибайская зона), в то время как более кислые типы магмы характерны для зон, характеризующихся глыбовыми и сколовыми перемещениями при преобладании режима поднятий (Учалинская зона).

Причины разнообразия вулканических пород улутауской формации.

Выше было показано, что разнообразные по составу вулканические породы улутауской формации относятся к одной генетической серии пород.

Эволюция магматических расплавов определяется особенностями их кристаллизации. Базальты улутауской формации, относящиеся к лейкократовому типу, характеризуются ранней кристаллизацией плагиоклазов, оказывающихся в избытке против котектики, что, возможно, связано с потерей летучих при начале кристаллизации. Обилие генераций вкрапленников, их сложная эволюция свидетельствуют о длительной многоэтапной кристаллизации исходных магматических расплавов. Интрателлурический период кристаллизации базальтовых расплавов, соответствующий образованию вкрапленников, разделяется на две стадии — раннюю (плагиоклаз и магнетит), характеризующуюся более медленным остыванием, и позднюю (темноцветные минералы). Незначительные изменения анортитовой составляющей в плагиоклазах первой и второй генераций, повышение номера плагиоклаза во второй генерации (андезито-базальты), часто наблюдаемая рекуррентная зональность при мало изменяющемся составе зон, резорбция плагиоклазов первой генерации свидетельствуют о нарушении равновесия между твердой, жидкой и летучей фазами в интрателлурический этап кристаллизации, что объясняется пульсационным перемещением магмы к поверхности, изменением ее состава при взаимодействии с вмещающими породами или ее переохлаждением в связи с потерей летучих. Кристаллизация темноцветной ветви в интрателлурический этап обычно начиналась с магнезиально-железистых ортопироксенов, реже с оливинов, что связано с обеднением расплава кальцием вследствие обильной кристалли-

зации раннего плагиоклаза. Появление клинопироксенов на фоне продолжающейся кристаллизации ортопироксенов совместно с обогащенными кальцием плагиоклазами второй генерации в конце интрателлурического этапа связано с отмеченным выше изменением состава магмы в результате взаимодействия с вмещающими породами, в частности обогащения ее кальцием. Клинопироксен соответствует авгиту очень постоянного состава ($Ca_{38-39}Mg_{41-42}Fe_{18-19}$) (табл. 24, 25), что говорит о коротком периоде его кристаллизации.

Таким образом, процесс эволюции расплава при интрателлурической кристаллизации не является плавным. Улавливается момент резкого изменения химизма расплава, вызывающий отклонение от нормального хода эволюции в полевошпатовой ветви и появление клинопироксена. Раннее образование вкрапленников магнетита исключает накопление железа и является одним из доказательств обогащения базальтовых расплавов летучими уже к началу их кристаллизации. Повидимому, с этим связано богатство расплава плагиоклазовым компонентом, а следовательно, и лейкократовый характер базальтов. Относительно большое количество стекловатого базиса в основной массе свидетельствует также об отделении летучих до или в начале эффузивной стадии кристаллизации.

В андезитовых типах пород значительно шире распространен ромбический пироксен, а также появляются ксеногенные вкрапленники кварца и ксенолиты. Согласно Н. Боуэну (1934), широкое распространение гиперстена характерно для реакции между кварцсодержащими породами и базальтовой магмой, что подтверждает наличие ассимиляции при формировании более кислых, чем базальты, пород серии. Более ранняя кристаллизация темноцветных минералов, несмотря на их меньшее количество в нормативном составе пород (табл. 27), связана, повидимому, с большим обогащением летучими расплавов среднекислого состава. Об этом же свидетельствуют появление в андезитовых и кислых породах роговой обманки, наличие биотита и многочисленные крупные вкрапленники магнетита, кристаллизующиеся на ранней стадии.

Таким образом, признаки взаимодействия расплавов с вмещающими породами, которые улавливаются уже при кристаллизации базальтов, в еще большей степени характерны для кристаллизации среднекислых пород, так же как и прогрессирующее обогащение их летучими компонентами.

Эволюция серии вулканитов улутауской формации хорошо видна на петрохимических диаграммах, где они образуют непрерывный ряд фигуративных точек (рис. 23), свидетельствующий об их генетическом родстве. Большой разброс их можно объяснить рядом причин: наличием метаморфических преобразований; наложением на одной диаграмме нескольких рядов дифференциации, свойственных отдельным вулканическим зонам; осложнением хода дифференциации иными процессами, например ассимиляцией.

Порфиновый тип вулканитов с длительной стадией интрателлурической кристаллизации позволяет предположить наличие кристаллизационной дифференциации с отделением кристаллической фазы от жидкости на разных этапах ее эволюции. Реальность этого процесса доказывается наличием субвулканических андезито-базальтов, на 50—60% состоящих из кристаллов плагиоклаза (с. Первомайское), а также обогащенных плагиоклазом (до 35—40%) эффузивов (с. Истамгулово). Величина $alkal$ в этих породах повышена (21—22,5%) по сравнению с устойчивой в целом ее величиной для вулканических пород формации

(17,5—20,5%), что является одним из признаков наличия аккумулятивных разностей пород.

Рассмотрение временного хода эволюции состава магматических пород улутауской формации позволяет уточнить характер процесса дифференциации. В заключительные фазы улутауского вулканизма появляются основные породы, что обуславливает его антидромный в целом характер. При этом количество основных пород прямо пропорционально объему предшествующих им кислых вулканитов и увеличивается с возрастом достигнутого в данной вулканической зоне уровня кислотности. Очевидно, это обусловлено дифференциацией в очагах предшествовавшей формированию вулканитов улутауской формации, а основные породы, образующиеся в заключительные этапы вулканизма, представляют собой как бы донные «остатки» магматических очагов. Поведение железа в процессе дифференциации показывает, что дифференциация имела место в обстановке высокого содержания летучих в магматическом очаге. Это сказывается в медленном изменении коэффициента фракционирования (F) при возрастании кремнезема.

Подобный ход дифференциации, как было показано Осборном (1959), связан с высокой степенью окисления железа, находящейся в прямой зависимости от содержания летучих в магме и в первую очередь от содержания воды. Тот же вывод был сделан выше на основании ранней кристаллизации магнетита. Поведение щелочей и полевошпатовой извести в процессе эволюции улутауской серии прослеживается на диаграмме Заварицкого (рис. 23) по поведению параметров a и c . Для вулканитов характерно слабое увеличение параметра a от основных членов ряда к кислым. Примерно от уровня андезитов (выше $b = 15\%$) намечается отклонение точек на поле asb от стандартных кривых дифференциации влево, что вызвано стабильностью в верхней части диаграммы параметра a , равного $\sim 9-10\%$. Соответственно параметр c , который почти постоянен в нижней части диаграммы, выше $b = 15\%$ незначительно уменьшается. Таким образом, для серии в целом увеличение щелочности связано с быстрым убыванием темноцветных компонентов и обогащением кремнеземом и глиноземом, а не с изменением отношения a/c , которое остается почти стабильным.

Сериальный индекс Ритмана, близкий к единице, характеризуется медленным, но неуклонным уменьшением значений по направлению к кислым породам с пересечением у состава дацитов стандартной сериальной кривой дифференциации. Согласно Ритману постоянная величина индекса характерна для серий пород, формирующихся только в результате дифференциации, уменьшение его является результатом ассимиляции магмой сиалических пород.

Вышеизложенное позволяет предположить, что при формировании всех пород формации, а особенно интенсивно начиная с андезито-дацитов, дифференциация шла в условиях непрерывного обогащения исходного расплава кремнеземом, алюминием и кальцием на фоне всевозрастающего содержания летучих, что также способствовало увеличению количества кислых пород (Осборн, 1959). Вероятным источником летучих и перечисленных выше элементов являлась земная кора сиалического типа, т. е. при формировании кислых членов вулканической серии улутауской формации происходило значительное усвоение магмой корового материала, что и привело к резкому покислению средневзвешенных составов вулканитов. Высокая дисперсия фигуративных точек в области кислых составов (рис. 25) отражает возрастание интенсивности процессов взаимодействия с коровым материалом при их формировании, а также их неоднородность, связанную, по-видимому, с различным со-

ставом ассимилируемого материала и различной степенью его переработки. При вычислении средних в группе липаритов почти для всех окислов наблюдались отклонения от нормального закона распределения, что говорит о высокой неоднородности этой совокупности по сравнению с более основными типами пород.

Поведение элементов-примесей характеризуется закономерным и постепенным уменьшением элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V), а также Cu, Zn, Sc по мере увеличения кремнекислотности пород. Содержание свинца незначительно возрастает. Согласно А. В. Гущину (1971), постепенные уменьшения концентраций этих элементов характерны для гибридных серий в отличие от дифференцированных серий, где эти содержания быстро снижаются по мере уменьшения кремнекислотности, достигая очень низких значений Cr и Ni уже на уровне $\text{SiO}_2 = 55\%$ (для толеитовых серий). Таким образом, распределение хрома и никеля подтверждает наличие явлений ассимиляции в улутауской серии вулканических по-

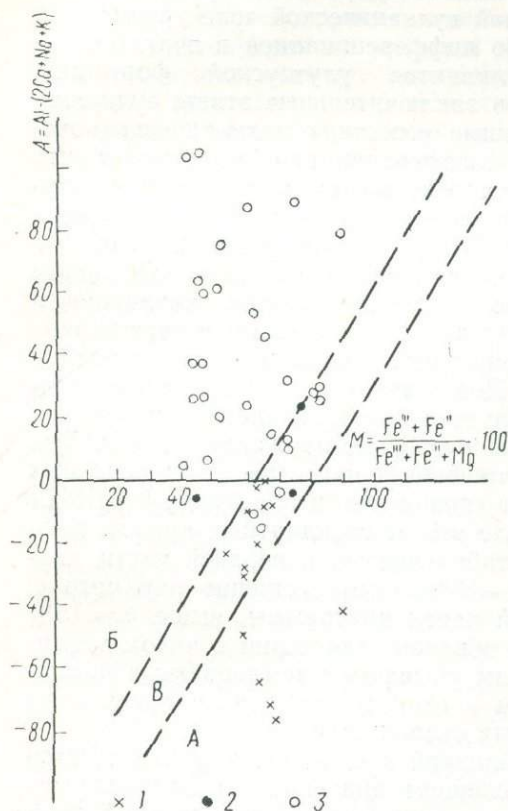


Рис. 25. Распределение составов кислых пород среднедевонской улутауской формации в координатах «общая железистость (M) — глиноземистость (A)», по В. А. Кутолину.

Поля распределения пород: А — производных базальтовой магмы; Б — производных палингенных расплавов (батолитовых интрузий); В — неопределенного генезиса.

1 — дациты; 2 — липариты (эффузивные и субвулканические); 3 — экструзивные липариты

род. Содержания Ni, Co, Zn от основного к кислому концу улутауской серии изменяются слабо, вследствие чего кислые породы оказываются обогащенными этими элементами по сравнению с их кларками. Поведение перечисленных выше элементов в процессе дифференциации обусловлено, по-видимому, генетической общностью всех членов серии и подтверждает их происхождение за счет исходной базальтовой магмы.

Помимо общих закономерностей эволюции серии в целом ход ее в отдельных структурных зонах обладает рядом особенностей. Так, вулканы Сибайской зоны обладают четкой линией дифференциации от поля базальтов до андезито-дацитов с наибольшим сгущением точек в поле последних (рис. 23). Вулканическая ассоциация Сибайской зоны в целом близка к типу Пеле, отклоняясь в поле кислых составов в сторону меньших величин параметра a . Для вулканитов этой зоны характерно высокое и стабильное содержание полевошпатовой извести (7,5—8%). В целом вулканическая ассоциация Сибайской зоны представляет собой пример ассоциации дифференциатов базальтовой магмы

при наличии незначительных явлений взаимодействия ее с материалом земной коры.

Учалинская зона характеризуется резко дифференцированным составом вулканических пород, дающих непрерывный спектр от базальтов до липаритов. Фигуративные точки концентрируются на более высоких уровнях по оси b (от 20 до 3%) под небольшим углом к оси sb (рис. 23). Вулканическая ассоциация Учалинской зоны, как и Сибайской, характеризуется отсутствием накопления железа и сохранением высоких значений полевошпатовой извести, но отличается большим разбросом фигуративных точек по оси a (от 5 до 15%) и соответственно большими дисперсиями величин отдельных окислов. Кроме того, большинство вулканитов этой зоны пересыщено глиноземом. Именно для Учалинской зоны наиболее характерны роговообманковые и биотитовые разности пород; обилие ксенолитов и появление гибридных андезито-дацитов с многочисленными ксенокристаллами кварца и полевого шпата; наличие в заключительные фазы среднекислого вулканизма. В ней появляются экструзивные купола, отличающиеся своеобразным химическим составом, в частности бедностью кальцием, магнием и железом и повышенным содержанием K_2O , в связи с чем на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 23) они сдвинуты влево, отвечая значениям $a = 14-15\%$ вместо обычных для этой формации $9-10\%$. Сравнение химических составов куполов с чистыми типами неоген-четвертичных эвтектоидных липаритов Карпат (Коптев-Дворников, Петрова, 1969) показало их большое сходство. Возможно, что образование лейкократовых липаритов этих куполов имело место в результате появления небольших очагов палингенной магмы (рис. 25) в участках наибольшего прогрета коры (Бурикова, 1972).

В целом вулканические ассоциации Сибайской, Учалинской, а также Вознесенской зон обладают общими чертами эволюции исходных магм и могут быть отнесены к единой известковистой серии пород, являющейся производной базальтовой магмы.

Химический состав вулканической ассоциации Гумбейской зоны, для которой характерны базальтовые и андезито-базальтовые эффузивы, отличается повышенными содержаниями параметра a , меньшими значениями параметра c , быстро убывающими к кислому концу серии, и несколько повышенным содержанием щелочей. Указанные особенности позволяют предполагать базальтовый состав магматического очага, подвергшегося слабой дифференциации без сколько-нибудь значительных явлений ассимиляции и без появления кислых пород.

Итак, все вулканические образования улутауской формации относятся к единой генетической серии пород и являются производными базальтовой высокоглиноземистой магмы, отличающейся высоким содержанием летучих компонентов. Родоначальный глубинный расплав на ранних стадиях эволюции был разобщен на отдельные очаги, каждый из которых эволюционировал самостоятельно. Главнейшими чертами этой эволюции являлась дифференциация с накоплением кремнезема без накопления железа и с незначительным изменением отношения железа к магнию. Количество полевошпатовой извести оставалось высоким. Дифференциация сопровождалась и стимулировалась взаимодействием магмы с материалом земной коры. Степень этого взаимодействия, различная в разных зонах, зависела в первую очередь от степени их проницаемости, что обуславливало разную степень прогрета земной коры и длительность отстаивания магматических очагов. В некоторых случаях имело место палингенное плавление в незначительных масштабах.

6. ВЕРХНЕДЕВОНСКАЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ (БАЗАЛЬТОИДНАЯ ПОРФИРИТОВАЯ) КОЛТУБАНСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Колтубанская формация характеризуется устойчивой ассоциацией базальтоидных вулканогенных пород и вулканогенно-обломочных образований. Она слагает крылья и ядра крупных синклинальных структур Магнитогорского синклинория. Этот тип отложений был выделен Либровичем (1936) под названием колтубанской свиты.

В западном крыле нижняя граница колтубанской формации соответствует резкой смене кремнистых пород мукасовской формации вулканогенными образованиями. В восточном крыле она менее определена в связи со сходством колтубанских вулканитов с нижележащими улугаускими породами и отсутствием разделяющих их кремнистых пород.

Верхняя граница формации в западном крыле устанавливается по смене флишoidными толщами зилаирской формации. В восточном крыле ее разрезы либо неполны, либо отсутствуют и времени ее образования соответствует перерыв. Колтубанская формация соответствует второй половине франского яруса, захватывая низы фаменского в областях продолжительной вулканической деятельности (Плюснин, 1971).

Вулканогенные образования колтубанской формации приурочены преимущественно к северной части заложившегося в начале верхнего девона Кизильского прогиба, в пределах которого выделяются Западно-Кизильская и Восточно-Кизильская структурно-фациальные зоны, и незначительно развиты в Вознесенской и Учалинской зонах.

Петрофонд формации. Характерно обилие осадочных образований, резко преобладающих в краевых структурно-фациальных зонах. Наибольшая насыщенность разреза вулканогенными породами (до 70%) характерна для восточного крыла синклинория, в то время как в западном крыле они слагают около половины объема. Преобладают базальты и андезиты-базальты, относящиеся преимущественно к порфировому структурному типу. Локально встречаются андезиты, реже кислые вулканиты. Региональный коэффициент эксплозивности имеет высокие значения. В западном крыле Кизильского прогиба он достигает 68—70%, в восточном — 50%. Среди осадочных (41%) резко преобладают обломочные породы.

Типы разрезов. Выделяются несколько типов разрезов: вулканогенный, вулканогенно-осадочный и осадочный (рис. 26).

1. *Вулканогенный* (биягодинский) тип разреза развит локально и приурочен к районам активной вулканической деятельности. Он характеризуется разнообразными по составу вулканическими породами с преобладанием базальтов и андезито-базальтов. Пирокластические породы обычно преобладают над эффузивными и представлены различными туфами и вулканическими брекчиями. Осадочные породы редки. Это вулканомиктовые обломочные, реже глинистые образования, слагающие маломощные линзы. Большая фациальная изменчивость наряду с колебаниями мощностей (500—1200 м) затрудняет расчленение разрезов. Максимальная насыщенность разрезов вулканогенными породами наблюдается как в верхних (западное крыло), так и в нижних (восточное крыло) его частях.

Разрезы западного типа характерны для Вознесенской (хр. Аратау) и Западно-Кизильской (пос. Вятский, дер. Москва, гора Биягода) зон. Они делятся на две толщи.

Нижняя, вулканогенно-осадочная, толща сложена ритмичным переслаиванием осадочных и вулканогенно-осадочных пород различной размерности с примесью пирокластического материала. На горе Аратау (рис. 26, а) — это ритмичное переслаивание гравелитов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами туфов и вулканических брекчий. По направлению к югу (дер. Москова) (рис. 26, в) увеличивается насыщенность ее вулканогенными породами, появляются туффитовые брекчии, бомбовые горизонты. Наблюдается погрубение материала, увеличение мощности ритмов и степени их «пирокластичности» вверх по разрезу. Вулканогенно-осадочная толща очень изменчива фациально. На горе Бягода нижняя толща (рис. 26, г) по направлению к центру вулканической постройки замещается потоками базальтов.

Верхняя толща пестра по составу. Она сложена агломератовыми и пизолитовыми туфами, вулканическими брекчиями и содержит прослойки эффузивов, количество которых увеличивается к центру вулканических построек. Слоистость туфов грубая.

Четкая стратификация отложений нижней толщи, наличие песчано-глинистых прослоев говорят о формировании ее в водном бассейне, испытывавшем постепенное обмеление с образованием вулканических островов. Вулканические образования верхней толщи имеют преимущественно наземное происхождение. Они образовались на вулканических островах, окруженных мелководным бассейном. Об этом говорит нечеткая слоистость туфов, отсутствие осадочных прослоев. Несортированность и неокатанность пирокластического материала свидетельствуют о захоронении его без перетолжения.

Вулканогенные разрезы восточного типа развиты в Восточно-Кизильской и Учалинской зонах, где залегают с несогласием на различных горизонтах улугауской формации. Выделяются две толщи: нижняя (вулканогенная) и верхняя (вулканогенно-осадочная).

Нижняя толща (400—500 м) сложена эффузивами и пирокластами базальтового состава. Пирокластические породы отличаются плохой сортировкой обломочного материала, со слабо заметной стратификацией. Судя по отсутствию осадочных прослоев, краснокаменному изменению потоков и «пестрой» окраске туфов нижняя толща формировалась в наземных, реже мелководных условиях, с образованием вулканических островов.

Верхняя толща (450 м) представляет ритмичное переслаивание туфоконгломератов и туфогравелитов с подчиненными прослоями туфопесчаников и туфов базальтов. Обломки представлены преимущественно вулканитами колтубанской формации.

Разрез обладает непрерывно-прерывистой стратификацией. Ритмичное строение верхней толщи, наличие осадочных пород с карбонатным цементом — все это свидетельствует о ее формировании в условиях водной среды.

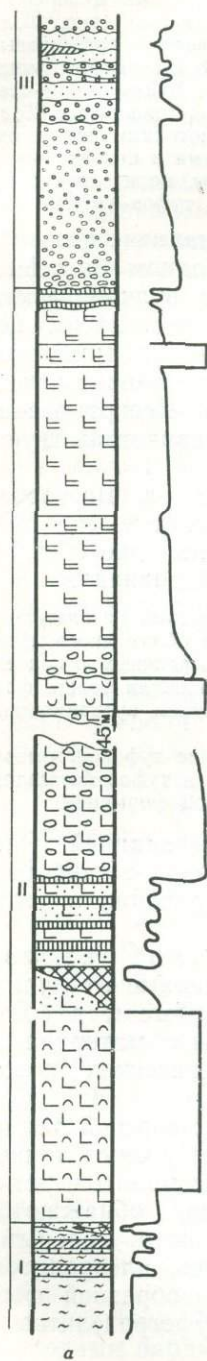
2. *Вулканогенно-осадочный* (шартымский) тип разреза развит в Учалинской зоне, где слагает участки, удаленные от вулканических построек. Осадочные породы (40—60%) сложены в большей или меньшей степени перемытым вулканогенным материалом. Количество эффузивов и грубообломочных пирокластических пород резко уменьшается. Характерно ритмичное строение.

Вулканогенно-осадочные породы залегают на мукасовской толще кремнистых сланцев. Переход между ними постепенный, через тонкоритмичную пачку кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, залегающих в основании колтубанской формации. Выше обнажаются глыбовые несортированные туффитовые брекчии с остроугольными обломками базальтов и андезитов, кремнистых сланцев, алевролитов, туффитов и известняков и редкими бомбами веретенообразной формы. Брекчии сменяются ритмичным чередованием туфогравелитов с туфопесчаниками и туфоалевролитами.

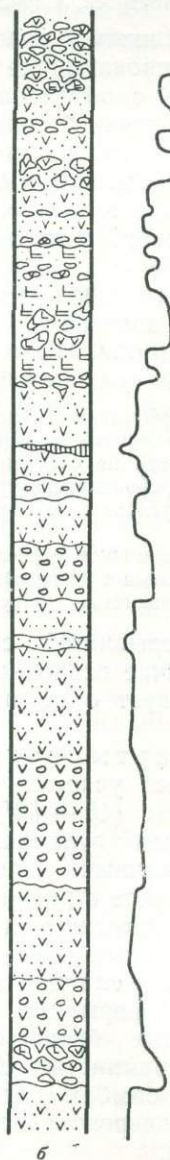
Верхняя часть разреза отличается большей ролью осадочного материала и более тонкой ритмичностью (рис. 26, з).

Преимущественно вулканомиктовый состав пород, четкая ритмичность, наличие хорошо сортированных и окатанных обломков не

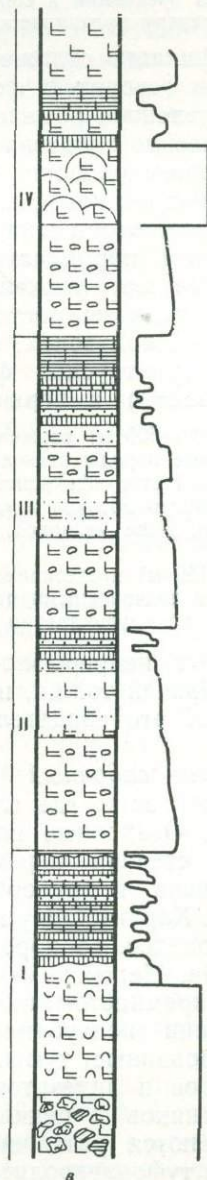
хр. Аратау
нижняя толща



хр. Аратау
верхняя толща



гора Улькантау
(с. Москова)
нижняя толща



гора Биягода
сев. окончание хребта
нижняя толща

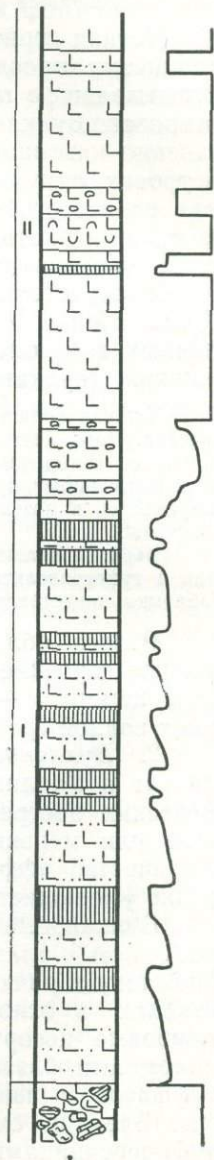
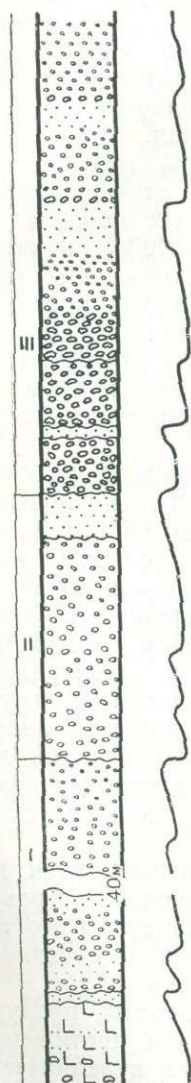


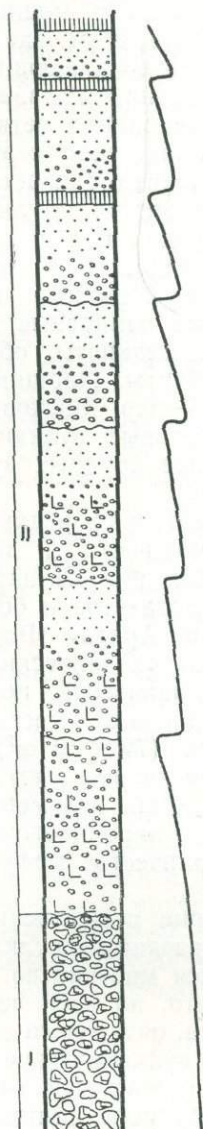
Рис. 26. Типы разрезов верхнедевонской базальт-андезит-базальтовой (базальтоид Условные обозна

Паршивые горы
верхняя толща

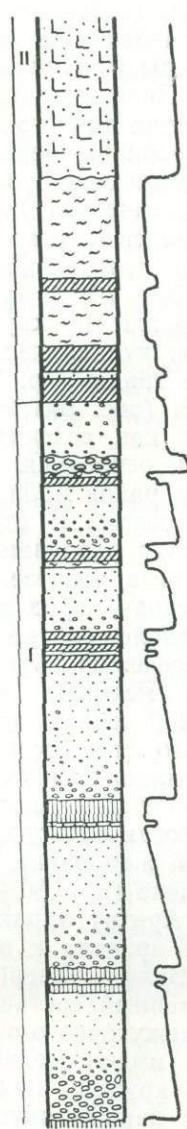


д

с. Тунгатарово
низы разреза верхи разреза

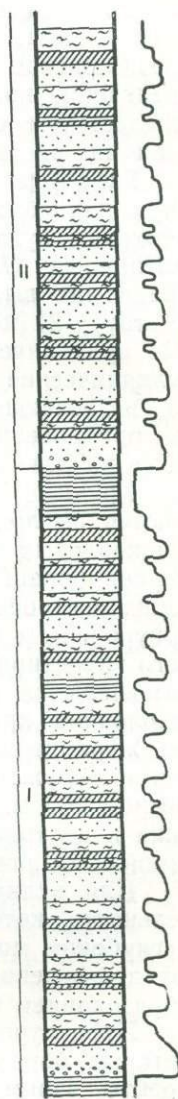


е



ж

с. Абсаямово
низы разреза



з

ной порфировой) колтубанской формации.
чения см. на рис. 2

оставляют сомнения в образовании их путем переработки и переотложения в водной среде вулканогенного материала колтубанской формации, а также более древних толщ разреза.

3. *Осадочный* (вознесенский) тип разреза распространен в периферических частях формации (Атлянская и Присакмарская синклинали, Уртазымская синклиналь и мелкие наложенные мульды в пределах Северо- и Южно-Ирендыкских зон). Разрез сложен обломочными и глинистыми породами ритмичного строения. Локально встречаются небольшие биогермные постройки известняков (оз. Колтубан).

Количество обломочного материала и мощность разрезов резко сокращаются по направлению на запад и юг, где большую роль играют глинистые породы, ритмично переслаивающиеся с песчаниками (Вознесенская и Присакмарская зона, Уртазымская синклиналь). Увеличение количества тонкого материала и четкая ритмичность свидетельствуют о спокойном режиме бассейна осадконакопления. Обилие в них растительных остатков говорит о близости суши.

Характер вулканической деятельности. Вулканыты колтубанской формации образовались в подавляющем большинстве случаев при извержении вулканов центрального типа, среди которых преобладают смешанные ($E = 60 - 70\%$), реже насыпные ($E = 90\%$) вулканы. Среди них выделяются: 1) крупные одиночные стратовулканы (гора Аратау); 2) мелкие вулканические аппараты, образующие протяженные вулканические гряды (хр. Чебарты, Паршивые горы и др.) или вулканические поля (пос. Вятский — дер. Москова); 3) трубки взрыва, встречающиеся как самостоятельные вулканические центры или же приуроченные к основанию более крупных вулканических построек (гора Улькантау, район Аблязово).

Крупные стратовулканы относительно редки. Реликты их выделяются по локальным раздувам мощности и наличию жерловых и прижерловых фаций в разрезе. Для них характерны наиболее дифференцированные серии пород до андезитов и более кислых. Одна из таких построек расположена на горе Аратау (Вознесенская зона), где приурочена к пересечению крупных тектонических нарушений различного простирания. Реликты вулканической постройки (5×3 км²) возвышаются на 400 м над окружающей местностью. Центральная жерловина крупного стратовулкана (70×40 м²) выполнена грубыми жерловыми вулканическими брекчиями (агглютинатами) андезитов и окружена полукольцом глыбовых агломератовых брекчий диаметром 200 м. Пологая слоистость в пирокластических породах наклонена к центральной жерловине. Количество эффузивов в пределах постройки незначительно ($E = 80\%$).

Для вулкана Аратау характерна существенно эксплозивная деятельность, которая привела к образованию вулканического острова в неглубоком море. Вулкан извергался многоактно, и продукты его имеют дифференцированный состав, что, по всей вероятности, связано с образованием промежуточного очага, питающего этот вулкан.

Иное строение имеют мелкие вулканические аппараты, продукты которых образуют крупные поля (ареальный тип) или протяженные хребты. Примером первых является поле сближенных вулканических центров в Западно-Кизильской зоне (пос. Вятский — дер. Москова). Наиболее эродированным является аппарат, расположенный к северу от пос. Вятский, где вскрыто его основание. Кремнистые сланцы мукасовской формации прорваны жерловиной, выполненной вулканическими брекчиями с интенсивной гидротермальной переработкой. По-

мимо основной жерловины есть выходы тех же жерловых брекчий весьма причудливой формы, прорывающих сланцы и перекрытых ими, т. е. никогда не достигавших поверхности (Смирнов, Смирнова, 1961). Эти брекчии переполнены резургентными обломками фундамента: кремнистых сланцев, кварцево-гематитовых пород, кислых вулканогенных пород нижележащей улутауской формации и известняков. Вмещающая масса брекчий сложена мелкими литокластами, сцементированными вторичными минералами. Подобные брекчии локально развиты в основании вулканических построек в ряде мест.

Эволюция вулканизма этого типа извержений независимо от морфологии построек определяется степенью проницаемости основания и наличием в нем протяженных тектонических трещин. Вулканизм начинается взрывной деятельностью с образованием тел глыбовых вулканических брекчий, которая сменяется образованием мощных пирокластических толщ и локальным излиянием лав всевозрастающей основности. Лишь ранние пароксизмы вулканической деятельности имели место в водной среде, сменившись впоследствии наземными извержениями. Затухание вулканизма привело к эрозии рыхлых вулканических построек, которые вновь погрузились под уровень моря.

Значительно реже развиты трубки взрыва как самостоятельные вулканические центры. Подобные трубки, сложенные вулканокластами меланократовых базальтов и пикритов, известны в районе пос. Аблязово. Они весьма своеобразны и в пределах Магнитогорского синклиория присущи только колтубанской формации. Их образованием обычно начинается колтубанский вулканизм.

Своеобразие колтубанского вулканизма определило и морфологию его продуктов. Для первых и заключительных фаз извержений характерны потоки миндалекаменных диабазов (от 2 до 10 м) и порфировых базальтов с нечетко выраженной подушечной отдельностью (5—10 до 15 м), разделенные прослоями кремнистых туффитов, несомненно, подводного происхождения.

Наиболее широко распространены плотные массивные потоки порфировых базальтов различной мощности (от 1—2 до 16 м). Судя по их ассоциации с разнообразными генетическими типами отложений, они могут иметь как наземное, так и подводное происхождение. Отдельные потоки брекчированы, в различной степени гематитизированы и имеют бурую окраску. Мощность различна — от 5 до 20 м. Эти потоки образовались, по-видимому, в наземных условиях, что подтверждается их ассоциацией с наземными фациями (верхняя толща хребта Аратау, Паршивые горы и др.).

Субвулканические образования распространены широко. Они представлены силлами, лакколитами и дайками (радиальными и кольцевыми), развитыми вблизи вулканических центров. По составу преобладают основные породы: диабазы, габбро-диабазы, порфировые базальты, реже андезиты. Субвулканические тела этой формации детально изучались на южном продолжении хр. Чебарты (р. Уй) (Фролова, Курчавов, 1962).

Разобшенность областей активного вулканизма обуславливает разнообразие форм вулканической деятельности. На значительной части территории вулканический процесс начался с эксплозий и выбросов пирокластического материала. В случае меньшей энергии магма не достигала древней поверхности и локализовалась в подстилающих формацию породах, образуя трубки взрыва. Последние обладают чертами сходства с трубками, характерными для траппового вулканизма на Сибирской платформе (Путоранская синеклиза).

П. Е. Оффман (1959) связывает вулканическую деятельность этого типа с образованием наложенных синеклиз на платформенном основании. Образование колтубанской формации также связано с заложением вторичных позднегеосинклинальных прогибов, несогласных по отношению к более раннему структурному плану.

По мере развития вулканического процесса эксплозии сменились излияниями лав. Судя по чередованию серий лавовых потоков с осадочными пачками, имело место несколько пароксизмов вулканической деятельности с закономерным изменением состава потоков в сторону их большей основности и увеличения содержания летучих.

Обилие субвулканических образований свидетельствует о пониженной проницаемости земной коры для базальтовых расплавов по сравнению с более ранними этапами геосинклинального развития, что связано, по-видимому, с большей степенью ее консолидации.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации. Вулканические породы колтубанской формации представлены базальтами, андезито-базальтами, реже андезитами и диабазами. Кислые породы (липариты и дациты) очень редки. Вулканициты относятся преимущественно к порфировому типу.

Среди минеральных парагенезисов вулканитов преобладают порфировые типы с несколькими (обычно двумя) генерациями вкрапленников. Среди базальтов выделяются бесполевошпатовые парагенезисы (оливин-клинопироксеновые, дупироксеновые, клинопироксеновые) (табл. VI, 3) и парагенезисы, содержащие полевой шпат и варьирующие количества темноцветных минералов от оливина до роговой обманки (табл. VI, 5—7). Наиболее широко распространены оливины и клинопироксены, в то время как ортопироксены и амфиболы пользуются ограниченным распространением. Парагенезисы второй генерации вкрапленников более бедны по сравнению с первой. В них обычно исчезает оливин и ортопироксен. Минеральные ассоциации основной массы отличаются большой устойчивостью. Они представлены плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом. Очень редко появляется калиевый полевой шпат и титанистый пироксен. Наибольшая варибельность и неравновесность парагенезисов свойственны первой генерации вкрапленников. Различия между второй генерацией вкрапленников и основной массой менее резки.

Афировые базальты характеризуются более устойчивыми парагенезисами, чем порфировые. Они представлены плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом. Для андезито-базальтов и андезитов характерно появление магнетита в генерации вкрапленников и увеличение роли ортопироксенов. В андезитовых и дацитовых породах появляется кварц в виде ксеногенных включений (табл. VI, 8).

В афировых базальтах плагиоклаз кристаллизуется первым, постепенно изменяя состав от Ap_{68-72} до Ap_{56-64} . Однако, когда встречается оливин, последний более идиоморфен по сравнению с плагиоклазом. В основной массе плагиоклаз более идиоморфен, чем клинопироксен, за исключением меланократовых базальтов, где они обнаруживают равную степень идиоморфизма. Для афировых и серийно-порфировых типов пород характерна поздняя кристаллизация магнетита, который встречается только в основной массе в виде ксеноморфных зерен.

В порфировых базальтах порядок кристаллизации более сложен. В большинстве парагенезисов самыми ранними являются плагиоклазы первой генерации. Исключение составляют оливин-плагиоклазовые базальты горы Черный Бугор и дер. Москва, где оливин обнаружи-

Таблица 29

Химический состав клинопироксенов вулканических пород колтубанской формации

Породы	Химический состав, %																Элементы-примеси, г/т								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Ni ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Сумма	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	Ga	Сr	V	Sc
Меланократовый базальт	52,05	0,31	3,00	1,69	2,84	0,12	16,95	21,70	0,23	0,18	0,18	0,22	0,07	0,56	0,04	100,14	1	23	105	30	140	4	4000	140	33
То же	49,67	0,60	4,45	3,49	4,25	0,17	15,56	20,75	0,36	0,07	0,12	0,32	0,11	0,22	0,05	100,19	3	30	105	28	145	5	3800	300	50
Литокластический туф базальтового состава	54,10	0,11	1,44	1,28	2,50	0,15	18,11	22,24	0,16	0,04	не обн.	не обн.	—	0,53	—	100,13	2	15	35	28	155	2	5000	250	10
То же	51,71	0,35	2,85	2,37	6,68	0,27	16,42	18,03	0,30	0,14	не обн.	0,57	—	—	—	99,95	2	35	190	30	127	3	2000	270	15
Порфиновый базальт	50,90	0,58	3,62	2,55	5,04	0,20	15,81	20,19	0,31	0,12	0,12	0,27	следы	0,19	0,06	99,96	2	11	215	30	47	6	2500	280	30
То же	50,60	0,70	4,13	1,91	6,00	0,21	15,35	19,74	0,37	0,12	0,15	0,46	0,11	0,18	0,07	100,07	4	16	165	30	46	6	2200	400	25

вает большую степень идиоморфизма. При каждом новом этапе кристаллизации плагиоклаз кристаллизуется первым с закономерным изменением состава от Ap_{65-70} в первой генерации к Ap_{65} во второй генерации и Ap_{56-60} в основной массе.

В темноцветной ветви наиболее ранним минералом вкрапленников является оливин, обычно в одной генерации (за исключением базальтов Черного Бугра) и никогда не присутствующий в основной массе. В наиболее богатых оливином породах он является более ранним. Ортопироксены, судя по форме и размерам выделений, образуют две генерации. Первая из них близка по времени выделения к ранним плагиоклазам. Вторая начинается с собой кристаллизацию вкрапленников второй генерации. Клинопироксены — наиболее поздние минералы во вкрапленниках первой генерации — образуют в виде каймы ортопироксены и посторонние включения. В основной массе совместно с магнетитом они являются всегда более ксеноморфными, чем плагиоклаз. Роговая обманка (редкая) является более ранней, чем клинопироксен. Магнетит в базальтах присутствует только в основной массе. Ранние кристаллы магнетита редки.

Субвулканические породы имеют преимущественно базальтовый состав. Среди них встречаются диабазы и габбро-диабазы, афировые, серийно-порфиновые и порфиновые базальты, реже андезиты и дациты. По составу и парагенезисам они очень близки к эффузивам, отличаясь более высокой степенью раскристаллизации с небольшим количеством апостекловатого базиса или без него, большим количеством вкрапленников в порфириновых типах пород (30 — 40%), наличием интерстициального кварца в наиболее раскристаллизованных разностях. Клинопироксены в базальтах характеризуются более низкими углами $2V$ ($53 — 54^\circ$) по сравнению с эффузивами, что связано, по-видимому, с более низкими содержаниями кальция в них; в андезитах они относятся к авгитам, несколько более железистым, чем в эффузивах (табл. 29, 30). Субвулканические породы характеризуются сходным порядком кристаллизации с близкими по составу типами эффузивов.

Особенности кристаллизации базальтовых расплавов, являющихся исходными для вулканитов колтубанской формации, выявлены при детальном исследовании ряда потоков и субвулканических тел. Так, в потоке оливинового базальта западного склона горы Бягода (табл. 31 — 33) количество вкрапленников оливина и плагиоклаза в кровле в два раза выше, чем в подошве, а наибольшие размеры всех минералов, как вкрапленников, так и основной массы (плагиоклаза, клинопироксена и магнетита), характерны для центральной части потока, где количество магнетита резко убывает (рис. 27).

Поскольку рост вкрапленников оливина и плагиоклаза зависит от положения в потоке, он осуществлялся главным образом после излияния лавы на поверхность. Интрателлурическое происхождение можно предположить только для незначительной (2 — 3%) части вкрапленников из закаленной подошвы потока. Большое количество вкрапленников в верхней части потока является, очевидно, следствием концентрации летучих вблизи кровли, увеличивших степень переохлаждения расплава и соответственно количество центров кристаллизации и скорость их роста. Резкое возрастание размеров вкрапленников в центральных частях потока следует считать следствием направленной кристаллизации потока от его периферии к центру, где вкрапленники росли дольше, возможно, одновременно с ростом микрокристаллов основной массы.

Смена вкрапленников образованием основной массы определялась изменением режима летучих: их быстрое отделение в краевых частях потока вызвало резкое переохлаждение расплава с образованием большого количества микрокристаллов основной массы. Продолжавшаяся миграция летучих по направлению к краевым частям

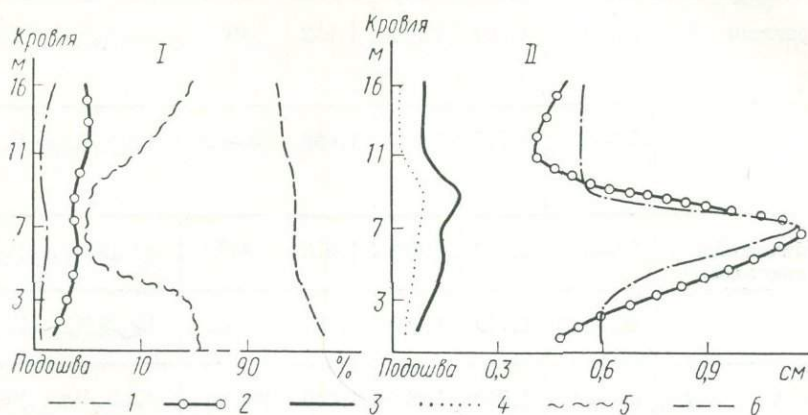


Рис. 27. Характер распределения вкрапленников и основной массы (I) и изменения их размеров (II) в различных частях потока.
Вкрапленники: 1 — оливин, 2 — плагиоклаз; минералы основной массы: 3 — плагиоклаз, 4 — пироксен, 5 — магнетит, 6 — основная масса

потока обусловила здесь преимущественную кристаллизацию магнетита основной массы в связи с возникшей неоднородностью окислительного потенциала в потоке. Таким образом, особенности строения потока объясняются в первую очередь не кристаллизационной дифференциацией, а поведением летучих компонентов и различным режимом охлаждения расплава в его отдельных частях.

Второй поток отличается большим количеством вкрапленников (50%) плагиоклаза, клинопироксена и оливина (табл. 31—33). Количество и размеры вкрапленников возрастают в верхних частях потока, коррелируясь с увеличением количества и размера миндалин (рис. 28). Некоторое увеличение размеров вкрапленников имеет место и в подошве потока. Все вышесказанное позволяет предположить, что если при излиянии потока в нем и имелись отдельные микровкрапленники, то их рост происходил уже после излияния потока, но до отделения основной массы летучих. Наблюдается обогащение плагиоклазом центральной части потока, обрамленной зонами обогащения клинопироксеном, количество которого уменьшается непосредственно у подошвы и кровли. Подобное распределение содержания вкрапленников в потоке показывает, что кристаллизация его шла симметрично, начиная с краев. При этом максимальных размеров вкрапленники достигли в кровле вследствие накопления там летучих.

Обогащение плагиоклазом центральной части потока вызвано, очевидно, быстрым отделением летучих компонентов от кристаллизующейся массы тогда, когда краевые части потока были уже в значительной части раскристаллизованы. Отделение летучих должно было сдвинуть эвтектику в сторону пироксена и вследствие переохлаждения расплава, достигнутого в результате этого процесса, вызвать обра-

Оптические свойства и кристаллохимические формулы

Породы	Оптические свойства					Формулы по Хессу
	$2V$	n_g	n_m	n_p	$c:Ng$	
Меланократовый базальт	55—57°	1,709	1,689	1,682	40°	$Ca_{44,4}Mg_{48,4}Fe_{7,2}$
То же	52—53°	1,715	1,697	1,692	40—42°	$Ca_{42,8}Mg_{45,0}Fe_{12,2}$
Литокластический туф базальтового состава	52—55°	1,699	1,681	1,676	41°	$Ca_{44,2}Mg_{49,9}Fe_{5,9}$
То же	49—51°	1,710	1,690	1,686	41—42°	$Ca_{38,0}Mg_{47,4}Fe_{14,6}$
Порфиновый базальт	54—58°	1,710	1,690	1,686	39—40°	$Ca_{42,0}Mg_{45,8}Fe_{12,2}$
То же	56—57°	1,714	1,692	1,687	40°	$Ca_{41,8}Mg_{45,2}Fe_{13,0}$

Таблица 31

Модальный состав базальтов хр. Бягода

№ потока	Рудные минералы	Плагиоклаз	Клинопироксен	Оливин	Основная масса
Поток I	10,0	59,0	16,0	0,9	14,1
Поток II	2	52,4	15,7	4	25,9
Силл	1	54,8	30,0	12	3,2

Таблица 32

Химический состав (%) базальтов хр. Бягода

№ потока	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.
Поток I	49,3	0,9	18,0	3,2	8,4	0,2	4,63	8,42	4,0	0,9	0,2	1,6
Поток II	51,0	0,92	17,6	0,9	12,2	0,21	7,05	7,77	2,95	0,95	0,16	1,6
Силл	47,71	0,72	18,3	3,12	6,92	0,15	7,33	10,9	1,62	0,18	—	3,62

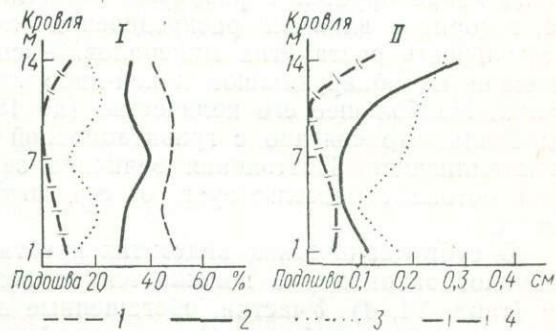
зование многочисленных центров кристаллизации плагиоклаза. Действительно, размеры этих кристаллов в центре очень невелики и в то же время они очень обильны.

Процесс отделения летучих носил пульсирующий характер, так как переход от вкрапленников второй генерации к основной массе очень резкий и его вряд ли можно объяснить постепенным увеличением степени переохлаждения расплава.

клинопироксенов вулканических пород колтубанской формации

Кристаллохимические формулы
$[Ca_{0,848}Na_{0,017}K_{0,009}]_{0,874} [Mg_{0,925}Fe_{0,086}^{+2}Fe_{0,048}^{+3}Al_{0,032}Ti_{0,009}Mn_{0,004}Cr_{0,017}V_{0,001}]_{1,122} \times [Si_{1,907}Al_{0,093}]_2O_6$
$[Ca_{0,821}Na_{0,027}K_{0,004}]_{0,852} [Mg_{0,861}Fe_{0,132}^{+2}Fe_{0,098}^{+3}Al_{0,035}Ti_{0,018}Mn_{0,004}Cr_{0,004}V_{0,001}]_{1,153} \times [Si_{1,843}Al_{0,157}]_2O_6$
$[Ca_{0,864}Na_{0,013}K_{0,002}]_{0,879} [Mg_{0,978}Fe_{0,076}^{+2}Fe_{0,035}^{+3}Al_{0,019}Ti_{0,002}Mn_{0,004}]_{1,114} [Si_{1,958}Al_{0,042}]_2O_6$
$[Ca_{0,725}Na_{0,022}K_{0,004}]_{0,751} [Mg_{0,905}Fe_{0,207}^{+2}Fe_{0,067}^{+3}Al_{0,038}Ti_{0,009}Mn_{0,009}]_{1,235} [Si_{1,913}Al_{0,087}]_2O_6$
$[Ca_{0,801}Na_{0,022}K_{0,006}]_{0,829} [Mg_{0,872}Fe_{0,156}^{+2}Fe_{0,071}^{+3}Al_{0,042}Ti_{0,016}Mn_{0,006}Cr_{0,005}V_{0,001}]_{1,169} \times [Si_{1,883}Al_{0,117}]_2O_6$
$[Ca_{0,786}Na_{0,026}K_{0,006}]_{0,818} [Mg_{0,849}Fe_{0,186}^{+2}Fe_{0,053}^{+3}Al_{0,057}Ti_{0,020}Mn_{0,006}Cr_{0,005}V_{0,002}]_{1,178} \times [Si_{1,877}Al_{0,123}]_2O_6$

Рис. 28. Характер распределения состава (I) и размеров (II) вкрапленников и основной массы в различных частях потока:
1 — основная масса; 2 — плагиоклаз; 3 — пироксен; 4 — миндалины



Таким образом, реже летучих компонентов в потоке II существенно отличается от такового в потоке I, где быстрое охлаждение способствовало образованию плотной корки в краевых его частях и длительной кристаллизации его центральных частей. Это свидетельствует о том, что только первая генерация вкрапленников (и то не полностью) является интрателлурической, остальные же связаны с перераспределением летучих в процессе кристаллизации магмы.

Те же факторы определяли и кристаллизацию субвулканических тел, но более медленное остывание способствовало проявлению кристаллизационной дифференциации *in situ*. Так, в силле оливин-клинопироксен-плагиоклазового базальта хребта Бягода (рис. 29; табл. 31—33) размеры и количество миндалей закономерно увеличиваются в краевых частях, особенно в подошве, где отделение летучих было

Нормативные составы базальтов хр. Бягода по методу CIPW

№ потока	Pl	Mt	Or	Ab	An	Di			Ol		Hy	
						Wo	En	Fs	Fo	Fa	En	Fs
Поток I	1,7	4,9	5,6	34,0	23,6	5,4	2,7	2,6	6,3	6,7	0,1	0,1
Поток II	1,7	1,4	6,1	25,1	23,6	6,2	2,7	3,5	4,4	6,1	8,7	9,1
Силл	1,4	4,4	1,1	13,6	42,0	5,0	3,3	1,3	14,8	6,8	2,3	

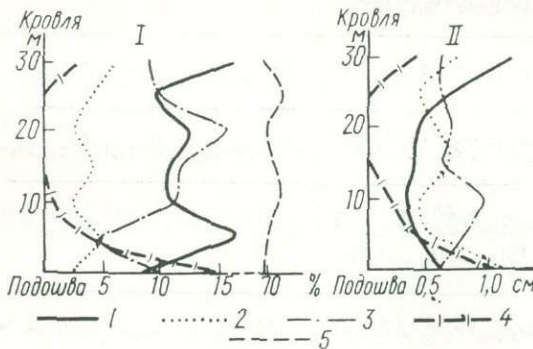


Рис. 29. Характер распределения минералов основной массы (I) и изменения их размеров (II) в различных частях силла (гора Бягода):

1 — плагиоклаз; 2 — пироксен;
3 — оливин; 4 — миндалины;
5 — основная масса

более затруднено. Размер зерен плагиоклаза, реже клинопироксена, четко коррелируется с размером миндалины (рис. 29), что, несомненно, говорит о влиянии распределения летучих на интенсивность и длительность роста этих минералов. Распределение и размеры зерен оливина не обнаруживают какой-либо связи с распределением миндалины. Наибольшее его количество (до 15%) характерно для подошвы силла, что связано с гравитационной отсадкой оливина в начале кристаллизации. Постоянная величина зерен оливина в разных частях потока свидетельствует о его интрателлурическом происхождении.

В субвулканических андезитах хребта Аратау количество вкрапленников закономерно понижается от лежачего бока тела к висячему (табл. VI, 4). Участки, обогащенные плагиоклазом, обеднены темноцветными, и наоборот. Подошвенный слой обогащен плагиоклазом, кровля — клинопироксеном. Количество клинопироксенов второй генерации уменьшается по направлению к кровле. Подобное распределение вкрапленников позволяет предположить, что в этом относительно мощном (40 м) теле действовал механизм незначительной гравитационной отсадки темноцветных. Плагиоклазы и клинопироксены первой генерации и ортопироксены являются, по-видимому, интрателлурическими.

Взаимоотношения между минералами различных генераций носят двоякий характер. В породах с обильными порфиоровыми выделениями часть вкрапленников первой генерации характеризуется интенсивной резорбцией и нарастанием зональных кайм на резорбированную часть зерна. Изменения в составе между резорбированными и остальными кристаллами, как правило, довольно значительны. Как показало детальное изучение потоков и субвулканических тел, количество

интрателлурических резорбированных кристаллов первой генерации не превышает 5—8%. Таким образом, не все порфиновые породы можно считать прошедшими интрателлурический этап кристаллизации.

Более ранняя кристаллизация плагиоклаза в каждой из выделенных в колтубанских вулканитах генераций по сравнению с пироксенами является следствием пересыщения базальтовой котектики плагиоклазом к началу кристаллизации каждой следующей генерации. Подсчет по формуле Т. Барта (1956) по сумме нормативных минералов определяет положение колтубанских базальтов в поле кристаллизации плагиоклазов в простейшем базальтовом тетраэдре. Расчеты Т. Барта сделаны для сухих систем, и пересыщенность плагиоклазом должна еще больше увеличиться при наличии летучих компонентов. Следы их присутствия неоднократно были фиксированы в наличии миндалинов в потоках, появлении взрывчатых трубок и т. д. Если справедливо предположение, высказанное выше, о неоднократной массовой отгонке летучих в процессе кристаллизации, то каждый раз с началом нового этапа кристаллизации плагиоклаз оказывался избыточным против эвтектики компонентом в иных, более сухих, условиях и вновь начинал кристаллизоваться первым. Простые и устойчивые парагенезисы, характерные для основной массы, свидетельствуют, что в процессе ранних этапов кристаллизации нивелировались различия в исходных расплавах путем регулировки состава и количества вкрапленников. При этом расплавы приближались к эвтектическому соотношениям *клинопироксен — плагиоклаз*.

Сравнение эффузивных и субвулканических образований показывает, что они обладают общими сериальными чертами, прежде всего выражающимися в сходстве минеральных парагенезисов и в порядке кристаллизации порообразующих минералов. В то же время имеется целый ряд отличий, связанных с условиями формирования субвулканических пород. К ним относятся: изменения в составе порообразующих минералов, например уменьшение содержания кальция в плагиоклазах; большее количество акцессорных минералов; появление кварца в качестве последней кристаллической фазы; увеличение степени раскристаллизации с появлением диабазовых и офитовых структур, увеличение количества темноцветных.

Степень метаморфических преобразований вулканитов колтубанской формации иная по сравнению с более древними формациями раннегеосинклинальной стадии. Наиболее обычной для них является *пумпеллит-пренитовая* фация *зеленокаменного метаморфизма* (Нечухин, Маркс, Прокин, 1968). Наиболее широко распространены минералы группы хлорита (пеннин, корундофиллит), эпидот-цоизита (эпидот, цоизит, пьомонит), а также пумпеллит, пренит, кварц, кальцит, серицит и мусковит, халцедон, альбит. Лишь в зонах тектонических нарушений или вблизи гранитных массивов появляются в значительных количествах актинолит, эпидот и гранат. Таким образом, верхнедевонские породы по сравнению с нижележащими среднедевонскими отличаются скачком в метаморфизме.

