

В. Г. Кориневский

# ЭФФУЗИВЫ УРАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО УРАЛЬСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

В. Г. Кориневский

# ЭФФУЗИВЫ УРАЛА

4864



СВЕРДЛОВСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО УРАЛЬСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1987



Кориневский В. Г. Эффузивы Урала.  
Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1987. 144 с.

На основе литературных данных и личных наблюдений рассмотрены вопросы формирования и строения излившихся пород Урала во временном интервале от рифея по триас. Критически проанализированы сведения о находках на Урале наземных лавовых потоков. В центре работы — продукты подводных вулканических извержений, подробно рассмотрены вопросы происхождения, состава и строения подушечных лав, пластовых потоков и гиалокластитов, выделены специфические образования — подводные силлопотокки. Описание конкретных эффузивных тел Урала предваряется сведениями о строении аналогичных тел в других регионах СССР и в зарубежных странах. Материал иллюстрирован многочисленными фотографиями и зарисовками. Книга может использоваться в качестве методического пособия при обучении студентов-геологов, геологических исследованиях в древних вулканических областях, изучении эффузивных пород дна океанов и проведении палеовулканологических работ.

Научный редактор

доктор геол.-мин. наук В. А. Коротеев

Рецензенты:

кандидаты геол.-мин. наук Л. Я. Кабанова, И. В. Семенов



## ВВЕДЕНИЕ

Урал — эталон складчатых областей фемического профиля. Его металлогеническое лицо в первую очередь определяют колчеданные месторождения. После исследований А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, В. И. Смирнова, В. А. Прокина, М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова, П. Ф. Сопко и др. прочно укоренились представления о парагенетической связи колчеданного рудообразования с вулканизмом в широком смысле. В связи с этим расширение минерально-сырьевой базы Урала требует детального изучения площадей развития вулканитов, выявления среди них палеовулканических построек, к которым и приурочена основная масса месторождений медных колчеданов. Одним из основных методических приемов является фаціальное расчленение вулканических толщ.

Способы определения фаціальной принадлежности вулканитов были рассмотрены в недавней работе [76]. По разным причинам там опущена значительная часть сведений о строении и отличиях эффузивных тел наземной и подводной фацій. Между тем они имеют очень большое значение при расчленении вулканогенных толщ прошлого, составлении карт древнего вулканизма, палеорекострукциях рудоносных вулканических аппаратов. Восстановить этот пробел я и попытался в предлагаемой книге. За основу были взяты результаты многолетних личных исследований эффузивных пород в Южных Мугоджарах и в Сакмарской зоне, а также материалы по другим районам Южного и Среднего Урала, полученные совместно с В. А. Коротеевым, Т. В. Диановой и Л. Я. Кабановой, которым я благодарен и многим обязан. Была критически проанализирована вся доступная литература по эффузивам Урала и других регионов СССР, а также рефераты и оригиналы многих зарубежных изданий. Все это позволяет надеяться, что изложенные в книге сведения достаточно полно характеризуют строение и морфологию тел эффузивной фации. Большинство фотографий и часть рисунков, приведенных в книге, сделаны автором. В остальных случаях источник



заимствования указан. Как и в предыдущей работе [76], предпочтение отдано кайнотипной номенклатуре названий эффузивов. Особое внимание уделено описанию морфологических признаков эффузивных пород, слагающих тела, сформированные в различной обстановке. Именно с этими макроособенностями сталкивается геолог в большинстве случаев, именно они определяют основные черты фациальной принадлежности вулканитов [76, 94, 95, 149, 161]. Поэтому и приведено описание примеров строения эффузивных тел из других регионов, позволяющее учесть все многообразие морфологии вулканитов, излившихся в той или иной обстановке. Как показывает опыт, в большинстве случаев строение наземных и подводных лавовых потоков обладает сходными чертами. Данное обстоятельство может породить грубые ошибки при восстановлении обстановки вулканизма.

Для ее правильной диагностики решающее значение имеют синхронные осадочные отложения; а также более тонкие особенности строения и состава пород: распределение вкрапленников, микроструктур, элементов-примесей и т. п. [26, 87, 119, 150, 166, 136].

В ряде мест на Южном и Среднем Урале наблюдаются участки развития древних вулканических пород, в которых сохранились первичные взаимоотношения различных тел вулканитов, а их состав претерпел незначительные изменения. Теперь широко известны прекрасные обнажения эффузивных пород среднего девона на береговых обрывах р. Шулдак в Южных Мугоджарах [1, 19, 103, 124, 62, 63, 70, 71, 72, 41, 76, 87 и др.], в руслах Кабанки, Увельки, Багаряка, Синары, Режа, Нейвы [33, 74, 76], в обрывах Урала [26, 30, 136, 137, 157], Таналыка [131, 165, 157, 14, 126], в Ирендыкском хребте [76, 157, 158], в других участках Среднего Урала [175, 164, 142, 143, 130, 57, 51—54], Башкирии [150, 141, 140, 112, 8, 9, 10, 85, 109, 44], Сакмарской зоны [154, 65]. В этих пунктах имеются надежные доказательства излияния лав на морском дне (прослой известняков, яшм с остатками радиолярий и конодонтов и т. п.). Вот почему данные о морфологии лав Урала могут быть полезными при изучении лав в современных океанических областях, по которым имеется очень мало наблюдений [3, 5, 176, 204]. С другой стороны, предстоит оценить роль наземных лав в формировании древних складчатых поясов, которая в ряде работ по Уралу [33, 44, 50—54, 57, 109, 157, 159] явно преувеличивается.

Образование геологических тел эффузивной фации

можно наблюдать. Долгое время это касалось лишь наземных излияний, что привело к широкому распространению актуалистических сопоставлений областей палеовулканизма с районами современных извержений наземного типа. Лишь недавно появилась возможность непосредственного изучения излияний лавы в подводных условиях [198, 196, 176]. Глубоководное бурение, драгирование и фотографирование позволили познакомиться с продуктами подводной вулканической деятельности в рифтовых долинах морей и океанов [3, 5, 100, 102, 107, 117, 119, 120, 176]. Н. М. Страхов [145] полагал, что подводные извержения вулканов происходят принципиально в тех же формах — эффузии, эксплозии и их разнообразные сочетания, — что и наземные извержения, однако проведенные работы внесли существенные поправки в такое утверждение.

В древних вулканических областях основной объем изверженных продуктов отлагался в подводных условиях [32, с. 259]. Поэтому наиболее плодотворно сопоставление пород палеовулканических районов с фациями подводных, а не наземных излияний. В этом нас убеждает и личный опыт знакомства с проявлениями современной наземной вулканической деятельности (Камчатка, Курилы).

В выработке правильной диагностики пород эффузивной фации и морфологии слагающих их тел большую роль сыграли работы Г. Тирреля, Р. Шрока, М. А. Гиляровой, Г. Тазиева, Дж. Мура, А. Ритмана, В. В. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петровой, И. В. Лучицкого, исследования Е. Ф. Малеева разных лет, Л. Н. Ботвинкиной, Д. Макдональда. Принципами, изложенными в этих изданиях, пользуются и все уральские геологи, занимающиеся вопросами палеовулканизма. Это нашло свое отражение в ряде тематических сборников: «Палеовулканизм Урала» (1968, 1975), «Вулканические образования Урала» (1968, 1978), «Вулканизм Южного Урала» (1974); в монографиях Г. Ф. Червяковского [157], В. С. Шарфмана и Р. И. Костиной [167], Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [150], В. А. Коротеева с соавторами [74, 76], в трудах Уральских петрографических совещаний (1963, 1969) и т. д.

Породы эффузивной фации на Урале больше всего распространены в океанических «раннегеосинклинальных» комплексах. Самые крупные их объемы зафиксированы в отложениях раннесилурийской и среднедевонской эпох. В отдельных структурных зонах эффузивам принадлежит определяющая роль в формировании рифейских, ордовик-



ских и раннекаменноугольных комплексов. В эффузивной фации представлены вулканиты основного и среднего состава при преобладании первых. Местами крупные объемы лав сложены субщелочными эффузивами (трахибазальтами, чанчаритами, трахитами, трахиандезитами). В нескольких случаях описаны потоки кислых лав.