Из главных порообразующих минералов наибольшие изменения свойственны оливинам и ортопироксенам, которые замещены серпентин-хлоритовыми псевдоморфозами. Плагиоклазы изменены частично, причем в афировых базальтах по ним образуются псевдоморфозы альбита, а в порфириновых породах чаще имеет место *сосюртитизация*, реже пренитизация и пумпеллитизация. Наименее изменен *клинопироксен*.

Средние типы вулканических пород колтубанской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	49,43	0,76	16,07	4,17	6,14	0,14	6,89	9,45	2,75	1,09
	1,48	0,12	1,66	2,19	1,74	0,07	2,90	1,79	0,93	0,64
2	53,55	0,66	16,08	4,42	4,75	0,43	4,65	8,18	2,68	1,51
	0,91	0,32	1,96	1,66	1,49	0,48	1,80	1,56	0,86	1,09
3	59,58	0,31	15,25	3,04	4,21	0,12	4,49	5,92	3,06	0,78
	1,35	0,09	0,68	0,74	0,49	0,03	0,59	0,82	0,76	0,61
4	56,50	0,58	14,55	1,32	3,60	0,08	2,38	5,43	4,47	0,13
	0,57	0,40	0,49	0,32	1,02	0,05	0,73	4,19	2,24	0,09
5	74,67	0,09	12,26	1,25	2,13	0,08	0,54	0,30	5,55	0,64
	0,21	0,07	1,18	2,00	1,11	0,07	0,48	0,54	0,73	0,71
6	49,38	0,72	16,67	1,99	9,39	0,17	6,58	8,77	2,72	0,98
	1,18	0,86	1,28	1,11	3,03	0,03	1,45	2,06	1,03	0,79
7	58,76	0,26	16,12	3,01	4,12	0,10	5,29	5,96	2,30	2,10
8	63,74	0,26	15,56	3,26	3,71	0,15	2,77	3,15	5,41	1,20
9	52,42	0,36	15,54	3,17	6,24	0,18	7,10	7,53	1,88	1,64
	0,78	0,07	1,01	1,13	0,44	0,06	0,53	1,14	0,40	0,93
10	59,58	0,31	15,25	3,04	4,21	0,12	4,49	5,92	3,06	0,78
	1,35	0,09	0,68	0,74	0,49	0,03	0,59	0,82	0,76	0,61
11	66,85	0,30	14,86	1,94	2,88	0,05	1,87	2,47	6,06	0,20
12	49,53	0,87	16,36	3,85	6,40	1,17	7,05	8,72	2,47	0,98
	1,84	0,24	1,66	2,43	2,64	0,05	2,93	1,31	1,29	0,56
13	52,95	0,90	17,38	4,02	5,36	0,20	4,27	9,34	2,14	0,65
	0,07	0,01	0,28	0,42	0,01	0,01	0,04	0,51	0,08	0,15
14	66,10	0,86	14,19	2,40	4,32	0,12	2,90	8,40	2,89	0,07
15	74,51	0,18	12,44	1,18	1,88	0,09	0,54	0,87	5,65	0,50
	0,93	0,28	1,08	0,41	1,30	0,03	1,31	1,21	0,83	1,11
16	48,86	0,74	16,09	5,23	5,26	0,15	7,37	10,17	2,74	0,76
	1,39	0,12	1,57	2,18	1,55	0,04	1,94	1,89	0,99	0,62
17	53,92	0,59	16,10	5,02	4,07	0,22	3,98	7,45	3,21	2,13
	1,07	0,36	1,69	1,96	1,68	0,17	1,48	1,77	0,79	1,12
18	75,34	0,24	11,58	1,56	3,10	0,07	0,56	0,53	5,11	1,20
19	49,86	0,85	15,78	3,11	6,64	0,15	6,26	9,07	3,21	1,53
	1,45	0,27	1,73	2,01	2,24	0,06	1,54	1,76	1,22	1,04

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
20	58,90	0,32	15,27	2,96	4,46	0,11	4,73	5,91	3,40	0,88
21	53,84	0,76	15,95	3,48	5,90	0,17	5,62	7,78	2,29	0,84
22	51,46	0,67	15,84	4,98	4,87	0,17	6,24	9,03	2,97	1,09
23	51,00	0,71	16,00	4,12	5,74	0,20	6,27	8,95	2,78	1,14

Примечание. Средние типы вулканитов. Магнитогорский синклиниорий (1—8). Эффузивные породы: 1 — базальты (40 ан.); 2 — андезито-базальты (1 ан.); 3 — андезиты (8 ан.); 4 — дациты (2 ан.); 5 — липариты (5 ан.). Субвулканические породы: 6 — базальты (8 ан.); 7 — андезиты (1 ан.); 8 — дациты (1 ан.). Вознесенская зона (9—11): 9 — базальты и андезито-базальты (2 ан.); 10 — андезиты (8 ан.); 11 — дациты (1 ан.). Сибайская зона (12—15): 12 — базальты (21 ан.); 13 — андезито-базальты (5 ан.); 14 — дациты (1 ан.); 15 — липариты (4 ан.). Учалинская зона (16—18): 16 — базальты (13 ан.); 17 — андезито-базальты (4 ан.); 18 — липариты (1 ан.). Гумбейская зона: 19 — базальты (9 ан.). Средневзвешенные составы вулканитов: 20 — Вознесенская зона; 21 — Сибайская зона; 22 — Учалинская зона; 23 — Гумбейская зона.

Таблица 35

Нормативные составы средних типов вулканических пород колтубанской формации по методу CIPW

Породы		Нормативные минералы								
		Il	Mt	Or	Pl	Srx	Orx	OI	Q	C
Эффузивные	базальты	1,40	6,20	6,90	53,10	15,50	15,70	1,10	—	—
	андезито-базальты	1,41	6,67	9,16	51,88	11,48	10,93	—	8,47	—
	андезиты	0,60	4,60	5,80	52,70	3,60	14,80	—	18,00	—
	дациты	1,22	1,88	0,57	58,10	5,85	7,73	—	24,70	—
	липариты	0,47	1,65	3,41	51,90	—	3,92	—	37,53	1,14
Субвулканические	базальты	1,40	2,90	6,20	54,80	11,70	13,00	10,10	—	—
	андезиты	0,60	4,40	20,80	43,00	5,10	15,50	—	10,60	—
	липариты	0,60	4,50	7,30	6,07	1,20	10,30	—	15,40	—
Средние составы по зонам	Вознесенская	0,62	4,46	5,65	53,19	5,97	16,20	—	14,91	—
	Сибайская	1,57	5,26	5,17	51,64	6,88	18,29	—	11,19	—
	Учалинская	1,41	7,36	6,85	52,90	15,27	12,57	—	3,64	—
Формация в целом		1,41	6,20	6,86	52,92	14,27	15,57	—	3,37	—

Особенности химизма¹. Средние содержания петрогенных окислов вулканитов колтубанской формации в целом близки к значениям, приводимым для кайнотипных базальтов, сходных петрохимически (Куртолин, 1972). Наиболее высокие отклонения характерны для трехвалентного железа и щелочей, однако отличия не столь велики (табл. 34, 35). Это позволяет рассматривать средние типы пород колтубан-

¹ Использованы данные 86 химических анализов, из них 59 отобрано авторами, остальные взяты из литературных источников.

ской формации как отражающие их первичный состав. Наблюдаемые отклонения в частных анализах нивелируются при подсчете средних.

По химическому составу базальты отличаются от нижнедевонских повышенными содержаниями Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , пониженными — MgO , большей лейкократовостью, более высокой степенью окисленности железа. От среднедевонских — пониженными содержаниями Al_2O_3 и повышенными MgO и K_2O , а следовательно, большей меланократовостью, меньшими содержаниями полевошпатовой извести ($c = 7\%$ вместо $8-10\%$) и относительно низкими значениями индекса Пикка (58%). Даже самые основные плагиоклазы беднее анортитом Ap_{50-70} , чем среднедевонские ($Ap - 70-85\%$), что является следствием несколько повышенной щелочности пород. Они насыщены кремнеземом, вследствие чего в них появляется нормативный оливин ($5-10\%$), что подтверждает их отнесение к оливиновым толеитам (табл. 35). Однако вследствие преобладания среди них пород повышенной лейкократовости, они оказались наиболее близкими к базальтам андезито-базальтовых формаций (Кутюлин, 1972), отличаясь от толеитов помимо глинозема содержаниями титана, магния и железа и большей окисленностью последнего. Серия колтубанских вулканитов относится к щелочно-известковой родственной группе (Ритман, 1964) со значением $\sigma = 1,4-2,3$. Суммарное содержание щелочей ($3,84\%$) очень близко к среднестатистическому для базальтов ($3,7\%$), по Мэнсону (Manson, 1967), при среднем содержании калия $1,09\%$. Однако в отдельных случаях K_2O достигает $2,5-3\%$ и преобладает над натрием. Колтубанские базальтоиды были отнесены Д. С. Штейнбергом (1964) к нормальным калиево-натриевым сериям, хотя местами в них заметна четкая калиевая тенденция, приводящая к появлению в гипабиссальных фациях эссекситов (Беляев, Баклаев, 1966) и прослеживаемая и в более кислых типах пород. В базальтах количество нормативного ортоклаза равно $6,9\%$ и близко к критическому значению $Og = 7\%$, когда в породах появляется модальный калиевый полевой шпат (Барт, 1956).

Таблица 36

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах колтубанской формации

Породы	Малые элементы										Количество анализов
	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ga	
Базальты и андезитобазальты	100	105	6	3,5	40	22	75	205	25	19	45
	3,09	9,2	0,8	0,4	2,5	1,4	20,7	2,0	1,5	1,0	
Андезиты	100	118	6	3,0	25	17	50	205	22	18	—
	0,8	0,9	1,6	0,8	0,9	0,4	6,0	1,4	1,5	0,5	
Основные породы*	100	130	8	1,5	160	45	200	200	24	18	—
Толеиты с нормативным оливином**	75	—	—	—	110	44	185	175	30	19	14
Базальты с нормативным оливином	85	—	—	—	80	40	170	210	30	20	41
Средние породы*	35	72	15	—	55	10	50	100	25	20	—

* По А. П. Виноградову, 1962б.

** По М. Принцу (Prinz, 1967).

Колтубанские базальты (табл. 36) характеризуются содержаниями V, Sc, Cu, Ga, близкими к кларковым, и содержаниями Pb и Sn, превышающими их. Содержания Cr, Ni, Co выше, чем в вулканитах ирендыкской формации, но не достигают кларковых значений. Характерно, что этот дефицит имеет место при достаточно высоких содержаниях Mg и Fe и, возможно, отражает региональную специфику вулканитов Магнитогорского прогиба.

По сравнению с ирендыкскими вулканитами оказывается повышенным содержание V и особенно Sc. Ванадий, как и во всех формациях, обнаруживает некоторое увеличение содержания к средним стадиям фракционирования, обнаруживая прямую корреляцию с суммарным содержанием железа (Prinz, 1967).

Характерной особенностью колтубанских вулканитов является их неоднородность. Базальты восточного крыла Магнитогорского синклинория отличаются повышенной щелочностью по сравнению с базальтами западного крыла и в то же время они являются менее дифференцированными. Характерно, что на востоке в Шартымской подзоне содержание щелочей (4,74%) повышено по сравнению со всеми остальными зонами (3,5%), что обуславливает в них высокое содержание нормативного оливина (7,6%), отрицательное число $Q = (-7,3)$ и резкое преобладание клинопироксена над ортопироксеном. Существенные отличия в химизме пород свойственны также и отдельным вулканическим постройкам. Так, вулканиты хр. Бягода значительно более меланократовые, чем вулканиты дер. Москва, характеризуются более низким содержанием TiO_2 и более низкой степенью окисленности железа (табл. 37).

Таблица 37

Средние химические составы (%) вулканитов гор Бягода и Улькантау

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Σ
1	50,63	0,77	15,24	2,51	8,56	0,17	7,40	8,77	2,58	1,10	2,30	100,1
2	48,67	0,78	17,78	1,82	10,61	0,18	5,78	9,88	2,39	0,31	2,18	100,4
3	49,70	1,07	16,10	3,36	7,74	0,17	5,49	8,78	2,84	0,98	2,62	97,7
4	49,70	1,19	17,70	2,10	9,80	0,18	4,83	8,64	3,05	0,87	1,85	99,4

Примечание. 1—2—гора Бягода: 1—эффузивы (7 ан.), 2—субвулканические породы (2 ан.); 3—4—гора Улькантау: 3—эффузивы (8 ан.), 4—субвулканические породы (4 ан.).

Субвулканические породы повторяют вариации в составах пространственно связанных с ними эффузивов, отличаясь более высокой насыщенностью кремнеземом (нормативный оливин = 10%), незначительным повышением общей железистости и низкой степенью окисленности железа. Широкое развитие вулканогенных пород базальтового состава при относительно слабой дифференциации не оставляет сомнения в исходном базальтовом составе магмы колтубанской формации, к которому, очевидно, близки средневзвешенные составы базальтов.

Причины разнообразия вулканических пород колтубанской формации. Вулканиты колтубанской формации образовались в результате эволюции магмы состава оливиновых толеитовых базальтов. Факторы этой эволюции могут быть намечены при изучении кристаллизации базальтовых расплавов и петрохимической эволюции серии в целом. Особенностью колтубанских базальтов является широкий спектр мо-

дальних темноцветных минералов в них, представленных оливином, орто- и клинопироксеном и роговой обманкой. Судя по нормативному составу базальтов, они располагаются в пределах поля Fo — Ep — Di — An простейшего базальтового тетраэдра Йодера и Тилли между плоскостями критической недосыщенности и насыщения кремнеземом. Так как породы отличаются повышенной лейкократовостью ($P1 + Q = 60 - 61\%$), то их фигуративная точка находится вблизи вершины плагиоклаза, и незначительные вариации составов вызывают изменение ассоциаций модальных минералов темноцветной ветви. Кристаллизация афировых типов происходит в единый эффузивный этап с накоплением железа в процессе кристаллизации, что фиксируется в изменении состава клинопироксенов от высококальциевых авгитов к железистым авгитам, близким к субкальциевым (табл. 29, 30). По всей вероятности, именно перегретые магмы афировых базальтов наиболее близки к первичным. Эти первичные магмы характеризовались низкой окисленностью флюидов, что фиксируется поздней кристаллизацией магнетита и относительно низким их содержанием, о чем говорит, в частности, высокая температура гомогенизации ранних клинопироксенов ($1225 - 1180^\circ$) по сравнению с ирендыкскими базальтами. Магма афировых базальтов, изливавшаяся на поверхность в перегретом состоянии, не подвергалась сколько-нибудь значительным процессам кристаллизационной дифференциации, что и отражено в однородном составе вулканических продуктов тех центров, где преобладают афировые базальты.

Более распространенные порфиновые типы пород отличаются иным ходом кристаллизации. Эволюция плагиоклаза характеризуется постепенным и плавным уменьшением содержания кальция (от № 70 в первой генерации до № 50 — 55 в основной массе). Наиболее сложным является ход кристаллизации фемических минералов. Она началась обычно с оливина, который в случае наличия ортопироксена обнаруживает с ним реакционные взаимоотношения. Вследствие того что и оливин и ортопироксен нацело изменены, информацию об эволюции расплавов в процессе кристаллизации можно получить только при изучении клинопироксенов (табл. 29, 30). Первая генерация клинопироксена, который начинает кристаллизоваться близко одновременно к ортопироксену, имеет состав диопсида $Ca_{44,4-43,9} Mg_{48,4-49,9} Fe_{5,9-7,2}$, вторая — авгита $Ca_{42,8-38,0} Mg_{45-47,4} Fe_{12,2-14,6}$. О составе клинопироксенов основной массы вследствие малых их размеров можно судить лишь на основании замеров углов $2 V$. По сравнению с вкрапленниками они либо не изменяются, либо незначительно понижаются (до 48° вместо $52 - 54^\circ$ во второй генерации), либо несколько возрастают (до $54 - 56^\circ$), что свидетельствует о постоянном и даже несколько увеличивающемся содержании кальция в них. Таким образом, в верхнедевонских базальтах наблюдается эволюция клинопироксенов в сторону салитов.

Как доказано Вилкинсоном (Wilkinson, 1959) и др., эволюция клинопироксенов в породах повышенной щелочности характеризуется увеличением их железистости за счет Mg^{2+} при практически равном или даже несколько увеличивающемся содержании Ca^{2+} . Недосыщенность расплавов кремнеземом способствует также увеличению содержания в клинопироксенах алюминия в четвертой координации (Le Bas, 1962), хотя ранняя кристаллизация плагиоклаза и ограничивает эту тенденцию.

Накопление титана характерно для поздних стадий кристаллизации клинопироксенов, о чем можно судить по бурой окраске и струк-

турам песочных часов. Поведение хрома и никеля противоположно поведению титана. Ими резко обогащены клинопироксены первой генерации по сравнению со второй, а также с валовым составом породы, что показывает, что клинопироксены являются их концентраторами. Они концентрируют также Sc, Co и незначительно V (во второй генерации). Содержание Cr, Ni особенно велико в псевдоморфозах по ромбическим пироксенам, которые являются еще более ранними, чем клинопироксены. Очевидно, обеднение расплава этими элементами происходит на самых ранних стадиях кристаллизации.

В базальтах порфиروهого типа, где распространены вкрапленники раннего магнетита, а температура гомогенизации их несколько ниже, чем афировых (1130—1190°), содержание летучих было, очевидно, значительно выше, чем афировых. По всей вероятности, это было связано с отстаиванием базальтовых расплавов в промежуточных обособленных очагах.

Явления дифференциации. Крупные субвулканические тела мощностью в десятки и первую сотню метров несут следы кристаллизационной дифференциации магмы, приводящей к появлению андезито-базальтов и андезитов, резко обогащенных плагиоклазом, с одной стороны, и меланократовых базальтов, близких к пикритам, — с другой. Подобный процесс был описан А. В. Говоровой в силле Магнитогорского карьера. Тем более вероятен такой процесс в магматических очагах, где он должен идти значительно эффективнее. Так, в пределах вулканического центра горы Улькантау выявлено несколько этапов извержений, причем каждый из них, начинаясь лейкократовыми базальтами с повышенным содержанием кремнезема, заканчивался излияниями меланократовых базальтов. Меланократовые базальты, обогащенные оливином и клинопироксенами, представляют собой результат гравитационной отсадки при отстаивании магмы в замкнутых периферических очагах под вулканическими постройками. Комплементарность меланократовых и относительно лейкократовых существенно плагиоклазовых пород хорошо видна на петрохимических диаграммах (рис. 30). Базальты горы Бягода, афировые и редко порфировые, очень однородные, близкие по составу к исходной магме, занимают по отношению к ним промежуточное положение. Все они вместе образуют единую серию пород с значениями b от 34 до 20% и с большим углом наклона по отношению к оси sb , т. е. со значительным накоплением щелочей в процессе дифференциации. Так как явления дифференциации в колтубанской формации проходили с различной интенсивностью в отдельных вулканических центрах, следовательно, они совершались в изолированных камерах, непосредственно питающих эти центры. Очевидно, в эти центры исходная магма колтубанских вулканитов попадала менее раскристаллизованной и более подвижной, чем магма ирендыкской формации, вследствие чего отдельные этапы процесса кристаллизационной дифференциации чаще фиксируются в колтубанской серии, в последовательных порциях излившихся на поверхность вулканитов.

В то же время в отличие от обстановки, существовавшей в нижнем девоне, когда проницаемыми были крупные протяженные зоны в несколько сот километров, в верхнем девоне проницаемость была ограничена отдельными тектоническими узлами. Возможно, что и количество образовавшегося магматического расплава было значительно меньше. Разная степень его дифференциации, осуществлявшаяся в обособленных очагах, способствует появлению разнообразных парагенезисов, присущих колтубанским вулканитам.

Так, для вулканических построек типа Биягоды, где явления дифференциации выражены слабо, и типа Улькантау, где они были значительными, характерно отсутствие сколько-нибудь заметных явлений взаимодействия с корой. И те, и другие можно, очевидно, рассматривать как постройки с глубинным мантийным питанием. Возможно, что высокая температура внедрявшихся магм обуславливала своеобразную «закалку» внешних зон очагов и в дальнейшем осуществлялась в условиях, близких к закрытой системе. Вулканические серии этих построек характеризуются плавно изменяющимися хими-

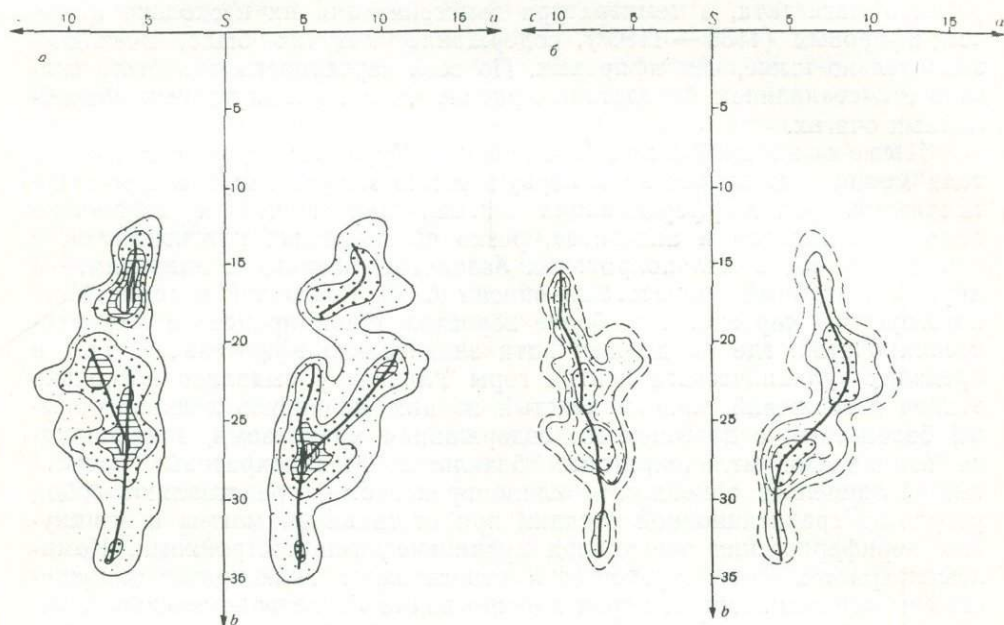


Рис. 30. Вариационные диаграммы А. Н. Заварицкого для вулканических пород верхнедевонской базальт-андезит-базальтовой колтубанской формации:

a — Магнитогорский синклиниорий в целом, *б* — Учалинская структурно-фациальная зона.

Условные обозначения см. на рис. 3

ческими свойствами от базальтов ($b=26-28\%$) до андезитобазальтов ($b=17-19\%$); накоплением щелочей в процессе дифференциации, обуславливающих плавный наклон вариационных кривых на поле *asb* под углом, близким к 45° , при возрастании отношения калия к сумме щелочей; примерно равными и относительно невысокими значениями полевошпатовой извести ($c=7,5-6,5\%$). В этих вулканитах, которые в связи с отсутствием в них явлений взаимодействия с веществом коры можно назвать вулканитами чистой линии, имеет место накопление железа (рис. 31) и соответственно увеличение коэффициента фракционирования в процессе дифференциации, характерное для серий толеитовых базальтов. Еще одним подтверждением образования серий колтубанских вулканитов в результате дифференциации является резкое сбрасывание хрома и никеля в самом начале процесса эволюции базальтовой магмы, характерное для подобных серий (пижонитовая серия Японии, по Куно; серия Малых Антильских островов, по Ноккольдс и Аллену).

По-иному и более резко эволюционировала магма в вулканических постройках (хр. Аратау), характеризующихся резким преобладанием андезитов. В них исчезает оливин, широко развиты ортопироксены, а в более кислых разностях — ксеногенный кварц и разнообразные ксенолиты вмещающих пород. Увеличивается степень насыщенности пород кремнеземом, уменьшается их общая щелочность и отношение калия к сумме щелочей, появляются разности, пересыщенные глиноземом.

Фигуративные точки анализов на диаграмме А. Н. Заварицкого сдвинуты в сторону уменьшения параметра a , и угол наклона пород по отношению к оси sb оказывается меньшим ($20-50^\circ$), чем всей колтубанской серии вулканитов в целом. Петрографические и петрохимические особенности свидетельствуют о наличии в очаге, питавшем постройки типа Аратау, явлений взаимодействия с вмещающими породами. Аратауские вулканиты образуют типичную известково-щелочную серию пород с исчезновением стадии накопления железа в процессе эволюции, а хром и никель плавно уменьшаются от базальтов к кислому концу серии. Об их происхождении за счет магмы единого с остальными колтубанскими вулканитами типа свидетельствуют лишь близость характеристик наиболее основных базальтовых пород к колтубанским и состав их клинопироксенов, обнаруживающий салитовую тенденцию эволюции (рис. 32).

Таким образом, замедление темпа накопления щелочей в процессе кристаллизации является показателем ассимиляционных явлений, подобных широко развитым в улутауской формации. Этот признак, по мнению Г. С. Горшкова (1963), является разделяющим для океанических и континентальных вулканических серий. Правильнее было бы говорить, что малый угол наклона не характерен для океанических областей, хотя в континентальных сериях встречаются обе тенденции. С нашей точки зрения, этот факт является показателем наличия обменных реакций базальтовой магмы с веществом коры, которые идут главным образом в пределах континентальных секторов.

* * *

Итак, вулканические породы колтубанской формации относятся к единой генетической серии, родоначальная магма которой соответствовала оливиновым толеитам со слабым щелочным уклоном. Подобные серии характерны для областей повышенной жесткости земной коры и свойственны относительно поздним этапам развития подвижных поясов (Устиев, 1961). Вулканизм колтубанской формации знаменует собой начало позднегеосинклинального развития Магнитогорского прогиба и формируется в качественно иных тектонических условиях по сравнению с раннегеосинклинальными: в условиях прогрессирующей стабилизации коры, широкого проявления блоковой тектоники и заложения вторичных прогибов. Главным фактором эволюции колтубанской серии является кристаллизационная дифференциация глубинных магм в периферических очагах под отдельными вулканическими постройками, что обуславливает свойственное ей разнообразие типов базальтовых пород и образование генетических серий, включающих породы от меланократовых базальтов до андезито-базальтов. Значи-

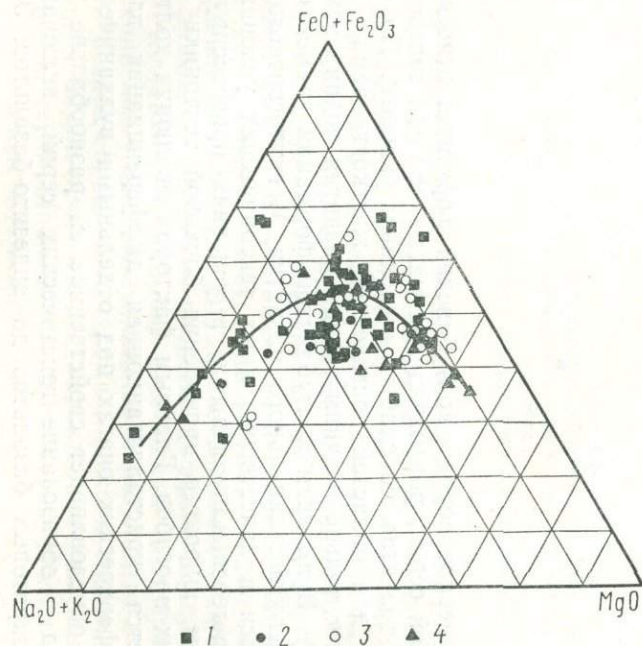


Рис. 31. Диаграмма соотношения весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в вулканических породах верхнедевонской базальт-андезит-базальтовой колтубанской формации.

Структурно-фациальные зоны: 1 — Сибайская, 2 — Вознесенская, 3 — Учалинская, 4 — Шартымская подзона Учалинской зоны

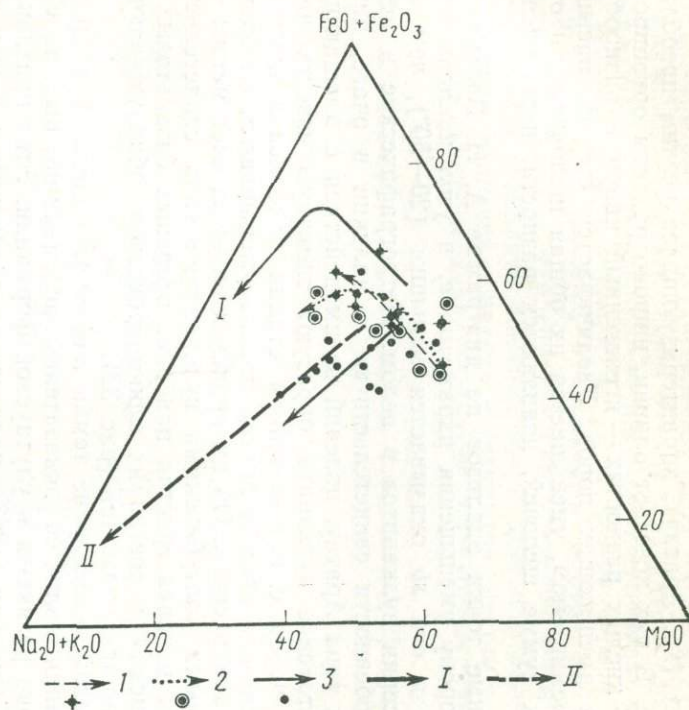


Рис. 32. Пути дифференциации двух типов магм верхнедевонской колтубанской формации.

Вулканинты: 1 — гора Бягода, 2 — гора Улькантау, 3 — хр. Аратау.

Линии дифференциации: I — серия диабаз-гранофир, II — известково-щелочная серия

тельно реже в отдельных изолированных очагах имели место процессы ассимиляции, что вызывало резкое окисление состава пород (до дацитов) и образование типичных известково-щелочных серий.

7. НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ БЕРЕЗОВСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Березовская формация развита в южной части Магнитогорского синклинория, где залегает во вторичных позднегеосинклинальных пригибах — Приуралтауском, Кизильском и Устиново-Амурском.

Вулканогенные образования березовской формации развиты локально, сменяясь по простиранию и вкрест него осадочными породами. Различный фациальный облик разрезов позволяет выделить для времени формирования березовской формации следующие структурно-фациальные зоны: Вознесенско-Присакмарскую, Западно-Кизильскую, Восточно-Кизильскую и Устиново-Амурскую. С запада на восток интервал разреза, сложенный вулканическими породами, повышается. В Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоне вулканические породы имеют турнейский возраст, в Кизильском прогибе — верхнетурнейский — нижневизейский, а в Устиново-Амурском — только визейский. В том же направлении изменяется характер залегания формации на нижележащих образованиях. Если на западе (Вознесенско-Присакмарская синклинальная зона и западное крыло Кизильского прогиба) она залегает согласно на отложениях зилаирской формации, то на востоке (восточное крыло Кизильского и Устиново-Амурский синклинорий) образования березовской формации залегают с перерывом и несогласием на франских отложениях. Березовская формация получила свое наименование от березовской свиты ($C_1^{t_2-v}$), выделенной Л. С. Либровичем. В Устиново-Амурском синклинории, по данным К. П. Плюснина, она соответствует утяганской свите.

Петрофонд формации. Осадочные породы слагают больше половины объема березовской формации. Вулканические породы представлены преимущественно эффузивами при подчиненной роли пирокластов. Максимальное количество вулканитов приурочено к восточному крылу Кизильского прогиба, минимальное — к Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоне. Среди вулканических пород преобладают базальты, в подчиненном количестве — липариты и андезиты. Пирокластические породы представлены вулканическими брекчиями, туфами и гналокластами (Петрова, Бурикова, Рогов, 1971).

Среди осадочных наиболее широко распространены известняки, песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, реже конгломераты.

Типы разрезов. Выделяются три группы разрезов: вулканогенная, вулканогенно-осадочная и осадочная (Рогов, 1976). Наиболее широко распространена *вулканогенно-осадочная группа*. К ней относятся грязнушинский и березовский типы (рис. 33).

Грязнушинский тип разреза характерен для Восточно-Кизильской зоны. Стратотип его обнажается по р. Уралу в районе пос. Грязнушинского. Для него характерна большая примесь осадочных пород (до 36%), преимущественно известняков. Вулканогенные породы основного состава (54%) резко преобладают над кислыми (10%) и их пирокластами (7%).

Разрез подразделяется на три толщи: нижнюю, сложенную преимущественно афировыми базальтами (600 м), среднюю — вулканогенно-осадочную (650 м) и верхнюю — порфирировых базальтов (1200 м).

Нижняя толща обнажена по р. Урал, при впадении р. Каменка. Ее основание находится в тектоническом контакте с одновозрастными образованиями кислого состава. В ней выделяются три пачки: 1) в основании — серия потоков массивных афировых базальтов мощностью 30—40 м (табл. VII, 1); 2) ритмичное переслаивание мощностью 120—150 м; 3) афировые оливиновые базальты с маломощными прослоями осадочных пород мощностью 270 м. Базальты массивны, обладают миндалекаменной зоной в подошве и кровле и образуют серии потоков общей мощностью от 12—15 (2 потока) до 140 м (34 потока). Они разделяются линзами известняков (2—5 м) с фауной верхнего турне (Смирнов, Смирнова, 1967) и вулканогенно-осадочных пород (туфов основного состава, туфопесчаников, черных алевролитов) мощностью 12 м.

Средняя толща сложена известняками, переслаивающимися с песчаниками смешанного состава и алевролитами. Известняки (400—450 м) содержат фаунистические остатки нижневизейского яруса (Либрович, 1936). На них залегают туфы (175 м) кислого состава с подчиненным количеством основных разностей.

Верхняя толща состоит из пяти пачек: 1) порфириновые оливиновые базальты мощностью 20—30 м; 2) туфогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты с линзами известняков и гиадокластитов) мощностью 150—180 м; 3) кислые вулканические породы: флюидальные тонкополосчатые липариты с перлитовой отдельностью в основании пачки, грубообломочные неосортированные туфы фиолетового цвета и глыбовые вулканические брекчии смешанного состава с обломками базальтов, липаритов и с примесью осадочных пород; 4) порфириновые оливиновые базальты с линзами афировых базальтов мощностью 30—40 м; 5) туфы и туфопесчаники основного состава мощностью 200 м.

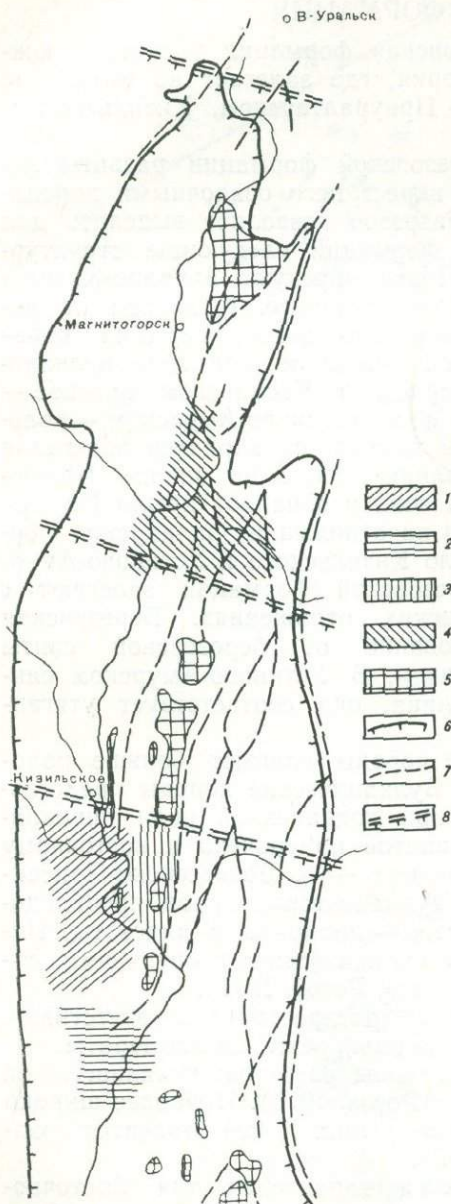


Рис. 33. Схема распространения типов разрывов в Кизильском наложенном прогибе (по В. И. Рогову).

Площади распространения разрывов (1—4): 1 — грязнушинского типа, 2 — березовского типа, 3 — чекинского типа, 4 — зингейского типа; 5 — интрузивные образования; 6 — границы распространения каменноугольных образований; 7 — тектонические нарушения; 8 — границы блоков допалеозойского фундамента (штрихи — в сторону опущенных блоков)

Разрезы грязнушинского типа формировались в морских условиях, о чем свидетельствует значительное количество прослоев осадочных пород и мощные пачки гиадокластитов. Вулканическая деятельность происходила в два этапа и была разделена паузой, приходящейся на конец верхнего турне — начало нижнего визе (средняя осадочная толща). Появление в верхах разреза слоистых осадочных пород

свидетельствует об обмелении бассейна в заключительные этапы об разования формации.

Березовский тип разреза (2700—2800 м) развит в более южной части Восточно-Кизильской зоны. Для него характерно отсутствие кислых вулканитов. Наиболее полным является разрез по р. Ольховка — правому берегу р. Урал и руч. Березовский, где преобладают грубые пирокласты основного состава (33%) и афировые базальты с шаровой и подушечной отдельностью (21%). Осадочные породы — преимущественно песчаники с прослоями известняков (46%).

В разрезе выделяются три толщи: нижняя вулканогенно-осадочная (1130—1150 м), средняя базальтовая (550—600 м) и верхняя осадочная (900—1050 м).

Контакт нижней толщи с подстилающими отложениями не вскрыт. В видимой части разреза выделяются три пачки:

1. Туффовые гравелиты и туффовые песчаники с нечеткой ритмичностью. Среди них расположен эллипсоидальный выход глыбовых вулканических брекчий со смешанным составом обломков, как эффузивов (базальты, липариты), так и осадочных пород, сцементированных пепловым туфом основного состава. По всей вероятности, вулканические брекчии слагают остатки эродированной жерловины.

2. Потоки афировых базальтов с линзами туфов и известняков с фауной нижнего визе (Смирнов, Смирнова, 1967) мощностью 25 м.

3. Ритмичное переслаивание грубых пирокластов (от 80 до 320 м) и мелкообломочных туфов основного состава, иногда слоистых. Туфы согласно перекрываются потоками афировых базальтов (20—25 м).

Средняя толща (550—600 м) сложена серией потоков (10—17 м) афировых базальтов, чередующихся с алевролитами (0,2—20 м). Для базальтов характерна шаровая и подушечная отдельность.

Верхняя толща (1050 м) в нижней части состоит из крупно- и мелкообломочных туфов основного состава, туфопесчаников и алевролитов, сменяющихся в средней части агломератовыми туфами и известковистыми песчаниками, а в верхах — слоистыми алевролитами с редкими прослоями туфогенных песчаников.

Разрезы березовского типа формировались в морских условиях, о чем свидетельствуют прослой известняков, ритмичное строение и горизонтальная слоистость. Вулканизм вначале носил эксплозивный характер с образованием мелких вулканов центрального типа (остатки жерловин), затем сменившихся трещинными излияниями шаровых базальтов (средняя толща) и затуханием вулканической деятельности к концу нижневизейского времени. Уменьшение грубости обломочного материала вверх по разрезу говорит об устойчивом режиме прогибания.

Вулканогенная группа разрезов развита локально в краевой части Восточно-Кизильской зоны, где представлена разрезом чекинского типа (1650 м), сложенным вулканитами существенно кислого состава. Липариты и их туфы составляют 86% объема, основные вулканиты — 14%. Коэффициент эксплозивности равен 23%. В основании залегают потоки афировых базальтов, центральные и нижние части которых массивные, а в кровле — пористые и миндалекаменные. Вверх по разрезу базальты встречаются спорадически, сменяясь мощной толщей кислых вулканитов, представленной переслаиванием лавовых потоков с прослоями туфов различной размерности. Лавовые потоки различаются по мощности (от 5 до 70 м) и сложены афировыми и порфировыми липаритами и фельзитами (правый берег р. Урал, выше пос. Ершовский). В верхах толщи вулканиты имеют характерную красно-бурую окраску.

Разрез чекинского типа начал формироваться в подводных условиях трещинными излияниями шаровых базальтов, быстро сменившихся извержениями центрального типа. Следы краснокаменного изменения кислой толщи свидетельствуют о смене к периоду ее формирования подводных условий накопления наземными, т. е. образование кислых вулканитов происходит в обстановке общего поднятия данного структурного блока.

Осадочная группа разрезов развита преимущественно в Западно-Кизильской и Вознесенско-Присакмарской зонах, где представлена разрезом зингейского типа непостоянной мощности от 600 до 1800 м. Существенную часть разреза составляют осадочные породы (60%) — туфопесчаники, туффиты, известняки, в меньшей степени развиты эффузивы — афировые базальты (14%), андезиты (6%), трахидациты (20%). Разрез имеет двучленное строение (р. Зингейка): нижняя толща — вулканогенная (300 — 800 м), верхняя — смешанная, вулканогенно-осадочная (300 — 1000 м).

Нижняя толща сложена кислыми породами дацитового и трахидацитового состава, переслаивающимися с потоками афировых базальтов, туфопесчаниками смешанного состава, конгломератами, реже туфами основного состава. Нижний контакт толщи с породами колтубанской формации трансгрессивный с небольшим угловым несогласием, в восточной части Кизильского прогиба — тектонический.

Верхняя толща состоит из двух пачек — нижней, преимущественно осадочной (туффиты, известняки), и верхней — вулканогенной. Среди эффузивов преобладают кислые вулканиты, реже андезиты и трахиандезиты изменчивой мощности, фациально сменяющиеся вулканогенно-осадочными породами.

Разрезы зингейского типа формировались в подводных условиях, что подтверждается наличием прослоев известняков, ритмичным строением и выдержанностью мощностей по простиранию.

Характер вулканической деятельности. Березовская формация характеризуется пространственной разобщенностью областей развития вулканитов основного и кислого составов, максимальные мощности которых четко фиксируют участки активной вулканической деятельности, приуроченные преимущественно к восточному крылу Кизильского прогиба. Наиболее широко развиты лавовые трещинные излияния и центральные вулканы смешанного типа.

Продукты трещинных излияний обычно сложены афировыми базальтами, которые в разрезах грязнушинского и березовского типов слагают потоки и их серии с шаровой или подушечной отдельностью. Они образуют обширные вулканические поля размером до десятков квадратных километров. Отдельные потоки имеют мощность 4 — 5 м, в разрезе количество потоков достигает нескольких десятков. Довольно широко развиты гналокластиты (табл. VII, 1).

Преобладают центральные вулканы смешанного типа, среди которых — богатые лавами вулканы с E до 12 — 20%. По морфологии они подразделяются на щитовые вулканы и стратовулканы.

Щитовые вулканы характерны для разрезов грязнушинского типа. Они сложены порфиоровыми базальтами, чередующимися с прослоями пирокластов. Такая постройка выделена к западу от пос. Грязнушинский по локальному раздуву мощности порфиоровых базальтов, наличию прижерловых вулканических брекчий и концентрации субвулканических тел кислого состава. Объем основных вулканитов резко превышает объем кислых пород. Жерловина вулкана (гора Маячная) выполнена липаритовым некомп. Для вулкана характерна ре-

куррентная последовательность эволюции магмы. Начальные фазы извержения связаны с излияниями лав порфировых базальтов, сменяющихся извержениями кислых вулканитов из мелких паразитических конусов, которые вновь сменяются излияниями лав и выбросами пирокластов основного состава. В заключительную фазу вулканической деятельности формируются субвулканические тела кислого состава.

Стратовулканы — многоосевые полигенные вулканические постройки центрального типа — приурочены к пересечениям глубинных субширотных и меридиональных разломов. Наиболее широко они развиты в разрезах чекинского типа, где сложены существенно кислыми вулканитами, представленными липаритами, их пирокластами, включая игнимбритовые туфы.

Начальные фазы вулканизма связаны с подводными излияниями основных лав. В дальнейшем были сформированы самостоятельные очаги с отдельными жерловинами, эксплозивные выбросы которых имели также основной состав. В дальнейшем основные вулканиты сменяются кислыми, но со значительным содержанием ксеногенного материала основного состава (Смирнов, Смирнова, 1967). Одновременно или несколько позднее начали действовать побочные паразитические вулканы, кислые продукты которых переслаивались с редкими потоками основных лав. Заключительный этап вулканической деятельности характеризуется широким развитием ареального кислого вулканизма с образованием экструзивных куполов и моногенных кислых построек.

Насыпные вулканы очень редки. Остатки такого палеовулкана обнаружены в среднем течении р. Ольховка, где жерловина размером $200 \times 450 \text{ м}^2$ выполнена вулканическими брекчиями смешанного состава, содержащими обломки пород палеозойского фундамента Кизильского прогиба (Смирнов, Смирнова, 1967).

Субвулканические образования широко распространены и локализируются вблизи вулканических построек. По составу среди них резко преобладают основные вулканиты. Обычно они представлены силлами и дайками нескольких типов. Наиболее ранними среди них являются силлы афировых базальтов и габбро-диабазов (табл. VIII, 2) мощностью от 0,5 до 8 м. Они локализируются в нижней части разреза грязнушинского типа, залегая в контакте с афировыми диабазами и осадочными породами. Вмещающие породы и силлы секутся серией даек основного и среднего составов мощностью от 0,3 до 2,5 м, представляющих собой более поздние образования. По степени раскристаллизации и по парагенетическим ассоциациям минералов выделяются дайки афировых и порфировых базальтов и габбро-диабазов. Внедрение даек происходило в несколько этапов. Одними из первых формируются дайки афировых базальтов, которые пересекаются дайками порфировых базальтов, а последние, в свою очередь, секутся дайками габбро-диабазов.

В разрезах березовского типа преобладают субвулканические порфировые базальты, развитые в средней и верхней толщах. Силлы имеют значительную протяженность и мощность от 4 до 250 м. Габбро-диабазы обычно слагают изометричные в плане тела.

Если начальная вулканическая деятельность была сходной по типу в различных частях Кизильского прогиба, будучи представлена трещинными излияниями афировых базальтов в подводных условиях, то уже к концу позднегурнейского времени в восточной части Кизильского прогиба намечается дифференциация по составу областей раз-

вития вулканизма: на западе продолжался основной вулканизм, на востоке — преобладающее развитие получил кислый.

В ранневизейское время трещинный базальтовый вулканизм в западной части Кизильского прогиба сменился извержениями вулканов центрального типа, щитовых — в грязнушинском и березовском блоках, стратовулканов — в зингейском. В конце ранневизейского времени вулканическая деятельность прекратилась на большей части Кизильского прогиба.

Петрография вулканических пород и особенности кристаллизации. Вулканические породы березовской формации характеризуются контрастным петрографическим составом с наличием основной и кислой групп пород. Среди них широко развиты афировые и порфиоровые базальты, андезито-базальты, трахидациты и липариты. Андезиты очень редки.

Вулканиды основного состава характеризуются наиболее разнообразными минеральными парагенезисами с одним (афировые) или несколькими (порфиоровые) поколениями минералов. Среди них особо выделяются парагенезисы с оливином, последний относится к первой генерации вкрапленников. Во всех парагенезисах, за исключением оливинсодержащих, главным минералом является плагиоклаз при подчиненном развитии клинопироксена, реже ортопироксена. Ассоциации основной массы являются более бедными по сравнению с парагенезисами вкрапленников. Здесь главными минералами являются плагиоклаз, клинопироксен и магнетит (табл. VII, 2—7).

Кислые породы имеют ограниченный процент вкрапленников. Минеральные парагенезисы их бедны. В отличие от более древних формаций Магнитогорского синклиория характерно появление во вкрапленниках калиевого полевого шпата. Темноцветные, как правило, отсутствуют.

Субвулканические породы березовской формации аналогичны сходным им по составу эффузивам, характеризуясь близкими парагенезисами минералов, и отличаются более высокой степенью раскристаллизации основной массы.

Кристаллизация минералов различна в афировых и порфиоровых типах пород. В афировых базальтах она происходила в единый эффузивный этап. Одним из первых выделяется плагиоклаз Ap_{50-68} , более идиоморфный по сравнению с клинопироксеном — авгитом $Ca_{39-42}Mg_{41-45}Fe_{16-18}$, обычно выполняющим интерстиции между зернами плагиоклаза. В разностях с оливином ($Fo_{88}Fa_{12}$) последний кристаллизуется одним из первых, так как плагиоклаз, находящийся в сростках с оливином, обычно ксеноморфен. В этих породах плагиоклаз более известковист (Ap_{60-78}). Для всех типов афировых базальтов характерна поздняя кристаллизация рудного минерала, встречающегося в виде ксеноморфных зерен в основной массе, и только в оливинсодержащих породах наблюдается игольчатый ильменит в клинопироксене.

Порфиоровые базальты отличаются более сложным порядком кристаллизации с несколькими генерациями вкрапленников. В базальтах с оливином последний совместно с плагиоклазом (Ap_{60-75}), пироксеном (салитом $Ca_{44-47}Mg_{39-41}Fe_{14-15}$) и гиперстеном $En_{65}Fs_{35}$ составляет первую генерацию вкрапленников, выделившихся в интрателлурический этап. Во второй генерации вкрапленников, где оливин отсутствует, одним из первых кристаллизуется плагиоклаз (Ap_{55-58}), обладающий большим идиоморфизмом, чем пироксен (авгит $Ca_{41-42}Mg_{37}Fe_{21-22}$). Эта же последовательность сохраняется и при кристаллизации основной массы. В пироксен-плагиоклазовых базальтах нередко наблюдается

более раннее выделение вкрапленников клинопироксена по сравнению с плагиоклазом, и тогда та же последовательность кристаллизации выдерживается и в основной массе базальтов. Во всех типах пород рудный минерал выделяется последним. Кислые породы характеризуются афировыми или слабопорфировыми структурами и слабоараскристаллизованной основной массой. Среди них встречаются своеобразные сферолитные лавы (табл. VIII, 3, 4).

Особенности химизма¹. Образования березовской формации принадлежат к известково-щелочной серии с индексом Пикока, равным 52—55%. Величина σ Ритмана варьирует в широких пределах — от 4—6 до 14 (оливиновые базальты).

На диаграмме А. Н. Заварицкого характерен дискретный характер распределения вулканитов с образованием двух изолированных совокупностей основного ($b=18-30$) и кислого ($b=3-8$) составов, разделенных областью с единичными анализами пород среднего состава ($b=9-15$). Эти совокупности располагаются между линиями дифференциации Лассен-Пик и Этны, со смещением отдельных анализов в сторону линии Этны.

Средневзвешенный состав базальтовой группы характеризуется колебаниями содержания кремнезема от 46—48% (грязнушинский и березовский типы разрезов) до 50—52% (чекинский и зингейский типы разрезов). От базальтов раннегеосинклинальных контрастных фор-

Таблица 38

Средние типы вулканических пород березовской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂
1	48,32	1,71	16,98	5,14	5,21	0,18	6,35	8,11	3,94	0,86	0,38	0,50
	1,94	0,11	0,11	0,64	0,70	0,01	0,43	0,54	0,34	0,24	0,06	0,64
2	54,26	1,63	16,32	4,41	4,28	0,16	3,69	5,34	4,52	2,08	0,49	0,44
	0,82	0,04	0,42	0,79	1,28	0,04	0,63	0,56	0,53	0,27	0,06	0,19
3	59,29	1,14	14,80	2,34	4,34	0,13	1,78	5,23	4,04	2,53	0,24	1,67
	2,15	0,20	0,33	0,36	0,11	0,01	0,12	0,42	0,44	0,54	0,09	0,21
4	66,80	0,58	14,81	3,04	1,97	0,12	0,73	0,75	6,35	3,07	0,17	0,09
	0,90	0,34	0,67	0,34	0,22	—	0,54	0,32	0,52	0,41	0,02	—
5	73,00	0,38	12,40	2,99	1,39	0,15	0,41	0,83	5,33	2,60	0,18	0,11
	1,58	0,08	1,36	1,63	0,46	—	0,21	0,98	0,70	1,26	0,01	0,10
6	47,60	1,00	17,00	3,40	5,28	0,09	6,68	8,48	3,97	0,86	0,34	0,67
	1,94	0,07	0,87	0,54	0,33	—	0,87	0,37	0,68	0,54	0,07	0,14
7	61,48	1,04	16,86	2,75	4,56	0,16	2,16	2,46	5,99	1,54	0,39	0,50
	1,63	0,69	0,13	0,21	0,11	0,01	0,37	0,88	0,31	0,11	0,22	0,19

Примечание. Эффузивные породы (1—5): 1—базальты (91 ан.); 2—андезито-базальты (12 ан.); 3—андезиты (3 ан.); 4—трахидациты (13 ан.); 5—липариты (19 ан.). Субвулканические породы (6—7): 6—базальты (26 ан.); 7—трахиандезиты (2 ан.).

¹ Использовано 150 химических анализов, из них 120 отобрано В. И. Роговым, остальные взяты из литературных источников.

маций они отличаются меньшей кремнекислотностью, более высокими содержаниями TiO_2 (в 3—4 раза), глинозема (16—18%), высокой степенью окисленности железа и более высоким уровнем щелочности. По среднему содержанию окислов (табл. 38) они наиболее близки к высоко-

Таблица 39

Нормативные составы средних типов вулканических пород березовской формации по методу СРВ

Породы		Нормативные минералы									
		Il	Mt	Or	Pl	Crx	Orx	OI	Q	C	Ni
Эффузивные	базальты	3,2	7,4	5,0	62,2	6,4	6,1	6,8	—	—	—
	андезито-базальты	3,0	7,9	12,2	56,4	4,0	8,1	—	5,3	—	—
	андезиты	2,1	3,2	15,0	58,8	8,7	4,5	—	12,8	—	—
	трахидациты	1,2	4,4	11,9	60,0	2,2	—	—	16,8	—	—
	липариты	0,5	3,2	6,3	54,0	1,5	—	—	34,2	—	—
Субвулканические	базальты	2,6	4,0	4,8	56,2	9,6	10,2	8,3	—	—	0,07
	трахиандезиты	2,0	3,9	7,8	62,0	—	10,3	—	14,0	1,2	—

коглиноземистым оливиновым базальтам. Субщелочной характер базальтов отражается в смещении их фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого вправо от линии дифференциации Этны. Они характеризуются наличием нормативного оливина (табл. 39) в количестве от 1,5 до 12% и более редкого нефелина. В базальтовом тетраэдре (Йодер, Тилли, 1965) базальты березовской формации располагаются в лейкократовой части поля оливиновых толеитов. Несмотря на преобладание Na_2O над K_2O , они относятся, по Д. С. Штейнбергу, к калинатровому ряду пород. Разные структурные типы базальтов (афировые и порфиоровые) различаются петрохимически. Порфиоровые базальты характеризуются повышенным содержанием SiO_2 и более широким спектром его колебаний. От афировых базальтов они отличаются уменьшением TiO_2 (за исключением оливиновых порфиоровых разновидностей), высокой окисленностью железа ($FeO/Fe_2O_3 = 72—96\%$), возрастанием глинозема (до 18%) и суммарной щелочности. В их нормативном составе (табл. 39) содержится больше полевого шпата и ортопироксена. Эти различия, по-видимому, являются результатом процесса дифференциации в промежуточных камерах, в результате которого образуются порфиоровые базальты.

Афировые базальты, развитые в различных структурных зонах, обладают близким химическим составом и, по всей вероятности, близки к исходным магмам. Обособленную группу среди них составляют оливиновые базальты, характеризующиеся низким содержанием TiO_2 , Na_2O и повышенным MgO . Повышенное содержание SiO_2 и пониженное CaO в базальтах чекинского типа, по-видимому, связаны с большей степенью их зеленокаменного перерождения.

Изучение распределения малых элементов (табл. 40) показало, что содержания, близкие к кларковым, имеют только V, Zn, Sn, стабильно выше кларковых—Sc и ниже—Pb, Ni. Содержания остальных микроэлементов в базальтах колеблются в различных структурно-фациальных зонах. Так, содержания Cr, Co, Cu в разрезах грязнушинского и березовского типов выше кларковых, а в разрезах чекинского и зингейского

Средние содержания (г/т) малых элементов в вулканических породах березовской формации

Породы	Малые элементы									Количество анализов
	Cr	Ni	Co	V	Sc	Cu	Zn	Pb	Sn	
Базальты	88	29	25	99	9	24	103	9	6	30
Андезито-базальты	13	28	16	54	9	5	76	5	3	15
Трахиандезиты . . .	7	3	5	40	6	13	73	7	2	5
Трахидациты	6	6	2	20	4	7	81	11	2	3
Липариты	10	4	5	11	4	12	78	9	3	2
Основные породы*	200	160	45	200	24	100	130	8	1,5	—
Кислые породы*	25	8	5	40	30	20	60	20	3	—

* По А. П. Виноградову, 1962 б.

типов ниже кларковых. Повышенные содержания Cr в оливиновых базальтах грязнушинского типа объясняются его концентрацией в ранних выделениях темноцветных минералов, в то время как более низкие содержания, свойственные афировым базальтам, свидетельствуют о его однородном распределении в первичном недифференцированном расплаве. Резкое уменьшение концентрации Cr по сравнению с базальтами в среднекислых вулканиках подтверждает их принадлежность к вулканикам толеитовой серии (Гущин, 1971). Распределение Co близко к распределению Cr. Содержания Ni обычно низкие, в отдельных типах базальтов и андезито-базальтов оказываются относительно высокими, что, вероятно, связано с его накоплением в остаточном расплаве, аналогично тому, как это имеет место в Скергаардском интрузиве (Уэйджер, Браун, 1970). Сравнение с карамалыташской диабаз-альбитофировой формацией среднего девона того же типа показывает существенные различия в геохимической специализации этих формаций. Эти различия, прежде всего, сводятся к обеднению раннегеосинклинальных вулкаников элементами группы железа, особенно Cr и Ni. Позднегеосинклинальные вулканики обладают меньшими концентрациями Sc, Cu, Zn и близкими — Pb и Sn.

Кислые вулканики подразделяются на две группы: нормальной щелочности и со слабощелочным уклоном, различающиеся уровнем кислотности (табл. 38).

Первая группа кислых пород, средневзвешенный состав которых равен 73% SiO₂, отвечает липаритам в грациях Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. По содержанию щелочей в ней выделяются существенно натровые и калиево-натровые типы. Первые приурочены к Грязнушинскому блоку и составляют не более 5% разреза, вторые локализуются в Чекинском блоке, где слагают мощную толщу (~800 м) при подчиненном развитии базальтов. Натровые липариты характеризуются высоким содержанием SiO₂=77,30%, нормальной глиноземистостью (Al₂O₃=12,10%), нормальной железистостью (FeO+Fe₂O₃=2,7%) и повышенным содержанием натрия при низком содержании калия (Na₂O=6,0%, K₂O=0,68%). Калиево-натровые липариты отличаются от первых более низкими содержаниями SiO₂=72,06%, более высокими — суммарного железа (FeO+Fe₂O₃=4,84%) и повышенной щелочностью (Na₂O=5,16%, K₂O=3,26%).

Вторая группа кислых пород представлена трахидацитами с четко выраженным щелочным уклоном (табл. 38). Они локализуются в раз-

резах зингейского типа, где завершают ряд пород повышенной щелочности. Таким образом, сравнение средних типов кислых пород березовской формации наряду с изложенными выше особенностями их геологического положения говорит, скорее всего, о наличии нескольких самостоятельных групп кислых вулканитов, гетерогенных по своему происхождению. Существенно натровые липариты, слагающие незначительные объемы в разрезах грязнушинского типа, могут рассматриваться, по-видимому, как дифференциаты исходной базальтовой магмы, в то время как липариты чекинского и зингейского блоков, скорее всего, являются производными магм палингенного происхождения.

Причины разнообразия вулканических пород березовской формации. Березовская формация характеризуется в целом гомодромной направленностью эволюции слагающих ее вулканитов. Повсеместные трещинные излияния афировых базальтов во всех структурных зонах и блоках в начале вулканической деятельности говорят о наличии единого глубинного очага, магма которого соответствовала составу афировых базальтов.

Они отличаются простыми минеральными парагенезисами (плагиоклаз, клинопироксен, иногда оливин). Появление единичных вкрапленников плагиоклаза в афировых базальтах свидетельствует о пересыщенности им расплава по отношению к котектике. Кристаллизация афировых пород протекает при небольшом содержании летучих в магме, о чем свидетельствует и практически полное отсутствие пирокластов в разрезе. Бедность расплава летучими приводит к их сохранению в магме и выделению из расплава в последние этапы кристаллизации, что фиксируется наличием миндалекаменных и шлаковых текстур в кровле потоков афировых базальтов.

Появление порфировых структурных типов базальтов свидетельствует о возможности дифференциации в промежуточных магматических очагах, локализовавшихся в коре при отделении кристаллической фазы в виде вкрапленников оливина и плагиоклаза или плагиоклаза и клинопироксена. Реальность существования этого процесса подтверждается значительным разбросом точек по вертикали на диаграмме Заварицкого, появлением базальтов с различными парагенетическими ассоциациями минералов, появлением средних и кислых вулканитов. По всей вероятности, процесс дифференциации шел с различной интенсивностью в разных блоках. В Грязнушинском блоке ряд пород соответствует базальт-андезито-базальту, в Березовском — появляются андезиты. Обогащение расплава железом в процессе дифференциации обуславливает незначительное распространение пород более кислых, чем андезито-базальты.

Большая часть кислых вулканитов березовской формации, пространственно разобщенных с базальтами, образует самостоятельную группу (рис. 34), генетически не связанную с базальтами.

8. НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ БАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИЛИПАРИТОВАЯ КИЗИЛЬСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Геологическое положение. Кизильская формация развита в южной части Магнитогорского синклинория, локализуясь в западном крыле Кизильского прогиба, преимущественно в пределах Зингейского блока. Ее образования согласно залегают на вулканогенных породах березовской формации, с которыми они связаны постепенными переходами. В возрастном отношении кизильская формация соответствует кизильской свите (C_{1V_2} —п), выделенной Л. С. Либровичем. Она сложена вул-

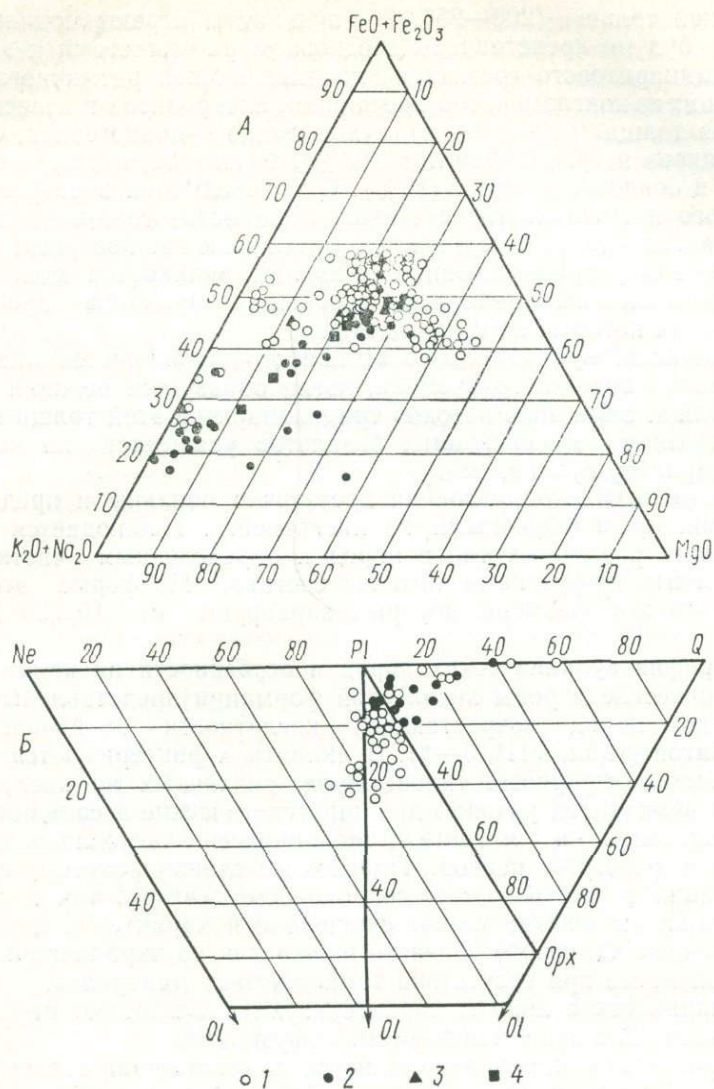


Рис. 34. Характер дифференциации вулканических серий березовской и кизильской формаций (по В. И. Рогову):

A — диаграмма соотношений весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния; *B* — проекция фигуративных точек вулканитов на нижнюю плоскость тетраэдра $Ol-Ne-Q-Orx$.
 Вулканиты: 1 — березовской формации, 2 — кизильской формации. Средние составы вулканитов: 3 — березовской формации, 4 — кизильской формации в целом

каногенными (основные — 25%, средние и кислые — 50%) и осадочными породами (25%).

Типы разреза и характер вулканической деятельности. Положение формации в локальной узкой зоне, устойчивый состав породных ассоциаций и постоянство мощностей говорят о едином выдержанном типе разреза. Выделяются две толщи: нижняя — осадочная и верхняя — вулканогенная.

В нижней толще (200—250 м) вулканиты играют подчиненную роль (15%) будучи представлены в основном пирокластами и эффузивами трахилипаритового состава в слоистых пачках ритмичного строения, состоящих из конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков.

Верхняя толща (600—1100 м), существенно вулканогенная, состоит из трахидацитов и трахилипаритов (53%), базальтов, андезито-базальтов (31%) и осадочных пород (16%). Они чередуются в разрезе с туфами кислого и смешанного состава. Мощность толщи изменчива и увеличивается (до 1100 м) вблизи вулканических построек. Частое переслаивание в разрезе основных и кислых вулканитов может быть вызвано одновременным действием небольших вулканов ареального типа, постройки которых не сохранились.

Максимальная вулканическая активность проявляется наиболее широко в конце визейского времени, когда образуется верхняя вулканогенная толща. Залегание потоков трахилипаритов этой толщи на размытой поверхности нижележащих базальтов указывает на частично наземный характер вулканизма.

Субвулканические образования достаточно обильны и представлены породами, разнообразными по кислотности. Наблюдается четкая приуроченность различных типов пород к определенным частям разреза, сложенным эффузивами того же состава. По форме это тела, близкие к штокам, размеры которых варьируют от $10 \times 20 \text{ м}^2$ до $40 \times 80 \text{ м}^2$.

Петрография вулканических пород и особенности их кристаллизации. Вулканические породы кизильской формации представлены непрерывным рядом пород возрастающей кислотности от базальтов до трахилипаритов (табл. VIII, 5—8). Вулканиты характеризуются резким преобладанием порфировых типов пород, различных по кислотности. В основных вулканитах развиты две парагенетические ассоциации: оливин-плагиоклазовая и магнетит-клинопироксен-плагиоклазовая при ограниченном развитии первой. Плагиоклаз-клинопироксен-магнетитовая ассоциация основной массы сопровождается как ту, так и другую. Кислые вулканиты обычно имеют субщелочной характер и характеризуются наличием калиевого полевого шпата как во вкрапленниках, так и в основной массе при отсутствии темноцветных минералов.

Субвулканические породы характеризуются близостью парагенетических ассоциаций с одноименными им эффузивами.

Кристаллизация минералов является многоэтапной с выделением двух генераций вкрапленников. В базальтах с оливином ($\text{Fo}_{80-90}\text{Fa}_{10-20}$) последний обладает наиболее высоким идиоморфизмом и выделяется одним из первых наряду с плагиоклазом первой генерации (An_{67-60}). Резорбция зерен оливина и плагиоклаза указывает на их неравновесность с расплавом. Разрыв во времени кристаллизации первой и второй генераций плагиоклаза, по-видимому, был значительным, так как плагиоклаз второй генерации содержит в своем составе на 10% меньше анортитовой составляющей (An_{50-55}). В зональных кристаллах плагиоклаза состав краевых зон соответствует составу второй генерации.

В пироксен-плагиоклазовых базальтах одним из первых кристаллизуется магнетит, затем клинопироксен авгит ($\text{Ca}_{40-42}\text{Mg}_{38-40}\text{Fe}_{20-22}$) и плагиоклаз (An_{50-60}). Ранняя кристаллизация магнетита свидетельствует о значительном содержании летучих, в частности воды, в родоначальном расплаве. В основной массе порядок кристаллизации меняется на обратный: первым из расплава выделяется плагиоклаз, затем клинопироксен и, наконец, рудный минерал, что свидетельствует о дегазации магмы перед ее застыванием.

В среднекислых породах одними из первых кристаллизуются калиевый полевой шпат или плагиоклаз, нередко с включениями магнетита, обладающие наиболее высоким идиоморфизмом, затем — кварц. Кристаллизация основной массы сопровождается одновременным ростом плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Темноцветные минералы представлены авгитами с высоким содержанием железа ($\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{31-35}\text{Fe}_{25-29}$) и биотитом (в трахилипаритах).

Особенности химизма¹. Размах содержания кремнекислоты при возрастающей щелочности в породах формации равен 26% от базальтов ($\text{SiO}_2=45\%$) до трахилипаритов ($\text{SiO}_2=74\%$). Распределение вулканитов по содержанию кремнезема неравномерное. Четко выделяются две обособленные группы: базальты, андезито-базальты ($\text{SiO}_2=50-58\%$) и группа субщелочных кислых пород ($\text{SiO}_2=66-74\%$). Породы среднего состава (трахиандезиты) ограничены в своем распространении. В отличие от пород березовской формации группа вулканитов основного состава значительно больше варьирует по содержанию кремнезема с максимумом, смещенным в сторону его большего содержания. Среднекислые породы отличаются более высокой щелочностью (табл. 41).

Таблица 41

Средние типы вулканических пород кизильской формации

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2
1	50,05	1,59	17,02	5,10	4,53	0,16	5,23	8,03	3,78	1,16	0,42	0,66
	1,48	0,31	0,53	0,79	0,91	0,01	1,68	1,76	0,23	0,20	0,05	0,29
2	55,27	1,14	17,25	5,34	2,12	0,11	3,56	5,76	4,63	2,01	0,37	0,27
	1,41	0,44	0,65	2,21	1,02	0,04	0,61	0,82	1,01	0,66	0,15	0,42
3	62,32	0,95	17,12	3,98	0,67	0,05	1,29	2,24	5,90	2,77	0,37	0,09
4	70,83	0,36	14,86	1,51	0,88	0,02	0,39	0,51	5,28	3,39	0,05	0,05
	1,93	0,17	0,90	0,36	0,06	—	0,16	0,14	1,31	1,24	0,05	0,02
5	55,17	1,12	17,50	3,83	3,25	0,12	3,89	5,71	4,07	2,49	0,27	0,18
	3,88	0,07	0,49	0,86	0,68	0,03	1,13	0,55	0,30	0,04	0,09	0,00
6	60,45	1,07	16,81	3,76	1,97	0,12	2,25	2,62	5,58	2,50	0,32	0,07
	2,94	0,11	0,67	0,81	0,73	0,01	0,98	1,01	0,67	0,03	0,07	0,01
7	67,64	0,66	15,37	2,15	1,53	0,07	1,30	1,80	6,10	1,42	0,17	—

Примечание. Эффузивные породы (1—4): 1—базальты (8 ан.); 2—андезито-базальты (6 ан.); 3—трахиандезиты (1 ан.); 4—трахилипариты (5 ан.). Субвулканические породы (5—7): 5—андезито-базальты (2 ан.); 6—трахиандезиты (2 ан.); 7—трахидациты (1 ан.).

¹ Использовано 25 химических анализов, отобранных В. И. Роговым.

По содержанию большинства петрогенных окислов базальты кизильской формации наиболее близки к базальтам андезитовых формаций орогенных зон (Кутюлин, 1972), отличаясь повышенным содержанием TiO_2 , Na_2O и пониженным SiO_2 , Al_2O_3 и CaO . По сравнению с более ранними формациями Магнитогорского синклиория (колтубанской, улутауской) они характеризуются повышенной глиноземистостью, щелочностью и высоким содержанием титана.

Базальты кизильской формации подразделяются на два типа: нормальной щелочности (оливин-плагиоклазовые) и с щелочным уклоном (пироксен-плагиоклазовые), различающиеся между собой как содержанием петрогенных окислов, так и нормативным составом (табл. 42, 43). Оливин-плагиоклазовые базальты (1) отличаются от аналогич-

Таблица 42

Средние химические составы (%) оливин-плагиоклазовых (1) и пироксен-плагиоклазовых (2) базальтов кизильской формации

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	45,62	1,13	16,55	3,20	5,88	0,14	9,36	9,60	3,25	0,71
2	51,33	1,61	17,20	5,35	4,02	0,18	3,90	7,93	3,88	1,29

Таблица 43

Нормативные составы средних типов вулканических пород кизильской формации по методу CIPW

Породы	Нормативные минералы										
	Pl	Mt	Or	Pl	Crp	Orp	Ol	Q	Hm	C	
Эффузивные	базальты	3,0	8,1	7,8	58,6	8,2	6,5	—	3,8	—	—
	андезито-базальты	2,1	3,5	11,7	59,7	3,9	6,0	—	6,2	2,9	—
	трахиандезиты	1,7	—	10,0	64,9	—	3,21	—	—	4,0	1,3
	трахилипариты	0,6	1,9	8,3	60,0	—	1,0	—	25,8	0,2	2,0
Субвулканические	андезито-базальты	2,1	5,6	11,2	61,8	9,5	—	—	5,1	—	2,6
	трахиандезиты	2,1	3,5	12,6	61,0	—	5,6	—	10,2	1,4	0,8
	трахидациты	1,4	3,0	8,3	60,0	—	3,2	—	21,6	—	0,9

ных пород березовской формации большей меланократовостью, меньшей степенью окисленности железа и резкой недосыщенностью кремнеземом.

Среднекислые вулканы кизильской формации характеризуются высоким содержанием щелочей, главным образом калия (табл. 41). В их нормативном составе содержатся корунд и гематит (табл. 43), а андезито-дациты и андезиты имеют характерные трахитоидные структуры основной массы.

Содержание элементов группы железа (табл. 44) уменьшается постепенно по мере увеличения кремнекислотности ряда, превышая их кларковые содержания только в базальтоидной группе пород со слабощелочным уклоном, что сближает их с аналогичными породами березовской формации. Однако дефицит Cr и Ni в породах кизильской формации выражен менее резко, чем в более древних формациях Магнитогорского синклиория. Корреляционные связи хрома с петрогенными элементами нарушены. Содержания V, Co во всех типах пород

Среднее содержание (г/т) малых элементов в вулканических породах кизильской формации

Породы	Малые элементы									Количество анализов
	Cr	Ni	Co	V	Sc	Cu	Zn	Pb	Sn	
Оливиновые базальты	120	61	13	77	11	11	82	5	3	15
	8,1	14,3	8,4	3,5	1,3	2,8	4,8	6,1	1,2	
Пироксеновые базальты и андезитобазальты	23	40	6	86	10	7	79	15	3	10
	15,4	17,5	2,4	19,9	4,3	3,2	21,6	10,4	0,4	
Трахиандезиты	13	28	6	61	5	16	79	8	3	3
	4,3	8,5	3,7	11,1	4,2	5,1	4,8	8,0	1,0	
Трахилиты и трахидациты	7	3	4	20	6	7	78	16	4	5
	5,1	11,6	1,1	24,7	3,7	4,7	20,6	11,9	0,9	
Основные породы*	83	58	18	90	10	47	83	16	2,5	—
Кислые породы*	20	8	5	20	30	20	60	20	3	—

* По А. П. Виноградову, 1962 б.

ниже кларковых. Более высокие содержания V в пироксеносодержащих базальтах, по-видимому, объясняются его вхождением в клинопироксен. Низкие содержания Co и незначительные его вариации обусловлены отсутствием железо-магнезиальных пироксенов, которые обычно являются его концентратами. Содержания Sc, Zn близки к кларковым, а Cu, Pb во всех типах пород ниже кларковых.

Таким образом, от более древних формаций сходного типа позднегеосинклинальные вулканы кизильской формации отличаются меньшими содержаниями Co, V, Sc, Cu, Zn, большими — Pb и почти равными — Cr и Sn. По характеру распределения микроэлементов вулканы кизильской формации наиболее близки улутауской непрерывной формации.

Причины разнообразия вулканических пород кизильской формации. Широкий спектр пород основного состава по кислотности, преобладающий порфиновый структурный тип вулканитов, разнообразие минеральных фаз и их парагенезисов — все это, как уже было показано выше, при описании непрерывной улутауской формации, обнаруживающей с кизильской некоторые черты сходства, свидетельствует о том, что в образовании вулканитов кизильской формации существенную роль играли процессы кристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах на разных уровнях. Наличие магнетита в наиболее ранних интрателлурических ассоциациях вкрапленников наряду с несколько повышенной щелочностью показывает, что эта дифференциация имела место в богатых летучими компонентами расплавах.

Таким образом, кизильские базальтоидные породы, заканчивающие позднегеосинклинальную стадию, испытывают значительно более длительную и сложную эволюцию после выплавления исходного расплава, чем базальтоидные породы, начинающие ее. То же положение характерно и для раннегеосинклинальной стадии.

Встает вопрос о том, какова степень родства между породами основной и кислой групп кизильской формации. С одной стороны, они обладают признаками генетического родства (в первую очередь — повышенной щелочностью), с другой — имеют ряд особенностей, свидетельствующих о значительной роли ассимиляции в их формировании (наличие ксенокристаллов, большая дисперсия состава кислых вулканитов на петрохимических диаграммах, отсутствие прямой корреляции между микроэлементами и петрогенными окислами и др.). По всей вероятности, вулканиты кизильской формации относятся к единой генетической серии пород, являясь производными базальтовой высокоглиноземистой магмы, дифференциация которой сопровождалась и стимулировалась взаимодействием магмы с материалом земной коры, что и обусловило широкое развитие ее кислых дифференциатов.

* * *

Интрузивные породы Южного Урала подразделяются на две группы: а) пространственно и во времени связанные с близкими по составу эффузивами и б) оторванные во времени от вмещающих пород.

К первой группе относятся многочисленные разновозрастные комплексы основных, средних и кислых по составу интрузивных образований, представленных небольшими по размерам массивами (Ананьева, Дорофеев и др., 1968; Таврин, 1968; и др.) различной глубины становления.

Комагматичность эффузивных и интрузивных образований в пределах Магнитогорской эвгеосинклинали области доказывалась многими исследователями. Для нижнекаменноугольных эффузивов и интрузивов Магнитогорского комплекса на нее впервые указал А. Н. Заварицкий в 1927 г., а позднее В. М. Сергиевский (1948), Н. В. Струве (1959), К. П. Плюснин, Г. Б. Ферштатер (1966). Комагматичность эффузивов баймак-бурибаевской формации и Макан-Бурибаевского интрузивного комплекса установлена П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкиным, эффузивов улутауской формации с плагиогранитами Россыпнянского массива и малыми интрузиями липаритов Александринского района — Р. Г. Язевой (1974), кислых эффузивов карамалыташской формации и плагиогранитов среднедевонского комплекса Ащебутацкого района — В. В. Авдониным (1967) и др.

В ряде случаев доказывается общность подводящих каналов для эффузивов и интрузивных образований. Примером является среднедевонский диоритовый массив горы Круглой, расположенный в пределах более древнего вулканического аппарата нижнедевонского возраста к юго-западу от г. Миасс (Кузнецов, 1964). Наиболее близкие к поверхности гипабиссальные образования, залегающие среди комагматичных эффузивов и по существу представляющие собой их корни, в последние десятилетия стали описываться на Урале и в других регионах как субвулканические (Фролова, Курчатов, 1962; Бородаевская и др., 1965; Нестоянова, 1963; Яковлев, 1968 и др.). При всей сложности их возрастных взаимоотношений друг с другом и с комагматичными эффузивами, подробно разобранных в ряде детальных работ (Бородаевская и др., 1965; Авдонин, 1967; Язева, 1974), глубина их формирования незначительна и колеблется от десятков до первых сотен метров (Фролова, Бурикова, 1969а; Яковлев, 1968).

Среди интрузивных образований более глубинного облика наряду с группой пород, залегающих в стратиграфически более низких частях

разреза по отношению к комагматичным им эффузивам, выделяется группа тел, которая залегает либо в том же интервале разреза, что и эти эффузивы, либо в перекрывающих их толщах. Количественно эта группа преобладает над интрузивами нижележащих частей разреза. Глубина их формирования — от 100—200 до 1500—2000 м. Они приурочены к крупным тектоническим зонам, протягивающимся на десятки и сотни километров и пересекающим их эффузивные комагматы, что свидетельствует о их более позднем возрасте. Эти образования описываются различными исследователями как поздние субвулканические тела (Яковлев, 1968; Серавкин, 1969), малые интрузии и т. д. К ним относятся небольшие тела гранитоидов Баймакского района, залегающие среди баймак-бурибаевской и ирендыкской формаций, мелкие массивы габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов ниже-среднедевонского возраста (Вознесенский, Круглинский, Ургунский), развитые среди пород ирендыкской формации, гипабиссальные тела контрастного (базальтового и гранитоидного) состава, залегающие среди карамалыташской и улутауской формаций, мелкие интрузивные тела магнитогорского комплекса, развитые среди комагматичных им ниже-каменноугольных эффузивов.

В ряде случаев интрузивные образования залегают среди осадочных или вулканогенно-осадочных пород, синхронных комагматичным эффузивам. Примерами являются габбро и габбро-диабазы верхнедевонского возраста файзулинского и худолазского комплексов (Сибайская структурно-фациальная зона), расположенные на простирании зон развития основных эффузивов колтубанской формации (см. рис. 1). Часто (П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, Г. Ф. Червяковский) эти мелкие интрузивные тела объединяются в единые вулканоплутонические комплексы с эффузивами. Чем более глубинный облик имеют интрузивы и чем более оторваны они по возрасту от эффузивных толщ сходного состава, тем труднее доказывается их генетическая связь. Примером является верхнедевонский гумбейско-верхнеуральский комплекс средних и кислых интрузий, залегающих в низах верхнедевонского разреза. Однако четкая приуроченность этих интрузивов к геологическим структурам, где развиты петрографически сходные с ними вулканические породы того же состава среднедевонской улутауской формации, позволяет и в этом случае предполагать их генетическую связь. Вряд ли случайными являются многократные внедрения кислых интрузивных тел в восточном крыле геосинклинального прогиба, насыщенного разновозрастными кислыми эффузивами. В то же время западное крыло с широким развитием базальтового вулканизма характеризуется образованием разновозрастных, преимущественно габброидных комплексов.

Рассмотрение взаимоотношений эффузивных и интрузивных форм магматизма в Магнитогорской эвгеосинклинали показывает следующее:

1. Для интрузивных тел характерно более широкое распространение кислых пород по сравнению с комагматичными им эффузивами.

2. Формирование интрузивных тел совпадает во времени с эпохами поднятий или перестройки структурного плана. Их залегание среди близких по возрасту или даже в вышележащих частях разреза при глубине формирования, достигающей тысячи метров и более, показывает, что становление интрузивов может быть значительно оторвано по времени от родственных эффузивных образований (на 5—6 млн. лет). В то же время приуроченность интрузивов к областям поднятий обуславливает быструю эрозию, вследствие чего продукты их размыва встречаются уже в близких по возрасту частях разреза. Так, Краснинский гранодиоритовый массив восточного крыла прогиба прорывает

породы среднего девона и низов франского яруса верхнего девона и в то же время в верхнефранских отложениях встречены гальки его интрузивных пород.

3. Вышесказанное позволяет предположить, что интрузивные тела, являющиеся комагматами эффузивов, формируются из длительно эволюционирующих обособленных очагов, чем и обусловлено их появление в заключительные фазы вулканической деятельности, а также широкое развитие кислых разностей пород. Эти очаги представляют собой, по-видимому, остаточные магматические камеры, отшнуровавшиеся на разных уровнях земной коры от крупных очагов магмы или же образовавшиеся в коре в результате ее палингенного плавления. Ареалы распространения интрузивных тел дают возможность судить о размерах и форме этих камер, которые значительно меньше, чем очаги, с которыми связана вулканическая деятельность.

4. Оценка длительности жизни крупных масс магматических расплавов, обособляющихся в коре, с учетом времени проявления эффузивных и интрузивных комагматов достигает ориентировочно 12—15 млн. лет. По-видимому, остаточные очаги, относящиеся к более ранним внедрениям глубинной магмы, существовали в земной коре наряду с вновь обособившимися, чем и объясняется появление интрузивных тел, связанных с вулканической деятельностью предыдущих этапов, в более поздних по времени вулканогенных толщах. Таким образом, существовала целая система очагов различных размеров, расположенных на разных уровнях и находящихся на различных стадиях эволюции. Развитие эвгеосинклинали во времени, сопровождавшееся уменьшением проницаемости ее недр для магматических расплавов, приводило к возрастанию удельного веса интрузивных образований одновременно с увеличением глубины их становления.

В каждом конкретном случае смена вулканического процесса интрузивным сопряжена со сменой тектонической обстановки, причем масштабы интрузивных проявлений прямо пропорциональны интенсивности тектонической перестройки той или иной части эвгеосинклинальной области. Наиболее значительные интрузивные проявления в геосинклинальную стадию развития Южного Урала имели место на границе среднего и верхнего девона, совпадая со сменой раннегеосинклинального режима позднегеосинклинальным.

Ко второй группе интрузивных пород, не обнаруживающих связи с эффузивами, относятся гранитоиды верхнепалеозойского возраста и гипербазиты, не имеющие непосредственной связи с вулканическим процессом и в настоящей работе не рассматриваемые.

ГЛАВА III

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Анализ распределения типов и мощностей разрезов формаций на площади синклиория позволяет восстановить палеотектонические условия, в которых протекала вулканическая деятельность палеозоя.

Синклиорий представлял собой крупную структурно-формационную зону, являющуюся частью эвгеосинклинальной области восточного склона, разделенную на более мелкие структурно-фациальные зоны,

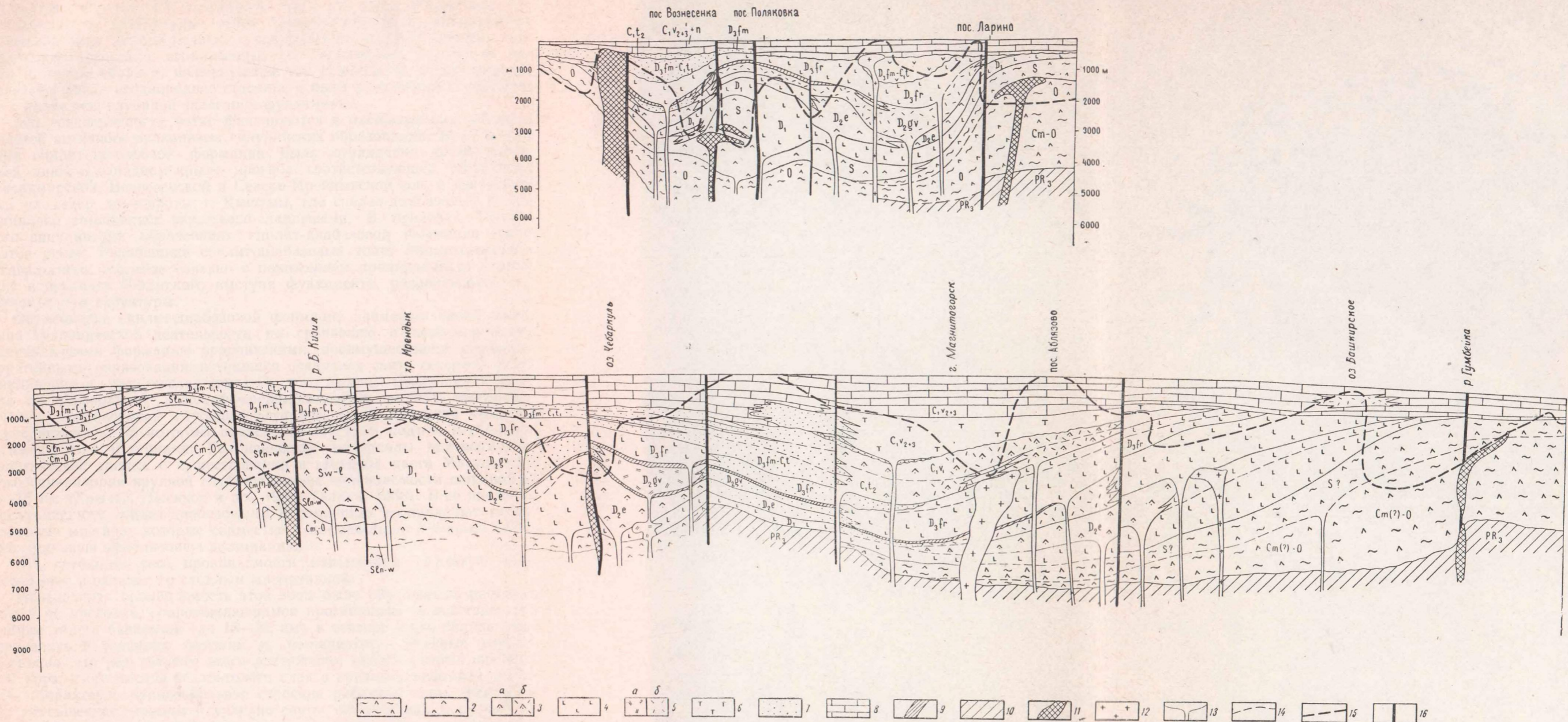


Рис. 35. Схема размещения палеозойских вулканогенных формаций в разрезе Магнитогорского синклиория.

Вулканогенные формации: 1 — диабазово-сланцевая; 2 — спилит-диабазовая; 3 — базальт-липаритовая (диабаз-альбитофировая): а — диабазовый тип разреза, б — контрастный тип разреза; 4 — базальтоидная порфирировая; 5 — базальт-андезит-дацит-липаритовая: а — андезит-дацит-липаритовый тип разреза, б — андезит-базальтовый тип разреза; 6 — базальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 7 — терригенные отложения; 8 — карбонатные отложения; 9 — кремнистые и яшмовые отложения; 10 — отложения докембрия; 11 — гипербазиты; 12 — гранитоиды; 13 — главные подводящие вулканические каналы; 14 — границы возрастных интервалов внутри единой формации; 15 — линия современного эрозионного среза; 16 — глубинные магмоподводящие разломы

фиксируемые определенными типами разрезов формаций с достаточно устойчивыми границами во времени (рис. 35).

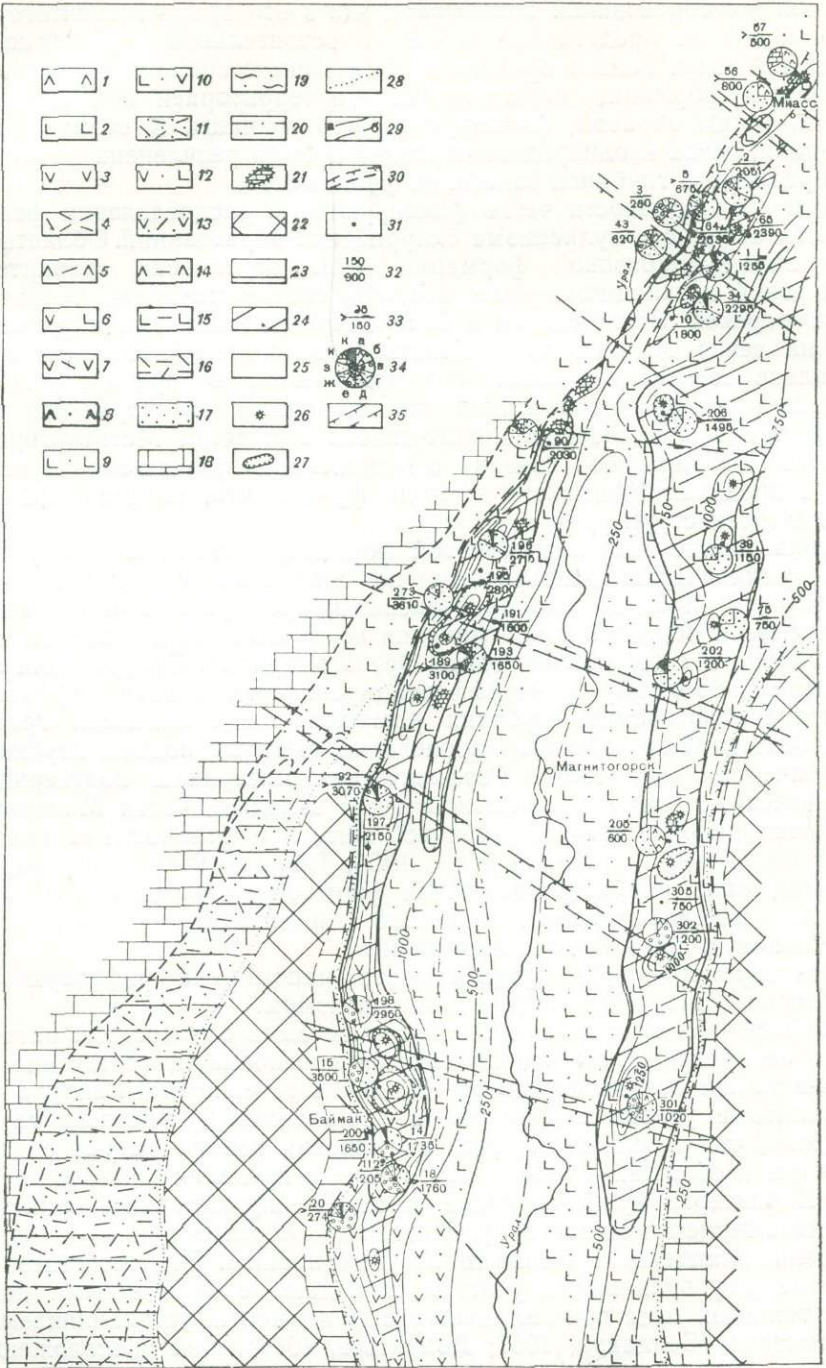
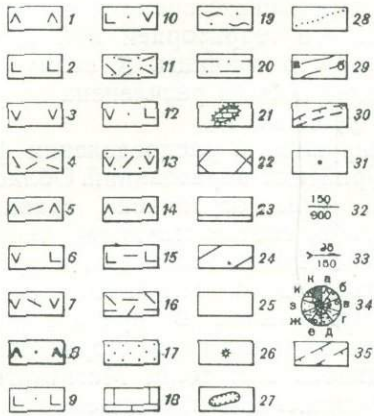
Анализ пространственного распределения самых древних в нем ордовикских образований показывает, что в это время Магнитогорский синклинорий не представлял собой самостоятельной структурно-формационной зоны. Только начиная с силурийского времени известны специфические формации, ограниченные его территорией или же ее частью и, таким образом, фиксирующие его границы. К этому времени последняя имела неоднородное строение и была расчленена на ряд блоков с различной глубиной залегания фундамента.

Эти неоднородности четко фиксируются в распределении фаций и областей активного вулканизма силурийских образований. Область развития спилит-диабазовой формации была ограничена сравнительно узкой зоной в западном крыле прогиба, соответствующей территории Присакмарской, Вознесенской и Северо-Ирендыкской зон, и протягивалась на север до широты г. Қыштым, где спилит-диабазовые толщи фациально замещались известково-сланцевыми. В пределах Тагильского синклинория образования спилит-диабазовой формации появляются вновь. Разобщение спилит-диабазовых толщ Магнитогорского и Тагильского прогибов связано с понижением проницаемости земной коры в пределах Уфимского выступа фундамента, разделяющего вышеупомянутые структуры.

Образование спилит-диабазовой формации знаменует собой оживление вулканической деятельности по сравнению с непосредственно подстилающими формациями ордовикскими, преимущественно сланцевотерригенными образованиями (нижняя осадочная свита северной части синклинория и губерлинская свита Орского Урала). Силурийский этап, судя по однородному и недифференцированному составу эффузивов, начался с образования глубоких расколов вдоль западной границы эвгеосинклинали, по которым происходил быстрый подъем глубинного магматического материала. Геофизические материалы подтверждают геологические данные о существовании в западной части Магнитогорского синклинория крупной глубинной зоны проницаемости шириной до 10—15 км (Хрычев, Лысяков и др., 1968; Таврин, 1968). В ее пределах с силурийскими спилит-диабазовыми формациями ассоциируют гипербазитовые массивы, которые совместно с кремнистыми сланцами образуют типичную офиолитовую ассоциацию.

Эта глубинная зона проницаемости напоминала рифтовую зону растяжения в океанах со сходным магматизмом.

Повышенная проницаемость этой зоны была обусловлена растяжением в ее пределах, сопровождавшимся прогибанием, вследствие чего мощные толщи базальтов (до 15—20 км) в течение всего силура формировались в условиях близких и, по-видимому, немалых глубин. Возможно, что результатом этого растяжения явился разрыв сиалической коры и обнажение базальтового слоя в пределах рифтовой структуры. Характерно кулисообразное строение рифтовой зоны, фиксируемое уменьшением мощности вулканогенных образований и сменой их терригенно-сланцевыми толщами по простиранию. Эти наименее проницаемые для вулканизма участки совпадают с поперечными поднятиями тяжелых масс кристаллического фундамента, устанавливаемыми геофизически (Беллавин, 1967; Дементьев, 1968). Они расположены на широте г. Верхнеуральск, оз. Ургун, севернее г. Карабаш. В южной части синклинория древняя рифтовая зона примыкала к блоку Тана-лыкского поднятия, для которого конец силура знаменуется режимом мелководья, а местами и наличием участков островной суши и где раз-



вившийся во второй половине силурийского времени магматизм был существенно иным: здесь была сформирована контрастная диабаз-альбитофировая формация, сопровождавшаяся интрузиями плагиогранитов. Спилит-диабазовый вулканизм и гипербазиты развиты западнее Таналыкского блока, что позволяет предположить, что рифтовая зона как бы обогнула этот блок.

Особенностью развития эвгеосинклинали в силурийское время является, таким образом, вовлечение в геосинклинальный процесс территории Магнитогорского синклинория путем заложения рифтовой структуры вдоль западного борта и отчленения этой территории от стабилизированных рифейских структур западного склона и Центрально-Уральского поднятия.

Латеральные границы ирендыкской формации ограничивают площадь распространения вулканизма в Магнитогорской эвгеосинклинали в нижнем девоне, представлявшей собой чередование субмеридионально вытянутых вулканических и амагматичных зон разной степени мобильности (рис. 36).

Наиболее крупная Южно-Ирендыкская и продолжающая ее Вознесенская вулканические зоны располагались на западе Магнитогорского синклинория, непосредственно примыкая с внутренней стороны эвгеосинклинальной области к рифтовой структуре, сформированной в силурийское время. Значительная протяженность последней при относительно небольшой ширине, локализация в ее пределах вулканических построек свидетельствуют о связи с крупным разломом глубокого за-

Рис. 36. Схематическая палеовулканическая карта времени формирования базальт-андезит-базальтовой (базальтоидной порфиритовой) ирендыкской формации (ранний девон).

Области седиментации и вулканической деятельности. 1—7 — накопления преимущественно эффузивов и пирокластов (более 70% разреза): 1—4 — с преобладанием вулканитов: 1 — диабазового, 2 — базальтового и андезитобазальтового, 3 — андезитового, 4 — дацитового и липаритового составов; 5—7 — с чередованием вулканитов: 5 — диабазового и липаритового, 6 — базальтового и андезитового, 7 — андезитового и липарито-дацитового составов. 8—16 — накопления смешанных вулканогенных и осадочных образований (каждой группы пород менее 70%): 8—13 — с преобладанием терригенных, большей частью вулканокластических пород и 8 — диабазов, 9 — базальтов и андезито-базальтов, 10 — андезитов и базальтов, 11 — дацитов и липаритов, 12 — андезито-базальтов и андезитов, 13 — андезитов, дацитов, липаритов; 14—16 — с преобладанием терригенных, кремнистых и кремнисто-глинистых пород и 14 — диабазов, 15 — базальтов и андезито-базальтов, 16 — липаритов и дацитов. 17—21 — накопления преимущественно осадочных образований (более 70% разреза): 17 — терригенные, частично вулканокластические породы, 18 — известковые породы, 19 — глинистые и терригенные породы, 20 — кремнистые, кремнисто-глинистые и терригенные породы, 21 — рифогенные известняковые постройки.

Палеогеографическая обстановка (дана штриховкой, наложенной на литологические знаки): 22 — суша, 23 — суша, периодически заливавшаяся морем, 24 — море с наличием отдельных вулканических островов, 25 — море (без разделения на глубины).

Прочие условные обозначения. 26 — предполагаемые вулканические аппараты; 27 — области развития жерловых и прижерловых образований; 28 — границы областей различных палеогеографических обстановок; 29 — линии равных мощностей (в м): а — достоверные, б — предполагаемые; 30 — зоны конседиментационных и синвулканических разломов; 31 — местоположение опорных разрезов; 32 — в числителе — номер разреза, в знаменателе — полная мощность, м; 33 — в числителе — номер разреза, в знаменателе — неполная мощность, м; 34 — диаграммы количественных соотношений различных типов пород в разрезах: а — диабазы, б — базальты и андезито-базальты, в — туфы базальтового состава, г — андезиты, д — туфы андезитового состава, е — дациты и липариты, ж — туфы кислого состава, з — обломочные породы, и — известняки, к — кремнистые и глинистые сланцы; 35 — разломы, разделяющие блоки допалеозойского фундамента (штрихи — в сторону опущенных блоков)

ложения. Исчезновение отражающих площадок при сейсмических исследованиях и высокие положительные значения аномалии силы тяжести над центральными частями Южно-Ирендыкского антиклинория (Дементьев, Шмаков, 1963) являются следствием приуроченности к ней массивных жерловых и прижерловых образований и кристаллических базальтовых масс на месте периферических очагов, развитых вдоль разлома. Вулканическая деятельность в его пределах продолжалась до середины эйфельского яруса с развитой вдоль него цепью крупных полигенных стратовулканов типа Баймакского, Галеевского, Траташского, расположенных на расстоянии от 10—15 до 40—50 км друг от друга. От широты г. Миндяка до широты г. Магнитогорска эта цепь была двойной. Более восточная ветвь зоны, известная под названием Узынкырской, отличалась меньшими размерами вулканических построек, меньшей длительностью их жизни и менее эксплозивным типом вулканической деятельности.

От широты г. Миндяк до оз. Калкан Южно-Ирендыкско-Вознесенский разлом был непроницаем для вулканизма, он трассируется цепочкой небольших рифовых построек, связанных, по-видимому, с наличием уступа на морском дне. Это изменение характера проницаемости магмоподводящего разлома, как и в силуре, совпадает с поперечным нарушением, фиксируемым по геофизическим данным в догеосинклинальном основании прогиба (Дементьев, 1968). Севернее, в Вознесенской зоне, преобладают трещинные излияния диабазов, сменившиеся образованием небольших вулканических конусов, сложенных порфиоровыми базальтами. Интенсивность вулканизма невелика, и здесь часто встречаются рифогенные постройки.

Западная граница Южно-Ирендыкской и Вознесенской зон очень резкая и, очевидно, четко фиксировалась геоморфологически. Восточная же граница может быть восстановлена только на основании косвенных данных, появления отрицательной аномалии к востоку от меридиана г. Сибай — пос. Бакр-Узяк, что не дает возможности предполагать наличие вулканических накоплений большой мощности к востоку от Южно-Ирендыкской зоны. По всей вероятности, эта территория в течение среднего палеозоя характеризовалась осадочным терригенным разрезом (Бельтенева и др., 1965).

В начале ирендыкского этапа вулканизма в пределах Южно-Ирендыкской зоны сохранились преимущественно подводные условия. Мелководный характер пород свидетельствует о том, что прогибание все время компенсировалось обильным поступлением вулканического материала (мощности до 3000 м). Впоследствии в районах вулканических построек темп поступления материала стал преобладать над прогибанием, вследствие чего возникли вулканические острова. Их количество и размеры увеличились к концу образования формации, что, по-видимому, было связано с замедлением темпа прогибания. Размыв рыхлого материала эксплозивный на вулканических островах приводил к формированию ритмичной вулканогенно-осадочной толщи на участках между ними. Вознесенская вулканическая зона была менее мобильна, судя по незначительным (200—600 м) мощностям отложений. По всей вероятности, это обусловлено неглубоким залеганием здесь догеосинклинального фундамента (не более 1 км), по плотностным характеристикам сходного с докембрийскими образованиями Центрально-Уральского поднятия (Ананьева и др., 1968; Беллавин, 1967).

К северу от поперечной структуры оз. Ургун появляется Северо-Ирендыкская вулканическая зона, кулисообразно смещенная на северо-восток по сравнению с Южно-Ирендыкской. От Вознесенской зоны она

отделена областью развития силурийского офиолитового магматизма и прослеживается на 80 км до сочленения с Миасс-Кацбахским разломом. Эта зона представляет собой цепь полигенных вулканов центрального типа с высоким коэффициентом explosивности. Однако вулканы были менее крупными, чем в Южно-Ирендыкской зоне, о чем свидетельствует меньшая мощность формации (до 2000—1700 м).

Восточная Гумбейская вулканическая зона прослеживается от широты г. Орск на юге до широты г. Учалы на севере, отклоняясь далее на северо-восток на территорию современного Восточно-Уральского поднятия. Резкий перепад мощностей, наблюдающихся с восточной стороны зоны, позволяет предполагать здесь наличие разлома. Западная граница зоны устанавливается по геофизическим данным, согласно которым мощность разреза геосинклинального комплекса пород в области развития каменноугольных отложений Кизильского синклинория относительно невелика (Дементьев, Шмаков, 1963), что при большой (до 2000—3000 км) мощности карбона неизбежно влечет за собой сокращение мощностей нижележащих отложений. Согласно расчетам мощность нижнедевонских пород не превышает 400—500 м.

Трещинные излияния диабазов на ранних этапах развития Гумбейской зоны сменились впоследствии извержением центрального типа. К концу нижнего девона она представляла собой цепь вулканов, близких к щитовым, расположенных на расстоянии 10—40 км друг от друга и кое-где возвышавшихся в виде островов. Обилие афировых типов пород говорит о высокой проницаемости разлома, контролировавшего вулканическую деятельность Гумбейской зоны. Сокращение мощностей вулканогенных пород в восточной зоне (1000—1200 м) по сравнению с западными свидетельствует о меньшей мобильности ее фундамента.

Итак, наибольшие мощности ирендыкской формации соответствуют зонам активного вулканизма, что при сохранении мелководного характера образований свидетельствует о перекомпенсированном их прогибании. Разделявшие их амагматичные зоны были более стабильными. Древняя рифтовая структура, примыкавшая к Ирендыкским зонам с запада, по всей вероятности, сохранилась в нижнем девоне как глубоководный прогиб.

Фациальный состав нижнедевонских образований (гл. II) свидетельствует об обмелении геосинклинального морского бассейна в период образования ирендыкской формации по сравнению с силурийским временем. На территории Магнитогорского синклинория появились участки суши — вулканические острова и области более ранней консолидации (рис. 36). Один из таких островов располагался на территории более раннего силурийского вулканизма (Таналыкское поднятие), в пределах которого отсутствуют отложения нижнего девона и эйфеля и на краснокаменно измененных эффузивах силура залегают отложения живетского возраста с глыбами и обломками силурийских эффузивов в основании (район пос. Акмурун, юго-западнее г. Баймак). Восточная граница острова фиксируется налеганием базальных конгломератов ирендыкской формации на краснокаменно измененные эффузивы верхов силура с угловым несогласием (с. Бахтигареево). Судя по незначительному количеству поступавшего с него обломочного материала, остров обладал слаборасчлененным рельефом и временами вовлекался в прогибание, которое испытывала вулканическая зона к востоку от него (рис. 36).

Вдоль восточного борта прогиба на территории современного Восточно-Уральского поднятия также предполагается существование ряда островов. Наиболее крупный из них протягивался на север до широты

р. Нижний Тогузак. Его существование косвенно подтверждается крупным стратиграфическим перерывом, наблюдаемым на этой территории по залеганию нижнекаменноугольных отложений на нижнеордовикских. Поскольку здесь отсутствует значительный интервал разреза, прямых доказательств первичного выпадения отложений нижнего девона нет, но резкое уменьшение мощностей и смена фаций нижедевонских пород на восток в пределах его северного продолжения свидетельствуют о стабильности территории Восточно-Уральского поднятия в целом и делают вероятным предположение о наличии в его пределах участков суши.

Помимо субмеридиональной тектонической зональности в нижедевонское время четко проявлена также и поперечная зональность, связанная с особенностями строения допалеозойского фундамента. Эта связь сказывается в ограничениях вулканических зон (затухание Южно-Ирендыкской и Гумбейской зон при приближении к субширотному Верхнеуральскому поперечному поднятию), в конфигурации главных геоморфологических элементов рельефа (ограничение островов и центральной амагматичной зоны северным окончанием того же поднятия), в расположении крупных вулканических построек (приуроченность некоторых вулканов к субширотным зонам разлома фундамента). Таким образом, субмеридиональные зоны в соответствии со строением фундамента были разделены в широтном направлении на блоки, сочленения которых часто представляли крупные разломы, четко выраженные в древнем рельефе.

Палеогеографическая обстановка, существовавшая в нижнем девоне, напоминала обстановку современных островных дуг на относительно ранних этапах их развития. Здесь существовала серия зарождавшихся геоантиклинальных поднятий с активным базальтовым и андезито-базальтовым вулканизмом. Они были причленены к областям более раннего силурийского вулканизма, которые, располагаясь с внешней (выпуклой) стороны этих поднятий, в это время представляли собой в геоморфологическом отношении желобовую структуру. Исключением являлось Таналыкское поднятие, которое представляло, очевидно, древний блок коры, вовлеченный в геосинклинальное развитие. Далее к западу накапливались продукты размыва вулканических островов (бетринская свита) в области, аналогичной внешним частям желобов, сопряженных с современными островными дугами, сменившейся еще далее на запад карбонатным осадконакоплением спокойного моря (рис. 36).

Падающий на восток под Ирендыкские зоны разлом являлся аналогом фокальной плоскости, вертикальные ответвления от которой, очевидно, являлись магмоподводящими для нижедевонского вулканизма. Стабилизировавшееся к этому времени Восточно-Уральское поднятие отделено от Ирендыкских зон сложно построенным бассейном—аналогом внутридугового. Сходство дополняется составом вулканических образований в Ирендыкских зонах, похожих на островодужные. Гумбейская зона вулканизма несколько повышенной щелочности фиксировала собой зону растяжения в тылу островной дуги.

В среднем девоне границы эвгеосинклинальной области мало изменились (рис. 37). По западной границе по-прежнему располагался узкий прогиб, выполненный терригенными осадками, привнесенными с Ирендыкского геоантиклинального поднятия. Этот прогиб отделял поднятие от области спокойного моря, расположенного западнее. Островная суша Таналыкского поднятия несколько сократилась в размерах, а Ирендыкские зоны представляли собой цепь островов с зату-

хающим вулканизмом. Трудно сказать, сохранилась ли островная суша, существовавшая вдоль юго-восточного борта прогиба в нижнем девоне, или же она была перекрыта мелким морем. Сравнение эйфельских отложений Магнитогорской геосинклинали и Восточно-Уральского поднятия показывает резкое сокращение мощностей в пределах последнего при наличии существенно иных фаций (обилие рифогенных известняков, маломощные вулканогенно-осадочные толщи кислого и среднего состава). В то же время зона вулканизма, пересекающая Восточно-Уральское поднятие в северо-восточном направлении, начиная от широты г. Магнитогорск, сохранилась. Эйфельские образования в фациях, типичных для карамалыташской формации, прослеживаются также к г. Миасс и далее на север до широты г. Кыштым. Так северное продолжение Магнитогорской эвгеосинклинали с запада и ее северо-восточное ответвление с востока облекали Ильменогорский антиклинорий, представлявший устойчивый блок (Пронин, 1965).

Вулканическая деятельность в эвгеосинклинали была приурочена к нескольким узким зонам глубинной проницаемости, вытянутым параллельно ее простиранию. Крупнейшие из них располагались в западной (Сибайская, Вознесенская) и восточной (Учалинская) ее частях, причленяясь с внутренней стороны к нижнедевонским вулканическим зонам (Ирендыкской и Гумбейской). Эйфельский вулканизм проявился местами и вдоль Главного Уральского разлома (севернее г. Учалы).

Между вулканическими зонами западного и восточного крыльев Магнитогорского синклинория к югу от Верхнеуральска располагалась амагматичная область, унаследованная от более ранних этапов развития. На отрезке от г. Верхнеуральск до оз. Ургун Сибайская и Учалинская зоны сочленялись непосредственно, но, судя по различиям в мощностях и фациях, были разделены крупным нарушением. Каждая из зон отличалась типом вулканической деятельности, составом вулканитов и фаціальными условиями их формирования (гл. II).