При характеристике морфологии лавовых излияний принято употреблять термины «поток» и «покров», отличающиеся главным образом относительной шириной и протяженностью [106]. В областях древнего вулканизма площадь, занятую излиянием одной порции лавы, практически оценить невозможно. Геолог обычно наблюдает лавовые тела в их поперечных срезах. Поэтому основной критерий различия потоков и покровов по их относительной ширине и протяженности в палеовулканологической практике мало применим. В то же время мы всегда имеем возможность в толще лавовых накоплений по структурно-текстурным особенностям отделить породы одного излияния от другого. В связи со сказанным под термином «поток» мы будем понимать излившуюся на земную поверхность лавовую массу, отделенную поверхностями раздела от подстилающих и перекрывающих образований, независимо от мощности, формы поперечного сечения, ширины и протяженности. Термин «покров» предпочтительнее употреблять в геоморфологическом смысле, это плащеобразная толща эффузивных пород, возникающая в какой-то промежуток, эпоху, период времени, фазу вулканической деятельности, перекрывающая другие геологические комплексы, в том числе и более древние вулканические. То есть из морфологической классификации конкретных эффузивных тел термин «покров» следует изъять.

Основной формой выражения лавовых потоков в наземных условиях являются пластообразные тела с различной морфологией их поверхностных частей, вследствие чего среди них выделяются лавы глыбовые, волнистые, черепитчатые, пахоэ-хоэ, аа, морщинистые и т. п. разновидности [122, 88, 114]. Иное строение имеют потоки лав, изливающиеся в подводной обстановке. Наряду с пластообразной формой, очень часты и нередко преобладают нагромождения лавовых обособлений самой разнообразной формы: подушек, валиков, баллонов, лавовых труб, матрацев, кишок, шаров, наплывов и т. п., для которых общепринятым является термин «подушечные лавы». Геологические данные и непосредственные наблюдения говорят, что подушечные тела возникают при истекании лавы через труб-



чатое отверстие или расщеплении отдельных лавовых потоков в момент их излияния. Таким образом, лавовый поток после остывания представлял собой скопление разобщенных относительно небольших изометричных самостоятельных или соединенных перемычками удлинённых тел с собственной поверхностью охлаждения. Для них мы будем применять термин «поток подушечных лав», «поток подушечного сложения». Для потоков, сохранивших пластобразную форму, монолитность сложения, морфологическое единство и связанность всех своих частей, вслед за Т. А. Смирновой [136], мы используем термин «компактный поток», или «поток компактного сложения», далее потоки подразделяются в зависимости от типа поверхности (см. выше). Синонимом компактных потоков служит термин «пластовые (sheet-flow) потоки», широко применяемый в зарубежной литературе и в предлагаемой работе.

Опыт также показал большое различие морфологических признаков у лавовых тел эффузивной фации разного состава. Наиболее отчетлива эта разница у кислых эффузивов — с одной стороны, и основных и средних — с другой. К последним по особенностям строения близки и щелочные разновидности лавовых потоков. Сказанное явилось предпосылкой отдельного описания признаков и особенностей строения тел эффузивной фации выделенных выше двух крупных групп вулканических образований.



## 1. ЛАВЫ НАЗЕМНЫХ ВУЛКАНОВ

После серии вулканологических совещаний, знакомства с районами современного вулканизма: Камчаткой, Курильскими островами, Арменией — геологи, работающие в древних складчатых системах Союза, стали активно выявлять и описывать вулканические наземные фации. На Урале такие фации были обнаружены в образованиях нижнего рифея, ордовика, силура, девона и раннего карбона. Наиболее ярко проявлен и энергично внедряется метод актуалистических сопоставлений с областями современного вулканизма в работах Ю. С. Каретина [50, 54]. Для большинства структурно-формационных зон Урала к настоящему времени имеются описания наземных условий проявления вулканизма в отдельные отрезки его истории [11, 157, 159, 136, 50—54, 57, 141, 33, 26, 144, 44, 150 и др]. Основная масса этих вулканитов возникла на островодужной стадии развития региона. Подводя итог изучению вулканических образований, Г. Ф. Червяковский и В. А. Коротеев [159, с. 33] писали: «На Урале теперь известны следующие наземные вулканические фации: 1) краснокаменноизменные лавы и туфы, 2) волнистые и шаровые лавы базальтового состава, 3) мареканиты — некоторые текстурные разновидности кислых эффузивов, 4) аэральные пепловые, песчаные и другие туфы, в различной степени отсортированные воздушными течениями, 5) пизолитовые туфы, 6) отложения грязевых потоков вулканической природы (лахары), 7) игнимбриты, туфолавы и агглютинаты, 8) бомбовые, бомбово-лапиллиевые и бомбово-лапиллиево-песчаные туфы...» В свете данных последних лет большинство примеров вулканитов наземных фаций из этого списка, строго говоря, таковыми не являются или же к ним могут быть отнесены лишь условно. Такое положение возникло из-за того, что при определении «наземности» вулканизма использовали только частные, нередко конвергентные признаки, а не их комплекс, включающий следующие отличительные черты [88, т. 2, с. 121]: «1) ясно выраженная неоднородность (по вертикали) строения лавовых потоков и по-



кровов; 2) появление в кровле потоков базальтовых и андезитовых лав красно-бурых и фиолетово-серых шлаковых образований и признаков выветривания кровли лавовых потоков; 3) переслаивание с континентальными отложениями». И. В. Лучицкий на ряде примеров показал ограниченность применения и неоднозначность оценки условий излияний по первым двум признакам. Это особенно касается наиболее часто используемого критерия — краснокаменных изменений эффузивов. Так, описаны красноцветные подушечные лавы спилитов, туфы и агломераты гор Олимпик, сопровождаемые морскими известняками и аргиллитами, окрашенными также в красные тона [108]. Шлаковые пористые корки базальтовых потоков в Магнитогорском синклинии также нередко имеют фиолетовый оттенок [136] и тем самым весьма напоминают по облику и строению наземные потоки. Однако переслаивание базальтов с морскими осадками, содержащими фауну, противоречит такому предположению. В разрезе среднедевонской базальтовой формации Еманжелинско-Варненской зоны Южного Урала по р. Увельке восточнее с. Красного Л. Я. Кабанова обнаружена чередование потоков подушечного сложения, из которых одни сохраняли зелено-серую окраску, а в других — краевые зоны подушек имели гематитизированную оторочку вишневого цвета. Никаких признаков излияния потоков в наземной обстановке не обнаружено. Накопление всех вулканогенных и осадочных формаций здесь происходило в морских условиях [74]. К числу наиболее ранних вторичных изменений подводных потоков миоценовых андезитов и андезито-базальтов Камчатки относится образование опалово-гематитового геля [17], заполняющего трещинки в породе. В обнажениях эти подводные эффузивы имеют краснокаменный облик. Наиболее надежен третий признак — переслаивание с континентальными отложениями. Убедительным доказательством существования на Урале в палеозое участков континентальной суши служат находки наземной растительности (псилофитов, плауновых и т. п.) в отложениях среднего и верхнего девона, нижнего карбона, захороненных в морских отложениях [136, 66]. Тем не менее не зафиксировано ни одного случая чередования в разрезе заведомо континентальных осадков и вулканических пород. Поэтому проблематичным, а иногда и явно ошибочным является отнесение тех или иных вулкаников Урала к наземным фациям. Действительно, считавшиеся наземными волнистые лавы хр. Ирэндик [159] оказались подводными, поскольку цементирующие



их участки зеленовато-серого кремнистого вещества содержат остатки морских организмов — радиолярий. Толщи бомбовых и бомбово-лапиллиевых туфов во многих районах Урала (Сакмарская зона, Мугоджары, Тагильский прогиб, Ирэндыйский хр.) чередуются с потоками подущечных лав, с пластами нормально-слоистых морских осадочных пород. Это дает основание считать подобные туфы преимущественно подводными, а не наземными образованиями, как это постулировалось ранее. Важно подчеркнуть и существенное различие внутреннего строения бомб подводных и наземных извержений [76]. Данные по Казахстану и Уралу позволяют говорить, что и пизолитовые туфы могли отлагаться не только в наземной, но и в морской подводной обстановке. Имеются основания предполагать, что формирование описанных на Урале грязекаменных потоков вулканической природы (лахары, атачиты) также могло происходить в подводных условиях [68]. Неоднозначной оказалась и трактовка фациальной принадлежности мареканитов. Основываясь на аналогиях с районами Дальнего Востока, Г. Ф. Червяковский и В. А. Коротеев [159] считали их характерным текстурным признаком лавовых потоков трахилипаритового состава, образующихся при трещинных излияниях в наземных условиях. Эти породы массивного или флюидального сложения, содержащие различное количество стекловатых концентрического строения шариков от нескольких миллиметров до 5—8 см в поперечнике, легко обособляющихся при выветривании. Данные авторы упоминают о трех находках раннекаменноугольных мареканитов на Южном Урале: в окрестностях г. Магнитогорска и у деревень Мартыновки и Богдановки. Но в итоге детальных исследований один из первооткрывателей мареканитов на Урале А. В. Говорова [29] пришла к выводу, что считавшиеся классическими мареканитами породы у д. Мартыновки следует относить не к лавовой, а к жерловой фации. Г. Ф. Червяковский [159] также приводит упоминание о находке мареканитов в краевых частях субвулканической трахилипаритовой интрузии на р. Джаман-Акжаре. Мареканитового облика порода слагает также зальбанды трахилипаритового субвулканического тела раннего ордовика на р. Эбете. Таким образом, в настоящее время нет достаточных оснований считать южноуральские мареканиты отличительным признаком тел наземной лавовой фации пород трахилипаритового состава.

Все сказанное выше заставляет признать, что на Урале,

как и в других складчатых поясах [32], преобладающая часть вулканитов сформировалась в подводной обстановке. Вызывают удивление попытки многих уральских геологов объяснить залегание «наземных» эффузивных образований среди заведомо морских отложений частыми колебаниями уровня моря, возвышающимися частями вулканических построек над поверхностью бассейна и т. п. При этом совершенно не принимается во внимание тот факт, что наиболее чувствительный индикатор изменения окружающей среды — сопутствующие осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, чередующиеся в разрезе с «наземными» и подводными эффузивами, сохраняют свой облик и состав. Все это однозначно свидетельствует о сохранении обстановки осадконакопления (подводной) в период формирования отличающихся по облику вулканических образований. Причину видимой их разницы следует искать не в изменении окружающей физико-географической среды, а во внутренних особенностях вулканического процесса.

### 1.1. НАЗЕМНЫЕ ПЛАСТОВЫЕ ПОТОКИ

К наземной лавовой фации в первую очередь относятся компактные потоки с различным внутренним строением и морфологией поверхностей. Весьма редки потоки подушечного сложения. На возможность их образования в субаэральной обстановке указывал в 1938 г. Д. Т. Старк (цит. по: [81]). Поток андезитовых подушечных лав, излившийся в январе 1963 г. на поверхность склона Карымского вулкана на Камчатке, описал Б. В. Иванов [42]. Упомянувшиеся субаэральные подушечные лавы базальтов о-ва Борabora и андезитовые подушки вулкана Карымского сближают признаки исключительной газонасыщенности лавы в момент образования подушек. Они выражаются в наличии крупных газовых пустот в центральной части сфероидов, зон и линзовидных полос пористой лавы по всему объему подушек. Нередко газовые полости прорываются даже сквозь корку подушек, образуя зияющие отверстия.

Такая высокая газонасыщенность лавы, благоприятствующая возникновению подушечного сложения, присуща лишь отдельным порциям излияний. Из многочисленных потоков кислых андезитов вулкана Карымского лишь в одном наблюдаются подушечные образования. Пористые



подушечные лавы о-ва Борабора образуют маломощные потоки (0,3—1,2 м), чередующиеся с пластовыми потоками обычной плотной лавы. В отличие от подушечных лав подводного происхождения, межподушечная масса субаэральных тел представлена пирокластическим материалом наземного происхождения. Все остальные морфологические признаки подводных и субаэральных подушечных лав близки: это и сферическая, валикообразная, матрацевидная и т. п. форма, и размеры поперечников (от 0,4 до 3—5 м), и наличие корочки закалки по периферии подушек, их растрескивание по концентрическим и радиальным трещинам; пластичное состояние сфероидов в момент возникновения, приводящее к согласному облеканию вышележащими подушками подстилающих выпуклых поверхностей лавовых обособлений; отсутствие лавовых перемычек между отдельными подушечными телами.

На волнистых поверхностях лавовых потоков базальтов вулкана Плоский Толбачик [98] также встречаются массивные и пористые сфероиды от 10—70 см до 1—1,5 м в поперечнике. Возникают они при выдавливании лавы через трещины и отверстия в застывшей корке потока. От подушечных лав они отличаются наличием непосредственной связи (перемычек, трубок) с поверхностью лавового потока, эпизодичной встречаемостью и крайне неравномерным распределением. Их-то и можно отнести к разряду ложных подушечных лав.

В геологической литературе по Уралу имеется лишь одно упоминание [144] об обнаружении в северной части Гайского района восточнее д. Писаревки подушечных лав, которые были отнесены к субаэральным образованиям. Судя по описанию, они обладают всеми морфологическими и текстурными особенностями, свойственными обычным подушечным лавам подводного происхождения, в них отсутствует столь характерная для наземных подушек исключительно высокая пористость и центральные газовые пустоты. Цементирует подушки раздробленный лавовый материал того же состава, а не пирокластический. В толще подобных пород этого района обнаружены пачки тонкослоистых туффитов со знаками волноприбойной ряби. Из всего этого следует, что отнесение подушечных лав, находящихся у д. Писаревки, к субаэральным образованиям является проблематичным.

Выше уже говорилось о резком преобладании в эффузивной фации продуктов излияний основной и средней магмы. Образуемые ими потоки компактного сложения



имеют схожее строение, но в эффузивах среднего состава не так отчетливо проявлена зональность в поперечном срезе потоков, как в потоках базальтов [60].

Ниже рассмотрены наиболее известные примеры описания наземных базальтовых потоков. Их морфология определяется шестью главными параметрами [187]: скоростью излияния, ускорением силы тяжести, углом склона, плотностью лавы, ее пластической вязкостью и пределом текучести. Благодаря реологическим свойствам лава имеет предел текучести, обуславливающий некую критическую ширину и толщину потока, которая устанавливается по достижении им постоянной скорости движения. При этом на поверхности потока самопроизвольно возникают валы, высота которых зависит от мощности потока. Остановка потока происходит не из-за сопротивления образующейся в его фронтальной части корки (она слишком тонка и скорость ее возникновения мала), а по достижению лавой предела текучести.

При изучении гавайских и исландских вулканов были установлены две главные морфологические разновидности потоков базальтовых лав [114]: волнистые и глыбовые. Волнистые лавы (пахоэ-хоэ, пехуху или хеллухраун) имеют гладкую стекловатую поверхность, пронизанную пузырями, на отдельных участках скрученную в жгуты, канаты, валики и т. п. При застывании в них обособляются лавовые камеры, трубы и пузыри. Такие поверхности характерны для горячих, относительно жидких и дегазированных лав. Глыбовые (блоковые, апалхраун) лавы более низкотемпературные, чем волнистые. Они отличаются неровной поверхностью, сложенной крупными обломками застывшей лавы, захваченными при перемещении расплавленных масс внутренних частей потока. Промежутки между глыбами нередко заполнены вулканогенным обломочным материалом. Разновидностью глыбовых лав являются аа-лавы, отличающиеся стекловатой занозистой и шероховатой поверхностью. Е. К. Устиев [148] показал, что в пределах одного лавового потока центрального извержения Анюйского вулкана были представлены все три упоминавшихся типа лав. Наибольшее распространение имели волнистые лавы. Глыбовое строение поверхностей потоков базальтов как центрального, так и трещинного типов извержений наиболее отчетливо проявлено по обрамлению потоков. Аналогичные закономерности в распределении разновидностей поверхностей базальтовых потоков отмечаются и во многих других местах.