В отличие от Сибайской зоны, характеризовавшейся длительным и устойчивым прогибанием и преимущественно базальтовым магматизмом, для Учалинской зоны характерен более стабильный режим, сменившийся в конце эйфельского времени преобладающим воздыманием и сопровождавшийся разнообразным вулканизмом, как основным так и средним. Тем не менее, они были значительно более мобильны по сравнению с зонами нижнедевонского вулканизма, превратившись к этому времени в геантиклинальные поднятия.

Так же, как и в нижнем девоне, четко выявляется продольная зональность вулканической деятельности, связанная с неоднородностью строения геосинклинального основания. Поперечные блоки ограничивают активные части вулканических поясов. При этом наиболее интенсивный базальтоидный вулканизм связан с блоками, характеризующимися приподнятым положением фундамента, а к пересечениям поперечных нарушений фундамента с субмеридиональными вулканическими зонами приурочены наиболее крупные вулканические постройки (Сибайская, Карамалыташская, Юлдашевская и др.).

Вулканические пояса эйфельского времени отделяются от нижнедевонских глубинными нарушениями. Эти нарушения, развившиеся на фоне общего погружения эвгеосинклинали в начале среднего девона, представляли собой зоны растяжения («зияния»), по которым поднимались глубинные магматические массы без существенной дифференции. Располагаясь симметрично по отношению к вулканическим зонам нижнего девона, вулканические зоны эйфеля как бы продолжа-

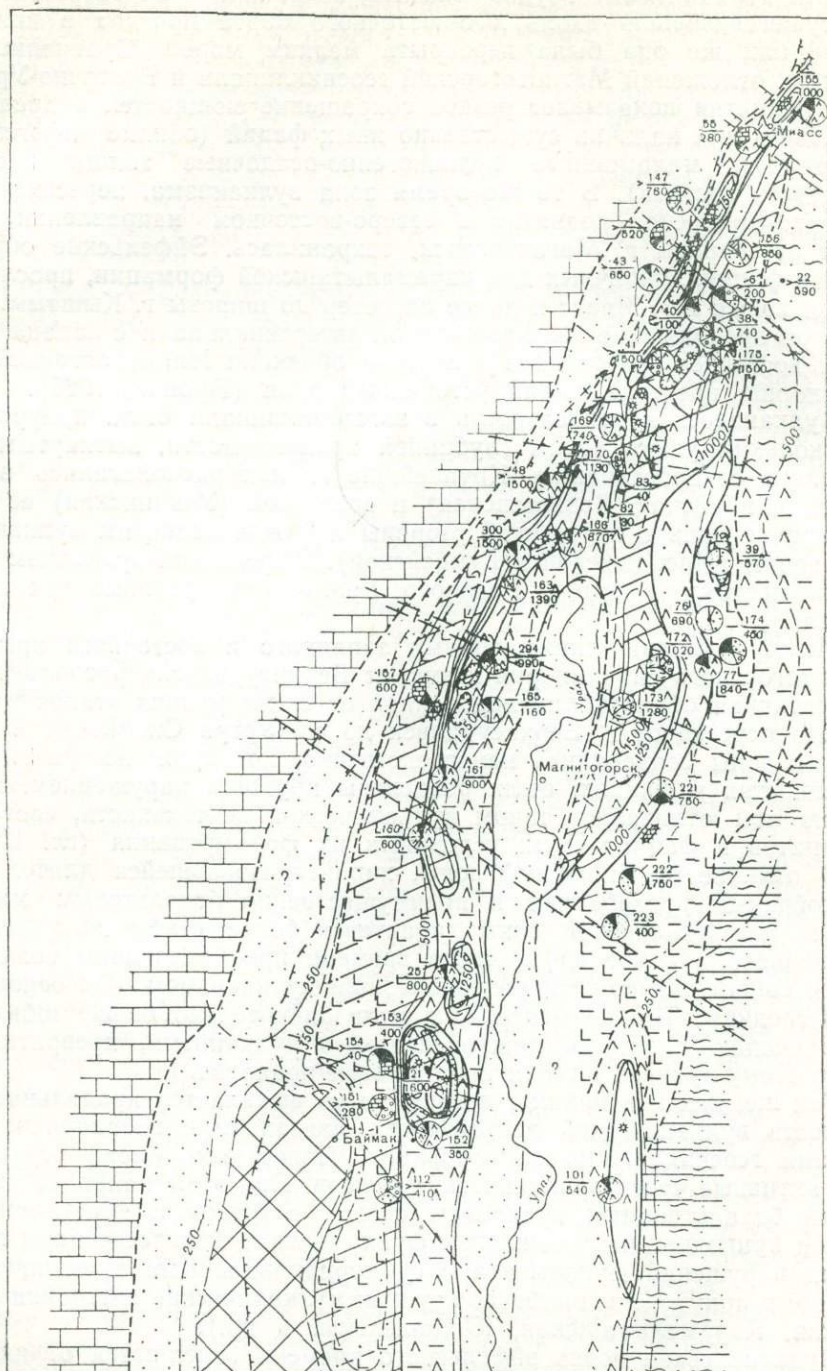


Рис. 37. Схематическая палеовулканическая карта времени формирования базальт-дипаритовой (диабаз-альбитофировой) карамалыташской формации (средний девон).

Условные обозначения см. на рис. 36

ли процесс переработки магматическими продуктами амагматических блоков центральной части Магнитогорской эвгеосинклинальной области. Процесс погружения, начавшийся в западной части эвгеосинклинали в эйфельское время, достиг максимума в период образования бугулыгырской яшмовой формации, сменившей во времени карамалыташскую, и совпал с паузой в вулканической деятельности.

В живетское время вновь вспыхнул интенсивный вулканизм на фоне общего обмеления эвгеосинклинальной области. Последняя характеризовалась более сложным внутренним рельефом и большей пестротой фаций по сравнению с началом среднего девона. Западная граница ее была близка к эйфельской. По всей вероятности, существовало несколько островов, вытянутых параллельно этой границе (рис. 38). Наиболее достоверно оконтуривается остров западнее Тана-лыкского поднятия от широты пос. Бурибай на юге до Магнитогорска на севере, занимавший территорию Присакмарской зоны, Уралтауского антиклинория и, возможно, восточную часть Зилаирского синклинория. Его существование доказывается отсутствием отложений живетского, а на части территории — эйфельского и нижнедевонского возраста и появлением грубообломочных фаций (пос. Акмурун) силурийских образований вдоль его восточной береговой линии.

Западнее предполагаемых островов шло карбонатное осадконакопление в морском бассейне, синхронное образованию вулканогенно-осадочной улутауской формации (Мухина, Шуйский, 1965).

Восточная граница Магнитогорской эвгеосинклинали в это время наиболее определенно прослеживается южнее широты г. Верхнеуральск, где к востоку от него расположена область, характеризующаяся выпадением большого стратиграфического интервала разреза. Судя по тому, что живетские породы восточного борта синклинория отличаются сокращенными мощностями с накоплением глинистого и тонкообломочного материала и незначительной примесью кислых пирокластов, сопредельная с востока область представляла собой либо сушу, либо подводное, периодически осушавшееся плато. Менее ясна восточная граница эвгеосинклинали к северу от широты г. Верхнеуральск, где на значительной территории (Ильменогорский антиклинорий) также отсутствуют отложения среднего палеозоя. Маломощные песчано-глинистые отложения с рифогенными известняками, появляющиеся юго-восточнее Ильменогорского антиклинория, сходны с фациями восточного борта прогиба. На этом основании В. П. Мухина и В. П. Шуйский (1965) считают, что Магнитогорская эвгеосинклиналь примерно с широты г. Верхнеуральск имела северо-восточное простирание, прослеживаясь до широты г. Челябинск. Однако наличие живетских отложений в типичных для улутауской формации фациях вдоль западного борта Ильменогорского антиклинория свидетельствует, что и в это время сохранилась сложная конфигурация эвгеосинклинальной области, разветвлявшейся на субмеридиональную и северо-восточную ветви, из которых лишь первая располагалась в пределах современных границ синклинория.

Судя по ассоциациям пород, в эвгеосинклинали господствовали преимущественно мелководные условия. Наибольшие глубины, по видимому, располагались в юго-западной части эвгеосинклинали в Сибайской зоне, но тектурные особенности пород показывают, что они вряд ли превышали 600—800 м (гл. II). Зоной, которая характеризуется почти полным отсутствием вулканизма, является Вознесенская, которая располагалась вдоль западного борта прогиба и характеризовалась маломощными песчано-глинистыми осадками с рядом

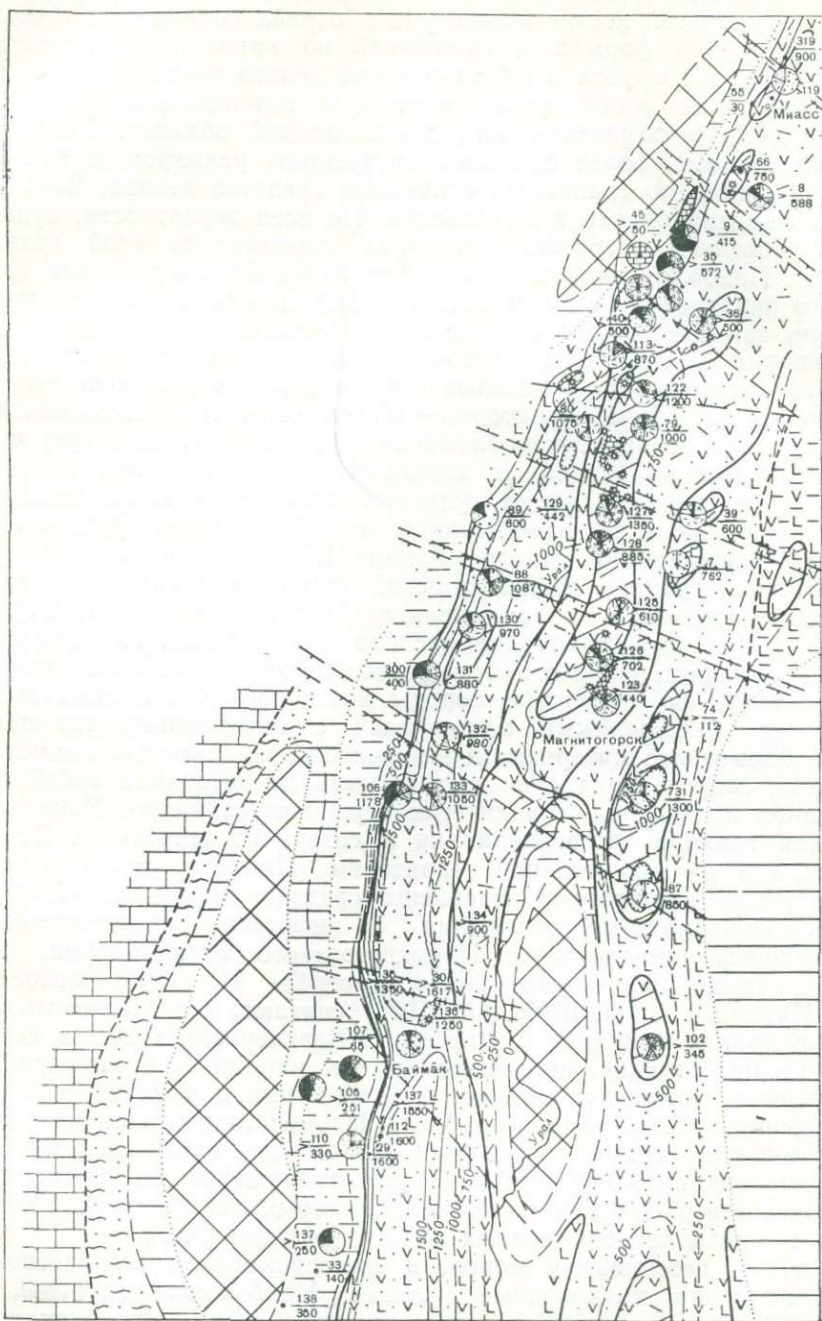


Рис. 38. Схематическая палеовулканическая карта времени формирования базальт-андезит-дацит-липаритовой улутауской формации (средний девон).
Условные обозначения см. на рис. 36

известняковых биогермных построек. В этих фациях она прослеживается на север до широты г. Карабаш с мощностью отложений 250—350 м. Она была несколько приподнятой по отношению к восточной части прогиба, в связи с чем сюда почти не проникал вулканогенный материал с востока. Незначительные проявления кислого вулканизма имели место лишь на юге Вознесенской зоны, в районе поперечного тектонического нарушения, расположенного на широте г. Верхнеуральск (Таврин, 1968), влияние которого на распределение фаций и мощностей в прогибе заметно и ранее.

Южно-Ирендыкская зона, судя по сохранившимся от размыва мурдам, также являлась областью накопления песчано-глинистых осадков небольшой мощности, преимущественно за счет местного материала. Будучи ранее областью расчлененного рельефа и интенсивного вулканизма, эта территория к живетскому времени была в значительной степени сnivelирована и существовавшие здесь острова исчезли.

Сибайская зона отчленялась от Южно-Ирендыкской резким увеличением мощностей (в 3—4 раза), что заставляет предполагать наличие активного крупного разлома вдоль их сочленения. Менее резкий перепад мощностей ограничивал Сибайскую зону и на востоке (месторождение Бакр-Узьяк). Она представляла унаследованный с эйфеля прогиб, выполаживающийся на север до полного выклинивания на широте г. Учалы и выполненный флишоидными вулканогенно-осадочными ритмичными толщами, фациально замещающимися локально развитыми вулканитами. Наличие среди них прижерловых образований и эффузивов свидетельствует об активном вулканизме с автохтонным материалом основного состава, в то время как кислый в большинстве случаев является аллохтонным.

Учалинская зона простирается в северо-восточном направлении от широты г. Магнитогорск на юге до широты г. Миасс на севере, сочленяясь с запада с Сибайской зоной по крупному разлому. Вулканогенные образования в ее пределах чередуются с продуктами их перемыва. Особенностью Учалинской зоны является широкое развитие в ней кислых вулканитов. На основании наличия поперечных тектонических нарушений фундамента в ее пределах выделяются отдельные подзоны: собственно Учалинская, Шартымская и Каримовская.

Наиболее длительной и разнообразной по составу вулканическая деятельность была в собственно Учалинской подзоне (гл. II). Распределение центров вулканизма в ней в значительной степени наследовало таковые предшествующей карамалыташской формации. Самым мобильным вначале был, по-видимому, участок, примыкающий к Сибайской зоне (оз. Ургун), где имел место подводный андезитовый вулканизм, из небольших вулканов, обрамленных рифогенными известняками, сменившийся обильными эксплозиями кислого вулканического материала с большими объемами игнимбритов. В этот период времени Учалинская зона была приподнята по отношению к Сибайской, куда поставлялся кислый, в той или иной степени перемытый пирокластический и осадочный материал. Одновременно с затуханием кислого вулканизма начали интенсивно действовать силы выветривания и гравитации, что в конечном счете привело к образованию грубообломочных толщ во впадинах, венчающих разрез улутауской формации и знаменующих начало нового погружения эвгеосинклинали, которое в дальнейшем фиксировалось отложением мукасовской кремнисто-сланцевой формации. Судя по локальным накоплениям андезито-ба-

зальтов, к этому времени был сформирован иной план расположения вулканических аппаратов.

Шартымская подзона была более стабильной, чем собственно Учалинская. При сходном в целом характере вулканизма он был здесь менее интенсивен, вследствие чего не имел площадного характера. Вулканические проявления локализовались вдоль тектонических нарушений. В конце живета эта подзона испытала воздымание и частичный размыв.

Каримовская подзона, как и Сибайская, представляла собой прогиб, где аккумуляровались вулканические продукты, снесенные из Учалинской и Шартымской подзон, вследствие чего состав вулканокластических накоплений в ее пределах отражает последовательность извержений разного состава в соседней зоне. Мощность всей формации здесь относительно невелика (500—650 м), следовательно Каримовская подзона была более стабильной, чем Сибайская.

Гумбейская зона примыкает с востока к Учалинской. Граница между ними нечеткая и может быть прослежена от широты г. Верхнеуральск до широты с. Агаповка по смене состава вулканических продуктов, которые здесь развиты локально и имеют базальтовый и андезито-базальтовый состав. Еще восточнее, в пределах Сухтелинской зоны, расположенной на территории современного Восточно-Уральского поднятия, имел место кислый вулканизм, сходный с вулканизмом западной периферической части эвгеосинклинали (Вознесенская и Ирендыкская зоны).

Итак, Магнитогорская эвгеосинклиналь отличается в живетское время наиболее высокой степенью расчлененности тектонического рельефа по сравнению с более ранним периодом ее развития. Самыми стабильными являлись ее краевые части (Вознесенская) или же области, служившие ранее ареной вулканической деятельности (Ирендыкская, Гумбейская) и в живетское время бывшие практически амагматичными. Наиболее мобильными были внутренние зоны: Сибайская, Учалинская.

Сибайская зона представляла собой тыловой прогиб по отношению к нижнедевонской островной дуге, выполнявшийся аллохтонным, в меньшей степени автохтонным вулканогенным материалом. Учалинская же зона, характеризовавшаяся известково-щелочным магматизмом, разнообразие которого четко отражало ее блоковое строение, развилась на части Восточно-Уральского поднятия досилурийской стабилизации, вовлеченной еще в нижнем девоне в эвгеосинклинальный процесс, особенностью которого в ее пределах были блоково-глыбовые движения, сопровождаемые повышенной активностью кислого магматизма. К разлому, отделявшему ее от Восточно-Уральского поднятия, и был приурочен андезито-базальтовый вулканизм Гумбейской зоны.

Различный характер мобильности отдельных зон, контрастность их движений обусловили появление тектонических нарушений в местах их сочленений, геоморфологически выделявшихся как уступы на морском дне. К ним относились разломы между Вознесенской зоной и территорией Уралтау, между Ирендыкской и Сибайской зонами (к югу от г. Учалы), Сибайской и Учалинской зонами (от г. Верхнеуральск до оз. Ургун). В других случаях структурно-фациальные зоны сочленялись более плавно и границы между ними могут быть проведены условно по смене фаций. К подобному типу границ относятся сочленение Учалинской и Гумбейской зон, сочленение Вознесенской, Северо-Ирендыкской и Учалинской зон к северу

от оз. Ургун, а также Гумбейской зоны и Восточно-Уральского поднятия в Сухтелинском районе. Центры активного вулканизма не связаны с тектоническими нарушениями, разделявшими отдельные зоны. По-видимому, они были малопроницаемы для магматических расплавов.

Хотя распределение вулканизма связано в первую очередь с субмеридиональными зонами, его интенсивность и локальные особенности четко связаны с поперечными структурами. Последние либо ограничивают по простиранию активные вулканические области, либо контролируют размещение вулканических построек. Примерами этой связи являются: ограничение области активного вулканизма Учалинской зоны поперечными нарушениями фундамента на широте Магнитогорска с юга и на широте озер Ургун и Калкан с севера, выклинивание Сибайского прогиба и затухание связанного с ним андезито-базальтового вулканизма на широте оз. Ургун, северное выклинивание Субутакской активной вулканической области на широте Магнитогорского поперечного нарушения и т. д. По существу размещение всех вулканических проявлений улутауской формации обусловлено структурами фундамента, причем эта связь более резко выражена, чем в более ранние геологические эпохи.

Начало верхнего девона знаменуется некоторой нивелировкой рельефа и общим погружением эвгеосинклинальной области, фиксируемым наличием полимиктовых конгломератов в основании кремнистых сланцев мукасовской формации. Новая вспышка вулканизма привела к образованию колтубанской базальт-андезито-базальтовой формации верхнедевонского возраста, пространственное размещение которой в пределах геосинклинальной области свидетельствует о значительной перестройке ее структурного плана (рис. 39). Она ограничена в своем распространении центральной частью Магнитогорской эвгеосинклинали, фациально замещаясь по направлению на юг и на запад глинисто-терригенными образованиями. Судя по увеличению количества наземных образований к востоку, на части территории восточного крыла Магнитогорского синклиория и Восточно-Уральского поднятия в франское время уже существовала суша, возможно периодически заливавшаяся морем. Позднее, в фаменском веке, она значительно разрослась на восток и образовала высокую кордильеру, служившую источником сноса терригенного материала зилаирской формации (Смирнов, Смирнова, 1961).

Таким образом, распределение прогибов и поднятий на территории Магнитогорского синклиория и сопредельных структур в начале верхнего девона существенно изменилось. Западная часть и Уралтауский антиклинорий испытали погружение с исчезновением островов, существовавших здесь в среднедевонское время, а в восточной части прогиба наметилась зона поднятия, которая привела к образованию участков суши. В зоне сочленения поднятия и области аккумуляции заложился новый прогиб, к которому и была приурочена основная вулканическая деятельность в франское время, ограничиваясь на севере широтой г. Учаль.

Западный борт этого прогиба, называемого Кизильским, близко совпадал с областью сочленения Сибайского среднедевонского прогиба и Учалинской зоны в границах того же времени. Большая же его часть располагалась на территории Учалинской зоны, ограничиваясь с юга и севера поперечными (северо-западными) границами блоков фундамента. Вдоль бортов Кизильского прогиба образовалось два прерывистых вулканических пояса, поставивших преимущественно базальты, — западный и восточный, с наиболее интенсивной вулкани-

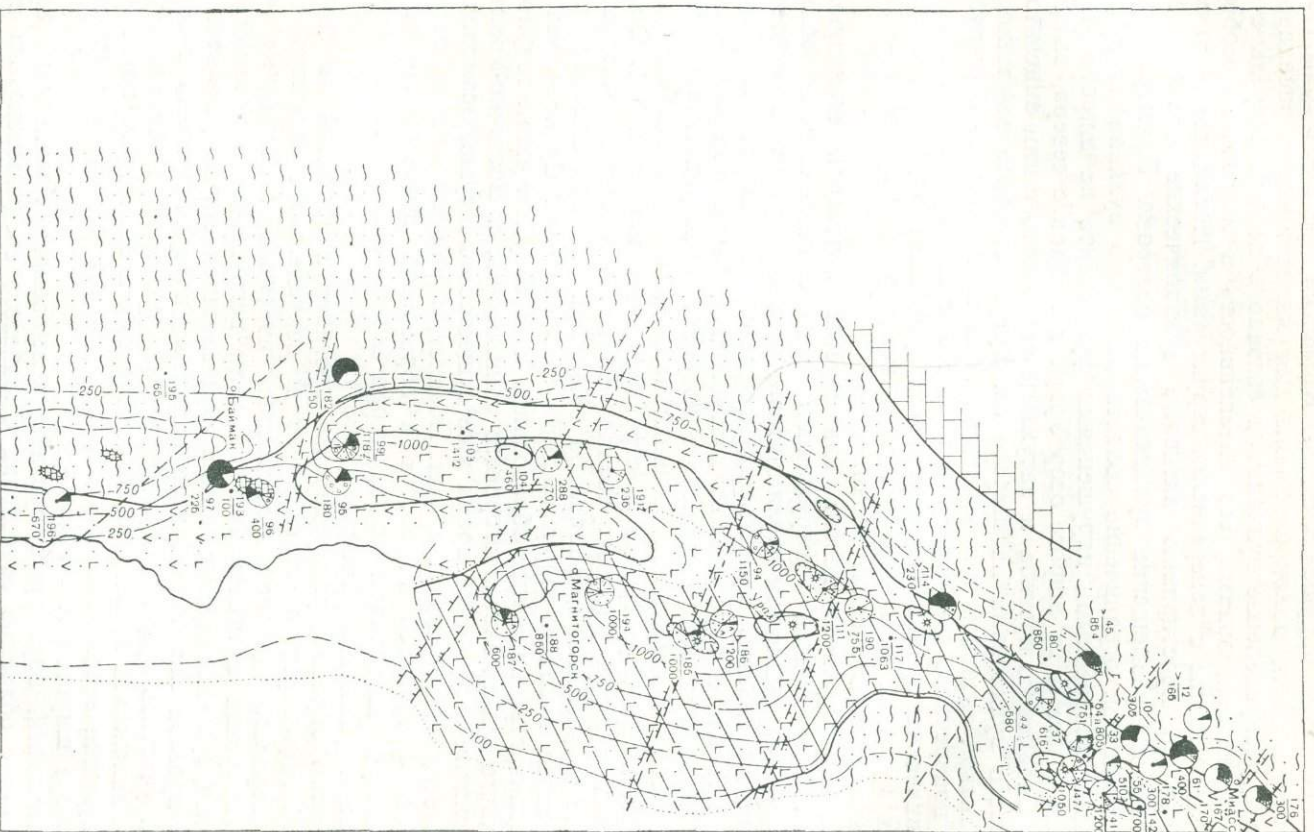


Рис. 39. Схематическая палеогеографическая карта времени формирования базальт-андезит-базальтовой (базальтоидной порфировой) колтубанской формации (поздний девон).
Условные обозначения см. на рис. 36

ческой деятельностью в области северного замыкания прогиба, где эти оба пояса сливаются в один (район г. Верхнеуральск). Вулканические центры были сгруппированы в субмеридионально вытянутые гряды, кулисообразно расположенные по отношению к общему простиранию вулканических поясов, приуроченных к узлам пересечения их с субширотными и северо-западными нарушениями фундамента. Судя по наличию наземных фаций, места расположения отдельных построек фиксировались вулканическими островами.

Отдельные вулканические центры и гряды были развиты в зонах древних разломов, преимущественно в северной части геосинклинальной области. В западном крыле синклиория к ним относятся вулкан Аратау и вулканические постройки Миндякского района, приуроченные к системе нарушений Главного Уральского разлома, вдоль которых в верхнедевонское время заложился вторичный шовный прогиб. На востоке это цепь мелких вулканических построек, образовавших вулканическую гряду Чебарты и связанных с крупным Миасс-Кацбахским разломом.

В фаменское время, когда в пределах всей Магнитогорской эвгеосинклинали накапливались флишоидные толщи зилаирской граувакковой формации, вулканизм почти полностью прекратился, и лишь незначительные эксплозии трахиандезитового и трахидацитового состава, сопровождаемые экструзивными куполами, еще имели место в областях наиболее интенсивного франского вулканизма (район г. Верхнеуральск). Вся восточная часть прогиба представляла собой высокую кордильеру, откуда сносился обломочный материал, питающий прогиб западного склона синклиория.

В раннекаменноугольное время распределение областей вулканизма существенно не изменилось. Незначительные по масштабам проявления базальты были приурочены к Вознесенской зоне, наследуя узлы пересечения разноориентированных разломов, которые были магмопроницаемыми и в позднедевонское время (район г. Верхнеуральск), но преимущественно раннекаменноугольный вулканизм был развит в пределах того же Кизильского прогиба. В его западном крыле вдоль глубинного разлома были преимущественно трещинные подводные излияния базальтов, слабо дифференцированные по составу. И наконец, в восточной части Кизильского прогиба и в ряде наложенных мульд восточного крыла синклиория вулканическая деятельность была наиболее интенсивной. Вулканогенные породы здесь, в отличие от более западных разрезов, залегают несогласно на франских и даже среднедевонских отложениях. Базальты и диабазы пространственно разобщены с широко развитыми здесь кислыми эффузивами. Блочное строение фундамента эвгеосинклинали еще более четко, чем в ранние этапы ее развития, отражается в составе продуктов нижнекаменноугольного вулканизма.

Дифференцированный средневерхневизейский вулканизм наследует зоны проницаемости начала нижнего карбона и связанные с ним внедрения малых интрузивных тел магнитогорского комплекса.

Изложенный материал показывает, что развитие отдельных структурных зон эвгеосинклинальной области в течение длительного времени носило унаследованный характер, а расположенные рядом структурные зоны являлись часто сопряженными друг с другом. Примерами в Магнитогорской эвгеосинклинали являются Ирндыкское геоантиклинальное поднятие и расположенный западнее прогиб нижнедевонского времени. Их аналогами в современных эвгеосинклиналях являются островные дуги и сопряженные с ними желоба. Вторым при-

мером сопряженных зон являются Учалинская и Сибайская зоны среднедевонского времени и т. д. Таким образом, в пределах Магнитогорской эвгеосинклинальной области закономерное положение зон и их унаследованное развитие не позволяют предполагать наличия крупных горизонтальных перемещений отдельных частей разреза по отношению друг к другу. Если таковые имели место, то они осуществлялись в масштабах более крупных, например в масштабах всей геосинклинальной области. Однако пока доказательства подобных перемещений отсутствуют.

В последнее время в литературе неоднократно появлялись высказывания о самостоятельности развития отдельных структурно-фациальных зон эвгеосинклинальных областей и о специфичности свойственного этим зонам вулканизма (Бородаевская и др., 1973). Как было показано выше, специфичность развития отдельных зон действительно имеет место и является неотъемлемой особенностью развития как древних, так и современных геосинклинальных областей. Однако и в тех, и в других структурах четко прослеживается определенная этапность развития, свойственная крупным областям в целом и подчиняющая себе особенности, характерные для отдельных их частей. Так, для Магнитогорской эвгеосинклинали в целом могут быть намечены этапы развития, проявляющиеся на всей его территории в закономерной смене магматических и тектонических процессов.

ГЛАВА IV

ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТНИКА

Некоторые общие закономерности тектонического развития Магнитогорского синклиория. Основной тенденцией тектонического развития Магнитогорской эвгеосинклинали являлось непрерывное усложнение структурного плана, выражавшееся в последовательном обособлении новых структурно-фациальных зон при некоторой миграции границ, ранее заложившихся. При этом наблюдаются определенные рубежи, отмеченные существенной его перестройкой.

Обособившись в ордовике, эвгеосинклиналь первую перестройку претерпела к началу силура.

С силура и до конца среднего девона сохраняется общий план структурно-фациального расчленения эвгеосинклинали. В это время обособились Присакмарская и Вознесенская, Южно- и Северо-Ирландская, Гумбейская зоны, к которым впоследствии присоединились Сибайская и Учалинская.

Начиная с верхнего девона была заложена новая система структурно-фациальных зон, несогласных по отношению к доверхнедевонским. Заложенные в это время на фоне общей тенденции к стабилизации вторичные прогибы были приурочены к древним, наиболее крупным тектоническим швам. Одни из них являлись вулканогенными (например, Кизильский), другие — преимущественно песчано-сланцевыми (Присакмарский).

При относительной устойчивости положения структурно-фациальных зон в течение длительных отрезков времени смена знаков движений в пределах зон представляла частое явление. Перерывы в стратиграфическом разрезе отмечаются на разных уровнях, отличаясь

масштабом и временем проявления. В Присакмарской и Южно-Ирландской зонах повсеместно устанавливается перерыв, а местами и несогласие в венлоке и в основании нижнего девона. В южной части синклинория, особенно в западном крыле, намечается стратиграфическое несогласие и перерыв в основании живетского яруса. На территории всего синклинория устанавливается несогласие в начале франского яруса. В восточном крыле существует крупный перерыв, приходящийся на верхний девон. Значительные перерывы и стратиграфические несогласия известны также в раннем турне и в начале среднего карбона. Наиболее крупный перерыв в среднем палеозое, прослеживающийся на значительной территории Урала, приходится на конец живетского — начало франского века (Яковлев, 1968; Бородаевская и др., 1965; Фролова, Рудник, Шарфман, 1966). В Магнитогорской синклинории к этому времени относятся внедрения многочисленных и разнообразных по составу интрузий. Этот перерыв, связанный с заложением новой системы прогибов и сопровождаемый сменой характера магматизма, является рубежом между раннегеосинклинальной (океанической, по А. В. Пейве, 1973) и позднегеосинклинальной (переходной) стадиями развития Магнитогорской эвгеосинклинали.

Анализ распространения фаций, мощностей и перерывов позволяет выделить два главнейших типа структурно-фациальных зон, сохраняющих унаследованный характер развития в течение длительного времени при наличии специфических особенностей каждой из них.

К первому типу относятся краевые зоны — Вознесенская и Присакмарская западного и Гумбейская, Устиново-Амурская восточного бортов эвгеосинклинали. Они характеризуются сокращенной мощностью разрезов при наличии многочисленных перерывов и широким распространением терригенных и хемогенных пород и рифогенных известняков. В западном борту силурийские и девонские образования достигают суммарной мощности 1000—3000 м, в восточном — 1900—3600 м (в 2—3 раза меньше, чем во внутренних зонах прогиба). Для них характерна различная направленность знака движений на отдельных этапах их развития, преимущественно базальтовый магматизм, обилие гипербазитов. Вулканическая активность этих зон сохраняется в течение длительного времени, несмотря на ограниченный объем вулканических проявлений.

Ко второму типу структурно-фациальных зон относятся внутренние зоны прогиба. Среди них выделяются зоны разного времени заложения и стабилизации. Примером зон среднедевонской стабилизации являются Южно- и Северо-Ирландская с суммарными мощностями силурийских и девонских образований до 6000—6500 м. К зонам верхнедевонской стабилизации относятся Сибайская и Учалинская. Они являлись ареной наиболее интенсивного среднедевонского вулканизма, а их более ранняя геологическая история прослежена только фрагментарно. Мощности разреза высоки (4000—5600 м), удельный вес осадочных пород низок по сравнению с краевыми зонами и перерывы чувствуются значительно слабее. К зонам нижнекаменноугольной стабилизации относится Кизильская, в настоящее время представляющая синклинорий, несогласно наложенный на среднедевонские образования, строение которого четко отражает специфику доверхнедевонского фундамента. В отличие от краевых зон вулканическая деятельность здесь интенсивна.

Унаследованность в развитии структурного плана геосинклинали выражается не только в сохранении типов разрезов в пределах отдельных структурно-фациальных зон, но и в близком совпадении

границ главнейших из них с сформировавшимися позднее антиклинальными и синклинальными зонами, среди которых выделяются как унаследованные (Ахуново-Гумбейский антиклинорий, Таналыкское поднятие), так и обращенные (Ирендыкская антиклинальная зона, образованная на месте сидурийско-нижнедевонского прогиба, а также Вознесенско-Присакмарский, Кизильский и Кульминский или Амурский синклинории, развившиеся на территории доверхнедевонских поднятий) структуры.

Большинство унаследованных структур представляют собой устойчивые блоки различных размеров и конфигураций (обломки древнего фундамента), сохранившие свою относительную стабильность в течение всего палеозоя и либо облекавшиеся более мобильными зонами, либо вовлекавшиеся совместно с ними в движения. Они обладали своеобразным магматизмом с повышенным количеством кислых пород (Таналыкское поднятие). Структурой иного масштаба, но сходного положения является Ильменогорский антиклинорий, облекавшийся в палеозое мобильными структурно-фациальными зонами геосинклинали с запада и с востока.

Особенности, свойственные отдельным структурно-фациальным зонам, накладываются на отличия более крупного плана, свойственные западному и восточному крыльям Магнитогорского синклинория в течение всего среднепалеозойского цикла геосинклинального развития.

Западное крыло характеризуется: 1) линейно-вытянутыми формами слагающих его структурных единиц — прогибов и поднятий; 2) высокой контрастностью движений и в связи с этим — наличием ряда глубинных долгоживущих разломов; 3) длительностью этапа прогиба и широким распространением верхнепалеозойской складчатости, носившей преимущественно линейный характер; 4) необращенностью своего развития, оставаясь отрицательной структурой по отношению к пограничному с ним Уралтаускому антиклинорию; 5) фемическим типом вулканизма при подчиненной роли кислых пород; 6) развитием осадочных преимущественно песчано-сланцевых толщ, образовавшихся за счет размыва местного, главным образом вулканического материала; 7) широким распространением гипербазитов, образующих протяженные пояса; 8) незначительным количеством интрузивных пород, большей частью типа малых интрузий основного, реже среднего и очень редко кислого состава; 9) отсутствием гранитных интрузий.

Восточное крыло характеризуется: 1) широкими брахиформными очертаниями главнейших структурных единиц — прогибов и поднятий; 2) нечеткими границами с соседним геантиклинальным (Восточно-Уральским) поднятием, неоднократно мигрирующими во времени; 3) относительно невысокой контрастностью движений, незначительной скоростью прогиба при меньшей длительности погружения в целом; 4) менее глубинным характером заложения разломов; 5) сокращенным и фрагментарным разрезом среднего палеозоя; 6) преимущественно синвулканической брахиформной складчатостью, в то время как верхнепалеозойские движения были выражены главным образом в блоковых подвижках; 7) обращенностью развития по отношению к прилегающей части соседнего геантиклинального поднятия, где в настоящее время широко распространены более молодые осадки нижнекаменноугольного возраста; 8) значительным удельным весом вулканических пород кислого и среднего состава при подчиненном количестве недифференцированных афировых базальтов; 9) незначительным объемом осадочных пород и небольшим количеством гипербази-

тов, появляющихся лишь в предороженную стадию развития; 10) наличием широкого спектра разнообразных по возрасту интрузивных пород преимущественно среднего и кислого состава, в том числе ортогенных гранитоидов.

Различия между восточным и западным крыльями Магнитогорского синклинория были отмечены еще Н. П. Херасковым в 1948 г., который рассматривал восточное крыло как часть геосинклинального поднятия, втянутого в геосинклинальное погружение, и В. М. Сергиевским (1948), объяснявшим эти различия большей проницаемостью земной коры в пределах западного крыла прогиба. Эти представления подтверждаются геофизическими данными, полученными в последние годы, о гетерогенности строения фундамента синклинория, которые связаны с различиями ранних этапов его геологической истории. Они сводятся вкратце к увеличению мощности древнего (доверхнепротерозойского?) кристаллического фундамента под восточным крылом широко развитого также под Восточно-Уральским и Центрально-Уральским поднятиями и, вероятно, отсутствующего под западным крылом Магнитогорского синклинория. При близких значениях мощностей верхних горизонтов коры, отождествляемых с геосинклинальным комплексом в восточном и западном крыльях прогиба (Дементьев, 1968), и при несколько сокращенной мощности среднего палеозоя в восточном крыле (2—4 км по сравнению с 4—7 км в западном) естественно предположить, что избыток мощности в пределах восточного крыла синклинория, так же как и Восточно-Уральского поднятия, приходится на нижнепалеозойские образования. Подтверждением общности досилурийской истории обеих вышеперечисленных структур является также нечеткость гравитационной ступени между ними (Ананьева и др., 1968).

По-инному развивалась западная часть Магнитогорской эвгеосинклинали. Узкий линейный рифтообразный прогиб, заложенный в его пределах, ограничивался от Центрально-Уральского поднятия серией крутопадающих разломов, которые последовательно закладывались все далее к востоку, фиксируя смещение зоны сочленения движений различного знака в этом направлении. Некоторые из этих разломов, заложившиеся в периоды особенно интенсивных движений, имели глубинный характер и впоследствии неоднократно обновлялись. Таков Главный Уральский разлом, отчленивший от Центрально-Уральского поднятия зону прогибания, которая явилась ареной ордовикского вулканизма. Этот разлом, предопределивший современную западную границу синклинория, захватывал земную кору на всю мощность, а возможно, проникал и в мантию (по данным ГСЗ; Хрычев, Лысяков, 1968).

Рифтообразный прогиб западного крыла испытал растяжение, размеры которого сейчас не определимы, и таким образом длительно формировался в обстановке повышенной проницаемости, что и вызвало широкое развитие инициального базальтового и гипербазитового магматизма. Возможно, что растяжение привело к «зиянию» базальтового слоя, т. е., иными словами, значительная часть отложений, выполинявших прогиб, формировалась на коре, близкой к океанической.

В пределах восточного крыла, представлявшего собой краевую часть области каледонской стабилизации, втянутой в погружение, был также сформирован прогиб. Однако заложенный на значительно более мощной коре, он был менее мобилен, и в его тектоническом режиме существенную роль играли поднятия. Это обусловило сокращенный и неполный разрез среднего палеозоя в его пределах, а также

значительное количество кислых пород среди магматических производных. Меньшее количество гипербазитов и афировых базальтов по сравнению с западным крылом свидетельствует о его меньшей проницаемости и, следовательно, о незначительном растяжении земной коры. Прогибы западного и восточного крыльев были разделены относительно стабильной областью, которая впоследствии играла роль центрального поднятия.

Подтверждением существования двух самостоятельно развивавшихся прогибов в пределах Магнитогорской эвгеосинклинали является наличие двух меридионально вытянутых зон положительных гравитационных аномалий, им соответствующих (Огарин, 1974).

Приведенные различия между западной и восточной частями Магнитогорской эвгеосинклинали свидетельствуют о том, что в течение всего палеозоя параметры давления и температуры в обеих ее частях были различными. Так, сложная, в основном линейная, складчатость развита только в западном крыле. Она наложена на брахискладчатые нарушения, свойственные всему синклинорию в целом, являющиеся более древними, чем линейные (Плюснин, 1971), и свидетельствует о существовании более интенсивных горизонтальных тектонических движений в западном крыле по сравнению с восточным. Эти движения обусловлены главным образом верхнепалеозойским орогенезом, в то время как брахискладчатый план в значительной степени является конседиментационным и относится к геосинклинальной стадии развития.

Как дальнейшее развитие линейной складчатости, обязанной своим происхождением горизонтальным движениям, имело место надвигание западной части геосинклинального разреза на Уралтау, местами с образованием пакетов отдельных тектонических пластин (район г. Карабаш). Таким образом, в области западного крыла господствовали более высокие давления, чем в области восточного, постепенно нараставшие во времени и достигшие своего максимума к верхнепалеозойскому орогенезу. Результатом более интенсивной тектонической переработки западного крыла является также свойственный ему более интенсивный, по сравнению с восточным крылом, зеленосланцевый метаморфизм. Восточное крыло, судя по обилию интрузивных образований, сопровождавшихся контактовыми изменениями, и широкому развитию кислого вулканизма, отличалось значительно более высокими температурами в недрах по сравнению с западным. Еще более высокий подъем геотерм следует предполагать в пределах Восточно-Уральского поднятия, где имели место гранитизация и значительно более высокий уровень метаморфизма вмещающих толщ, также достигшие своей кульминации в верхнем палеозое.

Таким образом, в пределах современного Магнитогорского синклинория в палеозое выделяются две сопряженные зоны: западная — высоких давлений и низких температур и восточная — низких давлений и высоких температур. Размеры второй вряд ли существенно изменились с палеозоя. Что же касается первой, то вполне вероятно, что она значительно уменьшилась в поперечных размерах. Именно для этой части Уральской геосинклинальной области нам кажутся вероятными представления о преимущественно океаническом типе земной коры в ее основании в период развития палеозойского магматизма. В верхнем палеозое западная часть эвгеосинклинальной области являлась фронтальной и испытывала горизонтальные движения в западном направлении. Вполне возможно, что в тыловой (восточной) части геосинклинали образовывались области растяжения,

фиксируемые в настоящее время как узкие прогибы и рифтовые зоны.

Специфичность положения Магнитогорской эвгеосинклинали, являвшейся в течение длительного времени своеобразным структурным швом между относительно слабо переработанными платформенными структурами западного склона и складчатыми поясами юго-западного обрамления Сибирской платформы, определяет ее уникальную насыщенность продуктами инициального фемического магматизма по сравнению с другими геосинклинальными прогибами как Урала, так и других складчатых регионов.

Связь явлений вулканизма с тектоническим режимом. Границы между описанными выше формационными типами не являются дискретными. Они связаны между собой постепенными переходами, и отнесение формации к определенному типу основывается в первую очередь на преобладающем развитии в ней того или иного типа разреза. Расчлененность тектонического рельефа и контрастность движений в эвгеосинклинали неизменно обуславливают образование участков формации с типами разреза, «акцессорными» для данной формации. Поскольку все разнообразие вулканических образований, свойственных тому или иному типу разреза, может быть выражено через сочетание элементарных породных вулканических ассоциаций или сообществ пород, количество которых не так уж велико, то выявление закономерностей связи этих ассоциаций с тектоническим режимом позволяет полнее представить себе тектоническую обстановку образования той или иной формации.

Однородные базальты афирового структурного типа формируются в обстановке длительного прогибания и растяжения (поляковская формация в Северо-Ирендыкской зоне, начальные этапы формирования баймак-бурибаевской и карамалыташской формаций в Южно-Ирендыкской и Сибайской зонах) как в консолидированных, относительно стабильных блоках (силурийская формация в области Главного поперечного поднятия, карамалыташская формация в Вознесенской зоне, Верхне-Уральский блок), так и в зонах сочленения блоков различной мобильности (карамалыташская формация в бассейне р. Караганка, сочленение Учалинской и Гумбейской зон).

Слабодифференцированные базальтоиды порфирового структурного типа характерны для обстановки преобладающего прогибания, сменяющегося временами кратковременными поднятиями. Изменения проницаемости магноподводящих путей обуславливали пульсацию вулканического процесса с формированием вулканов центрального типа. Эта ассоциация пород связана с областями неспокойного тектонического режима (ирендыкская формация в Северо-Ирендыкской зоне, колтубанская формация в Сибайской зоне). Значительно реже, чем для предыдущего типа, устанавливается связь извержений с зонами сочленения областей различной мобильности.

Кислые, дацитовые и липаритовые породы повсеместно приурочены к активным тектоническим поднятиям. Это подтверждается как малой глубиной образования самих вулканогенных пород и связанных с ними осадочных, так и синхронностью образования кислых пород с обломочными толщами в соседних зонах, где в это время господствовал базальтовый вулканизм. Периодам активности кислого вулканизма соответствуют большей частью паузы базальтоидного. Лишь в крупных вулканических постройках заключительные этапы кислого вулканизма сопровождаются локальным оседанием их центральных частей (карамалыташская формация в Са-

фаровской постройке), связанным, по-видимому, с опорожнением периферических очагов. Связь кислых вулканогенных образований с поднятиями аналогична установленной для гранитоидного магматизма (Кузнецов, Яншин, 1969) и является одним из доказательств близости их генезиса.

Андезитовые и андезито-базальтовые вулканы, связанные с базальтами, приурочены к мобильным блокам, характеризующимся движениями различного знака при преобладании поднятий над опусканиями. Меньшая проницаемость коры в целом в период их образования сказывается в более четкой приуроченности областей активного вулканизма к зонам пересечения разломов, что обуславливает отсутствие протяженных вулканических поясов, локальность вулканических проявлений и пестроту состава пород. Если андезитовый вулканизм связан с кислыми вулканитами (улутауская формация в Шартымской подзоне), для него характерна обстановка преобладающих поднятий.

Таким образом, формирование тех или иных элементарных ассоциаций вулканических пород связано с различиями в степени проницаемости земной коры, обусловленной прежде всего сменой обстановки растяжения и сжатия, вызывающих соответственно опускания и поднятия. Для крайних случаев характерны недифференцированные базальтовые и однородные кислые вулканы. Все промежуточные типы связаны с обстановкой дифференцированных контрастных движений.

Постепенная смена вулканических ассоциаций в процессе эволюции геосинклинального прогиба с увеличением роли одних и уменьшением других является отражением необратимости его тектонического развития. Однако поступательный ход процесса осложняется наличием повторяемости, обуславливающей неоднократное появление как того или иного типа вулканических формаций, в состав которых входят эти ассоциации, так и соответствующей им тектонической обстановки.

Этапы вулканической деятельности, выделенные по повторяемости типов вулканогенных формаций, являются в то же время тектоно-магматическими этапами. В разрезе палеозоя по указанной выше повторяемости нами выделяется шесть этапов вулканизма: ордовикский, силурийско-нижнедевонский, среднедевонский, верхнедевонско-нижнетурнейский, нижнекаменноугольный и верхнепалеозойский. Периодичность в развитии прогиба наиболее четко выступает при рассмотрении всей геосинклинали в целом. Области же активной вулканической деятельности для разновозрастных, но однотипных формаций всегда смещены друг относительно друга (исключение составляют зоны долгоживущих проницаемых разломов с характерными для них неоднократными проявлениями афировых базальтовых эффузивов и гипербазитов).

Эволюция вулканизма в течение каждого тектоно-магматического этапа выражается в: 1) обилии вулканогенных пород основного состава в начале этапов с постепенным нарастанием количества средних и кислых пород в их конце; 2) увеличении степени порфириности пород; 3) возрастании роли пирокластического материала; 4) уменьшении интенсивности вулканической деятельности и увеличении роли субвулканических и интрузивных пород; 5) смене трещинных излияний извержениями центрального типа; 6) смене подводных излияний наземными или мелководными; 7) увеличении количества осадочных пород.

Все указанные закономерности связаны с изменениями тектонического режима в течение отдельных этапов. К ним относятся усиле-

ние контрастности движений в начале этапов с постепенной стабилизацией в конце и смена обстановки растяжения и заложения или обновления магмоподводящих разломов обстановкой сжатия с уменьшением проницаемости разломов, затруднявших проникновение магм на поверхность и вызывающих образование промежуточных очагов.

Последовательность вулканогенных формаций в каждом тектономагматическом этапе выдерживается достаточно четко: однородная базальтовая (диабазовая, спилитовая) формация сменяется во времени контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) или базальт-трахилипаритовой, а затем непрерывной (базальт-андезито-базальтовой или базальт-андезит-дацит-липаритовой, базальт-андезит-трахилипаритовой) формацией. При этом формации, свойственные началам этапов, со временем уменьшаются в объеме вплоть до полного исчезновения, в то время как формации, заключающие этапы, развиваются более широко.

Таким образом, направленность тесно связанных между собой тектонического развития и вулканической деятельности накладывается на цикличность, повторяемость событий, обуславливая общий, весьма сложный поступательный ход геосинклинального процесса в целом. Общая эволюция этого процесса сходна с таковой в течение отдельно тектономагматического этапа. Однако как ни одна однотипная, но разновременная формация в одном и том же геосинклинальном прогибе не похожа на другую, так же и каждый более поздний этап обладает качественными отличиями от предыдущего.

Приведенная выше периодизация ограничивается пределами Магнитогорской эвгеосинклинали и не распространяется на сопредельные структуры, что свидетельствует о скольжении границ этапов во времени в связи с гетерогенностью подвижного пояса Урала в целом. Так, формационный ряд Тагильского синклинория как бы сжат во времени по сравнению с Магнитогорским. В обеих структурах начало геосинклинального режима приходится на ордовик (средний? верхний?), когда формируется сходный формационный ряд: однородная базальтовая, контрастная и непрерывная формации. Однако в Тагильском синклинории время их образования заканчивается к началу венлока, в то время как в Магнитогорском синклинории оно растягивается до нижнего девона. После этого в обоих случаях имеет место перестройка структурного плана и в Тагильском синклинории раннегеосинклинальная стадия развития заканчивается. В Магнитогорском же синклинории сходный формационный ряд повторился еще раз в среднем девоне, прежде чем структура достигла такой степени жесткости, что стало возможным образование базальтовых и базальт-трахитовых формаций с калиевым уклоном (верхний девон — нижний карбон), которые были сформированы в Тагильском погружении уже в конце силурийского — начале девонского времени. Чтобы пройти примерно адекватный путь геосинклинального развития, для Тагильского синклинория потребовался отрезок времени лишь от ордовика до середины нижнего девона, а для Магнитогорского — от ордовика до середины карбона.

Подобные различия в темпе развития для отдельных частей подвижных зон отмечались неоднократно и, как это недавно доказано Э. Н. Эрлихом (1973) для Тихоокеанского кольца, связаны с мозаичностью строения их основания и предшествующей историей. Сравнение глубинного строения Тагильского синклинория с Магнитогорским, особенности его магматизма, в частности вулканизма, детально исследованные Ю. С. Каретиним (1973), свидетельствуют о большей жест-

кости фундамента Тагильской эвгеосинклинали по сравнению с Магнитогорской. Степень жесткости, стабильности основания структуры предопределяет темп ее развития и соответственно быстроту смены отдельных единиц ее формационного ряда.

Связь вулканизма и глубинного строения земной коры и роль разрывных нарушений в размещении вулканических продуктов. Спорность вопроса о строении земной коры во внутренних частях геосинклинали, так же как и соответствия ее современного строения палеозойскому, делает в настоящее время проблематичной корреляцию ее глубинного строения и типов магматической деятельности. Выше уже указывалось, что сомнения в наличии кристаллического фундамента под геосинклинальным разрезом могут быть высказаны в отношении опущенных блоков внутренних зон западного крыла прогиба (Северо- и Южно-Ирендыкской и Сибайской), в то время как близость геофизических полей восточного крыла с Восточно-Уральским поднятием, где наличие кристаллического фундамента доказано, позволяет предположить значительное сходство и в их глубинном строении. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о неоднородности глубинного строения земной коры под синклиналием (гл. I). Различная мощность палеозойского комплекса пород в отдельных зонах и блоках свидетельствует и о различной глубине погружения допалеозойского фундамента. В зависимости от этого фактора отдельным частям синклиналии свойственны специфические особенности магматизма.

Так, для частей прогиба с приподнятым залеганием фундамента характерно широкое развитие недифференцированного базальтового магматизма и гипербазитовых массивов. При этом строение фундамента не играет роли. Те же особенности магматизма сохраняются как в случае наличия в верхней части фундамента легких (рифейских?) комплексов пород (Вознесенско-Присакмарская зона), так и при его отсутствии (Главное поперечное поднятие Урала на широте Уфимской глыбы; Алейников, Беллавин, Кузнецов, 1967). По-видимому, главными для проявления недифференцированного базитового и гипербазитового магматизма являются относительная стабильность, жесткость блоков, предопределившая их неспособность к пластическим деформациям, и образование крупных проницаемых глубинных разломов.

Наличие на ранних этапах развития эвгеосинклинальных прогибов близкого к характерному для кратонов состоянию коры, вследствие своей жесткости неспособной к пластичным деформациям, обуславливает длительное существование разрывных нарушений. Этим и объясняется близость магматизма начальных этапов геосинклиналей и устойчивых областей — континентальных и океанических платформ.

Аналогичные условия создаются на стыке областей с различным типом строения земной коры. Многочисленные примеры приуроченности к этим стыкам гипербазитовых поясов были приведены А. Л. Книппером (1969). В Магнитогорской эвгеосинклинали подобную структурную позицию занимают гипербазитовые пояса, расположенные вдоль Главного Уральского разлома.

Для суждения о характере магматизма части прогиба с погруженным кристаллическим фундаментом наиболее интересным является его восточное крыло, где более или менее достоверно доказывается наличие глубоко погруженного кристаллического фундамента.

Вулканизм отличается здесь высокой степенью дифференцированности с повышенным содержанием кислых и средних пород и возрастанием удельного веса интрузивных пород различного состава. Все это

свидетельствует о незначительной степени проницаемости коры в его пределах в связи с наличием мощного комплекса геосинклинального разреза, не успевшего в достаточной степени консолидироваться. Увеличение степени проницаемости в краевой зоне восточного крыла, отличающейся сокращенным разрезом и примыкающей к Восточно-Уральскому поднятию, сразу же вызывает появление небольшого количества слабодифференцированных базальтов и гипербазитов.

Итак, анализ особенностей связи магматизма с глубинным строением показывает, что главной причиной, обуславливающей различия в магматизме, является степень проницаемости, определяемая предшествующей историей развития данного участка земной коры. Развитие аналогичного недифференцированного базальтового и гипербазитового магматизма в кратонных областях, а также в областях с тонкой океанической корой не оставляет сомнения в «сквозькоровом» его характере. Однако роль коры становится тем значительнее, чем меньше степень ее проницаемости.

Ведущая роль проницаемости коры в процессе геосинклинального вулканизма определяет главенствующее положение в размещении участков и центров активного вулканизма различных типов глубинных разломов в коре. При этом наиболее важными оказываются не только разломы, синхронные с вулканизмом и связанные во временном отношении со стадией геосинклинального развития, но и погребенные разломы фундамента и нижних частей геосинклинального комплекса, выявляемые по геофизическим данным.

На рис. 1 нанесены главнейшие разломы по данным геофизических исследований (Ананьева и др., 1968; Дорофеев, 1968; Таврин, 1968; Дементьев, 1968; Николаевский, Тюрин, 1963; и др.), контролирующее размещение магматических образований. Кроме того, по геологическим данным изображен ряд предполагаемых магомподводящих и магомконтролирующих нарушений, среди которых выделяется несколько систем, отличающихся направлением, временем заложения и длительностью жизни. К одной из них относятся субширотные и запад-северо-западные ($290-315^\circ$), к другой — субмеридиональные и сопряженные с ними северо-западные и северо-восточные.

Первая система разломов разделяет древние блоки с различным строением фундамента и различной глубиной его заложения, что доказывает их древний (дорифейский) возраст. Часть этих нарушений прослеживается за пределы прогиба, определяя распределение мощностей и фаций допалеозойских комплексов в пределах соседних поднятий. Выше неоднократно отмечалась приуроченность разновозрастных вулканических центров к участкам пересечения этих разломов и субмеридиональных «уральских» вулканических поясов и зон (см. рис. 1), а также ограничение ими вулканических поясов и поясов гипербазитов. Контроль отдельных верхнепалеозойских гранитных массивов этой системой разломов свидетельствует о том, что они подновлялись, по-видимому, и в орогенный этап.