Волнистые лавы вулкана Плоский Толбачик образовались при излиянии очень жидких базальтовых лав, характеризующихся высокой пористостью и наличием газовых пузырей [98]. Поверхность их покрыта волнистой тонкой глянцевой стекловатой корочкой. Волнистость обусловлена многочисленными лавовыми вздутиями и валами коробления. Последние возникают перед препятствиями рельефа, ориентированы поперек течения лавы, достигают высоты 4—5 м и протяженности до 50—70 м. Лавовые вздутия имеют вид полусфер или усеченных пирамид диаметром 3—10 м при высоте 0,5—3 м. Они представляют собой поверхность крупных лавовых пузырей, нередко заполненных порциями лавы из внутренних частей потока. Через трещины в корке лавового вздутия лава выжимается наружу, образуя многочисленные вторичные образования: мини-потоки, сфероиды, наплывы и т. п. Именно для мини-потоков характерны участки столь типичных для волнистых лав канатных поверхностей. Авторы особо подчеркнули то обстоятельство, что изгибы валиков канатных поверхностей многими палеовулканологами ошибочно используются для определения течения материнских потоков. Это связано с тем, что в зависимости от расположения кратеров мини-потоков на лавовых вздутиях направление их течения, с которым и совпадает изгиб валиков канатных поверхностей, может резко не совпадать с направлением течения материнского потока. Подобные наблюдения над строением поверхностей волнистых базальтовых лав долины реки Монни и Анойского вулкана приводит и Е. К. Устиев [148].

Примером глыбовых лав могут служить потоки побочных кратеров Ключевского вулкана, в частности Апахончич [93]. В их поперечном срезе можно выделить подошвенную глыбовую зону, собственно лавовую и поверхностную глыбовую зоны. Подошва потоков состоит из глыбы окисленного лавового и шлакового материала. Размеры глыб и обломков 7—10 см, редко 15—20 см. Глыбы уплощены, имеют сбитые углы и ребра, шероховатую поверхность. Мощность подошвенной зоны 0,3—0,7 м. Лавовая зона (сердечник потока) неоднородна по строению, в ней отчетливо проявлены текстуры течения, подчеркнутые полосами лавы различной пористости, изменением размеров и формы пор. Мощность лавового сердечника потока весьма изменчива, возрастает к его фронтальным частям до 7—10 м. Поверхностная часть потока представлена хаотически разбросанными глыбами и обломками лавы со шла-



ковой оторочкой, иногда шлаком. Глыбы имеют угловатую форму, шероховатую поверхность, в поперечнике чаще всего достигают 0,2—0,5 м. Они нередко группируются в валообразные дуги высотой до 1,5 м, направленные по течению потока, а также располагаются в виде бортовых валов. Глыбовая поверхность таких потоков часто усыпана пирокластическим материалом местных и удаленных источников.

Перечисленными примерами не исчерпывается все многообразие строения наземных лавовых потоков основного состава. Так, долеритовые потоки в составе Куринского лавового покрова на Ахалкалакском вулканическом плато [173] отделяются друг от друга лишь шлаковыми корочками. В их кровле и подошве наблюдаются закаленные зоны, между которыми располагаются полнокристаллические лавы. В подошве субэвральных потоков щелочно-оливиновых базальтов Армении в бассейне рек Дзорагет и Памбак [24] делювиальные отложения и почва окрашены в коричневато-красные тона в результате термического воздействия лавы. В местах налегания подушечных лав на осадочные породы в этом же разрезе изменения окраски в них не наблюдалось.

Среди базальтовых потоков Срединного хребта Камчатки выделяются три группы [56]: 1) крупноглыбовые (гигантоглыбовые) — без сколько-нибудь значительной шлаковой корки, с очень неровной поверхностью, близкой к типу аа-лав или апалхраун; 2) мелкоглыбовые волнистые — со шлаковой коркой значительной мощности, относительно ровной поверхностью; 3) монолитные — с очень ровной поверхностью, практически без шлаковой корки. В большинстве описанных потоков Камчатки, Сибири, Кавказа, Казахстана отсутствует такая характерная особенность строения лав, как столбчатая отдельность. В то же время известны ее проявления в отдельных потоках Вилючинского вулкана, Закавказья (Баш-Гарни, бассейн рек Памбак и Дебет и т. д.). Это свидетельствует об особых условиях возникновения столбчатой отдельности в лавах. Они были сформулированы А. Н. Сириным [133], подчеркнувшим большую роль водной среды для возникновения этого вида отдельности. При наблюдениях за развитием столбчатой отдельности по мере застывания лавовых озер вулкана Килауэа на Гавайях [199] установлено, что начало заложения трещин относится к первым же минутам образования тонкой коры застывшей лавы и происходит при температурах порядка 900 °С. Возникают полигоны сечением

в десятки метров. В течение первых часов после излияния они разбиваются на трех-, шестигранники сечением в среднем 4—5 м. Образуется всхолмленный рельеф лавового озера из-за наличия скоплений газов на границе застывшей корки и жидкой лавы. В последующие месяцы трещины отдельности разрастаются книзу, происходит заложение более мелких полигонов с появлением коротких трещин в их центрах.

В мощных потоках возможно образование двух-трех и более ярусов столбчатой отдельности. В базальтах Сирии [80] в одном потоке сверху вниз бывает не менее трех-четыре яруса столбов с различными поперечником и высотой. Верхние столбы имеют в сечении 5—8 граней и в поперечнике 200—300 см, а высоту — всего 5—6 см, ниже следует ярус шестигранников диаметром 15—30 и высотой 30—40 см, еще ниже — плита, состоящая из призм диаметром 40—50 и высотой 100—150 см. Основание потока имеет столбчатую отдельность или же разбито системой трех взаимно перпендикулярных трещин. Границы ярусов столбчатой отдельности совпадают с границами изменений пористости лавы и степени ее кристалличности, что говорит о различии физических свойств лавы в момент формирования столбов отдельности. Примером такого строения являются базальтовые потоки бассейна р. Колумбии и Скалистых гор в США [147]. Выяснилось, что оно различно для петрографически отличных типов лав. В мощных безоливиновых потоках р. Колумбии хорошо выражена двухъярусная столбчатая отдельность. В нижнем этаже лавовые столбы толстые, но хорошо выраженные, а в верхнем — тонкие, менее правильные. Их наклон позволяет определять направление течения лавы в потоке. В оливиновых базальтах Каскадных гор столбчатая отдельность наблюдается лишь в наиболее мощных потоках. Но в них часто встречаются заполненные лавой трубы (цилиндры). Эти заполнившие трубы порции лавы нередко приобретают веерообразно расположенную столбчатую отдельность. Поверхность большинства потоков р. Колумбии покрыта обломками растрескавшейся лавы и стекла, сцементированных новыми порциями лавы. В их подошве наблюдаются следы прорыва газовых струй и сильной газонасыщенности лавы — это отдушины, трубчатые пустоты, пористые цилиндры и т. п. Аналогичные явления в потоке долины р. Монни отмечал и Е. К. Устиев [148], а в плиоценовых долеритовых потоках Армении — В. П. Петров [110]. Верхние концы этих удлинненных полостей часто изогнуты в



направлении движения лавы. Образуются они до застывания стекла и возникновения столбчатой отдельности [110]. Почти все отдушины в базальтах р. Колумбии диаметром более 3 м заполнены подушечной лавой и палагонитовой брекчией. Некоторые подушечные тела соединяются с выступами дна, но чаще они расположены свободно. Отдельные сфериды могли по вертикали подниматься на несколько футов, а затем перекатываться по пути движения лавы. Эти факты подтверждают возможность образования подушечных лав в субаэральных условиях в местах высоких концентраций водяных паров (в отдушинах), воздействующих на еще жидкую лаву монолитных потоков. В строении базальтовых потоков р. Параны выделяются [184] три зоны: верхняя и базальная пузыристые и центральная — плотной лавы. Для последней характерна вертикальная столбчатая отдельность, для верхней и нижней зон потока — горизонтальная.

4864  
Широкое распространение столбчатых базальтов в потоках наземных извержений заставляет признать несостоятельным мнение Х. Раста [121] о возникновении такой текстуры при излиянии лавы на пологое морское дно. По всей видимости, столбчатая отдельность возникает в излившихся или застывших на небольшой глубине вулканических телах разного состава, получающих возможность равномерного остывания. Водная среда при этом играет второстепенную роль.

Исключительная вязкость кислой магмы препятствует образованию лавовых потоков. Непосредственного их излияния на поверхность современных вулканов не наблюдалось [88], но в недалеком прошлом это имело место. В. В. Наседкин [104] выделяет два вида лавовых потоков кислого состава, излившихся в наземных условиях из вулканов центрального типа: 1. Потоки вязкого течения. Один из них изучен на вулкане Артени (Армения). Он протянулся на 4—5 км при мощности до 10—15 м. Некоторые из потоков достигают длины 10 км и мощности 100—150 м. Самые мощные — короткие потоки. Заканчиваются они обрывом или крутым склоном. Для потока типична зона брекчий в его основании, но она выделяется не всегда четко, так как из-за высокой пластичности обломки стеклоподобной лавы свариваются, образуя массивное стекло; характерны ровная верхняя поверхность, тонкая полосчатость и наличие текстур флюидального течения. В мощных потоках наблюдается зональность строения. Нижнюю их часть составляют брекчиевые лавы, внутреннюю — массивный или по-



ристый тонкополосчатый липарит, перлит или обсидиан. Мощную верхнюю зону образует перлит или обсидиан, тонкополосчатый или однородный, массивный или пористый. 2. Глыбовые (холодные) потоки. «В отличие от потоков вязкого течения, глыбовая лава имеет вид не сплошной тестообразной массы, а состоит из отдельных глыб и блоков различного размера» [104, с. 98]. В процессе движения перед фронтальной зоной такого потока перемещаются крупные скопления материала. Наличие этой зоны и послужило основанием для выделения «холодного потока».

Риолитовые потоки Йеллоустонского парка достигают мощности 150—300 м [12]. Сложены они черным перлитовым стеклом, которое в корковой части имеет шлаковидный облик. Внутренняя зона потока представлена полосчатым литоидным риолитом. На поверхности потоков имеется ряд гребней высотой 7,5—15 м, здесь же возникают трещины глубиной до 25 м. Фронтальная часть потоков оканчивается уступом высотой от нескольких сантиметров до 300 м. Ф. Р. Бойд указывает, что поток Обсидиан-Клифф, который излился с плато в каньон, где протекала река, приобрел хорошо сформированную столбчатую отдельность. В этой части потока слагающий его стекловатый риолит очень слабо флюидален. Участок того же потока, где столбчатая отдельность отсутствует, отличается отчетливой флюидалностью и наличием литофиз.

Древние вулканы кислого и умеренно кислого состава нередко имеют темный цвет и поэтому иногда принимаются за основные лавы. Такое случается даже в областях современного вулканизма. Молодые потоки вулкана Крашенинникова на Камчатке характером течения, протяженностью и черным цветом лав поразительно напоминают типичные жидкие базальтовые потоки, например, Южного прорыва Большого Толбачинского извержения [118]. Один из таких потоков, Южный, при уклоне местности всего в 3—8° достиг длины 13 км, ширины до 1,5—2 км при оптимальной мощности 5 м. Сложен он волнистыми и глыбовыми лавами, покрыт шлакоподобной коркой мощностью в несколько сантиметров. По составу лавы отвечают дацитам и андезито-дацитам. Это извержение отличается почти полным отсутствием эксплозивной деятельности. О низкой вязкости лав свидетельствуют шлаковая корка, высокая (в 2 раза больше обычной) железистость, низкое количество вкрапленников. Этот пример говорит о том, что и кислые лавы в отдельных случаях могут обладать высокой подвижностью.



## 1.2. НАЗЕМНЫЕ ЛАВЫ НА УРАЛЕ

Многие из приведенных выше особенностей строения наземных потоков основных лав наблюдаются и у потоков, излившихся под водой (столбчатая отдельность, миндалекаменные зоны, канатные поверхности, шлаковые корочки, участки подушечного сложения и т. д.). Значительное число этих признаков в полном объеме в продуктах эффузивной фации древнего вулканизма наблюдать не удастся. Все это дало основание И. В. Лучицкому [88, т. 2, с. 123] заявить: «Совершенно очевидно, что внешний облик лавовых потоков и особенности их строения не могут служить надежным критерием для определения их происхождения — морского или континентального». В силу этих причин можно с большой долей условности выделить лишь несколько признаков, характеризующих наземную эффузивную фацию на Урале. В нашем регионе основным критерием отнесения лав к наземным, в большинстве случаев без достаточных оснований, по-прежнему является лишь краснокаменное изменение эффузивов. Во многих случаях за таковое часто принимались продукты гидротермально-метасоматической переработки вулканитов. Изучая силурийские эффузивные породы севера Среднего Урала, Ю. С. Каретин [50] смог установить ряд признаков, отличающих настоящее краснокаменное изменение (гематитизацию) лав от гидротермально-метасоматической переработки: а) краснокаменное изменение менее интенсивно, но равномерно захватывает на больших площадях лавы значительной мощности; б) ему подвержены только излившиеся лавы. В туфовых толщах и субвулканических телах гематитизация обычно отсутствует; в) кислые эффузивы подвержены гематитизации лишь в мощных потоках, а в маломощных (2—3 м) остаются чаще зеленоцветными; г) наиболее интенсивна гематитизация в граничных частях потоков. Лавы, залегающие среди морских песчано-сланцевых отложений во всех случаях окрашены в зеленые и серые цвета; д) среди полей гематитизированных лав встречаются остатки шлаковых конусов из обожженных шлаков, возникновение которых возможно лишь в условиях аэрального обжига; е) в ряде случаев гематитизированные лавы встречаются в ассоциации со сваренными кислыми агломератовыми игнимбритоподобными туфами. Характерна и их ассоциация с полями обеленных пород и вторичных кварцитов, которые, по-видимому, не образуются в подводных условиях; ж) гематитизированные диабазы, спилиты и альби-

тофиры слагают обычно положительные, куполовидные и платообразные вулканические постройки.

К наземным излияниям гавайского типа Ю. С. Каретин относит монолитные потоки излившихся основных лав си-лура Среднего Урала, ассоциирующие с агглютинатами. Форма потоков плащеобразная в виде ступенчато-переслаивающихся широких лавовых языков. Их мощность изменяется от 1,7—3 м до 8—14 м. Для них характерны такие особенности морфологии: 1) отсутствие стекловатых корок закалки и сравнительно небольшое возрастание раскристаллизации от краев к центру потока; 2) постоянная тонкопористость (диаметр пор 0,2—1 см) и крупная (0,5—2 см) пузырчатость внутри потоков. Миндалины здесь сплюснуты и параллельно ориентированы, образуют сгущения в виде полос и завихряющихся струй. Количество миндалин в корках составляет 30—60% объема, внутри потоков — 10—25%. Лавы многих потоков вишневого окисления. В подошве и верхних корках местами развиты кластолавы с включениями более окисленных, с корочками обжига, закатанных комков пластичной формы тех же лав, иногда кислых эффузивов. В нескольких пунктах на р. Лобве и хр. Шемур встречены потоки диабазов и спилитов с призматически-столбчатым строением. Оно наблюдается также в силлах и в дайках. Эффузивы отличаются от них наличием параллельных слойков мельчайших миндалин, которыми лавы как бы прострочены через каждые 10—20 см и чаще.

В составе верхнеирендыкского комплекса на левобережье ручья Каванташ В. А. Коротеев [73] описал обнажение четырех лавовых потоков, залегающих друг на друге. Средняя мощность каждого из потоков около 6—7 м. Причем только центральная часть (2—2,5 м) сложена монолитными порфиоровыми пироксен-плаггиоклазовыми андезито-базальтами, тогда как поверхность каждого из потоков представляет собой нагромождение глыбовых лав того же состава. Подошва каждого из потоков также является нагромождением шлаковидного глыбового материала такой же мощности, что и в кровле потока. Лавы с поверхности, а иногда и по всей мощности потока, подвержены краснокаменным изменениям. Нередко у подошвы потоков можно наблюдать полости, подчеркивающие их характер залегания. Автор описания полагает, что эти потоки изливались в наземных условиях, поскольку их внутреннее строение аналогично строению наземных потоков областей современного вулканизма.