Вторая система разломов связана с собственно «уральским» этапом развития Уральской геосинклинали и является более поздней. К ней относятся разломы меридионального и сопряженных с ним северо-восточного (30°) и северо-западного (330°) направлений. Эти разломы, отражавшие распределение напряжений в земной коре при формировании палеозойской геосинклинали Урала (Дорофеев, 1968), также являлись весьма долгоживущими и определяли расположение прогибов и поднятий в геосинклинальной области. Судя по простирающему рифейским структурам, сходная система разломов существовала

и в верхнепротерозойское время. Таким образом, можно сделать вывод, что разломы указанных направлений свойственны формированию Уральской геосинклинальной системы с начала ее заложения. Из них первая система играет преимущественно магмоконтролирующую, а вторая — магмоподводящую роль. Разрывные нарушения в Магнитогорском синклинории характеризуются: 1) смещением во времени магмоподводящих разломов и связанных с ними вулканических поясов от бортов прогиба к его центральной части; 2) локализацией наиболее крупных вулканических центров в местах пересечения разломов различных направлений; 3) возрастанием во времени, по мере затухания вулканизма, роли древних поперечных разломов и соответственно сменой протяженных вулканических поясов ранних этапов разобщенными вулканическими узлами, приуроченными к местам пересечений разломов; 4) магматической инертностью разломов, по которым в это время совершались интенсивные дифференциальные блоковые движения.

ГЛАВА V

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

На основании современных представлений по месту своего зарождения выделяются два типа родоначальных магм: мантийные и коровые. Если происхождение магм кислого состава в настоящее время является предметом оживленной дискуссии, то выплавление магм основного состава из вещества мантии считается одним из общепринятых положений петрологии (Белюсов, 1966, 1969 б; Грин, Рингвуд, 1968 б; Кутюлин, 1972; Магницкий, 1965; Шейнманн, 1969; и др.). В качестве первичных или родоначальных магм могут рассматриваться продукты нескольких процессов: а) непосредственного парциального плавления с быстрым отделением жидкости от нерасплавленного остатка и не менее быстрым ее подъемом на поверхность; б) подъема магматической эмульсии (кристаллов и жидкости) на ту или иную глубину с последующим их разделением; в) «отстаивания» очагов расплавленной магмы вблизи места своего выплавления с возможным взаимодействием с флюидами и веществом вмещающих пород. Поступающие на поверхность расплавы во всех случаях будут восприниматься как исходные, поскольку нет сколько-нибудь обоснованных критериев для их разграничения.

Наиболее просто вопрос об исходных магмах вулканических серий вулканогенных формаций палеозоя решается для однородной силурийской базальтовой формации (спилит-диабазовой), а также для базальтоидных порфировых формаций нижнего и верхнего девона. В первом случае изливались только недифференцированные базальты, во втором — средневзвешенные составы вулканитов формации, вычисленные с учетом объемов всех типов пород, также оказываются базальтовыми (см. табл. 6, 9, 12, 20, 26, 34, 38, 41). За наиболее близкий к исходному здесь принят средний состав базальтов этих формаций. Следует, однако, учитывать, что вполне возможны отклонения от исходного состава в связи с широким развитием порфировых вулканитов и, следовательно, возможностью глубинного фракционирования.

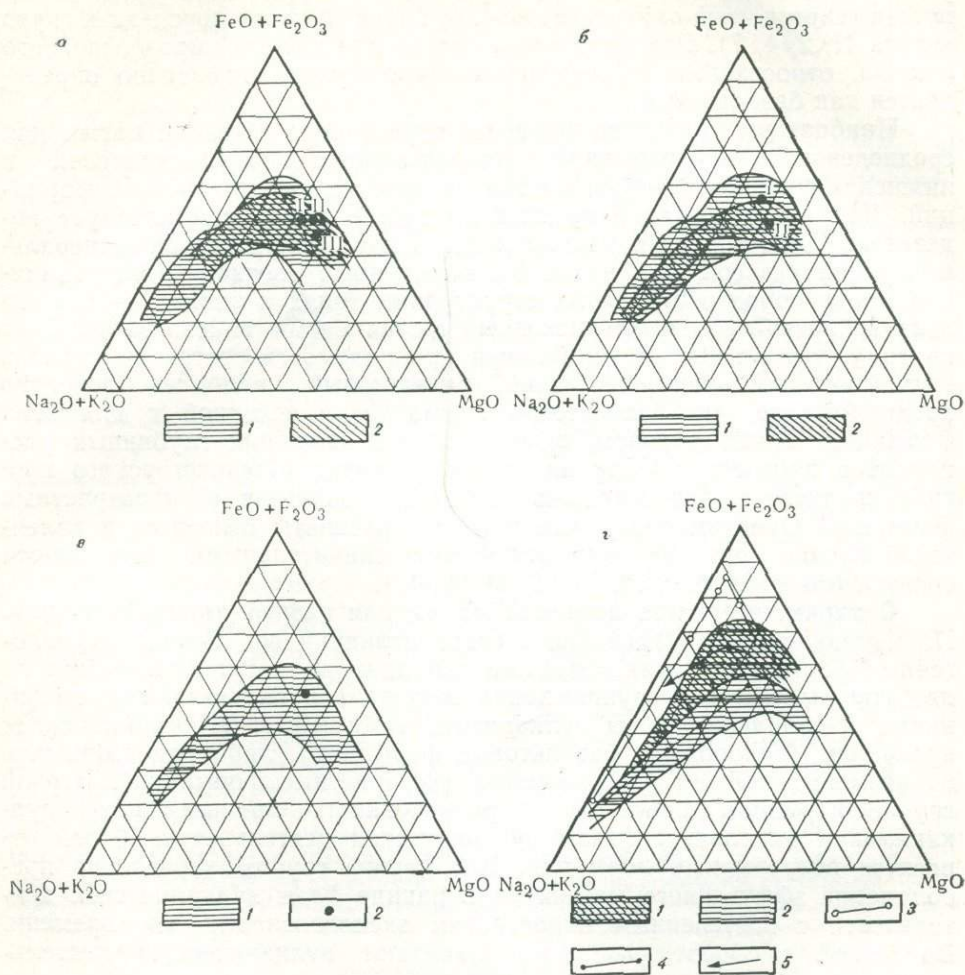


Рис. 40. Ход дифференциации в геосинклиналих вулканогенных формациях Магнитогорского синклиория:

а — формации силурийско-нижнедевонского тектоно-магматического этапа: *1* — однородная спилит-диабазовая (поляковская) и контрастная диабаз-альбитофировая (баймак-бурибаевская), *2* — непрерывная базальтоидная порфирировая (ирендыкская); средний химический состав базальтоидов: *I* — поляковской, *II* — баймак-бурибаевской, *III* — ирендыкской формаций.

б — формации среднедевонского тектоно-магматического этапа: *1* — контрастная диабаз-альбитофировая (карамалыташская), *2* — непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая (улутауская); средний химический состав базальтов: *I* — карамалыташской, *II* — улутауской формаций.

в — формации верхнедевонско-нижнетурнейского тектоно-магматического этапа: *1* — непрерывная базальтоидная порфирировая (колтубанская) формация; *2* — средний химический состав базальтов колтубанской формации.

г — вулканические серии других регионов: *1* — пижонитовая серия, Япония; *2* — гиперстеновая серия, Япония; *3* — Скергаардская интрузия; *4* — известково-щелочная серия (по Дэли); *5* — серия диабаз-гранофир, Дилсбург, Пенсильвания (по Хотцу)

На основании петрографических и петрохимических особенностей основной и кислой групп пород контрастных формаций (баймак-бурибаевской, карамалыташской, березовской) нами была принята гипотеза генетической самостоятельности большей части пород этих групп (глава II, 2, 4, 7). Родоначальный состав для группы пород основного состава, относительно слабодифференцированных, однозначно определяется как базальтовый.

Наибольшие трудности вызывает определение исходной магмы для среднедевонской непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой и нижнекаменноугольной базальт-трахиандезит-трахилипаритовой формаций. Для этих формаций средневзвешенный состав соответствует андезитам. Однако резкая вариабельность и разнообразие их минеральных парагенезисов, изменение количественных соотношений различных типов пород в отдельных структурных зонах и блоках — все это вряд ли позволяет считать исходный состав магмы андезитовым. Судя по тому, что в зонах максимальной проницаемости состав вулканитов этих формаций преимущественно базальтовый, наиболее вероятно предположение, что базальтовая магма была исходной и для этих формаций. Таким образом, восстановление эволюции глубинных расплавов в процессе геосинклинального развития Магнитогорского прогиба сводится к рассмотрению эволюции базальтов разновозрастных формаций. Отметим сразу, что хотя все базальты относятся к толеитовой группе (рис. 40), они отличаются значительными вариациями состава (см. табл. 6, 9, 12, 20, 26, 34, 38, 41).

О характере очагов исходной магмы для разных типов формаций.

По направленности изменения состава излияний во времени вулканогенные формации Магнитогорского синклиория могут быть разбиты на две группы. Первая группа характеризовалась базальтовыми излияниями в начальные фазы вулканизма, которыми либо ограничивался вулканизм (однородные базальтовые формации), либо они сменялись во времени кислыми извержениями (контрастные формации). Второй группе формаций свойственна приуроченность среднекислого вулканизма к начальным фазам вулканической деятельности. К ней относятся непрерывные формации. Для первой группы характерно преобладание эффузивного материала в ранние фазы вулканической деятельности с постепенным нарастанием эксплозивности во времени. Во второй, наоборот, эксплозии начинают вулканическую деятельность.

Базальты первой группы обладают афировым или серийно-порфировым типом пород, относительно простыми минеральными парагенезисами с быстрой и непрерывной кристаллизацией (гл. II, 1, 2, 4). Детальное изучение потоков подтверждает высказанное предположение (гл. II) о поступлении на поверхность перегретой базальтовой магмы, которая затем подвергалась раскристаллизации на месте. Даже в порфировых базальтах следует очень осторожно использовать наличие вкрапленников в качестве показателя интрателлурического этапа кристаллизации. Подавляющее большинство их образовалось уже после излияния лавы на поверхность. Изменение состава клинопироксенов в базальтах этого типа формаций свидетельствует о том, что в процессе застывания базальтов имело место накопление железа (рис. 41). Эта тенденция хорошо прослеживается также в эволюции химизма производных вулканических серий. Таким образом, эти серии по направленности эволюции близки к пижонитовым.

Незначительное количество стекла в основной массе является показателем высокого содержания летучих в конечные этапы кристал-

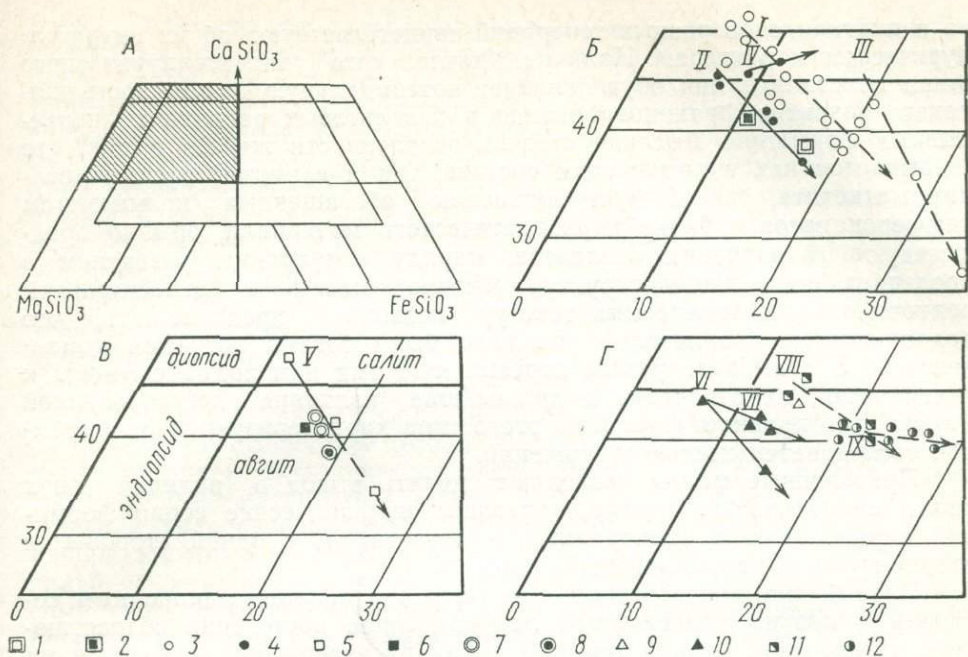


Рис. 41. Изменение составов клинопироксенов в процессе дифференциации базальтовых пород различных вулканогенных формаций Магнитогорского прогиба:

А — диаграмма $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—FeSiO}_3$, заштрихованное поле, рассматриваемое на рис. 41, Б, В, Г. Этапы: Б — силурийско-нижнедевонский, В — среднедевонский, Г — верхнедевонско-нижнекаменноугольный.

Составы клинопироксенов в породах: 1, 2 — силурийской контрастной диабаз-альбитофировой (баймак-бурибаевской) формации; 3, 4 — нижнедевонской базальт-андезит-базальтовой (ирендыкской) формации; 5, 6 — среднедевонской контрастной диабаз-альбитофировой (карамальташской) формации; 7, 8 — среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой (улутауской) формации; 9, 10 — среднедевонской базальт-андезит-базальтовой (колтубанской) формации; 11 — нижнекаменноугольной контрастной базальт-липаритовой (березовской) формации; 12 — нижнекаменноугольной базальт-трахиандезит-трахилипаритовой (кизильской) формации. Полностью залитые значки соответствуют химическим составам клинопироксенов, остальные — их составам по оптическим данным. Цифры на рисунке: I, II — порфировые базальты и андезит-базальты; III — диабазы; IV — эпидейтовые порфировые базальты; V — порфировые базальты и диабазы; VI, VII — меланократовые порфировые базальты; VIII, IX — порфировые базальты, иногда оливинсодержащие

лизации. Об этом же свидетельствует обилие пор и миндалинов в потоках и шлаковые разности в их внешних корках. Сохранение летучих компонентов до конца кристаллизации является следствием их невысокого первичного содержания в расплаве, вследствие чего и не произошло пересыщения ими и их отделения на более ранних этапах существования расплавов. Вулканические серии базальтовых магм этих формаций характеризуются гомодромной последовательностью извержений.

Базальты второй группы, относящиеся к непрерывным формациям, характеризуются порфировым структурным типом пород. В них встречается несколько поколений вкрапленников, образующих изменчивые и разнообразные парагенезисы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, реже оливином, относительное количество которого выше в базальтах более молодых формаций. Резорбция вкрапленников первой генерации, наличие пластинок распада в клинопироксенах (ирендыкская формация), обычно распространенных в интрузивных породах, резкий разрыв в составах вкрапленников пироксе-

на и плагиоклазов разных генераций свидетельствуют об их интрателлурическом характере. Наличие длительного интрателлурического этапа кристаллизации обуславливает потенциальную возможность широкого развития фракционирования в базальтовых расплавах непрерывных формаций. Высокая степень окисленности железа в них, что сказывается как в химическом составе, так и в ранней кристаллизации магнетита, способствует появлению обогащенных кремнеземом дифференциатов. Обилие пирокластического материала, обычно предшествующего излиянию базальтов, наряду с широким развитием в последних стекловатых структур основной массы и относительной редкостью миндалекаменных текстур позволяет предположить, что родоначальные базальтовые расплавы были богаты летучими компонентами. Это вызвало резкое пересыщение ими при подъеме магмы к поверхности, их отделение и дальнейшие излияния дегазированной магмы. Как правило, формации этого типа характеризуются антидромной последовательностью извержений.

Приведенные факты позволяют сделать вывод о наличии двух типов магматических очагов, питающих вулканические серии формаций первой группы (однородных, контрастных), с одной стороны, и второй группы (непрерывных) — с другой.

Первый тип очагов к началу извержений обладал однородным составом и низким содержанием летучих, лишь постепенно возрастающим во времени. Второй тип уже к началу извержений находился на далеко зашедшей стадии эволюции. Он был расслоен по составу с обособлением в верхней части очага обогащенных кремнеземом дифференциатов и с высокой концентрацией летучих компонентов. Очевидно, в первом случае очаги были более «молодыми», и излияния из них имели место непосредственно после их обособления (или непосредственно после выплавления). Во втором случае очаги были более «зрелыми», испытывшими длительную эволюцию после своего обособления. Анализ структурной обстановки образования обеих групп формаций подтверждает это предположение: первая группа приурочена к наиболее проницаемым участкам геосинклиналей (зонам глубинных разломов), в то время как вторые формируются в обстановке пониженной проницаемости. Кроме того, формации первого типа обычно приурочены к началу тектоно-магматических этапов, когда господствует обстановка растяжения, в то время как формации второго типа заканчивают их, образуясь в обстановке сжатия.

Итак, магматические очаги, являющиеся родоначальными для пород различных типов магматических формаций, находятся на разных стадиях эволюции, показателями которой является их расслоение и обогащение летучими.

Эволюция базальтоидных серий в течение тектоно-магматических этапов. Неоднократная повторяемость тектоно-магматических этапов, сходных по формационному ряду, позволяет наметить при изучении геосинклинального вулканизма Южного Урала некоторые общие закономерности.

Прежде всего базальты различных формаций одного и того же этапа характеризуются рядом общих черт петрографического и химического состава. Так, базальты всех формаций силурийско-нижнедевонского этапа характеризуются высокой магнезиальностью и низкой глиноземистостью. Наиболее ранние клинопироксены в них обладают сходным составом. Они относятся к диопсидам, богатым магнием, хромом и никелем при относительно низких содержаниях железа. Базальтовые типы пород среднедевонского этапа отличаются вы-

сокой железистостью, несколько повышенной глиноземистостью и соответственно лейкократовостью и низкой магнезиальностью. Как сами породы, так и пироксены в них бедны хромом и никелем, характерными для ранних стадий кристаллизации, и обогащены ванадием, скандием и галлием. Для базальтов этого этапа характерно обеднение медью. Базальты верхнедевонского этапа характеризуются уменьшением отношения железа к магнию и увеличением содержания хрома, никеля и меди, некоторой недосыщенностью кремнеземом с увеличением суммарного содержания щелочей и возрастанием роли калия, что выражается в широком появлении модального оливина и наличии трахитовой тенденции дифференциации. Еще большая недосыщенность кремнеземом и возрастание содержания глинозема, щелочей и титана характерны для базальтов нижнекаменноугольного этапа.

Таким образом, вулканические породы каждого тектоно-магматического этапа характеризуются некоторыми родственными чертами. Помимо этого существует тесная пространственная связь между областями активной вулканической деятельности в течение одного и того же тектоно-магматического этапа. Более того, установлена пространственная унаследованность в количественных отношениях пород различной кислотности формаций одного и того же этапа. Так, для силурийско-нижнедевонского этапа установлена приуроченность максимального количества кислых пород к Южно-Ирендыкской зоне, что прослеживается и для баймак-бурибаевской и для ирендыкской формаций. В то же время для Северо-Ирендыкской зоны тот же этап характеризуется почти исключительным развитием базальтоидных пород.

В среднедевонский этап западное крыло прогиба характеризуется незначительным количеством кислых пород как в контрастной, так и в непрерывных формациях, в то время как в восточном крыле количество кислых пород в синхронных вулканических толщах резко возрастает. Эта специфика сохраняется и в нижнекаменноугольном этапе, когда подавляющая масса кислых пород также тяготеет к восточному крылу прогиба.

Пространственная совмещенность вулканической деятельности в течение тектоно-магматического этапа так же, как и специфика вещественного состава продуктов вулканизма, может быть объяснена либо происхождением вулканических серий, слагающих формации одного и того же этапа, из единых крупных, длительно существовавших магматических очагов, либо сохранением сходных условий генерации магматических расплавов в течение тектоно-магматических этапов.

Для решения этого вопроса рассмотрим изменения вещественного состава базальтов в течение каждого этапа, отражающие эволюцию исходных расплавов. Они оказываются сходными для всех этапов без исключения. В химическом составе базальтов закономерно возрастают содержания Al_2O_3 , Fe_2O , CaO , K_2O , Na_2O , $MgO/(\Sigma FeO + MgO)$ и уменьшаются содержания TiO_2 , FeO , MgO , а также отношение $Na_2O/(K_2O + Na_2O)$. Вследствие этого существенно натриевые серии сменяются калиево-натриевыми, что в значительной степени связано с изменением характера метаморфизма. Интенсивный натриевый метасоматоз, свойственный началу тектоно-магматических этапов, впоследствии резко ослабевает. Возрастает степень насыщенности базальтов кремнеземом при близких содержаниях этого окисла в базальтах, что стоит в связи с более высокой окисленностью базальтов непрерывных серий концов этапов.

Так как базальты формаций, завершающих магматические этапы,

«формируются из более зрелых магматических очагов», в которых магма испытала частичную интрателлурическую кристаллизацию и обогащение летучими, то более вероятным кажется предположение о происхождении всех базальтоидных серий одного и того же этапа из крупных магматических очагов, сформированных в начале этапов и испытывающих в дальнейшем длительную эволюцию. Другими словами: *эпохи максимальной генерации базальтовых магм приурочены к началу тектоно-магматических этапов, т. е. совпадают с моментами структурной перестройки.* Возможно, что и в дальнейшем имеет место подток ювенильного материала в уже сформированные очаги, однако основная масса расплава существует, очевидно, с начала этапов. Это предположение удовлетворительно объясняет все особенности вулканических серий непрерывных формаций.

Уменьшение проницаемости земной коры, имеющее место в конце этапов, приводит к длительному отстаиванию магм на глубине, а следовательно, к расслоению очагов, обусловленному фракционированием, газовым переносом и взаимодействием с вмещающими породами. Затрудненный подъем к поверхности способствует формированию системы промежуточных очагов, размещающихся на разных уровнях, где процессы фракционирования идут еще более интенсивно. Увеличение содержания летучих компонентов в связи с их поступлением из глубин и концентрацией при частичной кристаллизации очагов сдвигает эвтектику в сторону увеличения содержания плагиоклазового компонента (Al_2O_3 и CaO), что вызывает кристаллизацию темноцветных и обогащение расплава Al_2O_3 и CaO . Обогащение части пород вулканических серий концов этапов MgO , Cr_2O_3 , Na_2O и обеднение их FeO , TiO_2 , MgO связано, по-видимому, с «исчерпыванием» придонных порций расслоенных отдифференцированных очагов, обогащенных темноцветными минералами ранних стадий кристаллизации в результате фракционирования. В то же время вулканические серии непрерывных формаций концов тектоно-магматических этапов способны к образованию кислых дифференциатов вследствие высокой окисленности и широких возможностей фракционирования в связи с наличием интрателлурического этапа кристаллизации.

Некоторые представления о форме и размерах глубинных очагов можно получить исходя из объемов извергнутых вулканических пород и из ареалов их распространения. Оценка размеров очагов, конечно, носит приближенный характер. А. Ритман (1964) для периферических очагов, питающих отдельные вулканические постройки, предполагает, что максимальное количество извергнутых пород составляет не более одной четверти от объема очага. Согласно В. В. Белоусову, объем излившихся пород составляет не более 15% ($1/6$) поднявшихся из мантии магматических расплавов. Если сопоставить приведенные оценки с вычисленными объемами вулканитов (Фролова, 1968, 1970), то предполагаемые объемы очагов колеблются от 50 000—75 000 м³ до 4000—5000 км³. Форма очагов, судя по размещению вулканических центров на поверхности, приближалась к плоским удлиненным линзам, повторяя форму зон глубинной проницаемости. В случае изометричных ареалов вулканизма она была близка к вертикальным цилиндрам. Учитывая площади зон активного вулканизма и приблизительные объемы очагов, можно оценить их вертикальные размеры в 15—25 км. Они должны быть локализованы в нижних частях коры, а наиболее крупные — достигать мантии.

Можно предположить, что глубинные магматические очаги представляли собой выступы астенолитов, поднимавшихся из мантийной

области генерации магм (Белоусов, 1966, 1969б), на определенной стадии своей эволюции отшнуровавшихся от нижележащих частей и развивавшихся далее в замкнутом объеме. Иначе трудно объяснить закономерную эволюцию во времени их продуктов. Поскольку активная деятельность этих очагов продолжалась в течение всего тектономагматического этапа, то период жизни наиболее крупных из них (силурийско-нижнедевонских) достигал 10—12 млн. лет, уменьшаясь для более мелких очагов среднедевонского этапа до 7—8 млн. лет. Полученные цифры совпадают с расчетами В. В. Белоусова, который оценивает длительность жизни астенолитов в земной коре в 10 млн. лет.

Приток тепла, приносимый базальтовой магмой в кору, вызывал явления ассимиляции, магматического замещения и палингенного плавления, которые усиливались к концам этапов, с образованием вначале контрастных, а затем известково-щелочных серий, характерных для более поздних стадий эволюции (Фролова, 1968, 1970).

Эволюция базальтовых магм в процессе геосинклинального развития. В течение всего цикла геосинклинального развития наряду с эволюцией базальтов прослеживается также закономерное изменение их состава.

Раннегеосинклинальная стадия (O — D₂). Все базальты формаций, начинающих тектономагматические этапы этой стадии, относятся к типу толеитовых базальтов. Ордовикские базальты Магнитогорского синклинория сильно изменены и плохо изучены. Поэтому сравним базальты силурийской однородной и среднедевонской контрастной формаций.

Среднедевонские базальты отличаются от силурийских: 1) повышением содержания глинозема и соответственно увеличением количества плагиоклаза (табл. 9, 10, 20, 21); 2) увеличением степени насыщенности кремнеземом, что выражается в наличии нормативного и модального кварца и в исчезновении нормативного и модального оливина; 3) увеличением содержания железа и степени его окисленности при уменьшении содержания магния, что сопровождается крайне низкими значениями хрома, никеля, меди (табл. 10, 21); 4) изменением состава клинопироксена от эндиопсидов и диопсидов, слагающих ранние фазы силурийских базальтов, к авгитам, отличающимся повышенным содержанием железа, титана, ванадия, скандия и резко пониженным — магния, хрома, никеля.

Базальты силурийской формации обнаруживают большое сходство с толеитовыми базальтами (или траппами древних платформ, по Куртолину, 1972), отличаясь от них более низкими содержаниями железа и титана и более высокими — магния. Последнее их сближает с примитивными океаническими толеитами, от которых они отличаются, однако, повышенными содержаниями калия¹. Все перечисленные черты вещественного состава, свойственные силурийским базальтам, наряду с обстановкой растяжения, характерной для ранних этапов развития геосинклиналей, свидетельствуют о быстром подъеме недифференцированного базальтового расплава с больших глубин.

Среднедевонские базальты характеризуются несколько повышенной лейкократовостью подобно тому, как это свойственно базальтам концов тектономагматических этапов. При этом афировый тип этих базальтов исключает увеличение глиноземистости в результате аккумуляции кристаллов плагиоклаза. По-видимому, это свойство было

¹ Увеличение содержания калия и окисного железа может быть связано с интенсивным подводным выветриванием первично-низкокальциевых толеитов. Однако масштаб этого явления в раннегеосинклинальных базальтах трудно оценить.

присуще исходному расплаву. Наиболее вероятным объяснением является формирование среднедевонских расплавов в условиях повышенного содержания летучих компонентов по сравнению с силурийскими, что также подтверждается высоким отношением в них окисного железа к закисному. Ряд других особенностей (обогащение железом, резкое обеднение элементами, входящими в ранние фазы кристаллизации: магнием, хромом, никелем; последнее отличает и клинопироксены этих формаций) характерен для расплавов, находящихся на более поздней стадии фракционирования по сравнению с силурийскими.

На основании имеющихся в настоящее время экспериментальных данных все исследователи сходятся на том, что образование расплава состава кварцевых толеитов происходит на небольших глубинах, не более 15 км (Грин, Рингвуд, 1968б; Йодер, Тилли, 1965). Образование подобного расплава может иметь место либо в результате непосредственного плавления на малых глубинах в континентальной коре, либо в верхах мантии под океанами. Если магмы среднедевонских базальтов считать мантийными, то следует предположить, что в это время тектонические условия способствовали подъему магматической эмульсии (расплава и кристаллов) в кору, где и происходило расслоение магматической жидкости. Свойственные среднедевонским расплавам черты, характерные для средних стадий фракционирования (в частности, экстремально низкие содержания хрома и никеля), позволяют предполагать наличие в местах их отделения скоплений реститового ультраосновного вещества. Действительно, значительные массы небольших массивов гипербазитов (Вознесенско-Миндякский и Узынкырский пояса) пространственно связаны с среднедевонскими недифференцированными базальтами, а их взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют о постсреднедевонском возрасте их внедрения (Фролова, Рудник, 1961). В свете сказанного заслуживает внимания представление о реститовом характере этих массивов, образовавшихся при разделении первичной магмы и выжатых в виде протрузий, вслед за комплементарными им базальтами среднедевонской контрастной формации.

Остается несомненным, что очаги базальтоидной магмы в конце раннегеосинклиальной стадии были локализованы в более высоких частях земной коры, чем в начале, и отличались повышенным содержанием летучих компонентов, что, по всей вероятности, было связано с прогрессивным разогревом по мере развития геосинклиального процесса. Именно для этого времени в связи с интенсивным разогревом коры осуществляется вовлечение ее материала в магнообразование. С концом раннегеосинклиальной стадии связаны процессы регионального метаморфизма, палингенного плавления и взаимодействия мантийных магм с корой, образование небольших массивов гранитоидов, завершающих магматизм раннегеосинклиальной стадии. Все эти явления свидетельствуют о проникновении в земную кору значительных количеств ювенильных флюидов и об активизации коровых.

Позднегеосинклиальная стадия ($D_3 - C_1$). Базальты этой стадии (верхнедевонские и нижнекаменноугольные) отличаются рядом особенностей. Они несколько недосыщены кремнеземом, обладают повышенным содержанием щелочей при возрастании роли калия, более высоким содержанием глинозема и титана уже в наиболее ранних верхнедевонских базальтах по сравнению с силурийскими. В них довольно широко распространен оливин, появляются разности, близкие к пикритам. Изменение состава базальтов четко отражается в изменении состава клинопироксенов и особенностях их эволюции.

Они отличаются высоким содержанием кальция и магния при незначительном темпе обогащения железом, высокими содержаниями хрома и ванадия и низкими — скандия. Эволюция клинопироксенов в процессе кристаллизации характеризуется рядами диопсид — салит, диопсид — маложелезистый авгит, что вообще характерно для клинопироксенов в породах повышенной щелочности (Prinz, 1967).

Таким образом, состав исходных базальтовых магм в позднегеосинклинальную стадию соответствовал оливиновым высокоглиноземистым толеитам с увеличивающейся во времени тенденцией в сторону увеличения щелочности.

Петрографические особенности базальтов (гл. II) не позволяют связывать повышение глиноземистости с увеличением содержания летучих в магме. В то же время, судя по экспериментальным данным, появление высокоглиноземистых базальтов повышенной щелочности может явиться следствием более низкого уровня магмообразования, чем в конце раннегеосинклинальной стадии, когда образовывались насыщенные кварцем толеиты. Это предположение о возрастании глубины магмообразования хорошо коррелируется с предположением об уменьшении степени разогрева недр после интенсивного отделения больших порций глубинной энергии, связанного с концом раннегеосинклинальной стадии.

В течение позднегеосинклинальной стадии также наблюдается эволюция состава базальтов. Базальты более позднего, нижнекаменноугольного, этапа по сравнению с более ранним, верхнедевонским, отличаются повышением глиноземистости, общей щелочности с возрастанием роли калия, увеличением содержания титана и железа при понижении содержания магния. Таким образом, эволюция базальтов в позднегеосинклинальную и раннегеосинклинальную стадии аналогична и может быть объяснена закономерным повышением содержания летучих и повышением уровней магмообразования в течение каждой стадии (гл. II). Вследствие этого более поздние базальты обогащены элементами, характерными для более поздних стадий фракционирования. Увеличение количества кислых пород в вулканогенных формациях конца позднегеосинклинальной стадии наряду с увеличением содержания летучих в магмах указывает на то, что к этому времени вновь имеет место разогрев коры. Кульминационным пунктом этого процесса является образование гранитов позднегеосинклинальной стадии, непосредственно завершающих вулканизм.

Глубинные флюиды, являющиеся наряду с магмой переносчиками тепла, являются существенно натровыми в начале геосинклинального процесса и существенно калиевыми в конце его (гл. II). В раннегеосинклинальную стадию они более восстановленные, в позднегеосинклинальную отличаются высокой степенью окисленности.

Латеральные вариации состава базальтов. Сравнительный анализ разновозрастных базальтов восточного и западного крыльев Магнитогорского синклинория возможен начиная лишь с девонского времени, так как силурийские вулканогенные породы обнажены только в западной части прогиба. Нижнедевонские вулканы восточного крыла отличаются от вулканитов западного меньшей дифференцированностью продуктов извержений, меньшей explosивностью. Базальты восточного крыла этого возраста отличаются от базальтов западного повышенным содержанием магния, железа, титана, несколько повышенной щелочностью при увеличении роли калия и соответственно недосыщенностью кремнеземом с появлением нормативного оливина (см. табл. 13, 21, 27, 35). В целом нижнедевонские базальты восточного крыла очень

близки к силурийским базальтам западного крыла. Этот факт, а также отсутствие силурийского вулканизма на большей части территории восточного крыла позволяют предположить, что она была позже вовлечена в геосинклинальный процесс.

К среднедевонскому этапу восточное крыло оказывается расчлененным на две крупные субмеридиональные зоны — внутреннюю (Учалинскую) и внешнюю (Гумбейскую). Внутренняя зона становится ареной интенсивного известково-щелочного вулканизма с обилием кислых пород, в то время как внешняя продолжает оставаться зоной слабодифференцированного базальтоидного вулканизма. Базальтам восточного крыла по сравнению с среднедевонскими базальтами западного свойственны повышенная щелочность при увеличении отношения калия к сумме щелочей, повышенное содержание глинозема при меньшей степени насыщенности кремнеземом.

Таким образом, повышенные содержания глинозема и щелочей свойственны базальтам восточного крыла в конце раннегеосинклинальной стадии развития, т. е. латеральные вариации базальтов Магнитогорского синклинория сходны с теми, которые установлены Х. Куно (Куно, 1960) для Японских островов и прослеживаются от океана к континенту. Очевидно, и в данном случае эти особенности определяются большей стабильностью восточного крыла и связаны, таким образом, с особенностями тектонического режима.

* *
*

Главнейшие черты эволюции вулканизма в Магнитогорском синклинории сводятся к следующему:

1. Периодическая генерация больших масс базальтовых расплавов в мантии, совпадающая с эпохами тектонической перестройки в геосинклинали.

2. Обособление крупных очагов в коре и их длительная эволюция в течение тектоно-магматических этапов. При этом не исключена возможность периодического подтока расплавов в эти очаги.

3. Закономерный подъем области магмообразования (или отделения расплавов от твердого мантийного вещества — магматической эмульсии) в течение раннегеосинклинальной стадии развития с кульминацией в конце ее в связи с прогревом вещества коры за счет глубинной энергии.

4. Перемещение области магмообразования на более глубокий уровень в начале позднегеосинклинальной стадии вследствие потери значительной части глубинной энергии и уменьшения степени активности недр (выплавление базальтов повышенной глиноземистости и щелочности).

5. Последующий подъем области магмообразования в связи с поступлением новых порций глубинного тепла и флюидов, достигающих максимума в конце раннегеосинклинальной стадии.

6. Повышение степени окисленности флюидов и смена режима щелочей в них с возрастанием роли калия по отношению к натрию во времени.

7. Образование контрастных и известково-щелочных вулканических серий за счет различных типов родоначальных базальтовых магм в результате взаимодействия мантийного и корового материала.

8. Возникновение латеральных различий в составе одновременно формирующихся базальтов с увеличением их глиноземистости и щелочности в восточном направлении в конце раннегеосинклинального этапа.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

ГЛАВА VI

ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

1. ОДНОРОДНЫЕ БАЗАЛЬТОВЫЕ (ДИАБАЗОВЫЕ) ФОРМАЦИИ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Однородные базальтовые формации обычно начинают вулканизм геосинклиналей. До недавнего времени считалось, что они сложены специфическими образованиями базальтовой магмы, среди которых главенствующую роль играют спилиты и диабазы, обладающие несколько повышенной щелочностью с ярко выраженной натровой спецификой. Однако впоследствии было доказано (Штейнберг, 1964; Белоусов, 1969а; Фролова, Рудник, 1972; Шейнманн, 1974), что в подавляющем большинстве случаев их повышенная щелочность связана с последующим натровым метасоматозом, а первичный состав этих вулканитов соответствует толеитовым базальтам.

Толеитовые базальты, как известно, представляют собой один из наиболее распространенных типов базальтовых пород. Выделенные впервые Кеннеди в 1926 г., они противопоставлялись щелочным оливиновым базальтам. Как те, так и другие рассматривались как породы, наиболее близкие к первичным базальтовым магмам.

Анализ тектонической обстановки, свойственной появлению однородных масс толеитовых базальтов, показывает, что они приурочены к зонам активного дробления и растяжения земной коры независимо от предшествующей истории ее развития (трапповые поля континентальных и трещинные излияния океанических платформ, срединно-океанические хребты, ранние этапы развития геосинклиналей). Уменьшение проницаемости разломов в связи со сменой обстановки растяжения обстановкой сжатия приводит к смене однородных толеитовых базальтов иными вулканическими ассоциациями: щелочными оливиновыми базальтами и их дифференциатами в океанах, контрастными формациями на континентах и в геосинклиналях и т. д. Тип формаций, сменяющих формации однородных толеитовых базальтов, может быть очень различным и в значительной мере зависит от предшествующей истории участка земной коры, в пределах которого они развиты.

Толеитовые базальты как подвижных зон континентов (в частности, внутриконтинентальных геосинклиналей), так и подвижных зон океанов (срединно-океанических хребтов) встречаются в тесной ассоциации с силицитами (кремнистые сланцы, фтаниты в геосинклиналях и кремнистые осадки в океанах) и ультраосновными породами. В геосинклиналях эти типы пород были объединены Г. Штейнманном (1926) в офиолитовую ассоциацию. В связи с наличием подобных же ассо-

циаций пород в океанах в последние годы появились утверждения о тождестве магматизма геосинклиналей на ранних этапах их развития и срединно-океанических хребтов (Пейве и др., 1972; Чернышова, Рудник, 1969; Зоненшайн, 1972).

С вышеизложенных позиций является весьма интересным сравнение толеитовых формаций геосинклиналей и срединно-океанических хребтов. Было показано (Фролова, Рудник, 1972), что геосинклинальные толеиты четко отличаются от толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов повышенным содержанием K_2O и Fe_2O_3 и пониженным MgO , а отношение железа к магнию, как правило, меньше в океанических базальтах. В то же время определение формационной принадлежности базальтов ранних этапов развития ряда геосинклиналей (Урал, Казахстан, Тува, Горный Алтай) методом дискриминантных функций (Кутолин, 1972) показало их большую близость к траппам древних континентальных платформ. Наблюдаемые же в базальтах ранних этапов развития геосинклиналей повышенные значения Na_2O и пониженные CaO , отличные от содержания этих окислов как в траппах, так и в базальтах срединно-океанических хребтов, связаны с широко проявленными в них процессами натриевого метасоматоза и выноса кальция при зеленокаменном перерождении и не должны приниматься во внимание при сравнении первичных составов этих групп.

Как следствие отличий в химическом составе базальтов ранних этапов развития геосинклиналей, модалный и нормативный минеральный состав их отличается от океанических. В связи с более высокой степенью насыщенности кремнеземом первые характеризуются большими количествами нормативного кварца, а также более разнообразными минеральными парагенезисами, особенно во вкрапленниках, где помимо оливина и плагиоклаза, свойственных океаническим толеитам, часто присутствует также и пироксен. Существенные различия, свойственные также и ультрабазитам геосинклинальных офиолитовых формаций, с одной стороны, и срединно-океанических хребтов, с другой, выраженные, в частности, в преобладании среди первых гарцбургитов, среди вторых — лерцолитов, а также в некоторых различиях в химизме однотипных пород (Дмитриев, 1973; Шейнманн, Лутц, 1974), не позволяют отождествлять офиолитовый магматизм геосинклиналей с магматизмом океанических хребтов.

Сравнение толеитовых базальтов внутриматериковых геосинклиналей и континентальных платформ показывает их большое сходство. Можно утверждать, что и те и другие образуют единую группу континентальных толеитовых базальтов, значимо отличающихся по химизму от толеитов океанов, хотя в отдельных случаях некоторое перекрытие составов и имеет место. Сам факт обособления двух групп базальтов — континентального и океанического, сохраняющих свою специфику в различной структурной обстановке, важен, и его необходимо учитывать при выяснении строения земной коры под геосинклиналями прошлого.

Возможные предположения о причинах различий континентальных и океанических базальтов заключаются в следующем: 1) различия отражают первичную неоднородность мантии под континентами и океанами и, следовательно, связаны с условиями выплавления базальтов; 2) они возникают в результате взаимодействия базальтовых мантийных расплавов с континентальной корой.

Вероятность реализации первого предположения упирается в неопределенность наших знаний о составе верхней мантии вообще и о характере различий в ее строении под континентами и под океанами.

Современные экспериментальные, геофизические и геологические данные склоняют большинство исследователей к гипотезе об ультраосновном ее характере. Наиболее распространенные модели состава верхней мантии соответствуют гранатовому перидотиту (Лутц, 1971), пиролиту (Грин, Рингвуд, 1968а, б), перидотиту (Виноградов, 1962), лерцолиту (Дмитриев, 1973).

Геофизическими исследованиями в последние годы установлена неоднородность верхней мантии как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, а в ряде случаев ее блоковое строение. Исходя из предположения, что земная кора образована в ходе фракционного плавления и процессов дифференциации мантии в течение жизни Земли, многие авторы склоняются к тому, что верхняя мантия под континентами должна быть обеднена легкоплавкими компонентами, в том числе и радиоактивными (калием, ураном и т. д.). С учетом известного факта равенства теплового потока под континентами и океанами эти элементы на 70% должны быть сосредоточены в континентальной коре, в то время как под океанами они входят в состав верхней мантии.

Если высказанные предположения справедливы, то, очевидно, обогащение континентальных базальтов калием по сравнению с океаническими вряд ли связано с различиями в составе верхней мантии под континентами и океанами, так как иначе следовало ожидать прямо противоположных значений содержания этого окисла в тех и других.

Для второй гипотезы, объясняющей различия между континентальными и океаническими толеитами взаимодействием базальтовых магм с веществом земной коры, важна оценка состава континентальной коры, так как маломощная и относительно холодная океаническая кора вряд ли может взаимодействовать с поступающими в нее магматическими расплавами. Поэтому предположение о «примитивности» океанических толеитов, более близких к составу выплавляющегося из мантии материала, чем континентальные, кажется вполне вероятным. Это подтверждается их близостью к богатым кальцием базальтовым ахондритам по характеру распределения относительных концентраций редких земель, по величине калий-рубидиевого отношения и отношения Sr^{87}/Sr^{86} (А. Engel, С. Engel, Havens, 1965; Шиллинг, 1973).

Состав древних щитов Канады и Фенноскандии (Show et al. 1967), который в первом приближении может быть отождествлен с составом гранитно-метаморфического слоя, соответствует приблизительно гранодиориту или слюдяному гнейсу. Очень близок к нему средний состав «гранитного» слоя континентальной коры, по Ронову и Ярошевскому (1971).

Согласно имеющимся расчетам в нижних частях коры, даже в амагматических областях, температуры достигают величин 250—500 (Винклер, 1969). Эти значения существенно повышаются за счет прогрева пород в областях вулканизма, что облегчает взаимодействие магматических расплавов с веществом земной коры. Оно вряд ли имеет характер тотальной ассимиляции, при которой в полученном расплаве фиксировались бы закономерные изменения содержаний всех окислов, в том числе и повышение содержания кремнекислоты, чего на самом деле не наблюдается. Скорее всего, это взаимодействие имеет характер обменных реакций с выравниванием химических потенциалов отдельных компонентов во взаимодействующих средах.

Поскольку наиболее значительным различием континентальных и океанических базальтов является относительная обогащенность первых калием и другими крупными электроположительными ионами (Ba, Rb,

Zr, Sr, Cs, Th и др.), автономность вхождения которых в состав базальтового расплава была замечена еще Рингвудом и Грином (Green, Ringwood, 1968b), а также С. М. Кравченко (1970) и другими авторами, представляется вероятным обогащение расплава этими элементами в нижних частях богатой калием континентальной коры, возрастающее при медленном его подъеме. Тогда степень обогащенности толеитовых базальтов калием¹ является индикатором состава земной коры, пройденной магмой при ее подъеме из недр Земли.

Существенным отличием толеитовых базальтов внутриконтинентальных геосинклиналей от океанических является также общая направленность их эволюции во времени.

Щелочная тенденция в эволюции однородных толеитовых базальтов, широко развитая в срединно-океанических хребтах, проявляется в геосинклиналях сугубо локально, будучи, как правило, приурочена к стабилизировавшимся областям более раннего вулканизма. Появление базальтов повышенной щелочности, иногда с незначительным количеством ассоциирующих с ними трахитовых дифференциатов, известно в нижнепалеозойских еремантауской (Борукаев, Миллер, 1965) и аксуйской (Новикова, 1974) сериях северной части Центрального Казахстана, в нижнем палеозое Тагильского синклинория (Каретин, 1973) и в других регионах.

Геологическое положение и вещественный состав базальтов повышенной щелочности в океанических структурах делают наиболее вероятным их происхождение из остаточных магматических очагов, образующихся при уменьшении проницаемости подводящих разломов (Фролова, Рудник, 1972). Однако для геосинклинальных систем на ранних этапах их становления подобный ход развития редок и нетипичен. Как правило, однородный толеитовый вулканизм в этих структурах сменяется контрастным (базальт-липаритовым), а в дальнейшем—известково-щелочными сериями, в которых широко распространены кислые и средние вулканические породы. Появление последних и их количество связаны со становлением континентальной коры в основании геосинклиналей либо с наличием в ней древних континентальных блоков. Таким образом, эволюция магматизма и его специфика в внутриматериковых геосинклиналях и в срединно-океанических хребтах определяются степенью проницаемости земной коры и особенностями ее состава и строения.

В срединно-океанических хребтах характер вулканизма предопределяется сугубо мантийными процессами—выплавлением базальтовых магм, сопровождающимся их дифференциацией в мантии. Эволюция вулканизма на тонкой океанической коре не приводит к появлению сколько-нибудь заметных количеств кислых пород. Подобный «мантийный» вариант вулканизма свойствен лишь локальным зонам подвижных поясов континентов и только на ранних стадиях их развития, когда континентальная кора еще не сформировалась или еще не была вовлечена в магмообразование.

2. Контрастные базальт-липаритовые (диабаз-альбитофировые) формации

Контрастный тип вулканогенных формаций широко распространен в разнообразных структурно-тектонических условиях, проявляясь как на ранних стадиях развития геосинклиналей, так и на более поздних

¹ Выведенное положение, однако, несправедливо для части щелочных, богатых калием базальтов, не связанных с толеитами, имеющих глубинное происхождение.

(орогенная стадия) ступенях их эволюции. Эти формации характеризуются полярностью состава слагающих их пород, представленных основной и кислой группами. По их изменчивым количественным соотношениям контрастные формации образуют непрерывный ряд, примыкающий к однородным по составу формациям, сложенным основными или кислыми породами.

Происхождение контрастных формаций — один из дискуссионных вопросов современной петрологии. Более или менее однозначно он решается для контрастных формаций орогенной стадии развития, характеризующихся, как правило, пространственной обособленностью кислых и основных пород, что не оставляет сомнения в их образовании за счет различных типов первичных магм. Происхождение кислой группы пород этих формаций многие исследователи трактуют как результат кристаллизации из первичной анатектической магмы, образовавшейся в результате плавления материала гранитно-метаморфической оболочки Земли (Коптев-Дворников, Петрова, 1972; Фаворская и др., 1969; Ewart, Stipp, 1968; Soulther, 1967; и др.).

Наиболее спорным является вопрос о генезисе контрастных формаций ранней стадии развития геосинклиналей. Тесная пространственная и временная связь кислой и основной групп пород с четко выраженной натровой спецификой, свойственной тем и другим, привела петрологов к идее об их образовании путем контрастной дифференциации единого, базальтоидного по составу магматического очага. В 1934 г. С. Р. Ноккольдс указал на трудности физико-химического объяснения явления контрастной дифференциации. Попыткой разрешить эти трудности явилась теория ликвации магмы в перегретом состоянии (Феннер, 1934; Stevenson, Colgrove, 1968). Некоторые исследователи (Батти, 1963б; и др.), ссылаясь на натровый характер, объясняли их происхождение за счет исходной базальтовой магмы особого состава, характеризующейся повышенной щелочностью. Однако авгитовый или пижонитовый состав клинопироксенов в этих породах без какой-либо щелочной специфики свидетельствует об их формировании за счет магм с нормальной щелочностью (Гамильтон, 1970; Фролова, 1970).

Несколько позднее были высказаны идеи о генетической обособленности основной и кислой групп пород. Происхождение кислой группы пород этих формаций многие исследователи объясняют как результат кристаллизации из первичной анатектической магмы, образовавшейся в результате плавления материала сиалической оболочки Земли (Кузнецов, 1964; Ломизе, 1969; Фролова, 1968; и др.). Даже в Исландии, вулканизм которой ранее считался классическим примером кристаллизационной дифференциации, теперь допускается образование кислых пород за счет парциального плавления базальтовой коры (Gibson, 1969) под действием глубинных флюидов (Баскина, 1971). Однако одновременно развиваются представления о происхождении кислой группы контрастных формаций путем того или иного механизма дифференциации базальтовой магмы (Штейнберг, 1964; Hamilton, 1965; и др.).

Вопросы генезиса раннегеосинклинальных формаций контрастного типа неоднократно обсуждались авторами (Фролова, 1968, 1970, 1973; Бурикова, 1972) и во избежание повторения рассматриваются здесь кратко, главным образом на примере контрастных формаций Магнитогорского синклинория.

Контрастные формации либо начинают вулканическую деятельность в геосинклиналях, либо следуют во времени за однородными

базальтовыми (спилит-диабазовыми) формациями, либо сосуществуют с ними.

В палеозойской эвгеосинклинали Уральской складчатой системы контрастные (диабаз-альбитофировые) формации многократно повторялись во времени. На ранних этапах развития они пользуются наиболее широким распространением в Тагильском и Магнитогорском прогибах восточного склона Урала, развиваясь позднее однородных (диабазовых) формаций или сосуществуя с ними. Установлена неодновременность появления контрастных формаций в Тагильском и Магнитогорском прогибах в связи с более ранним заложением и стабилизацией первого из них. В Тагильском прогибе они известны в ландовери, венлоке и раннем лудлове, в то время как в Магнитогорском появляются впервые в конце венлока, а затем в среднем девоне и нижнем карбоне.

По направлению на восток роль контрастных формаций в строении геосинклинали уменьшается. Так, в расположенных восточнее прогибах Уральской складчатой системы, например в Восточно-Уральском, где вулканизм ранних этапов проявился локально, преимущественно развиты однородные (диабазовые) формации. В то же время восточные прогибы характеризуются более длительным вулканизмом, продолжавшимся до начала мезозоя, когда западные прогибы были уже амагматичны. Смещение вулканизма на восток в процессе развития Уральской геосинклинали во времени известно давно и отмечено еще В. М. Сергиевским (1948). Важно подчеркнуть, что наиболее широкое развитие контрастных формаций в ранние этапы развития характерно для тех частей Уральской складчатой системы, которые испытали впоследствии более раннюю стабилизацию.

Отмеченные закономерности крупного плана в размещении однородных и контрастных формаций в Уральской геосинклинали в целом устанавливаются и в более мелком масштабе, в пределах отдельных эвгеосинклинальных прогибов. Так, в Магнитогорском прогибе восточного склона Урала наиболее ранняя формация контрастного типа — силурийская — ограничена пределами относительно стабильного блока Баймакского поднятия, сосуществуя с однородной (спилит-диабазовой) формацией, приуроченной к крупному глубинному разлому, отделяющему прогиб с запада. Дальнейшее развитие структурных зон прогиба, характеризующихся на ранних этапах соответственно контрастным и однородным вулканизмом, было различным. Область развития контрастной формации, образование которой заканчивается мелкими гипабиссальными телами гранитоидов (Серавкин, 1969; Салихов, 1970), испытала уже в среднем девоне значительную стабилизацию, отличаясь в дальнейшем весьма сокращенным разрезом и практически полным затуханием вулканизма, в то время как область развития однородных формаций характеризовалась длительной вулканической и тектонической активностью. Вторично контрастный вулканизм имел место в среднем девоне, в начале герцинского цикла. Он был развит значительно шире, чем в силуре, в то время как область распространения однородного базальтового вулканизма сократилась, сохранившись лишь в узких приразломных зонах (Фролова, 1968). Относительное количество кислых пород в среднедевонской контрастной формации возрастает с запада на восток, достигая максимума в восточном крыле геосинклинального прогиба, которое, как показано выше (гл. III), начиная с верхнего девона превращается в область поднятия. Специфика вулканизма восточного крыла прогиба, выраженная в обилии кислых магматических пород, как в эффузивном,

так и в интрузивном залегании сохранилась впоследствии вплоть до затухания магматизма в геосинклинали в конце палеозоя.

Четкая зональность в размещении раннегеосинклиналильных контрастных и однородных формаций устанавливается на примере ряда геосинклиналильных систем и прогибов: Казахстана, Горного Алтая, Салаирского кряжа, Западного Саяна, Тувы, Западного Тарбагатай и других районов, в которых однородные (базальтовые, диабазовые) формации, как правило, ассоциирующие с гипербазитами, тесно связаны с зонами глубинных разломов (Геологическое строение СССР, 1968), а контрастные формации (диабаз-альбитофировые и базальт-липаритовые) последовательно сменяют однородные по мере удаления от глубинных разломов и тесно связаны со степенью относительной «зрелости» земной коры, т. е. с развитием гранитно-метаморфического слоя (Белоусов и др., 1969; Фролова, 1973).

Особенности строения земной коры в областях развития контрастных формаций могут быть намечены лишь предположительно ввиду недостатка данных о ее современном строении и несоответствия последнего начальным этапам развития древних геосинклиналей. Необходимо учесть, что контрастные формации неизвестны в современных океанических областях, а области их развития в древних геосинклиналиях интерпретируются как области со сформированным гранитно-метаморфическим слоем. Так, сокращенная мощность среднепалеозойского разреза в восточном крыле Магнитогорского прогиба по сравнению с западным свидетельствует об относительной его консолидации к периоду формирования контрастного типа вулканизма. Повышенная мощность всего надбазальтового слоя земной коры в целом на этой территории показывает, что она являлась областью более раннего прогибания и последующей консолидации и, следовательно, имела развитый сиалический слой. Наличие погруженного консолидированного блока предполагается также в пределах Баймакского поднятия.

Тот же вывод о связи между появлением контрастных формаций и наличием гранитно-метаморфического слоя в их основании вытекает из факта широкого развития контрастных формаций в наложенных эпизевгеосинклиналильных прогибах и увеличении их объемов в более поздних тектоно-магматических циклах развития. Примером являются герциниды Южного Тянь-Шаня, где развит вулканизм контрастного типа по сравнению с каледонидами Северного и Среднего Тянь-Шаня, где резко преобладают однородные по составу диабаз-спилитовые излияния. Утолщение надбазальтового слоя земной коры установлено в области развития контрастных формаций Западного Саяна по сравнению с Тувой (Моисеенко, 1971). Однако зависимость между мощностью земной коры в целом и ее гранитно-метаморфического слоя в частности и появлением кислых групп пород на ранних этапах развития не столь проста. Так, Восточно-Уральский прогиб, мощность земной коры под которым больше, чем под Магнитогорским прогибом (Соболев, 1968; Огарин, 1974), характеризуется преимущественным развитием однородных базальтоидных формаций.