Долгое время на Урале в больших объемах выделялись потоки кислых лав — различные альбитофиры, кератофиры, фельзиты и т. п. [35, 136]. Затем было показано, что большая часть их относится к телам субвулканической и жерловой фации. Сложилось убеждение, что потоки кислых лав в отдельных зонах Урала отсутствуют совсем [1]. Сейчас уже можно говорить, что преобладающее число выходов вулканических пород кислого состава действительно являются представителями субвулканической фации. Тем не менее в ряде мест установлены потоки кислых лав эффузивной фации, в том числе и наземной. К таковым следует причислить породы в составе риолит-андезитовой формации позднего девона в пределах Мугоджарского антиклинория [11]. Особенностью формации является постоянная смешанность пепловых и лавовых выбросов; неоднородность строения основной массы лав и пирокластитов; резко несогласное залегание на подстилающих складчатых разновозрастных толщах; отсутствие в составе формации каких-либо осадочных пород; краснокаменный облик большинства вулканических образований. Они образуют покров мощностью более 100 м, в котором отчетливо выражено чередование потоков риолитов с перлитовыми и сферолитовыми лавами, пирокластическими породами. Очень своеобразны сферолитовые лавы, залегающие в виде неправильных тел, линз и полос среди витрофириров и риолитов. Порода на 20—90% объема состоит из сферолитов округлой, овальной или неправильной формы диаметром 0,5—4 мм. Образованы сферолиты вулканическим стеклом, превращенным в агрегат радиально расположенных кристаллитов. Сферолиты заключены в бурое или бесцветное стекло. По наличию в них закаленной внешней корочки и проникновению цементирующего стекла внутрь по трещинкам Т. В. Билибина отнесла сферолиты к вулканическим выбросам, попадавшим при эксплозиях в лаву. Сферолитовые лавы нередко содержат также бомбы, лапилли и литофизы сечением 4—5 см, реже 10 см, округлых и неправильных очертаний. Состоят они из разложенного стекла, концентрируются в отдельных потоках сферолитовых и витрофирировых лав.

В нижнесилурийских вулканогенных толщах Северного и Среднего Урала Ю. С. Каретиным [53] описаны лавовые потоки альбитизированных первично известково-натровых риолитов и риолито-дацитов. Отдельные потоки в плане имеют вид широких лавовых языков, прослеживающихся на сотни метров, при мощности на первых километрах от

12—25 м до 50—130 м. Оканчиваются потоки фронтальными уступами высотой 4—7 м, местами с глыбовыми шлейфами у подножий. Лавы потоков всегда пористы. Миндалины в них мелкие, неправильной формы, составляют 3—5% объема породы. В крупных потоках нередко отмечается несколько параллельных более пористых зон, ориентированных согласно напластованию. Изредка встречаются грубопузыристые разности, а также щелевидные полости сечением  $1 \times 15$  см, расположенные параллельно поверхности потоков. Флюидалности в лавах не видно, зато в петрографически близких субвулканитах хорошо проявлена флюидалность, но нет миндалин. Зоны закалки в краях потоков практически отсутствуют. Первично стекловатых, микрофельзитовых и перлитовых структур в корках, столь обычных для субвулканитов, здесь не наблюдается. У монолитных потоков поверхность гладкая, иногда слабо растрескавшаяся. По трещинкам на глубину до 2 м в них проникают в виде жилок более поздние яшмовидные осадки, иногда с радиоляриями. Реже отмечаются зоны (2—15 м) брекчиевых лав. Отдельность в потоках отчетливая, грубопластовая, пологопадающая. Лавы почти всегда умеренно окислены, в верхней корке потоков и в подошве окисленность иногда интенсивнее. В подошве некоторых потоков развиты кластолавы мощностью 0,2—1,5 м с пластически деформированными пемзовидными обломками. Ксенолитов чуждых пород и гомеогенных включений в лавах не встречено. Потоки кислых лав разделены сваренной пирокластикой или вулканоосадочными образованиями и силицитами. Первый случай подтверждает, что излияние лав происходило в наземных условиях, а прослой осадочных пород говорят о водной среде, в которую могла изливаться часть потоков кислых лав Среднего Урала. К сожалению, в работе [53] отсутствуют сведения о различиях или сходстве таких потоков лав, образовавшихся предположительно в различных условиях вмещающей среды.

Из приведенных примеров вытекает совершенно очевидный вывод о незначительной роли продуктов наземного вулканизма в складчатом поясе Урала.





## 2. ЛАВЫ ПОДВОДНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Океаны занимают 70 % поверхности Земли. Их дно и большинство островов под относительно тонкой осадочной оболочкой мезозоя-кайнозоя слагаются продуктами базальтовых подводных излияний [107]. Огромная масса вулканических складчатых систем на материках в интервале от архея до современности изливалась в подводной обстановке. Так, суммарная мощность одних только субмаринных эффузивов ордовика Сакмарской зоны Южного Урала не менее 1 км, а девона Южных Мугоджар — более 1,5 км [75, 70]. Подводными по условиям становления оказались многие толщи лав древних платформ и современного чехла материков, островных дуг. В субмаринной обстановке формировались вулканиды основного, среднего и кислого состава, их щелочные разновидности. Сказанным и определяется геологическая роль продуктов подводного вулканизма.

По мнению Г. П. Авдейко [2, с. 58], «наиболее интенсивная современная вулканическая активность приурочена к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов, а также к системам островных дуг и окраин континентов тихоокеанского типа, то есть к окраинам литосферных плит. Значительно меньший по масштабу вулканизм характерен для внутренних частей океанических литосферных плит и окраинных морей».

А ведь до недавнего времени считалось [88, 36], что вулканизм океанов связан с деятельностью огромного числа вулканов — высоких подводных гор, расположенных в виде цепей и валов, одиночных групп как раз в пределах океанических плит. Число таких вулканов только на дне Тихого океана Г. Менард оценивал в 10 тыс. Океанологические исследования [107, 176, 2] позволили установить, что основную массу вулканических пород в океанах продуцируют не эффектные вулканические горы, а узкие зоны в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. В этих местах рождается вулканическое ложе океанов и отсюда механизмом спрединга уносится на многие тысячи кило-

метров. Г. П. Авдейко [2] полагает, что по количеству вулканического материала эти зоны примерно в 4 раза превосходят системы островных дуг и активных окраин континентов. Изучение советскими геологами дна Красного моря [3, 5] и осуществление проекта FAMOUS [176] позволили установить, что места активной вулканической деятельности располагаются внутри рифтовой долины срединных хребтов шириной в 2—3 км, концентрируются в узкой осевой полосе шириной в несколько сотен метров. Здесь обнаружена серия вытягивающихся цепочками вулканических холмов и валов, поднимающихся на 100—240 м выше боковых площадей. Они-то и являются местами выведения на поверхность той массы вулканитов, что выстилает ложе океанов. Непрерывный процесс растяжения и спрединга в рифтовой долине формирует все новые действующие вулканические аппараты. Преобладающей формой извержения на дне океанов являются лавовые излияния, пирокластика практически отсутствует. Изучение палеозойских океанических толщ Мугодзар и других районов Урала подтвердило возможность использования данных о вулканической деятельности на дне современных океанов при познании вулканизма океанической стадии древних складчатых областей [46, 40].

Вопреки сложившимся представлениям, вулканическая деятельность протекала в подводных условиях и в периоды формирования островных дуг, охватывающие большие промежутки времени. Это обстоятельство особо подчеркнуто в [17] и подтверждается образованием формации зеленых туфов Курило-Камчатской дуги. Наибольшее развитие она получает в приматериковых частях вулканических дуг. Извержения происходят вдоль разломов в зоне относительного мелководья (глубина не более нескольких сотен метров). «Наиболее распространенный тип извержений — прорыв вязких газонасыщенных магм на дно морского бассейна, формирование экструзивных куполов и субинтрузий, сопровождающееся образованием больших масс вулканокластического материала (главным образом, пемза и обломки кристаллов). Поэтому вулканические накопления наибольшей мощности приурочиваются к экструзиям и субвулканическим интрузивным телам, сложенным кислыми андезитами, дацитами, плагиолипаритами, диоритовыми порфиритами... При выходе на дно моря уже частично раскристаллизованной магмы масса кристаллов вместе с остатками стекла пастообразно выжималась из трещин, давая в той или иной степени спекшиеся кристалло-игним-



бриты. Значительное гидростатическое давление на дне препятствовало полному разрыву газовых пузырьков в лавах и образованию вулканических пеплов, обычных для субаэральных извержений. Зато формировались большие количества пемзокластического материала — от крупнопузыристого (андезитового) до тонковолокнистого (более кислого состава). Быстрое остывание изливавшихся лав вызывало их растрескивание и образование гиалокластитов» [17, с. 61—63].

Наглядное представление о строении различных эффузивов дают многие районы южной оконечности Урала, особенно Мугоджар. Классическими можно назвать здесь обнажения толщ подушечных лав, гиалокластитов, компактных потоков на р. Шулдак [41]. Весьма эффектны отдельные обнажения на восточном склоне Уралтау (Ирендкский хребет, Сибайский и Таналыкский районы, бассейн р. Урал и т. д.), в береговых обрывах рек Среднего и Северного Урала.