Во всех случаях появление контрастных формаций на начальных этапах является одним из первых признаков ускоренного развития отдельных частей (зон) геосинклиналильных систем (прогибов). Темп развития, по-видимому, является дополнительным условием, которое определяет появление контрастных формаций. Последние характерны только для таких структурных зон, которые отличаются обильным и разнообразным магматизмом на всем протяжении своей жизни, а на

поздних этапах развития являются ареной гранитоидного магматизма. Высокая магматическая активность функционально связана с ускоренным темпом развития и относительно быстрой стабилизацией этих зон.

Особенности строения, тип вулканической деятельности и тектонический режим образования раннегеосинклинальных контрастных формаций, выявленные на примере Южного Урала (гл. II, 2, 4) и, как показывает материал по другим регионам (Белоусов и др., 1969; Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы, 1970; и др.), имеющие общий характер, сводятся к следующему.

Контрастные формации образуются в условиях дифференцированного прогибания. Свойственная им фациальная изменчивость отражает тектоническую неоднородность прогибов в период их формирования. Базальтовые вулканиты, слагающие нижнюю часть формации, изливаются при подводных трещинных излияниях в условиях спокойной гидродинамики бассейна. Образующиеся при этом вулканические поднятия являются цоколем для более поздних вулканов центрального типа.

Вулканизм контрастного типа завершается образованием кислых экструзивных или субвулканических тел, составляющих не более 5—7% объема формации. Нередко кислые вулканиты образуют самостоятельные вулканические центры, в этом случае количественные отношения основных и кислых пород непостоянны не только от формации к формации, но и в пределах каждой формации. Как правило, аппараты, извергающие кислый и основной материал, разобщены. Последовательность извержений вулканических продуктов различна для основной и кислой групп пород: для первых характерна гомодромная (базальты-андезито-базальты, андезиты, дациты), для вторых — антидромная (Фролова, Бурикова, 1969б) последовательность извержений.

Вещественный состав вулканитов раннегеосинклинальных контрастных формаций характеризуется однородностью кислых и основных пород и относительной простотой их минеральных парагенезисов. Широко распространен афировый, реже редкопорфировый структурный тип пород (табл. III—IV). Вся совокупность вулканитов в целом характеризуется бимодальностью распределения по кремнезему, что позволяет четко очертить границы кислой и основной групп и рассматривать каждую из них в дальнейшем отдельно (рис. 3, 4).

Базальтоиды контрастных формаций по химическому составу соответствуют толентовым базальтам. В случае неоднократного появления контрастных формаций во времени, как это имеет место в Магнитогорском синклинории, базальтоиды более поздних из них характеризуются повышенной железистостью и увеличением содержания Al_2O_3 , что отражает общую эволюцию базальтовых магм в процессе развития геосинклинали. Для базальтоидов контрастных формаций характерным является излияние горячей, перегретой против начала кристаллизации магмы, а следовательно, и преимущественно афировых пород. Большинство имеющихся вкрапленников зародилось или же окончательно оформилось в собственно эффузивный этап кристаллизации.

Достаточно высокий номер первичного плагиоклаза и одновременная с ним кристаллизация богатых кальцием клинопироксенов авгит-пижонитового ряда показывают, что исходный базальтовый расплав не имел сколько-нибудь значительного щелочного уклона. В то же время расплав не был пересыщен алюминием, так как в этом слу-

чае следовало бы ожидать появления магнезиально-железистых ортопироксенов.

Сравнительно невысокое содержание окисного железа, кристаллизация основной массы титаномагнетита в поздние стадии кристаллизации наряду с перегретостью магмы и незначительным количеством пирокластов свидетельствуют об относительной бедности исходных базальтовых расплавов контрастных формаций летучими компонентами. Все вышесказанное подтверждает, что наиболее близкими к первичным являлись, очевидно, перегретые толеитовые расплавы, давшие афировые базальты. Так как изменение расплавов в процессе кристаллизации шло в сторону обогащения железом, щелочами (с уменьшением натрий-калиевого отношения), кремнеземом, то отделение остаточной жидкости, если таковое имело место, должно было приводить к образованию небольшого количества богатых железом кислых дифференциатов. Отделению остаточной жидкости на последних этапах эволюции магмы способствовало повышение подвижности расплава при обогащении летучими. Следы реализации этого процесса являются дациты, описанные в гл. II, 2, 4. Иными словами, именно «сухие» условия эволюции определяют контрастный тип дифференциации без образования пород промежуточного состава, так как малое количество летучих на более ранних этапах кристаллизации расплава делает магматический остаток недостаточно подвижным для отделения.

Выдавливанию кислого остатка в виде даек и силл способствует также смена тектонического режима, обусловленная закономерным переходом от обстановки прогибания, сопровождающего трещинные излияния толеитовых базальтов, к обстановке сжатия в связи с возникновением локальных поднятий и извержений центрального типа. По-видимому, становление кислых вулканитов приходится именно на начало инверсионного периода. Дальнейшая эволюция кислых магм проходила уже на месте после локализации их в виде даек и силл. Об этом свидетельствуют явления дифференциации в субвулканических телах (Фролова, Бурикова, 1969а).

Как показано Осборном (1959), Уокером и Пальдервартом (1950) и другими исследователями, высокое начальное отношение $FeO/(Fe_2O_3 + FeO)$ в расплаве способствует кристаллизационной дифференциации с обогащением поздних дифференциатов железом, в то время как накопление кремнезема резко замедляется. Примером поздних дифференциатов, образующихся при подобном ходе процесса, являются андезитовые и дацитовые дайки района Асио (Япония), имеющие необычно высокое отношение суммарного железа к магнезию как в породе в целом, так и во вкрапленниках пироксенов (Купо, 1955), ферродиориты и гранофиры дацитового состава Скергаарда, а также гранофиры из диабазов Дилсбурга (Пенсильвания; Тернер, Ферхуген, 1961), где количество закисного железа достигает 7—9% при содержании кремнезема 61—64%. Сходными с этими породами чертами обладают кислые вулканиты описанного типа контрастных формаций Магнитогорского синклиория. Но они составляют лишь незначительную часть от общего объема кислых вулканитов.

По-видимому, в базальтовой группе пород контрастных формаций, магма которых изливалась перегретой против начала кристаллизации, кристаллизационная дифференциация не могла развиваться широко, так как она должна была быть в основном ограничена пределами потоков, силлов, субвулканических тел и т. д. Действительно, состав базальтовой группы пород контрастных формаций достаточно одно-

роден. Все имеющиеся породы более кислого, чем базальты, состава (андезито-базальты, андезиты, дациты) приурочены к наиболее крупным вулканическим постройкам центрального типа, под которыми, очевидно, были локализованы промежуточные очаги, испытывавшие кристаллизационную дифференциацию.

Наиболее яркими признаками поздних дифференциатов базальтовой магмы, как отмечает Р. И. Костина (1974), обладают кислые породы баймак-бурибаевской формации, которые по сравнению с карамалыташскими отличаются резко повышенной железистостью (за счет возрастания роли закисного железа), пониженным содержанием глинозема и повышенной суммой щелочей. По всей вероятности, по мере развития геосинклинали количество кислых пород, обязанных своим происхождением дифференциации базальтовых магм, уменьшается.

Подавляющая часть кислых пород вулканитов раннегеосинклинальных контрастных формаций существенно отличается от кислых дифференциатов. Она представлена породами липарито-дацитового состава, превращенными в результате метаморфизма в альбитофиры и кварцевые альбитофиры.

Характерной чертой их химизма является резкое преобладание натрия над калием. В ряде регионов (средний палеозой Южного Урала, нижний палеозой Казахстана, Горного Алтая и Салаирского кряжа) в них имеет место некоторый дефицит суммы щелочей по сравнению со средними мировыми составами (5,5—6,5% вместо 7—8% в породах аналогичной кислотности), который увеличивается с возрастанием кислотности пород. Это обуславливает обособленное положение их поля на диаграмме Заварицкого, сдвинутых на плоскости *asb* влево (рис. 4, 16). Одновременно появляется некоторая пересыщенность глиноземом в липаритах. Отражением этого в минеральных парагенезисах вулканитов Южного Урала являются гранат (альман-

Таблица 45

Сравнение средних химических составов (%) кислых вулканитов контрастных формаций со средними типами пород корового и базальтоидного происхождения

Регион		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
Риолиты Исландии		73,5	0,31	13,3	1,44	1,81	0,08	0,33	1,64	4,64	3,03		
Липариты восточной части Сихотэ-Алиня		72,1	0,32	13,86	1,6	2,01	0,05	0,77	1,58	3,25	3,57		
Гранофиры диабазового силла Дилсбург (Пенсильвания)		66,04	1,03	12,72	2,48	6,55	0,11	0,54	2,65	4,62	2,26		
Гранофиры Скергаарда		64,39	0,92	12,37	3,41	6,74	0,21	0,31	3,67	4,30	2,33		
		72,69	0,46	13,15	0,92	2,80	0,04	0,16	0,80	4,02	3,26		
Южный Урал	баймак-бурибаевская формация*	Субвулканические липарито-дациты (дайки гор Куянтау)		69,89	0,26	12,87	0,10	6,23	0,09	1,14	1,62	5,49	1,53
		Липариты и липарито-дациты эффузивные		71,27	0,34	14,24	0,87	3,54	0,11	1,35	1,59	5,39	0,57
				69,62	0,31	13,99	1,30	3,93	0,09	1,50	1,99	5,80	0,54
	карамалыташская формация	Субвулканические дациты (с. Сафарово)		66,84	0,6	13,47	3,13	2,76	1,12	1,12	2,26	5,61	1,09
		Липариты		73,61	0,28	13,63	1,45	2,06	0,08	0,84	1,16	5,20	0,59

* По данным Р. И. Костиной (1974).

дин), кианит, ставролит. Этот тип кислых пород раннегеосинклинальных контрастных формаций характеризуется более низким отношением железа к магнезию по сравнению с кислыми дифференциатами базальтовой магмы (табл. 45). Невысокая степень окисленности железа, незначительное количество пирокластики, исключительная редкость гидроксилсодержащих темноцветных минералов, малое количество вкрапленников свидетельствуют о том, что исходная магма этого типа кислых пород была относительно бедна летучими компонентами (гл. II, 2, 4).

Резко выраженный натровый характер как основной, так и кислой групп пород контрастных формаций ранних этапов часто рассматривается как одно из доказательств их происхождения из единого магматического очага.

Остановимся на оценке возможности приобретения натровой специфики основными и кислыми породами контрастных формаций в результате вторичного обогащения альбитом. Современные теории, в основе которых лежит представление о вторичной природе альбитизации, связывают ее: а) с действием морской воды в подводных условиях извержений (Заварицкий, 1955; Садецкий-Кардош, 1964); б) с позднематематическими процессами автометасоматоза (Гилярова, 1959; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.); в) с более поздними процессами регионального зеленокаменного метаморфизма, вызванного потоками глубинных трансмагматических флюидов (Коржинский, 1968).

Наблюдаемое повсеместно пространственное совмещение процессов альбитизации и зон вулканической деятельности для времени формирования контрастных формаций позволяет предположить наличие тесной, по-видимому, генетической связи между самим появлением этих формаций и процессами альбитизации. Это подтверждается еще и тем, что вулканы порфировых формаций, залегающие в соседних зонах или непосредственно выше в разрезе, подвергнуты уже иному типу зеленокаменного перерождения с деанортитизацией плагиоклаза без сколько-нибудь существенной региональной альбитизации. В раннегеосинклинальных формациях разных регионов интенсивность этого процесса весьма различна: от образования типичных спилитов до сохранения слабо измененных базальтов. Так, в контрастных формациях Южного Урала процесс альбитизации происходит не полностью, сопровождаясь лишь частичным выносом кальция. Расчеты количества привнесенного натрия на единицу объема для карамалыташских базальтов показали, что в среднем привнесено до 20% окиси натрия в этих породах. Близкие значения (13—20%) характеризуют привнос натрия в липаритах.

Сложной задачей является определение первичных содержаний калия в эффузивах раннегеосинклинальных формаций. Поскольку даже в кислых типах пород следы замещенных калиевых полевых шпатов, как правило, отсутствуют и плагиоклаз является резко преобладающим минералом группы полевых шпатов, первичная натровая специфика этих пород, несомненно, имела место. К этому утверждению в настоящее время склоняется большинство исследователей, занимающихся геосинклинальным вулканизмом (Белюсов и др., 1969; Фролова, 1973; Челноков, 1974; Язева, 1974; и др.). В последние годы это подтверждается изучением реликтовых растворов в породах. Так, Р. И. Костиной (1974) установлено наличие в фенокристаллах кварца кислых пород карамалыташской формации твердофазовых включений с галитом (NaCl).

Таким образом, натриевый метасоматоз, столь характерный для

всех типов пород раннегеосинклинальных контрастных формаций, лишь усугубляет натровую специфику и обуславливает повышенную щелочность пород. Следует заметить, что кислая группа часто не обнаруживает значительного повышения суммарного содержания щелочей по сравнению с кайнотипными эффузивами нормального ряда, что, очевидно, связано с компенсацией привноса Na_2O выносом K_2O с незначительным изменением общего баланса щелочей.

Однако, несмотря на признание наличия первичной общей натровости вулканитов контрастных формаций, основные и кислые породы вряд ли являются производными единой родоначальной базальтовой магмы. Этому противоречит:

1. Бимодальность распределения пород по кремнезему и по остальным окислам, что свидетельствует о неоднородности всей совокупности вулканитов в целом.

2. Изменчивые количественные отношения между основной и кислой группами пород, как в различных формациях, так и в каждой группе, вплоть до преобладания кислых пород, что не вяжется с закономерным процессом дифференциации базальтовых магм. Даже в случае такого полного разделения толеитовой магмы при дифференциации, какое имело место в Скергаардском интрузиве, по мнению Уэйджера и Брауна (1970), могло образоваться не более 7% кислого остатка. В среднем же этими исследователями принят объем кислого дифференциата не более 0,5% от массы всего массива. Поскольку базальтовым породам контрастных формаций присущ тот же тип дифференциации, что и Скергаарду (с накоплением железа), трудно ожидать появления при дифференциации значительных количеств кислых расплавов (до 50% и более).

3. Незначительные потенциальные возможности дифференциации базальтоидной магмы контрастных формаций на глубине вследствие малой роли интрателлурической кристаллизации.

4. Несоответствие химического состава и минеральных парагенезисов кислых пород ожидаемым дифференциатам базальтовой магмы, в частности скачкообразное уменьшение содержания щелочей и незначительное изменение отношения железа к магнию при переходе от основных пород к кислым, а также отсутствие богатых железом средних типов пород, переходных между теми и другими.

5. Различный тип эволюции в основной и кислой группах пород. Если в первых имеет место гомодромная последовательность извержений, то для вторых более характерна антидромная. Петрохимические параметры внутри каждой группы при этом изменяются независимо (различные уровни содержания полевошпатовой извести, разный тип функциональной зависимости коэффициента фракционирования от кремнезема и т. д.).

Таким образом, наиболее отвечающим наблюдаемым фактам объяснением появления контрастных вулканических формаций является представление о генетической самостоятельности основных и подавляющей части кислых пород в них. Согласно современным представлениям возможные варианты происхождения кислых групп пород вулканических ассоциаций, не связанных с дифференциацией базальтовой магмы, сводятся к мантийному их происхождению и селективному плавлению вещества земной коры (Штейнберг, Ферштатер, 1969). Ряд особенностей геологического положения вулканогенных контрастных формаций нормального ряда, и в первую очередь их отсутствие в современных океанических областях с тонкой корой, заставляет нас склоняться ко второму предположению.

Коровый характер кислых пород подтверждается как их петрографическим составом, так и особенностями химизма. Кислые вулканиты отличаются: 1) повышенной лейкократовостью при ограниченном развитии темноцветных минералов или их полном отсутствии; 2) широким развитием эвтектоидных сростаний кварц-полевошпатового состава во вкрапленниках (липариты) и в основной массе, свидетельствующих о близости начальных порций этих расплавов к эвтектике; 3) незначительной потенциальной энергией, обуславливающей широкую локализацию вулканитов в виде субвулканических тел, что характерно для магм анатектического происхождения. Сравнение химического состава липаритов со средними значениями кислых пород заведомо корового или базальтоидного происхождения говорит о близости их к первым (см. табл. 45). Основные различия связаны с группой силикатных компонентов, испытавших перераспределение при метаморфизме.

Как показано выше, контрастные формации образовались на коре с более или менее развитым гранитно-метаморфическим слоем. Более низкая проницаемость земной коры в областях их развития по сравнению с областями развития однородных (базальтовых, диабазовых) формаций способствовала локализации в коре значительных объемов базальтовой магмы в промежуточных очагах, что, судя по обычной последовательности извержений, предшествовало образованию кислых вулканитов.

На основании размеров и глубины расположения промежуточных вулканических очагов может быть сделан примерный расчет температур в коре на этих уровнях. Подобный расчет для периода образования среднедевонской контрастной формации Южного Урала был сделан на основании следующих параметров. Нижним пределом глубины залегания магматических очагов является, по-видимому, достижение ими гранитно-метаморфического слоя, что в данном случае соответствует $\sim 15-20$ км (Огаринов, 1974). Даже при невысоких значениях температурного градиента (30 град/км) на этой глубине температура¹ не должна была быть менее 450° . Исходя из объемов среднедевонских базальтов при учете, что они составляют $1/4 - 1/5$ общего объема магматического очага (Ритман, 1964), локализовавшегося в коре, размеры очагов равны $5-8$ тыс. км³ (Фролова, 1968). Согласно данным Егера (Винклер, 1969), прогрев вмещающих пород базальтовой магмой на расстоянии от контакта, равном $1/2$ мощности внедрившейся интрузии, повысит их температуру на 410° ; в данном случае, следовательно, вмещающие породы на расстоянии 5 км от очага будут прогреты до 860° , что соответствует максимальным значениям² при анатексисе пород первично-грауваккового и сланцевого состава, достаточно характерных для толщ коры, подстилающих геосинклинальные комплексы.

Приведенные расчеты о прогреве пород коры базальтовой магмой находят подтверждение в областях траппового вулканизма, где на основании степени метаморфизма углей установлено, что температура осадочных пород, включающих основную массу интрузивных траппов, в период их внедрения на глубинах 2—6 км (?) (т. е. без дополнительного разогрева за счет глубин) достигала 420° (Макаренко, 1970). Подсчеты температур земной коры в результате внедрения базальто-

¹ По данным Иеда и Хораи, изучавшим распределение температур в зонах современного вулканизма Японской геосинклинали, на глубине 15 км максимальные температуры в наиболее активных зонах близки к 600° .

² Приведены максимальные значения температур без учета потерь за счет теплопроводности разогревающихся пород.

вой магмы, полученные М. Г. Ломизе (1969), дали близкие результаты.

Образование кислых пород при внедрении основных расплавов в гипабиссальных условиях, значительно более близких к поверхностным, чем при формировании контрастных формаций, широко известны. Уокером и Польдервартом (1950) приведен пример образования кислых пород на контактах с долеритами Карру в результате явлений плавления и ассимиляции. Предполагается, что процесс переплавления совпадал по времени с тем моментом кристаллизации базальтовой магмы, когда стадия обогащения расплава железом сменялась стадией резкого обогащения летучими. Переплавление под действием натровых эманаций предшествовало калиевой стадии, что было вызвано более быстрой диффузией натрия. Именно тем, что переплавление наступало только после значительного интервала времени, необходимого для достаточного прогрева вмещающих пород, когда базальтовый материал уже был в значительной степени раскристаллизован и не способен к интенсивному смешению с расплавленными осадочными породами, авторы объясняют относительную редкость явлений ассимиляции в этих породах.

По принимаемой гипотезе образования вулканогенных контрастных формаций в раннегеосинклиналию стадию этот вывод в полной мере приложим к объяснению причин обычного появления контрастных формаций раньше непрерывных, а также наличия переходных типов между этими формациями.

По-видимому, образование непрерывных формаций, в которых явления ассимиляции играли значительную роль, требует более интенсивного предварительного разогрева земной коры, достигаемого не сразу, а лишь на определенной стадии развития геосинклиналию процесса.

Подобные же явления взаимодействия вмещающих пород и трапповой магмы с реоморфическим плавлением песчаников и ксенолитов, с селективным выделением микропегматита, описаны В. А. Вакаром (1967). Изучение изотопных отношений O_{18}/O_{16} и Sr_{87}/Sr_{86} в породах Скергаардского интрузива показали, что значительная часть кислых гранофилов образовалась в результате переплавления вмещающих гнейсов (Уэйджер, Браун, 1970; Taylor, Epstein, 1963). К аналогичным выводам пришел Стевенсон (Stenevson, Colgrove, 1968) в результате изучения интрузива Седбери.

Сказанного достаточно, чтобы утверждать, что взаимодействие горячей базальтовой магмы с вмещающими породами даже без дополнительного разогрева за счет глубин приводит к расплавлению и ассимиляции этих пород.

Таким образом, количество энергии, поступающее в земную кору, вполне достаточно для того, чтобы вызвать анатексис. По-видимому, он неизбежен и проблема заключается в том, достигнут ли выплавляемые расплавы поверхности или застынут на глубине. Возможность возникновения в результате палингенеза натровых расплавов, столь характерных для раннегеосинклиналию вулканизма, можно считать доказанной.

Помимо общего давления отношение $Ab/(Or+Ab)$ в образующихся при палингенезе расплавах зависит от первичного состава плавящихся пород (в частности, от отношения в них Ab/An), давления летучих и температуры плавления (степени перегрева). Богатые натрием расплавы [$Ab/(Or+Ab) = 73\%$] образуются при высоких содержаниях летучих ($P_{H_2O} = 10$ кбар) (Винклер, 1969), одновременно понижающих температуру плавления (до 625°), и при очень кислом (альбитовом) составе плагиоклаза ($Ab/An = \infty$) в плавящихся породах. Однако при этом рез-

ко уменьшается количество кварца в выплавках (до 23%), в то время как содержание ортоклаза остается высоким (табл. 46).

Таблица 46

Отношение нормативных $Ab - Or - Q$ в средневзвешенных составах кислых вулканитов контрастных формаций Южного Урала и в экспериментальных выплавках с высоким содержанием альбита

Компоненты	1	2	3	4
Q	41,0	39,0	41	23
Ab	50,9	55,1	43	56
Or	8,6	5,9	16	21
Ab/(Ab + Or)	85	81	73	73

Примечание. 1 — кислые породы баймак-бурибаевской формации; 2 — кислые породы карамалыташской формации; 3 — состав, выплавленный из гнейса грауваккового состава с отношением $Ab/An=5$ при $P_{H_2O}=2$ кбар и $t=740^\circ$; 4 — состав, выплавленный из парагнейсов с отношением $Ab/An=\infty$ при $P_{H_2O}=10$ кбар и $t=625^\circ$ (рис. 42).

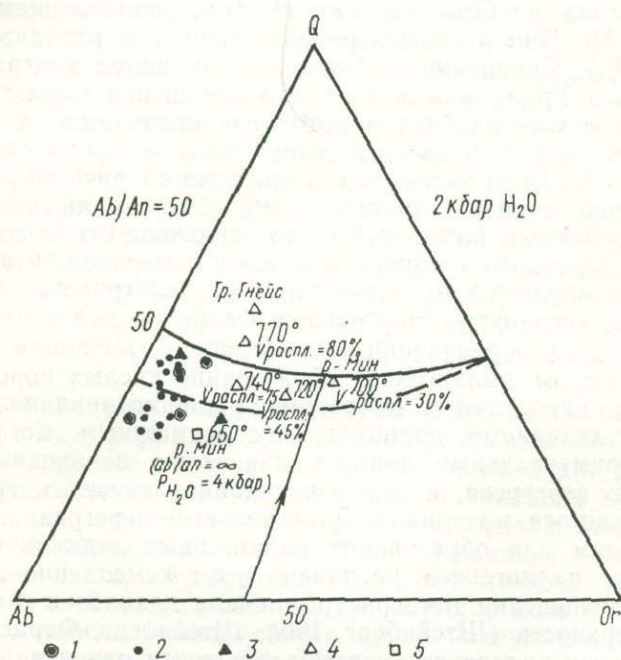


Рис. 42. Сравнение составов, полученных при анатексисе парагнейсов, образованных за счет граувакк, и средних составов кислой группы пород ранне- и позднегеосинклинальных контрастных формаций. Показано изменение отношения $Q - Ab - Or$ в анатектических расплавах по мере повышения температуры при 700° (немного выше начала плавления), 720° , 740° , 770° .

Точки нормативных составов кислых пород формаций: 1 — силурийской баймак-бурибаевской, 2 — среднедевонской карамалыташской, 3 — нижнекаменноугольной березовской; 4 — составы анатектических расплавов при различных температурах плавления; 5 — начало плавления при $Ab/An=\infty$.

В процентах указан объем расплава при различных температурах плавления

Как было показано выше, кислые породы контрастных формаций образовались из расплавов, относительно бедных летучими. Широкое распространение в них парагенезисов с одним полевым шпатом (Tuttle, Bowen, 1958) и бедность кислых пород вкрапленниками свидетельствуют также об относительно высокой температуре их формирования, что вообще характерно для сухих или маловодных магм по сравнению с водными. Все вышеизложенное наряду с высоким содержанием нормативного кварца (39—41%) в кислых породах, наиболее близких к исходным расплавам, заставляет отбросить предположение о возникновении натриевой специфики этих расплавов за счет высоких содержаний летучих.

Наибольшее соответствие наблюдаемым особенностям этих магм обнаруживают экспериментальные расплавы, полученные Г. Винклером (1969) при плавлении граувакк с $Ab/An = 5$ и $P_{H_2O} = 2$ кбар при температурах, значительно превышающих начало плавления (740° вместо $687^\circ \pm 10^\circ$). Отношение компонентов в расплаве при возрастании степени перегрева и соответственно увеличении количества выплавленной жидкости меняется вдоль котектической линии $Ab - Or$ в сторону обогащения альбитовым компонентом, достигающим 73% от суммы $Or + Ab$. При этом содержание кварца в расплаве остается высоким (41%). Сравнение составов кислых пород контрастных формаций Южного Урала показывает, что отношение нормативного альбита в них к сумме альбита и ортоклаза отличается от экспериментальных палингеновых расплавов, полученных из граувакк, на 9—12% и равно 81—82%. Если учесть, что в процессе натриевого метасоматоза было привнесено по расчетам около 20% Na_2O от общего его количества с одновременным выносом K_2O , то первичное отношение $Ab/(Or + Ab)$ было, по-видимому, ниже и близко к экспериментальному. Характерно, что аналогичное положение на диаграмме $Ab - Or - Q$ занимают плагиограниты, являющиеся наиболее ранними в ряду интрузивных кислых образований геосинклинали (Левин и др., 1974).

Таким образом, палингенное образование кислых пород с натриевым уклоном, аналогичных по составу раннегеосинклинальным вулканитам, представляется принципиально возможным. Согласно имеющимся экспериментальным данным, для этого необходимы условия значительного перегрева, низкое содержание летучих и граувакковый состав плавящегося материала. Значительный перегрев, очевидно, вообще необходим для образования палингенных вулканических серий, так как иначе палингенные расплавы будут немедленно кристаллизоваться при уменьшении температуры начала плавления и не достигать дневной поверхности (Штейнберг, 1964; Штейнберг, Ферштатер, 1969). Перегрев кислых расплавов доказывается почти однозначно: 1) слабопорфировым обликом вулканитов, свидетельствующим о незначительной роли интрателлурического этапа кристаллизации; 2) отличием средних составов от котектики, особенно резко выраженным для пород дацитового состава; 3) дипирамидальной формой вкрапленников кварца, характерной для его высокотемпературных (первичных) модификаций; 4) высокой температурой гомогенизации первичных включений в фенокристаллах кварца порядка $1000-1200^\circ C$ и др.

Итак, необходимым условием для получения более или менее значительных объемов кислых магм палингенным путем является задержка крупных объемов базальтовых магматических расплавов в глубоких частях коры. Возможно, что они располагались в условиях гранулитовой фации, чем и обусловлена относительная сухость расплавов. По-видимому, тектоническая обстановка, способствующая это-

му (смена режима прогибания режимом поднятий), создается в определенных зонах геосинклиналей уже на ранних этапах их развития в связи с уменьшением проницаемости, когда базальтовые расплавы не могут легко проникать на поверхность по глубинным разломам, как это имеет место при образовании однородных базальтовых формаций. Часто наблюдаемые над областями развития кислых эффузивов положительные аномалии силы тяжести свидетельствуют о небольшой мощности кислых образований, подстилаемых возмущающими массами основных пород. Периодичность поступления на поверхность основных и кислых магм, характерная для одних и тех же структурных зон раннегеосинклинальных прогибов, отражает неоднократно изменяющуюся проницаемость земной коры, с чем связано пульсационное поступление в нее новых порций разогретой глубинной базальтовой магмы. Следы периодического «отстаивания» магм на глубине ясно видны в возрастающей степени дифференцированности базальтоидов контрастных формаций во времени, сопровождающейся увеличением в них явлений интрателлурической кристаллизации, и, наконец, в эволюции их химизма от близких к платформенным толеитов к базальтам, сходным с базальтами андезит-базальтовых формаций более поздних этапов развития геосинклиналей (Фролова, 1968).

Процесс формирования раннегеосинклинальных контрастных формаций не кончается, однако, выплавлением кислых магм и кислыми извержениями. Слагающие их породы подвергаются натровому метасоматозу, связанному в пространстве и во времени с вулканизмом ранних этапов развития геосинклиналей, причем региональный характер этого процесса, захватывающего в равной степени основные и кислые породы, позволяет связывать этот процесс с глубинными «сквозьмагматическими» флюидами Д. С. Коржинского, имеющими на ранних этапах развития геосинклиналей устойчивый натровый характер. Потоки этих флюидов окончательно довершают натриевый облик вулканитов раннегеосинклинальных контрастных формаций описанного типа.

В заключение вернемся к вопросу о зависимости между появлением контрастных формаций и типом строения земной коры. Хотя очевидно, что процесс образования кислых магм будет идти тем интенсивней, чем мощнее кора и чем более легкоплавков ее состав, тем не менее вполне вероятным представляется выплавление гранитной эвтектики и из пород основного состава. Поскольку главным энергетическим источником, обуславливающим появление кислых пород, является мантийная базальтовая магма, ведущая роль в этом процессе принадлежит степени проницаемости коры, уменьшение которой способствует ее разогреву. Вследствие этого количество контрастных формаций закономерно увеличивается как в ходе единого тектоно-магматического цикла развития каждой геосинклинальной системы, так и в более поздних циклах полициклических геосинклинальных систем. В некоторых геосинклинальных прогибах, развивающихся на складчатом основании более ранних тектоно-магматических циклов (Рудный Алтай), базальтовая магма вообще почти не достигает поверхности, что вызывает формирование практически однородных кислых (кварц-альбитофировых) формаций.

В зонах развития однородных базальтовых формаций вулканические явления ограничиваются участками повышенной проницаемости коры. Подобный «сквозькорый» вулканизм ведет к рассеиванию глубинного тепла и эманаций, а вещество коры, даже если оно обладает повышенной мощностью (Восточно-Уральский прогиб), практи-

чески инертно вследствие недостаточного прогрева. Медленный разогрев коры способствует длительному развитию этих зон. Они оказываются долгоживущими и позже испытывают консолидацию.

3. НЕПРЕРЫВНЫЕ (ПОРФИРИТОВЫЕ) ФОРМАЦИИ

Непрерывные (порфириновые) формации появляются впервые на ранних этапах развития геосинклиналей и неоднократно повторяются во времени вплоть до их консолидации. Анализ длительно развивающихся геосинклинальных поясов с интенсивным магматизмом (Кавказ, Казахстан, Урал, Алтай-Саянская складчатая область и др.) показывает, что они появляются обычно трижды (реже больше): на ранних, средних и поздних (орогенных) стадиях развития. При этом порфириновые формации испытывают закономерную эволюцию во времени, отражая необратимость развития подвижных поясов. Отличия формаций различных стадий развития оказываются настолько четкими, что целесообразно выделение среди них нескольких самостоятельных формационных типов.

По месту, которое формация занимает в формационном ряду геосинклиналей, выделяются раннегеосинклинальные, позднегеосинклинальные (геоантиклинальные) и орогенные типы порфириновых формаций. Однако, как показывает пример Урала, уже в раннегеосинклинальную стадию эти формации могут встречаться неоднократно.

По составу вулканических продуктов среди непрерывных (порфириновых) формаций могут быть выделены два подтипа: существенно базальтоидные или базальт-андезит-базальтовые формации и формации, в которых значительную роль играют наряду с основными и средними также и кислые вулканогенные образования (базальт-андезит-дацит-липаритовые, андезит-дацит-липаритовые, андезит-дацитовые и т. д.).

Базальт-андезит-базальтовые (порфириновые) формации ранних этапов развития геосинклиналей. Эти формации следуют во времени (Урал, Большой Кавказ) или сосуществуют с базальт-липаритовыми (диабаз-альбитофировыми) формациями. В последнем случае они приурочены к центральным частям прогиба, в то время как диабазовые формации сопряжены пространственно с пограничными разломами (нижнекембрийские формации Тувы, Салаира, верхнетриасовая — нижнеюрская формация Горного Крыма). Формации появляются в обстановке преобладающего прогибания с образованием вулканических пород в подводных условиях из вулканов центрального типа, приуроченных к линейным зонам проницаемости. В случае особо интенсивной вулканической деятельности имеет место перекомпенсация прогибов с образованием вулканических островов с наземными извержениями (ирендыкская формация Южного Урала, именновская и нижнетурватская формации Среднего и Северного Урала, среднеюрская формация Кавказа, силурийская андезит-базальтовая формация Тарбагатая и др.). Обычно среди вулканитов преобладают базальты и андезит-базальты при подчиненном количестве кислых пород. В качестве аксессуарного члена характерны диабазы. Высокий коэффициент эксплозивности в сочетании с подводными условиями обуславливает устойчивый парагенезис вулканитов с ритмичными вулканогенно-обломочными толщами различного генезиса, среди которых широко развиты турбидиты. Поскольку вулканическая деятельность приурочена к прогибам, обломочные толщи, сложенные продуктами размыва вулканитов, находятся в тесной пространственной связи с ними.

Вулканиты представляют известковистые или известково-щелочные серии пород с образованием ряда базальт—андезит—дацит—липарит. Среди пород резко преобладают порфировые типы, характеризующиеся разнообразными минеральными парагенезисами, в которых наиболее широко развиты плагиоклазы и пироксены. Оливины и гидроксилсодержащие минералы (роговая обманка, биотит) встречаются редко. Наличие нескольких поколений вкрапленников, связанное с многоэтапностью кристаллизации, свидетельствует о высокой потенциальной способности магм к дифференциации. Обычно базальтовый состав исходной магмы очевиден: кислые и средние типы при всем разнообразии количественных отношений всегда подчинены базальтам по количеству. Базальты, как правило, близки к насыщенным кремнеземом толеитам, обладают несколько повышенным содержанием глинозема по сравнению с предшествующими им во времени диабазами однородных и контрастных формаций. Они характеризуются пониженными содержаниями титана и железа и несколько повышенным — полевошпатовой извести, им свойствен тип дифференциации с накоплением кремнезема при незначительном обогащении железом на ранних стадиях или при полном отсутствии этого обогащения (тип Боуэна). Темп накопления щелочей в процессе дифференциации невысок. Относительная роль K_2O выше, чем в предшествующих им формациях, и вулканические породы относятся обычно к калиево-натриевым сериям. Весьма редко с вулканитами ассоциируют незначительные объемы пород повышенной щелочности, приуроченные к более стабильным частям геосинклинальных прогибов, в частности к погребенным глыбам древнего фундамента, и, по-видимому, связанные с местными процессами ассимиляции земной коры.

Нижнедевонская базальт-андезит-базальтовая (ирендыкская) формация Южного Урала является типичным примером формаций этого типа (гл. II, 3). Она характеризуется большим развитием базальтовых и андезито-базальтовых вулканитов, сопровождаемых широким генетическим спектром смешанных вулканогенно-обломочных и осадочных терригенных пород.

Как показано выше, главным фактором эволюции, обусловившим весь спектр пород этой формации, являлась кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы наряду с локальной глубинной ассимиляцией, масштаб которой был, впрочем, невелик.

Непрерывные (порфиритовые) формации средних и поздних этапов геосинклинального развития. Эти формации обычно близки по времени внедрения ранних интрузивных комплексов (габбро-плагиогранитовых, габбро-пироксенит-дунитовых, альпинотипных перидотитовых), сопровождаемых структурной перестройкой и расчленением геосинклинальных прогибов. Они предшествуют накоплению флишеидных толщ или сосуществуют с ними. Формации средних и поздних этапов появляются в различной геотектонической обстановке. Они приурочены:

1) к геоантиклинальным поднятиям, где формируются в наземных и мелководных условиях из вулканов центрального типа, сопровождаемая обильной эксплозивной деятельностью (улутауская формация восточного склона Южного Урала, торткудукский комплекс Центрального Казахстана, неоген-четвертичные формации Восточной Камчатки и Курильских островов и др.). Для них характерно широкое развитие кислых вулканитов. Именно такие формации являются наиболее типичными представителями так называемых известково-щелочных серий с наличием полного и непрерывного ряда базальт—андезит—дацит—липарит;

2) к зонам крупных разломов на границах блоков различной подвижности, в том числе и в краевых частях вторичных прогибов, где широко развит подводный, часто трещинный вулканизм (колтубанская формация восточного склона Южного Урала, джалтырский каменноугольный комплекс Рудного Алтая, верхнедевонский карабулакский комплекс Джунгаро-Балхашии, фаменский эффузивный комплекс Западного Тарбагатая).

Эти формации характеризуются преимущественным развитием базальтовых и андезитовых типов пород в подводных или наземных условиях. Если для первого подтипа, формирующегося на поднятиях в наземной обстановке, характерно пространственное обособление лавово-пирокластических и вулканогенно-осадочных толщ с накоплением последних в соседних прогибах, то во втором подтипе подобного обособления обычно не происходит.

Вулканиды позднегеосинклинальных формаций отличаются высокой глиноземистостью, несколько повышенным содержанием щелочей и полевошпатовой извести по сравнению с раннегеосинклинальными формациями. По соотношению щелочей и извести они относятся к разным сериям: известковистой, известково-щелочной и щелочно-известковой. Для них характерна высокая степень эксплозивности и повышенная степень окисленности железа по сравнению с раннегеосинклинальными. Разобраным в настоящей работе примером формаций первого подтипа является среднедевонская базальт-андезит-дацит-липаритовая (улутауская) формация. Она характеризуется значительной ролью кислых дифференциатов, варьирующих по количеству в различных структурных зонах (гл. II, 5).

Высокая вариабильность состава средних и кислых пород, их статистическая неоднородность, отклонения от стандартных кривых дифференциации базальтовой магмы в сторону замедления темпа обогащения щелочами и обогащения аортитовой составляющей наряду с отмеченными выше особенностями петрографического состава не позволяют считать их соответствующими по составу родоначальным магмам. Наиболее согласуются с имеющимися данными предположения о базальтовом составе первичной магмы, которая лишь в редких случаях непосредственно поступала на поверхность. Эта базальтовая магма отличалась высокой глиноземистостью и в результате сложной эволюции, главными факторами которой являлись дифференциация и глубинное взаимодействие с вмещающими породами в обособленных периферических очагах, образовала известково-щелочную серию пород.

Эта серия близка к таковым вулканитам Восточной Камчатки, в частности Ключевского дола (Тимербаева, 1967; Эрлих, 1966), и к гиперстеновой серии Идзу-Хаконе (Кипо, 1950), формирование которых объясняется указанными авторами сходным образом.

Верхнедевонская базальт-андезит-базальтовая (колтубанская) формация является примером второго подтипа выделенных выше позднегеосинклинальных формаций на восточном склоне Урала. Она образуется в стадию заложения вторичных прогибов, в краевых частях которых был локально развит вулканизм. Ей свойствен однородный, преимущественно базальтовый состав порфировых вулканитов.

Базальты колтубанской формации совмещают черты, характерные, с одной стороны, для толеитовых типов (наличие ортопироксена и его реакционные взаимоотношения с оливином), с другой — для щелочных оливиновых базальтов (эволюция клинопироксенов, низкий номер плагиоклаза). Среди их дифференциатов появляются породы с трахитовым уклоном, а кислые породы весьма редки. Андезиты развиты

локально и несут характерные признаки ассимиляции. Таким образом, при формировании вулканической серии колтубанской формации главную роль играла дифференциация базальтовой магмы, отличающейся повышенной глиноземистостью и несколько повышенной щелочностью. Процессы ассимиляции были развиты незначительно и приводили к локальному появлению рядов с типичной известково-щелочной тенденцией.

Непрерывные (порфириновые) формации орогенных этапов развития. Эти формации появляются после складчатости и внедрения ряда гранитных интрузивных и эффузивно-интрузивных гранит-липаритовых комплексов. Распространены всегда локально, будучи приурочены к краевым разломам, ограничивающим унаследованные и наложенные внутренние межгорные прогибы и впадины (девонский вулканизм Тувы, Горного Алтая, Минусинской котловины), и к грабенам, развивающимся в зонах долгоживущих глубинных разломов (Западные Саяны), или же к разломам на сводовых поднятиях (Армения). Образуются из вулканов центрального типа, реже путем трещинных излияний, обычно в наземных, редко в подводных условиях. Характеризуются обилием тесно связанных с ними субвулканических образований (даек, силл, трубок взрыва, гипабиссальных интрузивных тел). Фациально замещающие молассовыми, континентальными, часто красноцветными или лагунно-морскими толщами. Преобладают вулканы базальтового, андезит-базальтового и андезитового составов, иногда обнаруживающие уклон в сторону щелочности (трахибазальты, трахиандезиты). Согласно А. А. Моссаковскому (1968), повышенная щелочность характерна для формаций наложенных впадин, в то время как парагенезис с кислыми вулканиками (известково-щелочная тенденция) — для прогибов унаследованного типа. Петрохимически довольно разнообразны. Общей чертой их является высокая глиноземистость и некоторое обогащение щелочами при возрастании роли K_2O . На восточном склоне Урала к этому типу формаций близка нижнекаменноугольная (порфириновая) кизильская формация, развитая в Кизильском прогибе в предорогенную стадию развития (гл. II, 8).

Среди вулканических пород этой формации выделяются два вариационных ряда, один из которых характеризуется возрастанием концентрации щелочей в кислых членах вплоть до образования трахитов и трахилипаритов, с преобладанием K_2O над Na_2O , а второй соответствует обычному известково-щелочному ряду базальт—андезит—липарит и пользуется ограниченным распространением. По-видимому, аналогично более древним формациям того же типа появление известково-щелочного ряда пород связано здесь с явлениями ассимиляции.

Вопросы происхождения известково-щелочных вулканических серий, свойственных непрерывным формациям геосинклиналей и островных дуг, до настоящего времени являются дискуссионными. Главнейшие разногласия сводятся к следующему: 1) являлись ли различные типы вулканогенных пород, слагающие эти формации, производными единой магмы; 2) какой состав имела эта магма на разных этапах развития подвижных поясов и какие оболочки земли являлись областью ее зарождения; 3) какие процессы обусловили появление многочисленных пород различной кислотности, слагающих эти формации.

Изложенный выше материал по геосинклинальному вулканизму Урала (гл. II) представляет геологические и петрологические доказательства генетической общности всех типов пород непрерывных формаций. Они заключаются в наличии тесной пространственной и временной связи различных типов пород, часто приуроченных к одним и

тем же вулканическим центрам, сохранении специфических черт химизма (лейкократовости, содержания глинозема, соотношения натрия и калия и т. д.), а также петрографических и структурных особенностей («сквозных» генераций вкрапленников, порядка их кристаллизации, преемственности парагенезисов в различных типах пород). Вопрос об общности пород известково-щелочных серий обсуждался Куно (1964) на материале вулканизма Японских островов. Сделанные расчеты показали, что андезиты и дациты выделенных им серий (пижонитовой и гиперстеновой) могут быть образованы из базальтовой магмы путем фракционной кристаллизации, причем родоначальной магмой пижонитовой серии являются толеитовые, а гиперстеновой (известково-щелочной) — высокоглиноземистые базальты.

Для всех непрерывных формаций Южного Урала также предполагается базальтовый состав родоначальных магм, изменяющийся, однако, во времени (гл. II, 3, 5, 6, 8). Эти магмы эволюционировали в процессе развития геосинклинали от насыщенных кремнеземом толеитов (нижний девон) к высокоглиноземистым базальтам (средний девон), приобретающим позднее повышенную щелочность (верхний девон, нижний карбон) (гл. II, 6, 8). Хотя число детально изученных в историческом аспекте рядов геосинклинальных вулканогенных формаций относительно невелико, однако уже имеющиеся примеры свидетельствуют о том, что смена толеитовых магм высокоглиноземистыми в процессе развития геосинклиналей представляет собой общую закономерность. К подобным примерам помимо Урала следует отнести Большой и Малый Кавказ (Ломизе, 1969; Петрова, 1969), Горный Алтай и Салаир (Белоусов и др., 1969), Центральный Казахстан (Коптев-Дворников и др., 1963), Западный Тарбагатай. Следует отметить также, что помимо эволюции базальтовых магм во времени широко развиты их латеральные вариации, впервые установленные для Японии, а также для Западного побережья США и других регионов (Куно, 1950). Установлено, что происхождение известково-щелочных серий может иметь место за счет различных типов базальтовых магм, даже за счет щелочных оливиновых (Aoki, Oji, 1966).

В непрерывных формациях, рассмотренных выше, выделяются две ассоциации пород, отличающиеся степенью эволюции родоначальных магм. Одна из них, приуроченная к наиболее пронцаемым зонам геосинклинального прогиба (к зонам его сочленения с соседними поднятиями или к зонам сочленения блоков различной мобильности), характеризуется более или менее широким развитием базальтов, сопровождаемых относительно небольшим количеством их дифференциатов, обычно не более кислых, чем андезиты. Вторая ассоциация характеризуется обилием кислых пород и незначительным количеством (или отсутствием) базальтов, близких к родоначальным магмам. Приведенный выше материал показывает, что они образуются за счет той части магматических расплавов, которые в силу тектонических причин задерживались в промежуточных очагах в земной коре, где они испытывали более или менее длительную эволюцию. В зонах первого типа базальтовый или близкий к нему состав родоначальных магм устанавливается с большей определенностью.

Фракционная кристаллизация базальтовой магмы в качестве главного механизма, определяющего появление различных по кремнекислотности членов известково-щелочных серий, была предложена еще Боуэном (1934). Однако весьма изменчивые количественные отношения разнообразных по кислотности пород, свойственные известково-щелочным сериям, нередко с преобладанием среднекислых членов их,

вскоре привели исследователей к выводу о недостаточности процесса фракционной кристаллизации как единственного механизма их образования.

В дальнейшем теория кристаллизационной дифференциации была видоизменена и дополнена Осборном (1959, 1964) и его учениками (Редером, Муаном, Фудали и др.), изучавшими фазовые равновесия в железосодержащих упрощенных базальтовых системах. Эти исследователи показали важную роль парциального давления кислорода в процессе кристаллизации базальтовой магмы. Согласно широко известным представлениям Э. Осборна в случае кристаллизации базальтовых расплавов при постоянном или несколько увеличивающемся значении P_{O_2} вследствие увеличения поля кристаллизации магнетита остаточная жидкость при фракционировании обогащается кремнеземом и обедняется железом и дает начало образованию кислых пород известково-щелочных серий. Это положение, первоначально доказанное на системе $MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$, впоследствии было подтверждено экспериментами с системой $MgSiO_4 - CaAl_2Si_2O_8 - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$.

Приуроченность известково-щелочных серий к орогеническим поясам Е. Осборн объясняет тем, что именно здесь первичный базальт, кристаллизующийся в глубинных резервуарах, может собирать и поглощать воду, в которой он видит основной источник повышения парциального давления кислорода. Аккумулятивные остатки, комплементарные к кислым образованиям, Осборн видит в ультраосновных породах, широко распространенных в орогенических поясах. Критикуя концепцию Осборна, Гамильтон и Андерсон (Hamilton, Anderson, 1967) указывают на неопределенность наших сведений о количестве воды в базальтовых магмах и на основании этого считают, что реальность хода кристаллизации природных расплавов по схеме Осборна нуждается в доказательствах, тем более что возрастание P_{O_2} при одновременном возрастании P_{H_2O} может иметь место только в том случае, если происходит диффузия водорода. М. И. Годлевский и Л. К. Степанов (1969) обращают внимание также на то, что реально роль парциального давления кислорода при кристаллизации базальтовой магмы может быть учтена лишь после парагенетического анализа минеральных фаз конкретной базальтовой системы, что не всегда делается исследователями, принимающими построения Осборна.

Грином и Рингвудом (1968а) наряду с другими авторами приводятся возражения, касающиеся проблемы «остатков». Если источником кислых пород считать только базальтовую магму, то количество тугоплавких кристаллических остатков полевого шпата и железо-магнезиальных минералов, связанных с ними, должно быть чрезвычайно велико. Некоторые исследователи, в частности Куно (Kuno, 1968), такие «остатки» видят в наличии под вулканическими островными дугами габброидных пород, которые устанавливаются сейсмическими исследованиями. Однако неясно, соответствуют ли их объемы объемам излившихся андезитов и более кислых пород известково-щелочных серий. Кроме того, Грин и Рингвуд отмечают, что известково-щелочные породы не всегда отличаются высокой степенью окисленности, как это предполагается по схеме Е. Осборна.

Нельзя, однако, не признавать, что гипотеза Осборна объясняет многие особенности, свойственные если не всем, то по крайней мере многим известково-щелочным сериям: высокую эксплозивность магм, как правило, раннюю кристаллизацию магнетита и отсутствие накопления железа на средних и щелочей на поздних стадиях. Таким обра-

зом, обогащение родоначальных магм летучими, по всей вероятности, действительно свойственно известково-щелочным сериям. При этом оно может иметь место не только за счет материала коры, как это предполагает Осборн, но является также результатом повышенного их давления в области зарождения магм (выплавления или отделения от кристаллической фазы). Как известно, повышенное давление воды является одним из наиболее эффективных механизмов увеличения в продуктах частичного плавления мантии плагиоклазового компонента (Йодер, Тилли, 1965), что объясняет высокоглиноземистый состав, всегда свойственный родоначальным магмам этих серий.

По данным советских и зарубежных экспериментаторов (Луканин, Кадик, 1974; Holloway, Burnham, 1972), участие воды при процессах зарождения и дифференциации базальтовых магм делает возможным образование расплавов известково-щелочного ряда в широком интервале глубин в пределах коры и верхней мантии. В зависимости от содержания воды известково-щелочная тенденция возникает либо при фракционировании оливина, пироксена и магнетита, либо путем фракционирования амфибола.

Эксперименты по кристаллизации синтетических, насыщенных кремнеземом толеитов и андезитов-базальтов, которые могут быть родоначальными для известково-щелочных серий при высоком давлении воды, проведенные Никольсом и Рингвудом (Nicholls, Ringwood, 1972), показали, что магмы этого типа могут быть образованы при парциальном плавлении гидратированного перидотита мантии на глубинах от 70 до 20 км. Обогащение мантийных перидотитов водой предполагается этими авторами в процессе дегидратации погружающейся океанической коры.

В то же время эти эксперименты показывают малую возможность образования подобным же путем андезитов или дацитов, которые, скорее всего, являются дифференциатами базальтовых пород.

Многие трудности, стоящие перед гипотезой образования известково-щелочных серий за счет кристаллизационной дифференциации, могут быть преодолены, если предположить, вслед за Тилли (Tilley, 1950), Уотерсом (1957), Тернером, Ферхугеном (1961), Куно (1964) и др., что образование больших объемов кислых пород будет более эффективно, если базальтовой магмой из коры извлекаются не только летучие, но имеет также место взаимодействие с ней с поглощением сиалического материала. Признание этого факта в значительной степени снимает проблему «остатков». Условиями, способствующими взаимодействию пород коры и мантии, являются: 1) богатый кремнеземом состав пород, вмещающий очаги базальтовой магмы; 2) тектоническая обстановка сжатия в геосинклиналях, вследствие чего магма не может попасть на поверхность непосредственно из областей генерации и образует в коре промежуточные очаги; 3) наличие повышенного теплового потока, уменьшающего разницу в температурах коры и мантии, характерного для активных зон геосинклиналей и способствующего вовлечению материала коры в магнообразование. По-видимому, разогрев земной коры и верхов мантии является наиболее интенсивным в средние и поздние этапы геосинклинального развития в результате длительной активности глубин под подвижным поясом, когда взаимодействие магмы с вмещающими породами должно резко возрастать.

Физическое обоснование наличия повышенного теплового потока в магматически активных зонах приведено В. А. Магницким (1965), который указывает, что при частичной аморфизации вещества мантии при

его расплавлении происходит как бы «прорыв» слоя минимальной теплопроводности, существующего в кристаллической мантии на глубинах около 100 км.

Сам механизм процесса ассимиляции земной коры, по мнению ряда исследователей (Dickson, 1958; Магницкий, 1965; Гамильтон, 1970), сходен с процессом зонной плавки. Сущность его заключается в постепенном подъеме расплава в верхние горизонты коры, с концентрацией воды и летучих компонентов в верхних частях магматического очага, обогащением их легкоплавкими компонентами за счет самого расплава и вмещающих пород и соответственно с покинением состава жидкости при одновременной кристаллизации тугоплавких минералов в нижних его частях. Этот механизм будет действовать до тех пор, пока не возникнут благоприятные тектонические условия для быстрого подъема жидкости к поверхности (приоткрытие разломов). Магма на отдельных участках может несколько варьировать по составу в связи с тем, что описанный выше процесс может прерваться на разных стадиях. Существование явлений взаимодействия с корой изложенным выше или иным способом при формировании известково-щелочных серий Урала подтверждается рядом фактов. К ним относятся:

- 1) наличие ксенолитов в породах андезитового состава;
- 2) петрографическая неоднородность кислых пород;
- 3) присутствие кислых вулканитов явно гибридного облика, имеющих петрографический состав дацитов, а химический — андезитов;
- 4) наличие ксеногенных вкрапленников кварца, реже плагиоклаза как в породах кислого, так и основного составов;
- 5) присутствие среди акцессорных минералов кислых пород разновидностей, характерных для пород гибридного облика, а также минералов, как правило, встречающихся в метаморфических породах коры (кианит);
- 6) особенности химизма кислых пород, выражающиеся: а) неоднородностью составов кремнекислых пород при анализе распределения парных корреляционных связей между микроэлементами и петрогенными окислами; б) отчетливо выраженной дисперсией точек кислого состава на диаграмме А. Н. Заварицкого; в) отклонением всего роя точек на той же диаграмме в области кислых составов, примерно от уровня андезитов ($v=15\%$) от стандартных кривых дифференциации к оси v ; г) положением ряда точек кислого состава на диаграмме Д. С. Штейнберга в области немагматических пород; д) отклонением средних составов в группе липаритов от нормального закона распределения, что говорит о большой неоднородности этой совокупности анализов по сравнению с более основными породами; е) увеличением отношения K_2O/Na_2O от основных пород к кислым;
- 7) уменьшение сериального индекса Ритмана с пересечением сериальной кривой в области дацитов, что является, согласно этому автору, результатом ассимиляции магмой сиалических пород;
- 8) закономерное постепенное уменьшение содержаний Cr и Ni в породах повышающейся кислотности, которое характерно для гибридных серий (Гущин, 1971);
- 9) отсутствие прямолинейной зависимости в распределении содержаний K и Rb , что указывает на примесь в исходном расплаве чужеродного материала (Кравченко, 1970) и др.;

Наличие процесса ассимиляции доказывается также для известково-щелочных серий Карпат (Соболев и др., 1955; Петрова, 1969),

Кавказа (Петрова, 1969), Камчатки и Курил (Ostapenko, Fedorchenko, Shilov, 1967; Дуничев, 1974), Коста-Рики (Montigny, Javoy, Allégre, 1969) и ряда других регионов.

Роль процесса взаимодействия с корой и его интенсивность не вполне ясны. Согласно Де Брюса с соавторами (De Bruce et al., 1969), из всех петрогенных элементов наиболее информативным при наличии сиалической контаминации является калий, количество которого в базальтах в этих случаях увеличивается до 1% и более. Судя по этому признаку процесс контаминации развит повсеместно.

Изучение изотопов и элементов-примесей в породах известково-щелочных серий показывает возможность их происхождения путем фракционирования базальтовой магмы без добавления значительного количества корового материала, однако данные Масуда (1974) по изотопам свинца указывают, что в некоторых случаях коровая контаминация играет существенную роль при образовании андезитов и дацитов отдельных вулканов Японских островов.