## 2.1. ПРИЗНАКИ ПОДВОДНЫХ ИЗЛИЯНИЙ

Потоки подводных и наземных лав нередко обладают близкими морфологическими чертами [88]. Наиболее надежным признаком подводных условий излияний является ассоциация вулканитов с пластами осадочных пород, содержащих остатки фауны. В палеозойских вулканогенных толщах Урала геологи неоднократно встречали остатки фораминифер, радиолярий, кораллов, трилобитов, мшанок, брахиопод, пелеципод, криноидей, строматопороидей, остракод, граптолитов, конодонтов, тентакулитов и т. д. Они обнаружены как в осадочных, так и в вулканогенно-осадочных породах, в том числе и в цементе грубообломочных вулканотерригенных и вулканоконгломератных брекчий и конгломератов. Все перечисленные представители фаун наиболее часто встречаются в известняковых линзах и пластах, в неправильных карбонатных скоплениях, заполняющих межподушечное пространство. Особый интерес представляют описанные [96] карбонатные псевдоминдалины в корковых частях подушечных лав Армении, содержащие остатки однокамерных фораминифер и остракод. Эти псевдоминдалины возникают при захвате вулканическим расплавом массы донных карбонатных осадков. По мнению Р. А. Мандалаяна, оплавляясь в остывшей лаве, они приобретали округлую форму, близкую к форме мин-

далин. Аналогичные карбонатные включения перекристаллизованных известняков с остатками микрофоссилий наблюдались [193] в подушечных лавах базальтов из скважины на дне Северной Атлантики. Морское происхождение и раннелландоверийский возраст толщ монотонных базальтовых подушечных лав Блявинского района на Южном Урале были доказаны по находкам в коротеньких линзах темно-серых известняков среди подушечных лав соответствующих граптолитов и конодонтов [105, 75]. В Прииргизской зоне известняковая межподушечная масса содержит фораминиферы раннего карбона. Андезитовые и базальтовые потоки на юге Сакмарской зоны местами разделены маломощными линзовидными телами светлых или розовых известняков с многочисленными трилобитами, брахиоподами, остракодами, остатками члеников криноидей, конодонтов и т. п. фауны раннего ордовика [65]. Красноцветные известняки из спилитовой толщи гор Олимпик в США [108] содержат раковинки глобигерин, зубы акул. Из-за того что вулканические извержения подавляют карбонатакопление [32, с. 96], известняки среди тел лавовой фации встречаются относительно редко. Более часты прослои, линзы и пропластки кремнистых пород, яшм, фтанитов, кремнистых туффитов, во многих случаях содержащих радиолярии, граптолиты, иногда конодонты, весьма редко — трилобиты. Ассоциация пород подводной лавовой фации с кремнистыми осадками наиболее обычна в комплексах океанической стадии развития древних геосинклинальных систем, в том числе и Урала. Общеизвестны успехи стратиграфии палеозойских вулканогенно-осадочных толщ Урала, связанные с изучением Б. М. Садрисламовым остатков радиолярий. Весьма перспективными представляются работы по изучению и поискам конодонтов, представляющих из себя полифациальную группу морских организмов, обнаруживаемых в небольших объемах осадочных пород (известняках, песчаниках, алевролитах, кремнях, яшмах, туффитах) среди вулканогенных. Именно по конодонтам, собранным в яшмах, был впервые надежно определен среднедевонский возраст базальтовых толщ Мугоджар [70], считавшихся ранее силурийскими. Карбонатный и алевролитовый цемент грубых брекчий, конгломератов и гравелитов вулканотерригенного и вулканоколлювиального происхождения содержит тот же комплекс органических остатков, что и в известняках, но менее обильный и довольно однообразный. Здесь чаще наблюдались колонии кораллов, строматопороидей.



Изучение литературы, где упоминаются находки морской фауны в пластах туфов и в лавах, осмотр в поле некоторых из таких мест показали, что во всех случаях фауна располагается в прослоях или линзах осадочных или туфогенно-осадочных пород, но только не в лавах или туфах. Видимо, в описаниях мест находок упускалась эта деталь, что и привело к распространению указанного заблуждения. По всей вероятности, находки остатков наземной фауны или их следов в пластах туфов или в виде включений в потоках лав могут явиться одним из свидетельств в пользу наземных, а не подводных условий излияний лавы. Об этом говорят многочисленные примеры из районов современного вулканизма африканского континента (следы животных и предков человека в пластах туфов в восточной рифтовой зоне), Аравийского полуострова (костные брекчии в лавах Сирии [80]), Италии (погибшие под пеплом и потоками лавы Везувия города и поселки), Индонезии, Японии и т. д.

Н. П. Малахова серией своих публикаций [89—91] привлекла внимание к поискам фауны в изверженных и метаморфических породах Урала. Она указала на возможность сохранности органических остатков в породах, претерпевших метаморфизм и метасоматоз, а также в наземных лавовых потоках. Тем самым открывались перспективы в датировке многих измененных вторичными процессами вулканических толщ, большей частью остающихся палеонтологически немymi. Тем не менее ряд неудачных примеров и ошибок в книгах Н. П. Малаховой во многом повредили этому направлению. Автор имел возможность в присутствии Н. П. Малаховой в 1977 г. просмотреть фактические данные (образцы пород, шлифы), которые положены в основу последних статей [90, 91]. Выяснилось, что разнообразные фораминиферы, определенные в палеобазальтах, на самом деле представляют собой столь обычные в эффузивных породах миндалины разнообразной формы, выполненные коллоидальными агрегатами халцедона, хлорита в причудливых сочетаниях друг с другом, с кальцитом, кварцем и эпидотом. Во многих случаях обычным осадочным и туфогенно-осадочным породам необоснованно приписывалось метасоматическое происхождение или эффузивная природа, а затем из них — теперь уже «эффузивных» пород — описывались настоящие остатки фораминифер. Нами также было указано на ряд несомненных ошибок и неточностей при диагностике пород, содержащих остатки фауны. Так, среднезернистый вулканомиктовый

песчаник с карбонатным цементом описывается как гранитизированная порода [91, с. 48], при отсутствии сколько-нибудь серьезных доказательств в пользу этого предположения. Граптолит находится не в подушечных лавах базальтов, а в кремнистой породе из межподушечного пространства [91, с. 49]. Наконец, образец базальта с остатками моллюсков, демонстрировавшийся Н. П. Малаховой в 1977 г., оказался неизменным темно-серым алевритом и т. п. В целом же нельзя не признать правильным призыв Н. П. Малаховой внимательнее изучать эффузивные породы с целью поисков в них фауны. Перспективно изучение шлаковых и миндалекаменных корок лавовых потоков, в поры которых часто проникает рыхлый ил с органическими остатками. В отдельных случаях происходит захват карбонатного осадка с микрофауной горячей лавой [96]. Возможность сохранения фауны в непосредственном контакте с изливающейся лавой доказывается тем фактом, что температура воды вблизи активных языков лавы Килауэа на дне моря повышалась всего на 2,5 °С [198].

Степень сохранности морфологии тел подводной лавовой фации не зависит от их геологического возраста. В этом мы убедились, посетив обнажения протерозойских (ятулийских) базальтовых лав Карелии. Данное обстоятельство позволяет проводить достаточно надежные палеовулканические реконструкции в областях древнего вулканизма [129, 138].





### 3. ПОДУШЕЧНЫЕ ЛАВЫ

Исследователи продуктов подводного вулканизма единодушны во мнении, что большинство тел подводной лавовой фации представлено подушечными лавами, значительно меньшее количество — ассоциирующими с ними своеобразными обломочными породами — гиалокластитам, в более редких случаях — потоками компактных лав.

Морфология и вопросы генезиса подушечных лав широко освещены в литературе. И все же многие геологи в практической работе не уделяют достаточного внимания этим удивительным образованиям, описывая их как одну из распространенных отдельностей основных эффузивов — шаровую.

На основании изучения подушечных лав Урала, а также литературы по аналогичным образованиям Советского Союза и зарубежных стран мы выделим некоторые важные черты их геологии, которые в печати освещены, на наш взгляд, недостаточно полно [62, 63, 67].