В свете изложенного выше, появление непрерывных вулканических серий Южного Урала обусловлено рядом факторов, главнейшими из которых являются дифференциация базальтовой магмы в условиях высокого содержания летучих и взаимодействие магмы с породами земной коры. Наличие последнего процесса, как известно, способствует более интенсивному ходу дифференциации, на что было указано еще Боуэном (1934). Дифференциаты базальтовых магм при этом сохраняют черты, свойственные родоначальным расплавам и позволяющие говорить о генетической общности всех пород серии.

Однако дифференциация базальтовых магм, сопровождаемая взаимодействием с сиалическим материалом коры, отнюдь не считается универсальным механизмом образования известково-щелочных серий. Как было подчеркнуто Г. С. Горшковым (1964) и другими авторами, в пределах островных дуг они возникают на коре различного типа, в том числе и на субокеанической, что заставляет искать их источник в мантии.

Возможность образования андезитов и более кислых пород за счет материала мантии обсуждается в последние годы многими исследователями (Горшков, 1964; Dickinson, 1967; Taylor, 1969; Zewis, 1967; и др.).

Грином и Рингвудом (1968 а, б) была проведена серия экспериментов, доказавшая принципиальную возможность непосредственного выплавления андезитов и дацитов из мантии. Им была предложена гипотеза образования магматических пород известково-щелочного ряда за счет частичного плавления кварцевых эклогитов на глубине 100—140 км с возникновением тугоплавкого остатка клинопироксена и граната. Как было показано этими исследователями, весь спектр пород известково-щелочных серий может быть получен при различной степени фракционного плавления эклогитов при высоких давлениях и различном режиме давления летучих.

Одним из существенных доводов в пользу предлагаемой гипотезы является высокое отношение выплавленной андезитовой магмы и тугоплавкого остатка, равное 1:1, в то время как гипотеза фракционной кристаллизации базальтов в условиях низких давлений позволяет получить отношение выплавленной магмы к кристаллическому остатку не менее чем 1:2. При предлагаемом Грином и Рингвудом способе образования известково-щелочных серий тугоплавкий кристаллический остаток остается внутри мантии, что хорошо объясняет отсутствие в коре больших объемов основных пород, ассоциирующих с известково-щелочными сериями, богатыми средними и кислыми породами. Нали-

чие часто встречающихся в породах этой серии резорбированных вкрапленников кварца и акцессорного граната авторы считают результатом выноса из глубин одновременно с расплавом минералов, устойчивых вблизи ликвидуса, подвергшихся резорбции в верхних горизонтах.

Эта гипотеза как будто разрешает трудности, которые встают перед исследователями при объяснении появления большого количества андезитов, резко преобладающих над базальтами, а также более кислых пород на коре, близкой к океанической, в некоторых участках островных дуг, широкую распространенность андезитов и значительную выдержанность их состава, наличие в них изотопных отношений, свойственных мантии (Taylor, 1969), и т. д. С существенными возражениями против гипотезы мантийного происхождения андезитов выступил Куно (Kuno, 1968), который подчеркнул, что если андезитовая магма является продуктом парциального плавления кварцевого эклогита мантии, то остается неясным целый ряд моментов: 1) латеральные изменения состава андезитов; 2) тесная ассоциация андезитов с базальтами и дацитами и наличие общих черт, говорящих о генетическом родстве этих пород; 3) перемежаемость вулканитов гиперстеновой и пижонитовой серий, как, например, в вулкане Хаконе; 4) наличие ранних минералов (таких, как фенокристаллы магнезиального оливина, пикотита, плагиоклазов с ядрами натрового состава и др.), которые не должны встречаться при мантийных выплавках эклогитов и габброидов.

Согласно Х. Куно, преобладание андезитов среди пород известково-щелочных серий связано с самим механизмом дифференциации базальтовых очагов в глубинных условиях. Количество базальтовой магмы по мере течения процесса фракционирования уменьшается, в то время как тенденция к извержению соответственно увеличивается благодаря концентрации летучих. Баланс этих двух факторов приводит к тому, что магма средней стадии фракционирования ($v = 25$) извергается чаще, чем магмы на других стадиях, и в результате андезиты являются наиболее распространенными породами большинства орогенных поясов. К возражениям против выплавления андезитовой магмы непосредственно из мантии следует прибавить данные, полученные Миаширо (Miyashiro, 1974), который доказал наличие прямой зависимости между мощностью земной коры и объемом известково-щелочных пород в современных островных дугах. Подобную же зависимость между количеством кислых пород известково-щелочных серий, увеличением мощности земной коры и объемом магматических очагов по мере эволюции структур в ряду элементарная островная дуга — сложная островная дуга — молодой ороген показал Ю. П. Масуренков (1974).

Эти данные однозначно свидетельствуют о важной роли корового материала в формировании известково-щелочных серий, особенно богатых среднекислыми породами, каков бы ни был механизм их образования.

Помимо классической гипотезы дифференциации базальтовой магмы, сопровождаемой ассимиляцией корового материала, в последние годы широко обсуждается возможность образования андезитов за счет плавления вещества нижних частей земной коры при участии большого количества летучих компонентов (Грин, Рингвуд, 1968 а, б; Ермаков, 1974; и др.) или в результате разной степени частичного плавления базальтового компонента самых верхов мантии выше габбро-эклогитового перехода (Гамильтон, 1970).

Широкое распространение известково-щелочных серий в островных дугах, являющихся современными аналогами геосинклиналей, вызвало также в последние годы представление об их формировании в результате переработки погружающейся океанической коры в зоны всасывания, а латеральные различия в составе лав объясняются различной глубиной этого процесса в зонах Бенюффа (Дьюн, Берд, 1974). Несомненно, что и в данном случае он должен происходить при высоком содержании летучих компонентов, поступивших в недра при засасывании океанической коры при смешении мантийного и корового материалов.

Экспериментальной базой для этой гипотезы могут являться описанные выше опыты Грина и Рингвуда о выплавлении андезитов и других членов известково-щелочных серий из вещества эклогитов в мантии на глубинах около 100 км, т. е. ниже фазового перехода базальт — эклогит. В механизме этого процесса есть еще много неясного, так же, как не может считаться доказанным само существование зон всасывания.

Существующее в настоящее время разнообразие взглядов, подчас противоречивых, на происхождение известково-щелочных серий объясняется прежде всего недостатком фактических данных, которые позволили бы однозначно решить эту проблему.

Приведенный краткий обзор, основанный как на фактических данных по изучению известково-щелочных серий Южного Урала, так и на литературном материале по другим регионам и по петрологическим экспериментам, позволяет считать установленным следующее:

1. Отдельные члены известково-щелочных серий генетически связаны между собой и формировались за счет единой родоначальной магмы.

2. Исходный состав родоначальной магмы для известково-щелочных серий близок к базальтам разных типов или к андезито-базальтам.

3. Родоначальные магмы, всегда отличающиеся лейкократовым составом, формируются при высоком содержании летучих компонентов.

4. Зарождение родоначальных магм может иметь место в широком интервале давлений и степени парциального плавления исходного материала в низах коры или в мантии.

5. Одним из ведущих факторов эволюции является взаимодействие родоначальных магм с веществом коры, каков бы ни был механизм этого взаимодействия.

Вероятнее всего, породы известково-щелочных серий гетерогенны. Дальнейшее тщательное геологическое и петрологическое изучение различной тектонической обстановки даст возможность выявить признаки, которые позволят различать известково-щелочные серии различного происхождения.

ГЛАВА VII

О ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ РАЗЛИЧИЯХ КОЛЧЕДАНОСНЫХ И НЕКОЛЧЕДАНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В настоящее время установлено, что месторождения колчеданного типа в геосинклиналях парагенетически связаны с процессами вулканизма (А. Н. Заварицкий, В. И. Смирнов и др.). Однако, несмотря на большие успехи в изучении особенностей размещения месторождений,

их вещественного состава, структурных факторов их локализации, характер связей между месторождениями и вулканизмом остается дискуссионным. Одним из методов их установления является сравнение рудоносных и нерудоносных вулканогенных формаций геосинклиналей как по геологическим (петрофонд, породные ассоциации, геолого-структурная обстановка, характер вулканогенной деятельности, тектонический режим), так и по петрологическим (минеральный и петрографический состав, петро- и геохимические особенности, выделение вулканических серий, их родоначальные магмы и пути эволюции, термодинамические условия формирования) признакам.

Формационный контроль колчеданного оруденения достаточно четок. Из трех главнейших типов формаций геосинклиналей, выделенных выше по количественным соотношениям слагающих их вулканитов — однородных, контрастных и непрерывных — колчеданные месторождения связаны только с двумя последними. Именно для этих типов характерно широкое развитие кислых пород, эффузивных и субвулканических. Хорошо известна также пространственная и временная связь колчеданного оруденения с кислыми вулканитами, как правило, являющимися более поздними членами этих формаций.

В образовании кислых пород контрастных и непрерывных формаций геосинклиналей существенную роль играет коровое вещество, мобилизованное либо в процессе его палингенного плавления, либо в результате его взаимодействия с базальтовой магмой (гл. VI). Именно с такими кислыми породами, образование которых может рассматриваться в причинной связи с базальтовой магмой, в раннегеосинклинальную стадию развития тесно связано медноколчеданное оруденение. В то же время однородные формации, сложенные вулканитами либо основного, либо кислого состава, как правило, не рудоносны. Таким образом, наличие базальтовой магмы, с одной стороны, и появление кислых пород, вызванное локализацией этой магмы в земной коре с образованием промежуточных очагов, с другой, является необходимым условием при образовании колчеданных месторождений. Однако это условие недостаточно, поскольку сходная обстановка имеет место и в более поздние этапы развития геосинклиналей, однако колчеданные месторождения в это время, как правило, не образуются.

Сравнительное изучение колчеданоносных и неколчеданоносных формаций, занимающих разное возрастное положение в геосинклинальном разрезе, приближает нас к выявлению причин формационного и временного контроля колчеданного оруденения.

Геолого-петрологическое сравнение однотипных колчеданоносных (раннегеосинклинальных) и неколчеданоносных (позднегеосинклинальных) формаций (Фролова, Бурикова и др., 1973) показало, что различия в них в целом незначительны. Кроме того, региональные факторы, такие, как специфика предшествующей истории, степень зрелости гранитно-метаморфического слоя и его мощность, жесткость земной коры и прочие геолого-структурные особенности региона, оказывают существенное влияние на формирующиеся вулканические серии, затрудняя их сравнение. Однако некоторые отличия все же удается подметить.

Для контрастных формаций ранних этапов развития геосинклиналей в отличие от орогенных установлена более тесная пространственная совмещенность областей развития основных и кислых вулканитов, преобладающий режим прогибания при их формировании и соответственно преимущественно подводный их характер, высокая насыщенность разреза формаций субвулканическими телами, в виде которых локализуется большая часть кислой магмы. Для непрерывных формаций

ций ранних этапов отличиями являются широкое развитие подводных извержений и в связи с этим тесная пространственная совмещенность вулканогенных образований и продуктов их размыва, обуславливающие своеобразный вулканогенно-осадочный тип разреза этих формаций.

В петрологическом плане своеобразие раннегеосинклинальных формаций проявлено в незначительном развитии гидроксилсодержащих минералов (биотит, роговая обманка), в более низком отношении Fe_2O_3/FeO , меньшем содержании глинозема. Все эти признаки свидетельствуют о том, что образование вулканитов раннегеосинклинальных формаций имело место в относительно более «сухих» условиях, при существенно восстановленном характере флюидов (Маракушев, Перчук, 1972). Для позднегеосинклинальных орогенных этапов развития, судя по минералогическим и химическим особенностям вулканитов, степень окисленности глубинных флюидов и, по всей вероятности, их количество резко возрастают.

Особенности флюидов, обуславливающие вышеуказанные петрологические различия в составе вулканитов, тесно связаны с особенностями тектонического режима на разных стадиях развития геосинклинальных поясов. Высокая проницаемость земной коры на ранних этапах развития обуславливает быструю дегазацию восстановленных флюидов, в то время как в более поздние этапы развития в связи с преобладанием обстановки сжатия и замедленным продвижением флюидов к поверхности происходит их окисление за счет верхних, богатых кислородом оболочек Земли. Высокая степень окисленности флюидов, сопровождаемая повышением $K_2O/(Na_2O + K_2O)$ отношения и свойственная поздним этапам геосинклинального развития и орогенной стадии, обнаруживает обратную связь с потенциальной колчеданосностью вулканических формаций.

Анализ поведения главных рудных элементов залежей (Cu, Zn, Pb) в вулканитах колчеданосных формаций Южного Урала, Карпат и Малого Кавказа (табл. 47) показал, что оба типа колчеданосных формаций Южного Урала (контрастный и непрерывный) характеризуются резко пониженным фоновым содержанием меди по сравнению с неколчеданосными, а также с кларковыми содержаниями меди в соответствующих типах пород (Виноградов, 1962б; Pginz, 1967). При этом значительный дефицит меди характерен для непрерывной формации, с которой пространственно связаны месторождения с наиболее высоким отношением меди к цинку ($> 50-60\%$). Таким образом, для вулканитов колчеданосных формаций Южного Урала характерна отрицательная специализация на медь. В вулканитах, изученных авторами неколчеданосных формаций, содержания меди близки к кларковым.

Определение форм концентрации меди в базальтовых вулканитах рудоносных и нерудоносных формаций Урала, Кавказа и Карпат показало, что содержание меди в силикатах (клинопироксенах, плагиоклазах, биотитах, роговых обманках, апатитах и магнетитах) оказывается всегда меньше валового содержания этого элемента в породе. Аналогичные выводы получены Н. Я. Ященко (1972) и Путманом (Putman, 1972) при изучении распределения меди в гранитоидах. Следовательно, в процессе кристаллизации медь концентрируется в остаточных расплавах, и условия ее концентрации благоприятны для миграции в постмагматическую стадию формирования.

Поскольку наиболее вероятной формой вхождения меди является сульфидная, то раннее отделение меди от магматического расплава

Средние содержания (г/т) малых элементов в кислых породах колчеданосных и неколчеданосных формаций Южного Урала

Элементы	Колчеданосные		Неколчеданосные	
	1	2	3	4
Sc	12	24	20	30
	1,2	1,7	1,7	1,8
V	20	24	22	30
	2,3	2,5	2,9	1,7
Cr	6	6	5	10
	1,9	1,9	1,9	2,2
Co	7	10	8	15
	1,3	1,2	1,2	1,6
Ni	4	10	10	20
	1,7	1,3	1,3	2,1
Cu	25	15	10	38
	1,9	2,7	2,3	1,5
Zn	170	120	86	100
	1,4	1,3	1,4	1,6
Ga	19	19	16	14
	1,2	1,3	1,3	1,8
Li	29	31	40	21
	1,4	1,2	1,6	1,5
Rb	53	44	110	40
	1,8	1,3	2,1	1,9
Sr	310	167	105	135
	1,6	1,6	1,8	2,0
Ba	900	573	1025	315
	1,7	1,9	1,8	2,1
Mo	1,1	1,0	1,0	1,2
	1,6	1,5	1,3	1,5
Sn	4,0	3,3	2,3	2,6
	1,4	2,1	1,2	1,9
Pb	14	8	8	11,0
	1,9	2,2	1,4	1,8
Ni/Co	0,57	1,20	1,20	1,65
Cr/V	0,30	0,43	0,17	0,25
Cr/Ni	1,50	0,75	0,50	0,50
K/Rb	170	202	150	—
Sr/Ba	0,33	0,32	0,10	0,34

Примечание. Формации: 1—среднедевонская контрастная диабаз-альбитофирная (карамалыташская); 2—среднедевонская базальт-андезит-дацит-липаритовая (улутауская); 3—нижнедевонская базальт-андезит-базальтовая (ирендыкская); 4—верхнедевонская базальт-андезит-базальтовая (колтубанская). В числителе—среднее (геометрическое) содержание (\bar{c}), в знаменателе—стандартный множитель (ε).

может иметь место только при высоком потенциале серы в нем, что и происходит при формировании медно-никелевых месторождений в закрытых магматических камерах расслоенных интрузий, где наблюдается прямая корреляция между медью, никелем и магнием с накоплением этих элементов в природных частях интрузивов.

Иным является поведение меди в раннегеосинклинальном вулканическом процессе. В силу «открытого» характера магматических систем при вулканизме, приуроченных к зонам повышенной проницаемости, и связанной с этим возможностью свободной миграции флюидов, участвующих в магматическом процессе, осаждения меди на ранних стадиях кристаллизации не происходит, и медь концентрируется в остаточных расплавах. Подобные условия создаются в зонах, характеризующихся обстановкой растяжения (глубинные разломы, рифтовые области т. д.). В дальнейшем ходе процесса возможны два варианта. Если родоначальные базальтовые магмы, быстро попадая на поверхность из зон генерации, застывают в виде однородных базальтов и не дают сколько-нибудь значительного количества более кислых дифференциатов (однородные базальтовые формации), отделения остаточных расплавов не происходит, и медь рассеивается в основной массе базальтов, где она фиксируется в несиликатной форме (сульфидной, сульфатной, карбонатной и т. д.). В то же время, если эти базальты впоследствии попадают в область миграции вещества под воздействием гидротермальных растворов, такая медь легко выщелачивается и может испытать вторичную концентрацию при рудообразовании.

Если же имеет место глубинная эволюция базальтовой магмы с образованием ряда вулканитов все повышающейся кислотности, то медь, концентрируясь в остаточном расплаве, отделяется от родоначальной базальтовой магмы. Поскольку медь не входит в состав силикатов, она будет сохраняться в расплаве до стадии отделения остаточного флюида и легко выносится из кислой магмы постмагматическими гидротермальными растворами. Так же она будет концентрироваться в остаточных флюидах и при кристаллизации палингенной магмы.

Чем большее количество кислых пород возникнет в результате эволюции родоначальной базальтовой магмы, тем соответственно больше меди накопится в остаточном флюиде, количество которого при этом резко возрастет. Поскольку фактором эволюции, способствующим увеличению количества кислых пород, является усвоение корового материала, то в таких контаминированных сериях количество накопившейся меди в связи с образованием кислых пород должно резко увеличиться. Проведенное Р. И. Костиной (1974) изучение состава газовой-жидких включений в кислых породах контрастных и непрерывных формаций показало, что среди них выделяется особый тип поздних включений, представляющих результат дальнейшей эволюции эндогенных флюидов и содержащих черно-бурое непрозрачное рудное вещество, богатое железом. Сосуществование подобных включений с чисто водно-солевыми позволяет предположить наличие процесса ликвации в процессе кристаллизации кислых пород с обособлением рудных расплавов. Широкое развитие так называемых поздних включений, вещество которых представляет собой результат дальнейшей эволюции эндогенных флюидов, чрезвычайно богатых рудообразующими элементами колчеданных месторождений, таких, как медь и свинец (Костина, 1974), подтверждает рудогенерирующую роль кислых расплавов.

Отделение жидкообразных растворов, обогащенных медью, от скоплений кислых магм вызывает миграцию меди за пределы магмати-

ческого очага во вмещающие породы, а кислотный характер этих растворов обуславливает выщелачивание меди из вмещающих пород, а впоследствии, в связи с их ощелачиванием, концентрированное ее осаждение.

Для реализации рассмотренного выше процесса концентрации меди необходимо наличие достаточно высокой концентрации ионов серы во флюиде. Приуроченность колчеданных месторождений именно к раннегеосинклинальному этапу развития при весьма сходном в целом процессе становления однотипных с рудоносными вулканогенных формаций в позднегеосинклинальный этап позволяет предположить, что причиной этого являются различия в составе глубинных флюидов, сопровождающих процесс вулканизма (Маракушев, Перчук, 1972). По-видимому, максимальная активность в них серы имеет место в раннегеосинклинальный этап их развития. Мантийное происхождение большей частью сульфидной серы как будто устанавливается в настоящее время с достаточной уверенностью (Смирнов, 1971), что доказывает участие мантийных флюидов в рудообразовании.

Определение источника железа при колчеданном рудообразовании является, по мнению В. И. Смирнова (1969), ключевым моментом для понимания условий образования колчеданных месторождений. Д. С. Коржинский (1963) рассматривает железо сульфидов как элемент, выщелоченный из окружающих пород и переотложенный в колчеданные залежи. С этими представлениями согласуются исследования В. А. Прокина с соавторами (Прокин, Исмагилов, Захарова, 1968), доказавшие на основе подсчета баланса вещества ряда месторождений Южного Урала, что железо выщелачивается из вмещающих пород и почти полностью переотлагается в пределах рудных тел. Теми же авторами показано, что количество мигрирующих нерудных компонентов при гидротермальных процессах значительно превышает вес руды, что свидетельствует об общей подчиненности рудообразования более широким процессам миграции вещества в зонах циркуляции гидротермальных растворов. Как частный случай этого процесса при излиянии железосодержащих гидротерм на морское дно при вулканической деятельности и при наличии высокого потенциала серы возможно образование подводных серноколчеданных залежей.

Таким образом, вещество колчеданных залежей имеет гетерогенный характер. Если сера поступает из глубин Земли с флюидами, то медь, имея, несомненно, эндогенное происхождение, накапливается как непосредственно при эволюции магм в процессе становления вулканических серий, так и при взаимодействии гидротерм с вмещающими породами. Мобилизацией рудных компонентов из вмещающих пород, очевидно, и объясняется отрицательная специализация на медь вулканитов колчеданоносных формаций.

Имеющиеся данные по поведению цинка и свинца также не противоречат возможности мобилизации рудного вещества из вмещающих пород при рудообразовании. Так, наиболее богатыми цинком на Южном Урале являются вулканиты контрастной формации, где во всех типах пород содержания цинка значительно превышают кларковые. Поскольку месторождения, приуроченные к контрастным формациям, отличаются более высокими содержаниями цинка по сравнению с месторождениями, приуроченными к непрерывным формациям (Бородаевская и др., 1970), можно считать, что для этого элемента намечается положительная геохимическая специализация (Руб, Коптев-Дворников, 1970). Она подтверждается также содержаниями цинка в неколчеданоносных формациях Закарпатья и Малого Кавказа, близ

кими к кларковым или незначительно их превышающими. По имеющимся данным (Фролова, 1970; Putman, 1972) цинк в противоположность меди концентрируется в темноватых силикатах и в магнетите, где его содержание в 1,5—2 раза больше, чем в породе в целом. Это способствует более ограниченной по сравнению с медью подвижности цинка в гидротермальном процессе. Цинк становится подвижным только тогда, когда происходит разрушение силикатов при выщелачивании пород. Наложение цинкового оруденения на медное действительно представляет собой обычное явление в колчеданных месторождениях.

Содержание свинца в колчеданных месторождениях обнаруживает прямую корреляцию с мощностью и развитостью гранитно-метаморфического слоя. Так, содержание свинца во всех вулканитах уральских формаций, как колчеданосных, так и неколчеданосных, резко понижено по сравнению с кларковым. Это хорошо коррелируется со спецификой колчеданных руд Южного Урала, относимых к сфалерит-халькопирит-пиритовому типу колчеданной формации (Бородаевская и др., 1970), а также с фемическим профилем вулканизма и относительно малой мощностью гранитно-метаморфического слоя. Во всех вулканитах Малого Кавказа, где сиалическая кора развита более полно, содержание свинца заметно выше кларковых.

Отмеченная выше связь становится понятной, если учесть, что содержания свинца в кислых породах в связи с его способностью концентрации в сиалических минералах значительно выше, чем у цинка и меди, и, следовательно, возможность его мобилизации увеличивается в областях с развитой континентальной корой. Действительно, хорошо известна полиметаллическая специфика оруденения, свойственная вторичным геосинклиналям, заложенным на континентальной коре.

Итак: 1. Связь колчеданных месторождений с вулканическими формациями, в состав которых входят кислые породы, находящиеся в тесной ассоциации с базальтами, объясняется тем, что процесс концентрации рудного вещества причинно связан с процессами эволюции эндогенных базальтовых магм. При этом происходит мобилизация корового вещества в результате либо палингенного плавления, либо ассимиляции, конечным результатом которой является появление кислых пород. Одновременно имеет место концентрация рудного вещества. Этим и объясняется тесная связь колчеданов с кислыми вулканитами.

2. Проанализированный материал не дает возможности создать типовую геолого-петрологическую модель колчеданосных формаций подобно тому, как это сделано для другого типа медных месторождений — сульфидных медно-никелевых, связанных с расслоенными интрузиями. Прежде всего это связано с тем, что вулканогенные формации ранних этапов развития геосинклиналей весьма разнообразны. Главнейшими факторами, обуславливающими облик формации, является степень проницаемости земной коры, тектонический режим, степень развития гранитно-метаморфического слоя, количество корового материала, вовлеченного в магмообразование. Широкие вариации режима формирования в ряде случаев обуславливают конвергенцию вулканических серий, образующихся на ранних и поздних этапах их развития.

3. Наиболее устойчивым признаком, обуславливающим потенциальную возможность формирования колчеданных месторождений, является состав глубинных флюидов, сопряженных с магмообразованием, закономерно изменяющийся по мере развития геосинклиналей. Именно специфика глубинного флюидного режима, накладывающаяся на разнообразные вулканические серии, особенности которых обуславлива-

ются вышеперечисленными признаками, является причиной временной приуроченности медноколчеданных месторождений к ранним этапам развития геосинклиналей.

4. Вышеизложенное позволяет наметить следующие главнейшие задачи для дальнейшего исследования: состав и режим флюидов в вулканическом процессе и поведение рудообразующих элементов при кристаллизации магм и гидротермальной деятельности.

ГЛАВА VIII

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЗМА ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

При изучении геосинклинального вулканизма встает несколько вопросов, настоятельно требующих своего разрешения. К ним относятся следующие:

1. Установление латеральных и вертикальных рядов вулканогенных формаций как показателей особенностей тектонического развития геосинклиналей, а также строения их основания.

2. Установление связи между особенностями вещественного состава вулканических пород и условиями их формирования.

3. Сравнение вулканизма геосинклиналей прошлого и современных подвижных поясов Земли.

Материал, изложенный в настоящей работе, позволяет высказать некоторые соображения по поставленным вопросам. Выше было показано наличие трех главнейших групп вулканогенных формаций — однородных, контрастных и непрерывных, неоднократно появляющихся в процессе развития геосинклиналей и закономерно сменяющих друг друга, а также особенности эволюции каждой из них во времени, прослеженные на примере Кавказа, Карпат, Урала, Центрального Казахстана и других регионов.

Выявлено, что для геосинклинальных систем от их заложения до замыкания характерен следующий, наиболее полный ряд вулканогенных формаций: однородная базальтовая (спилит-диабазовая), контрастная базальт-липаритовая (диабаз-альбитофировая), непрерывные базальт-андезитовая, базальт-андезито-дацитовая, андезит-дацит-липаритовая, базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, однородная базальтовая. Некоторые члены или части этого ряда выпадают в отдельных геосинклинальных системах. На этом основании были выделены различные типы геосинклинальных систем с предпочтительным развитием тех или иных частей этого формационного ряда (Харкевич, Москалева, 1969).

Особенно показательны начальные члены ряда, наличие которых тесно связано с предшествующей историей фундамента геосинклинали и, следовательно, со строением земной коры в ее пределах. Раннегеосинклинальные однородные базальтовые формации, ассоциирующие с ультрабазитами и входящие в состав офиолитовых ассоциаций, развиваются в геосинклиналях с резко выраженными явлениями растяжения (рифтогенеза?) на начальной стадии своего развития, вызывающими «зияние» базальтового слоя по крайней мере на части их территории.

Базальты в однородных базальтовых (диабазовых, спилитовых) формациях начальных этапов развития по петрохимическим особен-

ностям, как это выявлено в последние годы для ряда регионов (Штейнберг, 1964; Ломизе, 1969; Фролова, 1968), обнаруживают большое сходство с толеитами. При этом в некоторых геосинклиналях, например в рифее Центрального Казахстана (Борукаев, Миллер, 1965), нижнем палеозое Алтая (Белоусов и др., 1969) и среднем палеозое Урала (Фролова, 1968), по высоким содержаниям MgO (7,5—8%), низким содержаниям железа (7—8%) и калия они приближаются к океаническим толеитам (Йодер, Тилли, 1965). В других геосинклиналях, в частности в мезозое Большого и Малого Кавказа, среднем палеозое Западного Тарбагатая, заложенных на складчатом геосинклинальном основании предыдущих этапов развития (вторичные геосинклинали), базальты характеризуются более высоким содержанием калия, суммарного железа и пониженным MgO . Эти особенности сближают их с континентальными толеитами (траппами), от которых они отличаются повышенными содержаниями глинозема. Геосинклиналям, вулканизм которых начинается с контрастных (девон Рудного Алтая — Яковлева, 1963) и даже непрерывных (средняя юра Самхето-Карабахской зоны Малого Кавказа — Абдуллаев, 1961) формаций, свойственны соответственно меньшие масштабы растяжения, относительно более мощная и сложно построенная кора. Исчезновение формаций однородных толеитовых базальтов обычно влечет за собой и исчезновение других членов офиолитовых ассоциаций, в частности ультрабазитов. Возникает вопрос, следует ли подвижные пояса с отсутствием инициального магматизма считать геосинклинальными или же относить их к принципиально иной категории структур.

Наряду с выпадением отдельных членов формационного ряда встречаются случаи повторяемости однотипных формаций, несущих, однако, черты необратимой эволюции во времени. Примером подобного «рекуррентного» формационного ряда является формационный ряд Магнитогорской геосинклинали Южного Урала.

Как показано выше, латеральные вариации формационных рядов, широко распространенные в геосинклиналях и находящие свое выражение в выделении в их пределах структурно-формационных зон различного порядка, свидетельствуют о гетерогенности, свойственной основанию геосинклиналей с самых ранних этапов их развития.

Главнейшей особенностью геосинклинального вулканизма является резкое преобладание среди его продуктов производных магм нормальной щелочности, представленных разнообразными по кислотности вулканитами — от основных до кислых. Наличие последних особенно примечательно. Кремнекислые вулканиты встречаются только в геосинклиналях и в пределах современных островных дуг. Сфера их распространения таким образом еще более ограничена, чем у интрузивных их аналогов, имеющих и внегеосинклинальную природу. Вышесказанное свидетельствует о специфических условиях выплавления магм под геосинклинальными структурами.

В настоящее время общепринятыми являются представления о мантийном характере базальтовых расплавов. Таким образом, эволюция родоначальных базальтовых магм, имеющая место в процессе развития геосинклиналей, отражает глубинный процесс эволюции мантийных выплавов. Основные ее черты, изложенные выше на примере Урала, свойственны и другим геосинклинальным областям. Причины этой эволюции пока лежат в области гипотез. Первые эксперименты о поведении вещества на больших глубинах существенно изменили наши прежние представления. В частности, было установлено (Грин и Рингвуд, 1968 б), что кристаллизация оливина в качестве минерала

ликвидуса и соответственно возможность его ранней отсадки характерны лишь для малых глубин, которыми и ограничивается традиционный ход дифференциации базальтовой магмы, установленный Боуэном (1934). В свете современных экспериментальных данных можно предположить два основных варианта процессов, приводящих к появлению магм различного состава: а) за счет единой по составу выплавки, близкой к пикриту и имеющей место на больших глубинах (около 10 км) (Грин и Рингвуд, 1968б, 1965), в этом случае поступление из мантии различных магм может быть объяснено различной глубиной отделения кристаллического остатка от жидкости; б) непосредственным выплавлением на различных глубинах с изменением характера выплавки в зависимости как от глубины, так и от степени плавления (Грин и Рингвуд, 1968б).

В предшествующих главах были намечены основные черты эволюции главнейших типов базальтовых пород геосинклинальных формаций во времени. Было показано, что базальты в процессе развития геосинклиналей постепенно обогащаются глиноземом, достигая максимума лейкократовости в орогенный этап развития, со снижением последней при переходе складчатой области в молодую платформу. Изменяется также и щелочность базальтовых магм. Незначительная, быстро исчезающая во времени щелочная тенденция свойственна вулканитам самых ранних геосинклинальных базальтовых формаций (раннепалеозойский вулканизм Центрального Казахстана — Новикова, 1974). Впоследствии, в позднегеосинклинальную и орогенную стадии, щелочность вновь возрастает. При этом вулканиты с щелочной тенденцией распространены обычно локально, обнаруживая закономерную связь с стабильными в тектоническом отношении зонами или блоками. Таким образом, главнейшие петрохимические признаки, характеризующие первичные базальтовые геосинклинальные магмы (глиноземистость, щелочность), эволюционируют независимо, проявляя некоторую тенденцию к обратной корреляции и обуславливая появление сложного по составу спектра магм, родоначальных для магматических серий.

Причины повышения глиноземистости (лейкократовости) магм в геосинклиналях могут быть различными. Для объяснения этого явления предполагается целый ряд вариантов глубинных процессов помимо давно известного механизма обогащения глиноземом, связанного с ассимиляцией сиалического материала (Соболев и др., 1955; Уотерс, 1957; Steiner, 1958; и др.). Главнейшие из них следующие: 1) аккумуляция кристаллов плагиоклаза в магматических камерах с образованием порфировых базальтов (о. Малл, центральный порфировый тип) из первичной оливин-базальтовой магмы (Боуэн, 1934); 2) повышение общего давления, вызывающее смещение эвтектической точки системы диопсид — анортит в сторону анортита (Matsumoto, 1963) с соответствующим образованием богатых глиноземом базальтов на глубинах 80—90 км ($P \approx 25$ км) или же вызывающее изменение температуры точки инконгруэнтного плавления энстатита (Куно, 1960; Kushiго, Куно, 1963)¹. О возможности образования высокоглиноземистых базальтов на глубинах 100 км и более указывает и Рингвуд (1970); 3) высокое давление летучих, а особенно воды, вследствие чего материал частичного плавления (или фракционирования) мантии (или низов

¹ В одной из своих последних работ Куно (1970) не настаивает на данном объяснении, подчеркивая лишь сам факт зависимости появления высокоглиноземистых базальтов от давления.

коры?) обогащается плагиоклазовым компонентом (Йодер, Тилли, 1965; Осборн, 1959; Уотерс, 1957; и др.). В. А. Кутюлин (1972), обсуждавший причины, обусловившие высокое содержание глинозема при небольшом количестве закисного железа и магния в базальтах орогенных формаций, приходит к выводу, что повышенное давление воды является более эффективным механизмом, чем общее повышение гидростатического давления; 4) частичное плавление пиролита мантии на глубинах 15—60 км (Грин, Рингвуд, 1968б) при незначительном участии летучей фазы (Геншафт, Соловьева, Эрлих, 1973); 5) кристаллизационная дифференциация богатой оливином толеитовой или пикритовой магмы на глубинах 20—40 км (12—20 кбар) (О'Хара, 1965; Шейнманн, 1970); 6) кристаллизационная дифференциация пикритов на глубинах > 60—65 км (Хитаров и др., 1972); 7) различная степень плавления материала базальтового слоя на меньших глубинах, чем глубина перехода габбро в эклогит, при различной степени давления летучих, с наложением на этот процесс явлений ассимиляции материала коры, сопровождаемой зонной очисткой (Гамильтон, 1970; Dickson, 1958). Согласно Гамильтону, низкоглиноземистые толеитовые базальты характеризуются большей глубиной образования (ниже перехода габбро в эклогит) по сравнению с высокоглиноземистыми базальтами, являясь продуктом почти полного плавления граната и пироксена эклогита.

Не вдаваясь в обсуждение сильных и слабых сторон каждой гипотезы, уже само обилие которых свидетельствует о том, что они еще не вышли из стадии предположений, отметим, что каждая из них, иногда противореча друг другу, рассматривает различные теоретически вероятные упрощенные модели происхождения повышенного содержания глинозема в базальтовых расплавах. Главенствующую же роль, определяющую возможности реализации той или иной модели в природе, имеют геологические условия.

Если обратимся к геологическим условиям, в которых встречаются высокоглиноземистые базальты нормального ряда¹, то обращает на себя внимание, что они приурочены к областям глубинной тектонической активности, будучи развиты в геосинклиналях, островных дугах и в срединно-океанических хребтах. Как известно, полученные данные для современных активных областей Земли, так же как и расчеты, сделанные для древних зон глубинной активности (Шейнманн, 1969, 1970; Белоусов, 1966, 1969 б), показывают, что прогрев недр под ними, фиксируемый повышенным тепловым потоком, очевидно, с интенсивными процессами глубинной дегазации, является максимальным.

При этом отмечают два случая появления высокоглиноземистых базальтов: 1) в обстановке пониженной проницаемости недр (древние геосинклинали, островные дуги); 2) в обстановке растяжения (срединно-океанические хребты). Уже эта двойственность геологической обстановки появления заставляет предполагать гетерогенность высокоглиноземистых базальтов. Это подтверждается и различиями в вещественном составе, позволяющими выделить различные их типы.

Для первых двух типов характерны однородный состав, афировые и серийно-порфиновые, реже порфировые структуры, относительно невысокий коэффициент эксплозивности и устойчивый минеральный состав. Они характеризуются относительно низкими содержаниями крем-

¹ Существуют высокоглиноземистые щелочные базальты (с. Ян-Майен), однако последние не известны в геосинклиналях.

незема, обычно недосыщены им и содержат нормативный и модалный оливин. Среди них выделяются низкощелочные и высокомагнезиальные типы, свойственные срединно-океаническим хребтам, и типы базальтов повышенной щелочности с возрастанием относительной роли калия и титана, свойственные тыловым частям островных дуг (Кипо, 1960) и поздним и орогенным этапам развития геосинклиналей. Примером базальтов второго типа на Южном Урале являются базальты нижнекаменноугольной базальтовой формации. К этому же типу относятся базальты р. Ахурян (Малый Кавказ), описанные М. А. Петровой (1972).

Третий и четвертый типы характеризуются порфиоровыми структурами. Для них обычны высокая степень петрохимической неоднородности пород, неустойчивые и разнообразные парагенезисы, многоэтапность кристаллизации, тесная ассоциация с более кислыми эффузивами. Они весьма вариабильны по содержанию кремнезема, характеризуются наличием нормативного кварца. На общем фоне невысоких содержаний щелочей и титана среди них выделяются относительно низкощелочные типы, свойственные ранним этапам развития островных дуг (о. Виндикейшен Южно-Сандвичевой дуги — Фролова, Рудник, 1974), и более щелочные и более калиевые, характерные для геосинклиналей и более поздних этапов развития островных дуг. На Южном Урале к ним относятся базальты улутауской формации. Два последних типа различаются также и по степени explosивности, которая в целом в них значительно выше, чем в первых двух. Наиболее explosивным является четвертый тип, близкий по своей характеристике к базальтам высокой глиноземистости, по Чейзу. Выше, при описании базальтов улутауской формации, было показано, что для этого типа базальтов характерно формирование в условиях высокого содержания летучих.

По всей вероятности, описанные выше типы пород гетерогенны. Если первые два типа могут являться непосредственными выплавками из мантии, то в образовании двух последних, несомненно, участвовали явления фракционирования при относительно высоком (четвертый тип) и низком (третий тип) содержании летучих. Характерно, что именно первые два типа формируются в эпоху растяжения, когда выплавки легко поднимаются на поверхность, в то время как вторые два возникают в обстановке сжатия, способствующей дифференциации.

Интерференция нескольких факторов, обуславливающих степень глиноземистости магм, приводит в конечном счете к образованию базальтоидов различной глиноземистости на всем протяжении развития геосинклиналей. В целом на фоне общего ее повышения, достигающего максимума в позднеорогенный этап, в связи с понижением уровня выплавления магм после весьма энергоемкого процесса образования гранитоидов, наблюдается периодическое повышение глиноземистости, приуроченное к концам тектоно-магматических этапов и связанное с накоплением летучих компонентов. Таким образом, генеральная кривая повышения глиноземистости базальтовых магм в процессе развития геосинклиналей носит волнообразный характер. Возможно, что дальнейшие исследования сделают возможным расчленение того или иного генетического типа на несколько.

Взаимоотношения преобладающих в геосинклиналях толеитовых (как низко-, так и высокоглиноземистых) магм со щелочными достаточно сложны. Повышенная щелочность свойственна однородным базальтовым (спилит-диабазовым) формациям начальных этапов. В дальнейшем, по мере развития геосинклиналей, щелочная тенденция

исчезает, сохраняясь лишь в редких случаях, в относительно консолидированных участках подвижного пояса, подчеркивая его структурную гетерогенность уже на ранних этапах. Увеличение количества жестких стабилизированных структур по мере развития подвижных поясов способствует более широкому распространению серий повышенной щелочности в более поздние этапы развития, в период затухающей активности геосинклиналей.

Подобное распределение пород повышенной щелочности во времени показывает их приуроченность к этапам относительно слабой активности недр. Именно с этим связано их появление в начальные и конечные стадии геосинклинального процесса.

Для объяснения повышенной щелочности базальтовых магм привлекается целый ряд гипотез, которые можно разделить на две главные группы. Согласно первым появление щелочных базальтовых магм характерно для больших глубин по сравнению с толеитовыми, хотя сам порядок глубин, предполагаемый различными авторами, так же как и способ отделения магматической жидкости щелочного состава, значительно варьируют у различных исследователей (Kennedy, Anderson, 1938; Купо а оth., 1957; Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968 б). Согласно вторым образование щелочных базальтовых пород связывается с эволюцией толеитовых магм, однако до сих пор нет единого мнения о механизме этого процесса. В качестве такового предлагаются кристаллизационная дифференциация (Тилли, 1950), кристаллизационная дифференциация и газовый перенос (Engel a. oth., 1965; Фролова, Рудник, 1972), зонная плавка (Кутолин, 1972) в ее варианте, предложенном Гаррисом (1957), и т. д.

Взаимоотношения щелочных оливиновых и толеитовых базальтов были недавно обсуждены Ю. М. Шейнманном (1972), который пришел к выводам о появлении щелочных магм либо в результате сильного охлаждения магмы состава оливинового толеита на значительной глубине (40—60 км), либо в результате ее выплавления при условии слабого разогрева глубин. И в том, и в другом случае, следовательно, необходимым условием является пониженная активность глубин, что согласуется с отмеченными выше геологическими особенностями появления этих магм в наиболее ранние и наиболее поздние этапы геосинклинального цикла. Их образование в стабилизированных зонах повышенной жесткости одновременно с эффузивами нормального ряда еще раз подчеркивает наличие существенных различий в термодинамических параметрах состояния глубин под геосинклинальным прогибом.

Возможность «отстаивания» мантийных магм на значительных глубинах, которая создается при условиях пониженной тектонической активности, делает вероятным обогащение магм «некогерентными» элементами, в частности калием (Грин, Рингвуд, 1968 б). Масштаб этой своего рода «мантийной ассимиляции» прямо пропорционален длительности «отстаивания» образовавшихся магм в мантии. Она связана с кислотным характером мантийных флюидов, приводящим к выщелачиванию некогерентных элементов, имеющих крайне щелочной характер (Лутц, 1974).

Незначительность развития щелочных оливиновых базальтов, не говоря уже о резко недосыщенных базанитовых магмах, свидетельствует о том, что условия, необходимые для их формирования, в целом не характерны для геосинклиналей.

Кроме пород повышенной щелочности глубинного мантийного происхождения в геосинклиналях локально развиты щелочные породы,

появление которых связано с процессами десиликации базальтовых расплавов в пределах коры. Примером могут являться лейцитовые базальты нижнедевонской (ирендыкской) формации на Южном Урале (гл. II, 3). Аналогичные явления для Урала были описаны Е. А. Кузнецовым и М. Б. Бородаевской. Однако удельный вес этого процесса в целом невысок.

Подводя итоги, следует отметить, что вариации глиноземистости и щелочности геосинклинальных базальтовых магм можно рассматривать в первую очередь как глубинный, мантийный, процесс. Уже в мантии базальтовые магмы испытывают дифференциацию и своего рода глубинную ассимиляцию. Кроме того, состав их значительно варьирует в зависимости от глубины отделения жидкости от релитового вещества после ее выплавления. При поступлении мантийных расплавов в кору их состав претерпевает изменения, обусловленные взаимодействием с коровым материалом. Эти изменения оказываются тем значительнее, чем меньше проницаемость коры на том или ином этапе развития или в том или ином участке геосинклинали.

Пульсационная природа тектонических движений в геосинклиналях, выражающаяся в периодическом увеличении проницаемости земной коры, сменяющейся эпохами сжатия, приводит к тому, что относительно «чистые» мантийные магмы поступают на поверхность периодически, совпадая с эпохами повышенной проницаемости (см. гл. V). На примере Урала было показано, что эти магмы, начинающие тектоно-магматические этапы, относительно менее обогащены флюидами по сравнению с магматическими расплавами, завершающими их и испытавшими наиболее длительное взаимодействие с вмещающим, в большинстве случаев, коровым материалом. Эти изменения флюидного режима в магмах накладываются на изменения, свойственные геосинклинальному развитию, достигая максимума в начале орогенного этапа, после чего магмы вновь становятся более сухими. Изменение содержания флюидов в магме и соответственно температуры их выплавления приводит к изменению уровня магнезиального процесса в развитии геосинклиналей. Тот факт, что наибольшее обогащение флюидами свойственно тем магмам, которые отстаиваются в промежуточных очагах и испытывают взаимодействие с коровым материалом, показывает, что значительная часть магматических флюидов заимствуется из верхних оболочек Земли. Это положение подтверждается возрастанием степени окисленности флюидов по времени, наблюдаемой в вулканических породах, фиксируемой степенью окисленности железа в вулканитах и обуславливающей смену феннеровского толеитового типа дифференциации базальтоидов боуэновским известково-щелочным (Фролова, 1968). Возрастание окисленности флюидов тесно коррелируется с увеличением содержания калия в вулканитах, что еще раз подтверждает высказанное выше предположение о мобилизации калия из верхних оболочек Земли, обогащенных кислородом.

Кислый вулканизм, свойственный геосинклиналям, также закономерно эволюционирует в процессе их развития, причем некоторые черты этой эволюции становятся понятными при их сопоставлении с эволюцией базальтоидных магм.

Наиболее ранними кислыми вулканидами геосинклиналей, обычно развитыми спорадически, являются вулканиды контрастных формаций. Они имеют гетерогенное происхождение. Незначительная часть этих вулканидов генетически связана с эволюцией базальтовой магмы, представляя собой дифференциаты перегретых сухих базальтовых распла-

вов (Костина, 1974), в то время как большая их часть представляет палингенные выплавки, постепенно эволюционирующие от наиболее глубоких «сухих» расплавов к относительно менее глубинным. По мере развития геосинклинали от этапа к этапу возрастает количество кислых пород, связанных с непрерывными формациями, относительно богатых летучими компонентами, что является отражением развития геосинклинального вулканизма, сопровождаемого возрастанием роли летучих компонентов, степени прогрева коры и вовлечения ее в магмообразование. При этом также отмечается увеличение роли калия во флюидах и степени их окисленности соответственно тому, как было отмечено при анализе базальтоидного вулканизма. Заслуживает внимания, что эволюция кислого вулканизма в процессе развития отдельных геосинклиналей повторяет эволюцию кремнекислых магматических образований в процессе развития земной коры в целом — с уменьшением роли кислых дифференциатов базальтовой магмы и возрастанием количества коровых производных.

При обсуждении вопросов происхождения больших объемов кислых пород, представляющих специфическую особенность геосинклиналей, необходимо помнить, что процессы эволюции магм в областях с примитивной океанической корой не влекут за собой образование сколько-нибудь ощутимых объемов кислых пород. Если зачатки контрастных серий известны на континентальных платформах, то непрерывные известково-щелочные серии являются принадлежностью геосинклинальных поясов.

Преобразования, которым подвергаются мантийные расплавы в областях с континентальной корой в результате процессов палингенного плавления и ассимиляции ее материала, накладываются на преобразования, имеющие место в результате их глубинной эволюции. Вследствие этого вулканизм континентальных секторов Земли значительно более разнообразен, чем океанический. Особенно он разнообразен в геосинклинальных зонах, где высокая степень прогрева вещества коры (как реликтов древней, так и новообразованной в процессе геосинклинального развития) способствует вовлечению ее в магмообразование и интенсифицирует процессы образования кислых пород. Высокая энергоемкость этого процесса приводит к одновременному затуханию магматической активности глубин (Шейнманн, 1969), поэтому появление больших объемов кислых пород является признаком «умирания» геосинклинали.

Широкое развитие кислых пород в пределах древних внутриплатформенных геосинклинальных систем типа Уральской, появляющихся уже в раннегеосинклинальную стадию, наряду с близостью химизма толеитовых базальтов начальных этапов их развития к древним континентальным (трапповым) базальтам (в частности, обогащение их калием по сравнению с примитивными океаническими толитами) является одним из петрологических доказательств наличия реликтов древней континентальной коры в основании этих геосинклинальных систем.

Установление вертикальных и латеральных рядов магматических формаций геосинклиналей прошлого ставит на повестку дня их сравнение с магматизмом современных подвижных поясов, оживленно дискутирующееся в последние годы в геологической литературе (Пейве и др., 1972; Зоненшайн, 1972; и др.). С этой точки зрения наиболее перспективным является сравнительное изучение магматизма древних геосинклиналей, с одной стороны, и магматизма срединно-океанических хребтов и островных дуг с сопряженными с ними глубоководными

желобами и окраинными морями, по мнению многих исследователей, являющихся современными аналогами древних геосинклиналей, с другой.

Магматизм ранних этапов развития геосинклиналей и срединно-океанических хребтов на первый взгляд обнаруживает большое сходство. Однако, как было показано выше (см. гл. V), более детальное сравнение магматических пород (базальтов и гипербазитов) тех и других структур показывает существенные различия между ними. Кроме того, весьма показательным является сравнение эволюции магматизма в геосинклиналях и срединно-океанических хребтах. В геосинклиналях однородные толенты сменяются во времени контрастными формациями, содержащими то или иное количество кислых пород. Для срединно-океанических хребтов характерна смена толентов базальтов базальтами повышенной щелочности и щелочными, не свойственная геосинклиналям. Приведенные данные вполне сопоставимы, так как период времени, в течение которого удается проследить эволюцию магматизма в срединно-океанических хребтах, достаточно длителен (по крайней мере с мела). За тот же период времени геосинклинали альпийского пояса успели пройти почти полный цикл своего развития.

Таким образом, магматизм срединно-океанических хребтов существенно отличается от геосинклинального, что не дает возможности рассматривать первые как ранние этапы развития геосинклиналей. Возможно, что они представляют собой специфические кайнозойские образования. Подтверждением этому предположению является своеобразный магматизм континентальных рифтов, столь отличный от ранних этапов развития геосинклиналей.

Обратимся к сравнению магматизма древних геосинклиналей и островных дуг. Помимо того факта, что известны непосредственные переходы островных дуг в молодые складчатые области (Шейнманн, 1969), наблюдается поразительное сходство их магматизма с магматизмом геосинклиналей. В настоящее время известны островные дуги, находящиеся на различных этапах развития, что дает возможность восстановить достаточно протяженный отрезок истории их магматизма. Закономерная смена толентовых базальтовых серий известково-щелочными, характерная для геосинклиналей, наблюдается и в островных дугах. Рассмотрение латеральных рядов магматизма в пределах островных дуг и связанных с ними глубоководных желобов и окраинных морей еще больше сближает их с геосинклиналями, которым также свойственна четкая латеральная изменчивость продуктов магматизма. Выше уже проводилась аналогия между офиолитовыми зонами геосинклинали Южного Урала и глубоководными желобами с их гипербазитами, толентовыми сериями и кремнистыми осадками. Поскольку можно считать доказанной связь островных дуг молодых складчатых областей с фокальными зонами Беньюффа (тектоноферами Ю. М. Шейнманна), вероятно предположение о наличии таких же зон, связанных с геосинклиналями прошлого.

Таким образом, с точки зрения магматических явлений геосинклинали и подвижные зоны окраин континентов (островные дуги, глубоководные желоба и окраинные моря) очень близки. В то же время трудно себе представить, что офиолитовые зоны геосинклиналей являются рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов, в результате крупных горизонтальных перемещений сближенных с островными дугами и воспринимающихся нами как единые геосинклинальные структуры. В ряде конкретных случаев это сделать просто невозможно, так как фациальные переходы между разновозрастными отложениями

различных структурных зон геосинклиналей свидетельствуют о том, что они представляли собой во время своего формирования единое целое. Нужно учитывать также тот факт, что на современной поверхности Земли мы никогда не видим переходов рифтовых зон в островные дуги. Скорее наблюдается некоторая антагонистичность этих структур (Фролова, Рудник, Орленок, 1974). В то же время, если бы те и другие представляли собой следующие звенья в единой временной цепи явлений, при известной неоднородности развития отдельных участков подвижных поясов по простиранию (Эрлих, 1973), эти взаимные переходы, несомненно, наблюдались бы.

Одним из путей решения поставленных выше вопросов является детальное сравнительное изучение вещества магматических серий подвижных зон океанов и континентов с целью получения данных, которые могут быть объяснены однозначно.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. И. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидов Малого Кавказа. «Сов. геология», 1961, № 6.
- Авдонин В. В. Геологические условия образования и размещения медноколчеданных и полиметаллических руд в Ашебутакском районе (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Алейников А. Л., Беллавин О. В., Кузнецов А. А. Некоторые данные, подтверждающие эпиплатформенный характер Уральской геосинклинальной области. В кн.: «Строение земной коры Урала». Труды Ин-та геофизики. Свердловск, 1967.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Элементы геологического строения Восточного склона Урала и Зауралья по геофизическим данным. «Труды Свердловск. горного ин-та», 1963, вып. 43.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И., Кузнецов А. А., Бачин А. П., Бельтенева Е. Б., Игошин Б. Л., Кленчин Н. Н., Чергинцев В. Ф. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Баскина В. А. Магматизм Исландии. «Сов. геология», 1971, № 1.
- Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии. В кн.: «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963а.
- Батти М. Х. Щелочной метасоматоз и петрология некоторых кератофилов. В кн.: «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963б.
- Беллавин О. В. О природе гравитационной аномалии к востоку от Тараташского антиклинория. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 5.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли. «Сов. геология», 1969а, № 1.
- Белоусов В. В. Факторы маглообразования и их связь с тектоногенезом. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969б.
- Беляев А. А., Баклаев Я. П. О среднепалеозойском вулканическом аппарате на Южном Урале. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 2.
- Бельтенева Е. Б., Мансуров В. С., Флакс Я. Ш., Кривченко А. И. Строение Магнитогорской синклинали зоны Южного Урала по геофизическим данным в связи с возможной ее нефтегазоносностью. «Геология нефти и газа», 1965, № 1.
- Бобохов А. С. Магматогенные брекчии и брекчиевидные породы кислого состава девона западного крыла Магнитогорского синклинория и взаимоотношения их с колчеданным оруденением. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Бондаренко В. Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М., «Недра», 1967.
- Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Новгородо-

- ва М. И. О металлогенической специализации колчеданных вулканогенных формаций. ДАН СССР, т. 187, 1969, № 2.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Ширай Е. П. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданоносных областей. «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Попов Б. А., Потапенко Б. П., Ширай Е. П. Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклинальных систем как основа прогнозирования колчеданных месторождений. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала». Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1974.
- Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Кривцов А. И., Курбанов Н. К. Геолого-фациальная и петрохимическая характеристика силуро-девонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория. «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105.
- Борукаев Р. А., Миллер Е. Е. Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1965.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1934.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. В кн.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.
- Бурикова И. А. Происхождение игнимбриоподобных туфов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала. Тезисы докл. IV научной отчетной конференции геологич. ф-та МГУ, 1969.
- Бурикова И. А. Петрология кремнекислых вулканитов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала (на примере северной части Магнитогорского мегасинклинория). Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Вакар В. А. Роль ассимиляции в процессах дифференциации трапповой магмы. «Труды НИИГА», 1967 т. 151.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. «Геохимия», 1962а, № 3.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962б, № 7.
- Гамильтон У. Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970.
- Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Проблема № 8. М., «Наука», 1960.
- Гаррис М. А. Геохронологическая схема тектоно-магматических циклов геосинклинального развития Урала. В сб.: «Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, изд. БФ АН СССР, 1973.
- Геншафт Ю. С., Соловьева Т. Н., Эрлих Э. Н. Кристаллизация высокоглиноземистого базальта при высоких давлениях. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1973, т. XLVIII, вып. 6.
- Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Годлевский М. И., Степанов Л. К. Дифференциация базальтоидных интрузий в зависимости от подвижности FeO и SiO_2 . В кн.: «Очерки физико-химической петрологии». М., «Наука», 1969.
- Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау. «Труды ГИН АН СССР», 1964, вып. 124.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Грешнер С. Г. Игнимбриты в Главной вулканогенной зоне Урала. В кн.: «Магматические формации, магматизм и метаморфизм Урала». Свердловск, 1969.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968а.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В кн.: «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968б.
- Гушин А. В. Распределение хрома и никеля — индикаторов генезиса вулканических серий. «Сов. геология», 1971, № 12.
- Дементьев Г. Я. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклинория по данным геофизики. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Дементьев Г. Я., Шамаков В. И. Результаты гравиметровых работ по пересечению Магнитогорского синклинория. В кн.: «Вопросы разведочной геофизики». «Труды Свердловского горн. ин-та», 1963, вып. 44.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973.
- Дорофеев Б. В. Развитие сопряженных активизированных зон на Урале. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Дуничев В. М. О роли корового вулканизма в проявлении позднемиоцен-плиоцен-

- четвертичного вулканизма Курильской островной дуги. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1974, № 9.
- Дьюи Д., Берд Д. Горные пояса и новая глобальная тектоника. В кн.: «Новая глобальная тектоника». М., «Мир», 1974.
- Ермаков В. А. Единая схема тектоно-магматического процесса, основанная на петрологическом и геофизическом изучении Ключевской группы вулканов. В сб.: «Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса». Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Бляна на Урале. «Труды Ин-та геологич. наук», 1946, сер. № 24, вып. 71.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложении к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Иванов С. Н. О происхождении кварцевых альбитофиров спилит-диабазовой (спилит-кератофировой) формации Урала. В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Свердловск, 1963.
- Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. В сб.: «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. I. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1969а.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. «Геология рудных месторождений», 1969б, № 1.
- Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштатер Г. Б. Палеозойская история Урала. В сб.: «Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала». Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1974.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Свердловск, 1963.
- Йодер Г. С., Тилли К. З. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 4.
- Каретин Ю. С. Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклиниория на севере Среднего и Северного Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1973.
- Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970.
- Кеннеди Д. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. В сб.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.
- Кеннеди Д. О роли воды в магме. В кн.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Мирлин Г. А., Рожков И. С. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. ГИ АН СССР. М.—Л., 1940.
- Коптев-Дворников В. С., Петрова М. А. Петрохимическая классификация эффузивов кислого состава. В сб.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». М., «Наука», 1972.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Проблема № 1. «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.
- Кориневский В. Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1969.
- Коротеев В. А. Андезито-базальтовый вулканизм Ирландской структурно-фациальной зоны Магнитогорского погружения на Южном Урале. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1968.
- Костина Р. И. Раннегеосинклинальный кислый вулканизм Магнитогорского мега-синклиниория. Автореф. канд. дисс. М., 1974.
- Кравченко С. М. О геохимических различиях океанических толеитов и континентальных калиевых щелочных базальтов. В сб.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970.
- Кузнецов А. А., Таврин И. Ф. Глубинное строение Магнитогорского синклиниория на Южном Урале по данным геофизики. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Оренбургской области». Оренбург — Свердловск, 1960.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Урала. М., Изд-во АН СССР, 1939.

- Кузнецов И. Е. Субвулканические пироксеновые порфириты горы Медной (Южный Урал). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. В кн.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. I. М., «Наука», 1969.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Куно Х. Серии изверженных пород. В кн.: «Химия земной коры», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Курбанов Н. К. Положение колчеданного оруденения в истории развития среднедевонского вулканизма и закономерности его размещения в пределах северной части Учалинского колчеданосного пояса. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртамынского района на Южном Урале. «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 81.
- Ломизе М. Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.
- Луканин О. А., Кадик А. А. Влияние воды на образование высокоглиноземистых пород известково-щелочной серии. В сб.: «Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса». Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Лутц Б. Г. Эклогиты верхней мантии. В сб.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971.
- Лутц Б. Г. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1974, т. XLIX, вып. 2.
- Лучицкий И. А. Основы палеовулканологии, т. II. М., «Наука», 1973.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли, М., «Недра», 1965.
- Макаренко Г. Ф. Аномальное тепловое поле Центральной Сибири в триасе. В кн.: «Проблемы палеовулканизма Средней Сибири». Красноярск, 1970.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск. «Труды Ин-та геологии АН СССР», 1965, вып. 73.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. I Междунар. геохим. конгресс, т. III, кн. I. «Метаморфизм и метасоматоз». М., 1972.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И. Достижения и проблемы региональной петрологии. «Изв. высш. уч. зав.», геология и разведка, 1972, № 12.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Масуренков Ю. П. Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов. В сб.: «Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса». Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Мельникова Г. Б. Среднедевонский (позднейфель-живетский) вулканизм северной части Магнитогорского погружения. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1970.
- Минкин Л. М. О строении Урала по геофизическим данным. В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. I. Свердловск, 1963.
- Моссаковский А. А. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Проблема № 2. «Вулканизм и тектогенез». М., «Наука», 1968.
- Мухина В. П., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельский век. Труды I рабоч. совещ. по петрографии Урала. Свердловск, 1965.
- Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. I. Свердловск, 1963.
- Нечеухин В. М., Маркс В. А., Прокин В. А. Метаморфизм горных пород вулканогенных толщ областей древнего вулканизма и его графическое отображение на картах. В кн.: «Палеовулканизм Урала». Свердловск, изд. УФ АН СССР, 1968.
- Николаевский А. А., Тюрин М. И. Некоторые черты глубинного геологического строения Магнитогорского синклиория по данным геофизики. «Сов. геология», 1963, № 5.
- Новикова М. З. Эволюция состава нижнепалеозойских базальтов Степнякского синклиория (Северный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1974, № 6.
- Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958.
- Огаринов И. С. Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1974.
- Осборн Е. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. «Новости зарубежной геологии», 1959, т. 257, № 8, вып. 37.
- Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания

- воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. В кн.: «Химия земной коры», т. 2. М., «Наука», 1964.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. «Геотектоника», 1973, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. «Сов. геология», 1972, № 12.
- Петрова М. А. Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (на примере Кавказа и Карпат). «Сов. геология», 1972, № 10.
- Петрова М. А., Бурикова И. А., Рогов В. И. Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья. Тезисы докладов I симпозиума по вулканизму Южного Урала. Миасс, изд. УНЦ АН СССР, 1971.
- Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь, 1971.
- Плюснин К. П., Плюснина А. А. К стратиграфии нижнего карбона Магнитогорского синклиория. «Мат-лы по геологии Урала», 1962, вып. 10.
- Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1973.
- Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захарова А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. В кн.: «Эндогенные рудные месторождения». М., «Наука», 1968.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М., «Наука», 1965.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Рогов В. И. Связь вулканизма с блоковым строением основания Кизильского прогиба (Магнитогорский мегасинклиорий). В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых Южного Урала». Уфа; изд. БФ АН СССР, 1973.
- Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», 1958, вып. 6.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры. В сб.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971.
- Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциально-рудноносных гранитоидов. Материалы симпозиума. Иркутск, 1970.
- Садецкий-Кардош Э. Структуры пород и изменение режима летучих в ходе эволюции Земли. В кн.: «Химия земной коры», т. 2. М., «Наука», 1964.
- Салихов Д. Н. Габброидные и гранитные интрузивные комплексы Учалинского рудного района на Южном Урале. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1970.
- Серавкин И. Б. Геологическое строение Западно-Баймакской рудоносной зоны и условия локализации золото-полиметаллического оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. «Мат-лы ВСЕГЕИ», общ. серия, сб. 3. М.—Л., 1948.
- Сергиевский В. М. Вулканизм. В кн.: «Геология СССР», т. XIII, ч. 1. М., 1969.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР», серия геол., 1969, № 3.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Фаменский век. «Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР», 1961.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Палеогеография верхнетурнейского яруса Урала. Свердловск, 1967.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобричев А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.
- Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б. Эволюция магматических и рудообразующих процессов в течение раннегеосинклинальной стадии развития Магнитогорского синклиория. В сб.: «Эволюция вулканизма в истории Земли». М., 1973.
- Струве Н. В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. Л., Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 6.

- Таврин И. Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. М., ОНТИ, 1932.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967.
- Тиррель Г. В. Вулканыты. М., ОНТИ, 1934.
- Удинцев Г. Б., Чернышова В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Уокер Ф., Польдерваарт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В кн.: «Геология и петрография трапвых формаций». М., ИЛ, 1950.
- Устиев Е. К. Анейский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Фролов В. Т. О ритмичном строении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклиория. В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
- Фролова Т. И. Взаимоотношения эффузивных и интрузивных форм магматизма в процессе развития палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала. В кн.: «Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. «Сов. геология», 1968, № 11.
- Фролова Т. И. Геосинклиальный вулканизм. Проблемы происхождения и размещения магматических формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. В кн.: «Проблемы магматической геологии». Новосибирск, «Наука», 1973.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Петрохимические критерии сходства и различия эффузивных и субвулканических фаций комагматических серий. В кн.: «Вопросы петрохимии». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1969а.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Сравнительная характеристика эффузивных и субвулканических фаций среднего девона на Южном Урале. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1969б, № 4.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гущин А. В., Петрова М. А., Рогов В. И. О петрологических различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналей. В сб.: «Эволюция вулканизма в земной коре». Труды I Всесоюзного симпозиума по вулканизму. М., 1973.
- Фролова Т. И., Гончарова Т. Я., Шарфман В. С. Основные черты палеозойского вулканизма Южного Урала. В кн.: «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.
- Фролова Т. И., Курчатов А. М. О субвулканических залежах основного состава среди среднепалеозойских отложений Магнитогорского синклиория на Южном Урале. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1962, № 1.
- Фролова Т. И., Островская Е. В. О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала. В кн.: «Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала». Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1969.
- Фролова Т. И., Петрова М. А., Гущин А. В. Некоторые особенности вулканизма геосинклиналей. В сб.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». М., «Наука», 1972.
- Фролова Т. И., Петрова М. А., Гущин А. В., Рудник Г. Б. Главнейшие особенности вулканизма подвижных зон. Тезисы IV петрограф. совещания. Баку, 1969.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Магматизм северной части Магнитогорского синклиория. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 8, 1961.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1972, № 5.

- Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Орленок В. В. Основные черты строения и эволюция Южных Антил и моря Скоша. «Геотектоника», 1974, № 3.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южного Урала. «Сов. геология», 1966, № 5.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. «Геотектоника», 1972, № 6.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серия магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные породы улутауской свиты. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 1.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 1.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Херасков Н. П. Особенности строения и история развития доуралид Южного Урала. В кн.: «Тектоника и формации». М., «Наука», 1967.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 92.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов. «Геохимия», 1969, № 3.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. «Геохимия», 1972, № 4.
- Хрычев Б. А., Лысяков Л. М. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Челноков В. П. Первичный состав кварцевых альбитофиров и условия их образования. Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1974.
- Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972.
- Чернышова В. И. Петрография и химический состав лав Центрально-Индийского хребта. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 2.
- Чесноков С. В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Чесноков С. В., Бурикова И. А. О роли динамометаморфического расщепления в генезисе околорудных сланцев Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале. ДАН СССР, 1968, т. 182, № 1.
- Шарфман В. С. Сибайский стратовулкан на Южном Урале. ДАН СССР, 1968, т. 182, № 1.
- Шарфман В. С. Особенности строения и развития палеовулканов в спилито-альбитофировых формациях Южного Урала. Тезисы докл. V научной отчетной конференции геологич. ф-та МГУ, 1970.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. В сб.: «Мат-лы к познанию геологического строения СССР». «Бюлл. МОИП», нов. серия, 1945, вып. 2(5).
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. «Сов. геология», 1969, № 2.
- Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 2. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1974, т. XLIX, вып. 1.
- Шейнманн Ю. М., Баженова Г. Н. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океана и материков. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1972, т. XLVII, вып. 3.
- Шмидт А. И. Условия локализации и вопросы генезиса золото-колчеданных месторождений Куросанской группы (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Штейнберг А. Д. Среднедевонские магматические формации Александринского района на Южном Урале. В кн.: «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д. С. Петрохимия эффузивных формаций Урала. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1964.
- Штейнберг Д. С. Геологическая история Урала и петрология. В сб.: «Магматизм,

- метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала». Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1974.
- Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Формационное деление магматических формаций на Урале. В кн.: «Магматические формации». Свердловск, 1964.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм. В сб.: «Вопросы петрохимии». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1969.
- Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Язев Р. Г. Петрология кремнекислых вулканитов дифференцированных эвгеосинклинальных ассоциаций. Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1974.
- Яковлев Г. Ф. Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. В кн.: «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюидпорфировые комплексы юго-западного Алтая. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1973, № 2.
- Яковлева Е. Б. Девонский вулканизм Центральной части Рудного Алтая. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Ярош А. Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В сб.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Aoki R., Oji Y. Calc-alkaline volcanic rock series derived from alkali-olivine basalt magma. Y. «Geoph. Res.», 1966, vol. 71.
- Benson W. N. The basic igneous rocks of Eastern Otago and their tectonic environment. «Royal. Soc. New Zealand Trans.», vol. 72, 1942.
- Brown G. M. Mineralogy of Basaltic Rocks. Basalts, 1967, v. I.
- Challis G. A., Lauder W. R. The genetic position of «alpine» type ultramafic rocks. «Bull. volcan.», 1966, vol. 29.
- Cornwall H. R., Rose H. J. Minor elements in Keweenawan lavas. «Michigan. Geochim. et Cosmoch. Acta», 1957, vol. 12.
- Dickson F. W. Zone melting as a mechanism of intrusion — a possible solution of the room and superheat problems (abstract). «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1958, vol. 39.
- Doe Bruce R., Lipman Peter W., Hedge Carl E., Kurasawa Hajime. Primitive and contaminated basalts from the Southern Rocky Mountains, U. S. A. «Contribs Mineral and Petrol.», 1969, vol. 21, N 2.
- Engel A. E. J., Engel C. J., Havens R. G. Chemical characteristic of oceanic basalts and the upper mantle. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1965, vol. 76, № 7.
- Ewart A., Stipp J. J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand as indicated by a study of Sr^{87}/Sr^{86} ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1968, vol. 32, N 7.
- Fenner C. N. The crystallization of basalts. «Amer. J. Sci.», 1929, vol. 18.
- Gibson I. L. Origin of some Iselandic pitchstones. «Lithos», 1969, vol. 2, N 4.
- Green D. H., Ringwood A. E. Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. «Contribs Mineral and Petrol.», 1968a, vol. 18, No. 2.
- Green D. H., Ringwood A. E. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. «Barth and Planet. Sci. Letters», 1968b, v. 3, No. 5.
- Hamilton D. Z., Anderson J. M. Effect of Water and Oxygen Pressures on the Crystallisation of Basaltic Magmas. Basalts, 1967, vol. I.
- Holloway J. R., Burnham C. W. Melting relation of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. «J. of Petrology», 1972, vol. 13, No. 1.
- Houtz R. E. Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania. «Geol. Soc. Amer.», 1953, vol. 64.
- Kennedy W. G., Anderson E. U. Crustal layers and the origin of magmas. «Bull. Volcan.», ser. II, 1938, vol. 3, N 16.
- Kuenen Ph. H., Migliorini C. J. Turbidity current as a cause of graded beddings. «J. Geol.», 1958, vol. 50, No. 2.
- Kuno H. Petrology of «Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1950, vol. 61.
- Kuno H. Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes. «Amer. Min.», 1955, vol. 40, No. 1—2.
- Kuno H. High-alumina basalt. «J. Petrol.», 1960, No. 1.
- Kuno H. Origin of andesite and its bearing on the islands arc structure. «Bull. volcan.», 1968, vol. XXXII, Fasc. I.
- Kuno H., Yamasaki K., Yida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas. «Japan Journ. Geol. a. Geograph.», 1957, vol. 28, No. 4.

- Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. «J. Petrology», 1963, vol. 4, No. 1.
- Le Bas M. J. The role aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. «Amer. J. Sci.», 1962, vol. 260.
- Lewis J. F., White E. W. Pyroxene relations in basalts and basaltic andesites from Soufriere, Vincent, West Indies. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1967, vol. 48, No. 1.
- MacDonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas. Contribution of the Hawaiian Institute of Geophys. Univers. of Hawaiian, 1968.
- Manson V. Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In: «Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition», 1967, vol. 1.
- Marshall P. Acid Rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. «Trans. Roy. Soc.», 1935, vol. 64, No. 2.
- Matsumoto T. Pressure effects of phase equilibria in some principal rock-forming minerals. — Proposal of a model regarding the origin of primary magmas. «J. Geosci. Osaka City Univ.», 1963, vol. 7.
- Menard H. W. The deepocean floor. «Sci. Amer.», 1969, vol. 221, No. 3.
- Miyashiro A. Volcanic rocks series in Island Arcs and active continental Margins. «Amer. Journ. Sci.», 1974, vol. 274, No. 4.
- Montigny Raymond, Javoy Marc, Allégre Claude J. Le problème des andésites. Etude du volcanisme quaternaire du Costa Rica (Amérique centrale) à l'aide des traceurs couples $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. «Compt. rend. Soc. géol. France», 1969, No. 8.
- Nicholls Y. A., Ringwood A. E. Production of silicasaturated tholeiitic magmas in Island Arcs. «Earth and Planetary Science Letters», 1972, No. 17.
- O'Hara M. J. Primary magmas and the origin of basalts. «Scottish. J. Geol.», 1965, vol. 1, pt. I.
- Ostapenko V. F., Fedorchenko V. I., Shilov V. N. Pumices ignimbrites and rhyolites from the Great Kurile Arc. «Bull. volcan.», 1967, vol. 30.
- Peacock M. A. Classification of igneous rocks. «J. Geol.», 1931, vol. 39.
- Poldervaart A. A., Parker A. B. The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. «Amer. J. Sci.», 1964, vol. 262.
- Prinz M. Geochemistry of basaltic rocks: trace element. In: «Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition», 1967, vol. 1.
- Schofield J. C. Region aspects of Cainozoic volcanology in the North Island of New Zealand — crustal fusion produces intermediate magma. «N. Z. J. Geol. and Geophys.», 1968, vol. 11, No. 2.
- Show D. M., Reilly G. A., Muysson Y. R., Rattenden G. E., Campbell F. E. En estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Gneiss. «Canad. J. Earth Sci.», 1967, vol. 5.
- Soulther J. G. Acid volcanism and its relationship to the tectonic history of the Cordillera of British Columbia, Canada. «Bull. volcanol.», 1967, vol. 30.
- Stevenson I. S., Colgrove G. L. The Sudbury eruptive: some petrogenetic concepts based on recent field work. «Intern. Geol. Congr. Rept. 23rd Sess. Czechos.», proc. sec. 4, 1968.
- Taylor H. P., Epstein S. $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ration in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland. «J. Petrol.», 1963, vol. 4.
- Taylor S. R., Kaye M., White A. I. R., Duncan A. R., Emart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1969, vol. 33, No. 2.
- Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. «Quart. J. Geol. Soc.», 1950, vol. 106, No. 421.
- Tilley C. E., Muir I. D. Tholeiite and tholeiitic series. «Geol. Mag.», 1967, vol. 104, No. 4.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. «Geol. Soc. Amer. Mem.», 1958, vol. 74.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace element during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1951, No. 1.
- Wilkinson J. F. G. The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Dundah, New South Wales. «Geol. Mag.», 1959, vol. 93.
- Wilkinson J. F. G. The petrography of basaltic rocks. In «Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition», 1967, vol. 1.
- Yoder H. S. Synthetic basalt. Carnegie In. Wash., Yearb., 1954, vol. 53.

ПРИЛОЖЕНИЯ

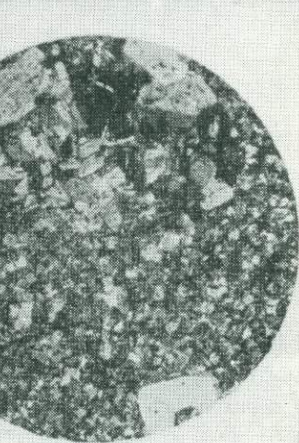
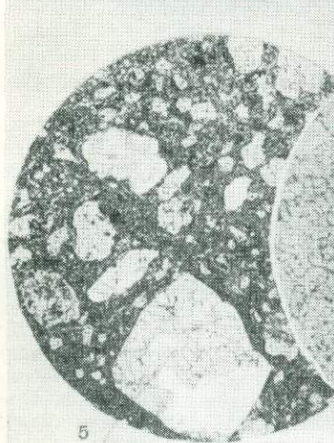
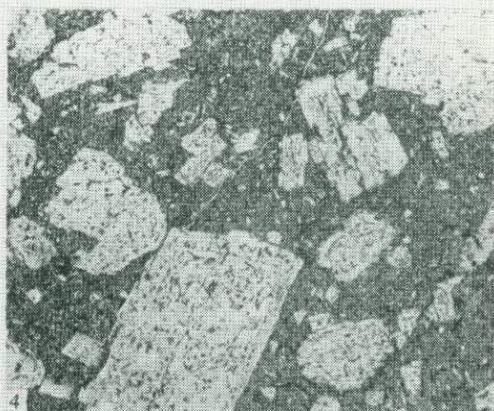
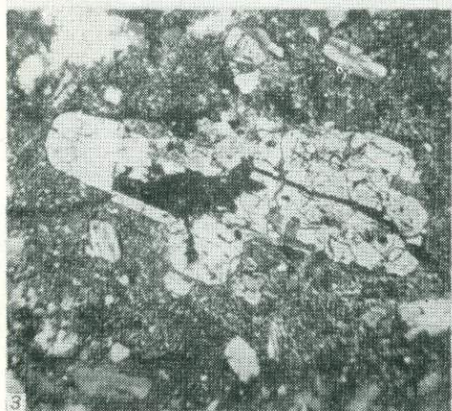
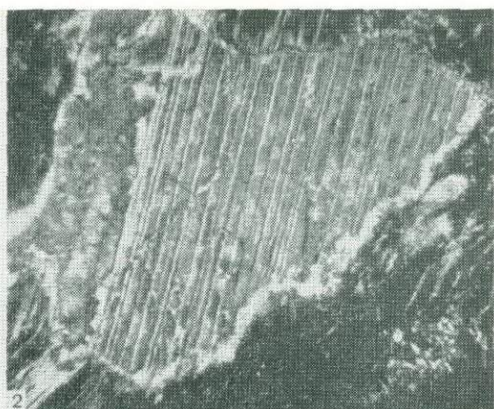
Вулканы контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) баймак-бурибаевской формации (1, 2, 4—9) и базальтовой (спилит-диабазовой) поляковской формации (3)

1 — базальтовый афирит; спилитовая структура; Баймакский район; увел. 24; при одном никеле. 2 — базальтовый афирит; метельчатая структура, характерная для внешних зон шаровых обособлений; Баймакский район; увел. 12; при одном никеле. 3 — базальтовый афирит миндалекаменный, видно уменьшение зернистости основной массы и увеличение содержания тонкораспыленного магнетита вблизи миндалины; к югу от с. Поляковка; увел. 12; при одном никеле. 4 — базальт с серийно-порфировой структурой; Баймакский район; увел. 8; при одном никеле. 5 — вариолитовая структура в базальтовых афиритах из краевой части шарового обособления; Баймакский район; увел. 24; николи скрещены. 6 — порфировый базальт с псевдоморфозами по оливину; Баймакский район; увел. 24; при одном никеле. 7 — плагиоклазовый дацит с микролитозернистой структурой основной массы; район г. Баймак; увел. 24; николи скрещены. 8 — плагиоклазовый дацит с пилотакситовой структурой основной массы; район г. Баймак; увел. 24; николи скрещены. 9 — липарит с метасферолитовой структурой основной массы и пегматоидным срастанием фенокристаллов; район г. Баймак; увел. 24; николи скрещены.



Вулканиды непрерывной базальт-андезито-базальтовой (базальтоидной порфиритовой) ирендыкской формации

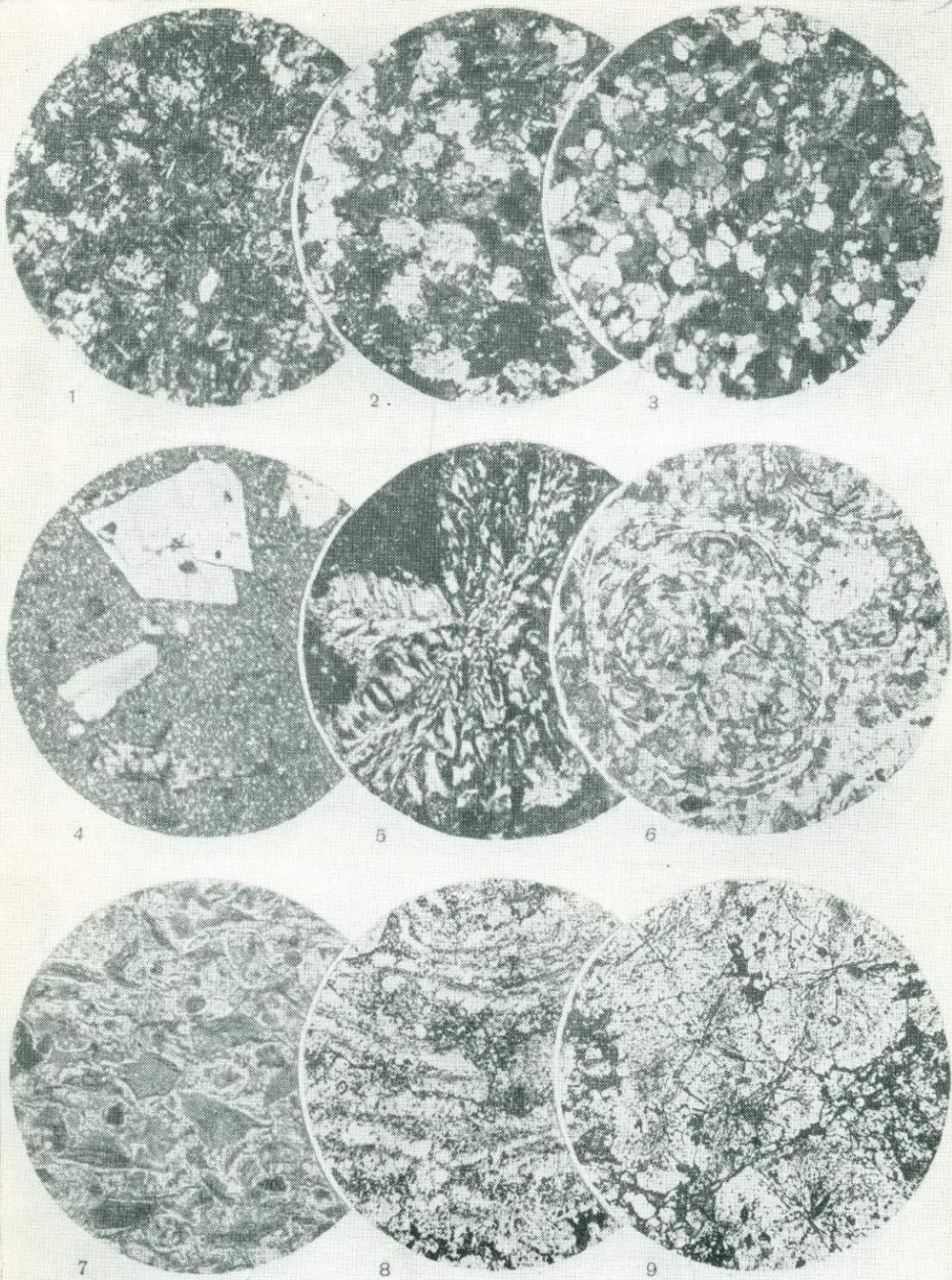
1 — гомеогенные включения в липарите с фельзитовой структурой основной массы; хр. Южный Ирендык, район г. Баймак; увел. 24; николи скрещены. 2 — пластинки распада в резорбированном вкрапленнике клинопироксена из андезито-базальта; хр. Южный Ирендык; увел. 75; николи скрещены. 3 — пироксен-плагноклазовый андезито-базальт, в центре — клинопироксен с вростками кристаллов плагноклаза второй генерации; хр. Южный Ирендык; увел. 24; николи скрещены. 4 — плагноклазовый андезито-базальт, видны вкрапленники плагноклаза двух генераций; хр. Северный Ирендык; увел. 24; при одном николе. 5 — пироксен-плагноклазовый андезито-базальт с редкими вкрапленниками клинопироксена первой генерации; хр. Южный Ирендык; увел. 15; при одном николе. 6 — липарит с метасферолитовой структурой основной массы и с опацитизированными вкрапленниками роговой обманки; хр. Южный Ирендык, район г. Баймак; увел. 24; при одном николе. 7 — характер гомеогенных включений в липарите с метасферолитовой структурой основной массы; хр. Южный Ирендык, район г. Баймак; увел. 24; николи скрещены.



Вулканы кислого состава контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) карамалыташской формации

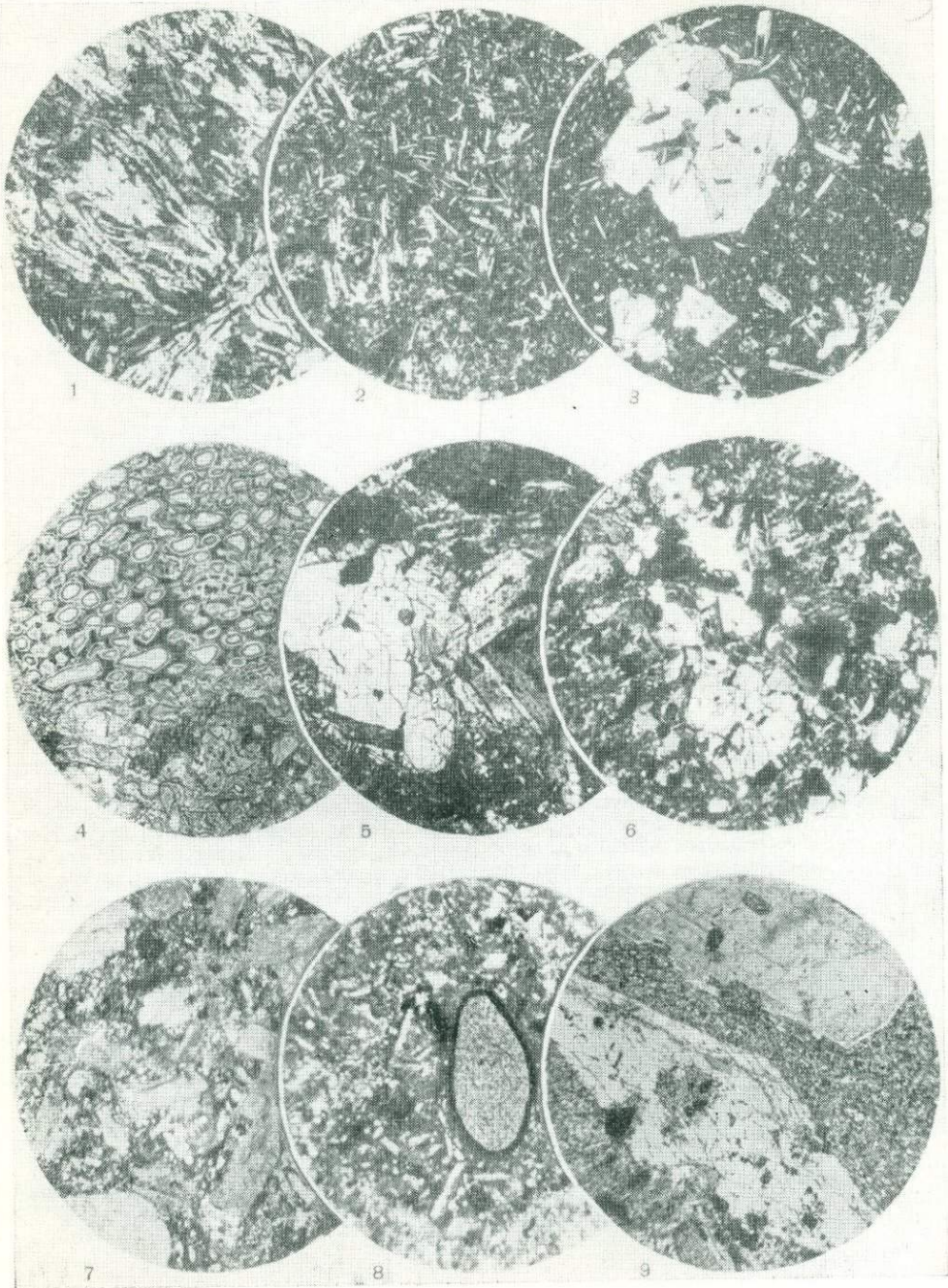
1—3 — различная степень перекристаллизации в эффузивах липарито-дацитового состава с образованием микропиклобластовой (2) и микрогранобластовой (3) структур: 1 — начальная, 2 — промежуточная, 3 — конечная стадии; район с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 4 — роговообманковые липариты эффузивные с микрофельзитовой структурой основной массы; район г. Сибай; увел. 24; николи скрещены. 5 — микропегматоидные сростания из основной массы в субвулканических липаритах района с. Сафарово; увел. 75; николи скрещены. 6 — перлитовая отдельность в липаритах, трещины носят скорлуповато-концентрический характер с диаметром не более 1,5 мм и выполнены «мозаичным» халцедоном, структура криптокристаллическая, реликтовая первичная — витрофировая; Абзелиловский район, оз. Банное; увел. 75; при одном николе. 7 — пепловый туф кислого состава, осколки стекла (темно-серое) полностью замещены хлоритом; район г. Сибай; увел. 24; при одном николе. 8 — липарит из лавового потока с флюидалной текстурой, видно чередование полос с фельзитовой (серое) и сферолитовой (белое) структурами основной массы; гора Ялай; увел. 24; николи скрещены. 9 — крупносферолитовая структура основной массы в субвулканических дацитах; гора Ялай; увел. 24; при одном николе.

Таблица III



Вулканыты основного состава контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) карамалыташской формации (1—6) и среднего состава непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой улутауской формации (7—9)

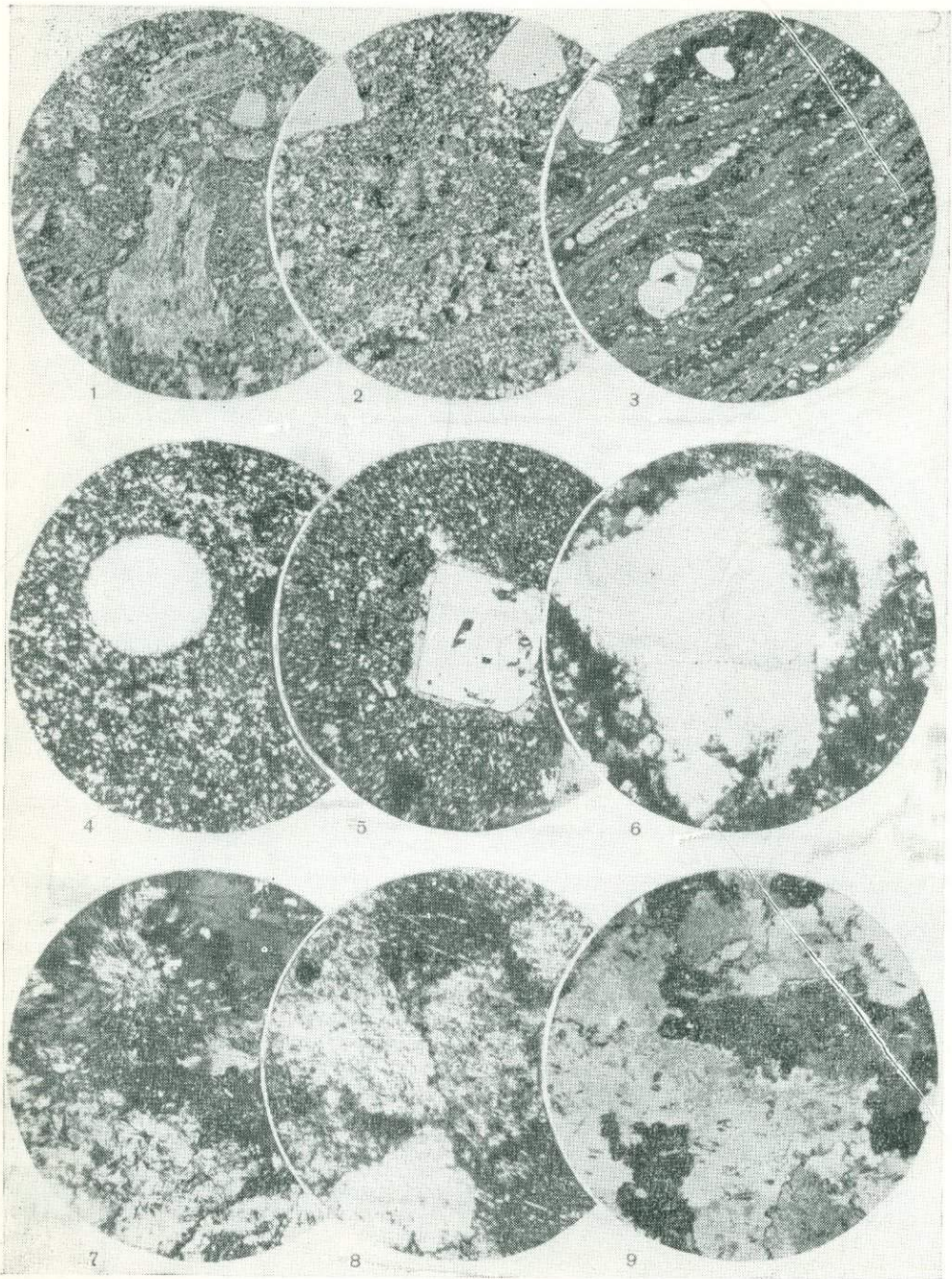
1 — базальтовый афирит с сноповидной структурой; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 2 — базальтовый афирит с интерсертальной структурой; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 3 — порфировый базальт с гиалопилитовой структурой основной массы и крупными вкрапленниками клинопироксена; с. Сафарово; увел. 75; николи скрещены. 4 — обломки андезито-базальта с пузыристой структурой из жерловой брекчи; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 5 — габбро-диабаз субвулканический; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 6 — кварцевый диабаз субвулканический; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 7 — пироксен-плагноклазовый андезит; район месторождения им. XIX партсъезда; увел. 24; николи скрещены. 8 — роговообманковый андезит, в центре — опациitized вкрапленник роговой обманки; с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены. 9 — роговообманково-плагноклазовый андезито-базальт, в центре — ромбоидальный вкрапленник роговой обманки; с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены.



Вулканы кислого состава непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой улутауской формации

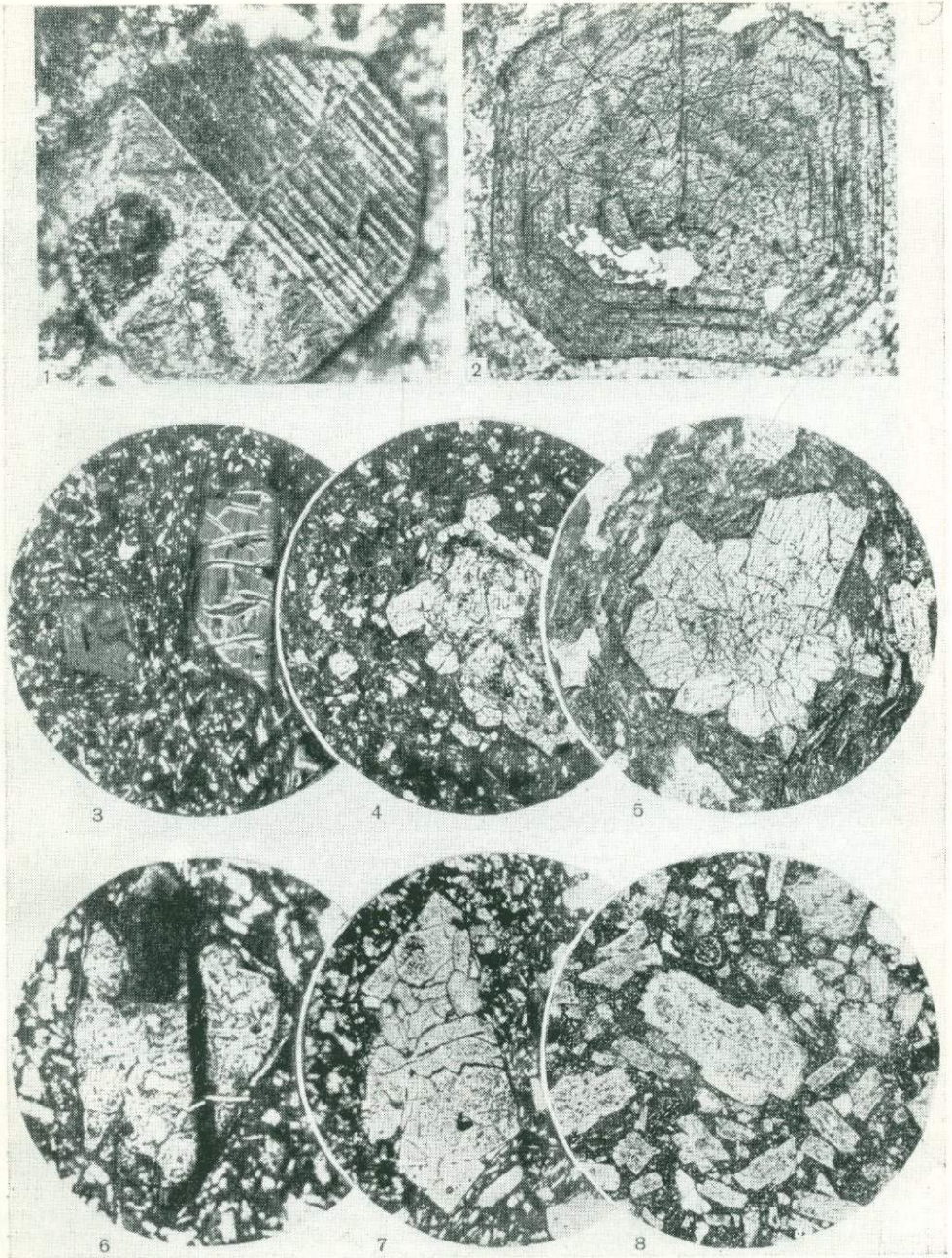
1 — эруптивная брекчия липаритового состава, видны обломки альбитизированного липарита с неровными фьямнеподобными окончаниями (серое), обломки зерен кварца (белое) и перекристаллизованная основная масса; район с. Первомайское; увел. 12; николи скрещены. 2 — экструзивные липариты с флюидальной текстурой, видно чередование полос с фельзитовой и сферолитовой структурами основной массы; район с. Первомайское; увел. 12; николи скрещены. 3 — флюидальные липариты из центральной части экструзии; район с. Первомайское; видно чередование полос с различными структурами раскристаллизации стекла; увел. 24; при одном никеле. 4 — оплавленные ксенокристаллы кварца в экструзивных липаритах; район с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены. 5 — липарит субвулканический с микролито-фельзитовой структурой основной массы, в центре — вкрапленник кварца, окруженный сферолитовой каймой; с. Сафарово; увел. 24; николи скрещены. 6 — резорбированные ксенокристаллы кварца в экструзивных липаритах, структура основной массы метасферолитовая; с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены. 7 — метасферолитовая структура перекристаллизации в наземных липаритах; с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены. 8—9 — различная степень перекристаллизации: 8 — дациты с реликтовой первичной гиалопилитовой структурой, 9 — липарит с микропайкилобластовой структурой, видны неправильной формы крупные зерна вторичного кварца, содержащие редкие микролиты плагиоклаза (возможно, калиевого полевого шпата?), реликтовая витрофировая структура с единичными микролитами; с. Первомайское; увел. 24; николи скрещены.

Таблица V

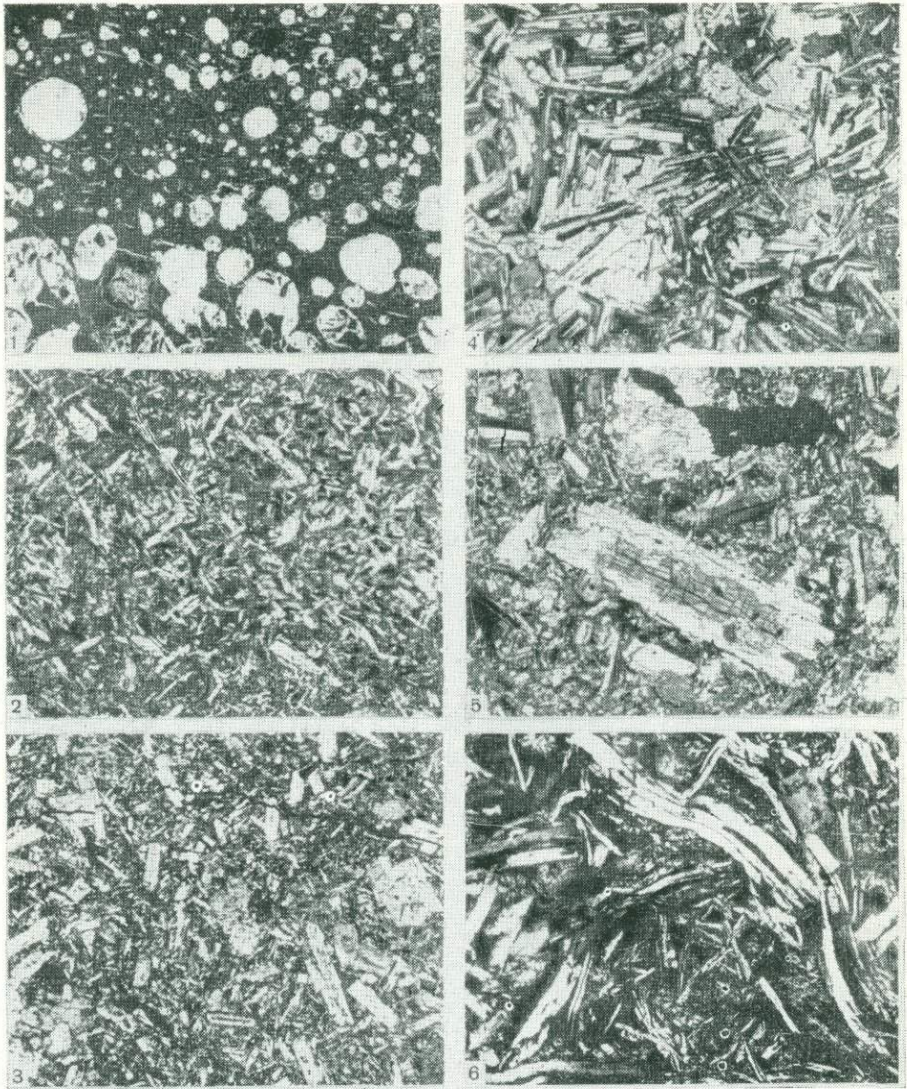


Вулканыты непрерывной базальт-андезито-базальтовой (базальтоидной порфиритовой) колтубанской формации

1 — пластинки распада во вкрапленниках клинопироксена второй генерации из андезит-базальтов; хр. Аратау; увел. 75; николи скрещены. 2 — зональность во вкрапленниках клинопироксена первой генерации из базальтов; гора Биягода; увел. 24; николи скрещены. 3 — дупироксеновый меланократовый базальт с псевдоморфозами бастиита по ортопироксену; гора Улькантау; увел. 24; николи скрещены. 4 — пироксен-роговообманковый андезит, видна кайма зерен клинопироксена второй генерации вокруг карбонатизированной псевдоморфозы цветного (роговой обманки); хр. Аратау; увел. 25; николи скрещены. 5 — дупироксен-плагиоклазовый базальт с гломеропорфирными сростками клинопироксена первой генерации; гора Улькантау; увел. 24; николи скрещены. 6 — оливин-плагиоклазовый базальт, в центре — псевдоморфоза серпентин-хлоритовых минералов по оливину; гора Черный Бугор; увел. 25; при одном николе. 7 — оливин-плагиоклазовый базальт с корродированными вкрапленниками оливина; гора Черный Бугор; увел. 25; при одном николе. 8 — пироксен-плагиоклазовый андезит-базальт с редкими оплавленными зернами кварца; хр. Аратау; увел. 15; николи скрещены.

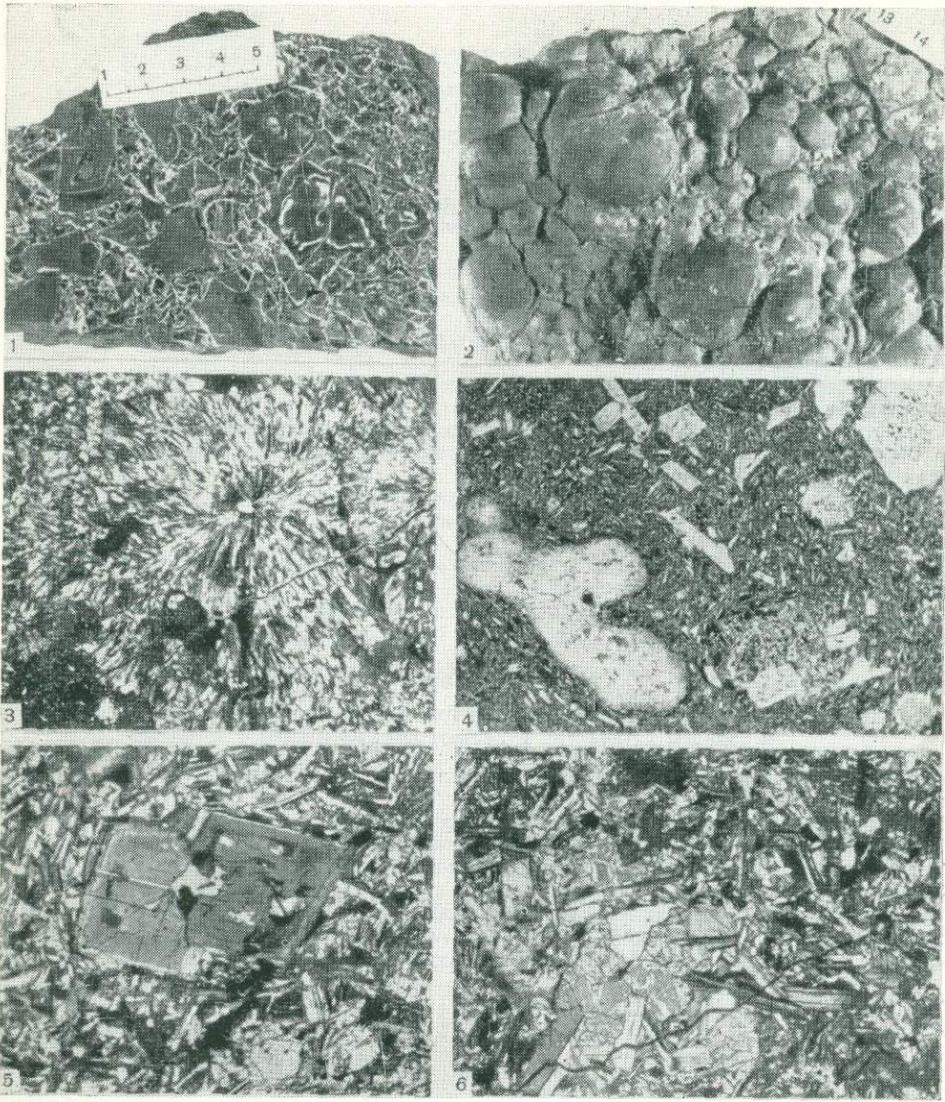


1. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 2. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 3. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 4. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 5. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 6. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 7. Кристаллы с радиально-концентрической структурой. 8. Кристаллы с радиально-концентрической структурой.



Вулканыты контрастной базальт-липаритовой березовской формации

1 — афировый базальт миндалекаменный из кровли потока, структура гиалопилитовая; левый берег р. Урал; увел. 12; при одном никеле. 2 — базальт раскристаллизованный с интерсертальной структурой, в 1,5 м от кровли потока; р. Урал вблизи пос. Грязнушинский; увел. 12; николи скрещены. 3 — слабопорфировый базальт с интерсертальной структурой из центральной части потока; р. Урал вблизи пос. Грязнушинский; увел. 12; николи скрещены. 4 — оливин-пироксен-плагноклазовый базальт с офитовой структурой; руч. Грязнушинский; увел. 12; николи скрещены. 5 — двупироксен-плагноклазовый порфировый базальт; руч. Грязнушинский; увел. 12; николи скрещены. 6 — афировый базальт, из центральной части шаровой отдельности; район пос. Березовский; увел. 12; николи скрещены.



Вулканы базальт-липаритовой березовской формации (1—3) и непрерывной базальт-трахиандезит-трахилипаритовой кизильской формации (4—6)

1 — гиалокластиты из толщи афировых базальтов, цемент карбонатный; р. Полевая.
 2 — липариты со сферолоидной текстурой; руч. Грязнушинский. 3 — сферолитовая структура из липаритов со сферолоидной текстурой; руч. Грязнушинский; увел. 24; николи скрещены. 4 — плагиоклазовый андезит-базальт с трахитоидной структурой основной массы; руч. Таш-газган; увел. 12; николи скрещены. 5 — ксенокристаллы полевого шпата в порфировых трахиандезитах; руч. Таш-газган; увел. 12; николи скрещены. 6 — оливин-плагиоклазовые порфировые базальты с микродolerитовой структурой основной массы; руч. Таш-газган; увел. 24; николи скрещены.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
--------------------	---

Часть первая

Эвгеосинклинальный вулканизм восточного склона Южного Урала

Глава I. Основные черты геологии и истории развития Магнитогорского синклинория	5
1. Общие вопросы геологии Магнитогорского синклинория	5
2. Основные черты строения и истории досилурийского фундамента	18
Глава II. Палеозойские вулканогенные формации восточного склона Южного Урала	24
1. Силурийская базальтовая (спилит-диабазовая) поляковская формация	24
2. Силурийская базальт-липаритовая (диабаз-альбитофировая) баймак-бурибаевская формация	36
3. Нижнедевонская базальт-андезит-базальтовая (базальтоидная порфирировая) ирендыкская формация	48
4. Среднедевонская базальт-липаритовая (диабаз-альбитофировая) карама-лыташская формация	78
5. Среднедевонская базальт-андезит-дацит-липаритовая улутауская формация	106
6. Верхнедевонская базальт-андезит-базальтовая (базальтоидная порфирировая) колтубанская формация	136
7. Нижнекаменноугольная базальт-липаритовая березовская формация	159
8. Нижнекаменноугольная базальт-трахиандезит-трахилипаритовая кизильская формация	168
Глава III. Палеогеографические условия и история вулканической деятельности	176
Глава IV. Вулканизм и тектоника	192
Глава V. Вертикальные и латеральные вариации состава палеозойских базальтов	202

Часть вторая

Закономерности эволюции геосинклинального вулканизма и вопросы петрологии вулканогенных формаций

Глава VI. Типы вулканогенных формаций геосинклиналей и вопросы их происхождения	213
1. Однородные базальтовые (диабазовые) формации ранних этапов развития геосинклиналей	213
2. Контрастные базальт-липаритовые (диабаз-альбитофировые) формации	216
3. Непрерывные (порфирировые) формации	230
Глава VII. О петрологических различиях колчеданоносных и неколчеданоносных вулканогенных формаций геосинклиналей	240
Глава VIII. Некоторые закономерности в развитии вулканизма геосинклиналей	247
Литература	256
Приложения	265

ТАТЬЯНА ИВАНОВНА ФРОЛОВА
ИРИНА АЛЕКСАНДРОВНА БУРИКОВА
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Редактор *И. М. Ерофеева*, Художественный редактор *М. Ф. Евстафьев*
Переплет художника *В. С. Казакевича*, Технический редактор *Н. А. Лебедева*.
Корректоры *М. И. Эльмус, Н. В. Тютина*.

Б.З. № 27—48—76

Сдано в набор 21/V 1975 г. Подписано к печати 26/I 1977 г.
Л-86222 Формат 70×108^{1/16} Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 17,5+2 вкл. (0,5)
Усл. печ. л. 25,2 Уч.-изд. л. 24,17 Изд. № 2606 Зак. 176 Тираж 1000 экз.
Цена 4 р. 08 к.

Издательство Московского университета. Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

Список опечаток
в книге Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой «Геосинклиальный вулканизм»

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
77	6 и 7 строки снизу	приводило к образованию сколько-нибудь значительных количеств ограничивало дифференциацию магмы потоками, силами и т. д. и не	ограничивало дифференциацию магмы потоками, силами и т. д. и не приводило к образованию сколько-нибудь значительных количеств
141	4 строка снизу	древней	дневной
147	13 строка снизу	реже	режим
212	10 строка снизу	раннегеосинклиальной	позднегеосинклиальной
244	5 строка сверху	природных	придонных

5545