#### 3.1. О ТЕРМИНЕ

В зарубежной литературе имеется около 20 названий подушечных лав, из которых наиболее распространено одно из самых старых — пиллоу-лава (подушечная лава). Оно перешло и в отечественную литературу, где у него появился синоним — шаровая лава. Поскольку шаровая форма этих тел является частным, относительно редко наблюдаемым случаем наиболее распространенных трубчатой, подушечной, эллипсоидальной, колбасовидной, матрацевидной и других форм, более правильным будет первоначальный термин — подушечная лава.

Морфологически подушечные лавы в срезе иногда похожи на шаровую отдельность эффузивов. Это объясняет многочисленные ошибки исследователей, находивших «шаровые лавы» в заведомо интрузивных и субвулканических образованиях. Неправильное толкование подушечных лав

как разновидности шаровой отдельности, проявленной при выветривании, перешедшее со страниц учебных и справочных пособий [84] в практику геологов-съемщиков, породило ошибки в познании геологии спилито-кератофировых формаций, в частности Южного Урала и Мугоджар [35]. Об этом уже говорилось неоднократно [81, 63], но подобные случаи встречаются и сейчас. Для практических целей необходимо назвать основные черты, отличающие подушечное сложение от шаровой отдельности:

1. Шаровая отдельность характерна для всех пород однородного сложения, в том числе для осадочных, эффузивных и интрузивных. Подушечное сложение — только для излившихся эффузивных пород преимущественно подводного происхождения.

2. Шаровая отдельность проявляется в результате действия агентов выветривания, в то время как подушечное сложение обусловлено способом излияния лав и их составом. Выветривание способствует более отчетливому выявлению подушечного сложения.

3. Шары отдельности действительно обладают сферической формой, тогда как подушечные тела имеют округлые очертания лишь в поперечном сечении. В плане же подушечные тела более всего похожи на ветвящиеся трубы с отростками и перемычками, шарообразными вздутиями [176, 3, 5, 196, 205, 67].

4. Породы, слагающие шары отдельности, всегда однородно-зернистые. От периферии шара к его центру изменения структуры и текстуры породы не наблюдаются. Каждая же подушка — самостоятельное геологическое тело с собственной поверхностью охлаждения. В срезе подушки всегда можно увидеть смену различных структурных разновидностей породы, а также участки с различной текстурой. На примере девонских лав Мугоджар [19] было показано, что в пределах одного подушечного тела наблюдаются такие петрографические разновидности пород, как диабазы, спилиты, вариолиты и вулканические стекла, закономерно сменяющие друг друга в разрезе сфероида. Картирование в подобных случаях прослоев вариолитов, спилитов стекол ничего общего с реальной геологической обстановкой не имеет.

5. Шаровая отдельность может проявляться и в различных участках подушечных лав.

6. Шары отделяются друг от друга более выветрелой породой того же состава и сложения, а подушечные тела разделяются или раздробленной стекловатой породой (гна-



локластитом), или прослойками и линзочками туфогенных и осадочных пород.

Шаровую и подушечную морфологию тел имеют и многие другие магматогенные образования. В частности, шаровые и сферолоидные обособления широко распространены в кислых лавах [13, 21, 113]. Часть их образуется путем ликвации, часть — путем сферолитовой кристаллизации. Шаровые и сферолитовые образования потоков кислых лав возникли при ликвационном расслоении первичной магмы и в ходе ее эволюции вели себя как самостоятельные геологические тела, в которых кристаллизация происходила иначе, чем в цементирующей лавовой массе. Это положение справедливо и для вариолитов из основных лав [84, 103]. Но на протяжении всего периода становления лавовых тел кислого и основного состава, в которых формируются такие сферониды, вплоть до полного застывания породы, шаровые обособления неразрывно связаны с вмещающей их магмой и не испытывают охлаждающего воздействия со стороны окружающей среды. Кристаллизация в шарах и в цементе завершается одновременно, и вся ассоциация ведет себя как единое магматическое тело. В этом смысле можно провести полную аналогию между возникновением и дальнейшим развитием вариолей и кислых сферолоидов, с одной стороны, и интрателлурических вкрапленников — с другой, т. е. зарождение и окончательное становление шаровых образований типа вариолитов, кислых сферолоидов происходит в геологически едином магматическом теле, осуществляясь в жерловой, субвулканической и лавовой фациях. Отнесение к шаровым лавам шаровых игнимбритов возможно только по формальному подобию морфологии, поскольку шары в них формируются в постмагматическую стадию, в период дегазации потоков.

Иначе происходит образование подушечных тел эффузивных пород. Возникновение подушечного сложения происходит только в субфации текучих лав, в момент, когда лава еще достаточно жидкая, в ней уже присутствуют интрателлурические вкрапленники, продукты ликвации — вариоли и сферолоиды. И лишь после формирования потока подушечной лавы начинается процесс кристаллизации основной массы пород. Возникшие при этом минеральные агрегаты закономерно меняют свое взаимное расположение и размер в соответствии с охлажденными внешними ограничениями образовавшегося лавового потока. Лавовый материал в промежутки между подушечными телами будет поступать уже в виде затвердевших стекловатых частиц

(гиалокластиты) или выжимок из незакристаллизовавшихся центральных частей трубчатых потоков. Учитывая сказанное, следует присоединиться к мнению [81] о разделении подушечных (шаровых) лав на истинные, с собственной поверхностью охлаждения, и ложные, ксеногенного или ликвационного происхождения, не имеющие собственной поверхности охлаждения. Все изложенное далее касается только истинных подушечных лав.

Необходимо подчеркнуть и отличия подушечных лав от подушечных агломератов [92]: крупные размеры (нередко более 1—1,5 м), более разнообразная, часто валикоподобная форма, асимметричная зональность в распределении зон вариолитов и миндалин, тяготение их скоплений к кровлевым частям тел, тесная связь с лавовыми потоками, нередко наблюдаемые непосредственные переходы в кровле, подошве и по латерали потока в массивные его разновидности, ассоциация с небольшим количеством настоящей пирокластике, присутствие прослоев гиалокластитов, сопоставимые размеры подушечных тел в пределах одного потока, закономерное расположение треугольных выступов подушечных тел в их подошве. Подушечные агломераты характеризуются приуроченностью к пластам аквагенных пирокластических и осадочных пород, более мелкими размерами и правильной шаровой или овальной формой, концентрическим расположением зон миндалин, одинаковой мощностью зоны закалки по периферии шарового тела, равномерным распределением интрателлурических вкрапленников по всему объему, ассоциацией с фрагментами и осколками других обломков часто неправильной формы, незакономерным изменением размеров обломков в пределах пласта пирокластитов.

Именно правильная диагностика подушечных лав, особенностей их строения позволила установить широкое распространение на Урале пологих залеганий зеленокаменных толщ [1, 143] и крутых залеганий в Ирэндькской моноклинали на восточном склоне Южного Урала [73].

### 3.2. УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ

Подушечные лавы в пространственном и временном отношении являются космополитами. Они описаны в отложениях от протерозоя и до наших дней, во всех районах земного шара — от Австралии до Гренландии. Наиболее типичны они для основной серии спилит-кератофировых



формаций геосинклинальных областей как древней (Карелия, Центральный Казахстан), так и молодой (Дальний Восток) складчатости. Относительно недавно [79, 31] были впервые описаны подушечные лавы Сибирской платформы. Они также известны в трапповых толщах Деккана, в базальтах плато р. Колумбии в США, в интрагляциальных эффузивных толщах Исландии, в платформенных протерозойских эффузивах Карелии [129, 138], в базальтах и коматинитах Печенги [134]. Второй слой дна океанов также складывается преимущественно подушечными лавами [176, 107]. В свете этих фактов можно говорить о подушечных лавах как о фации излияний основных лав крупнейших геотектонических единиц Земли, океанов и континентов. Существенно то, что реликты подушечного сложения устанавливаются даже в глубокометаморфизованных породах, таких как амфиболиты [178], что позволяет восстанавливать их первичную природу.

Большинство исследователей отмечают, что излияния магмы, давшей начало подушечным лавам, носили преимущественно трещинный характер. Об этом говорит сохранение мощности отдельных покровов на большом протяжении в палеозое Мугоджар и Урала, в кембрии вулканогенной формации Центрального Казахстана, в траппах Сибири и Деккана, в юре Центрального Кавказа, в огромных потоках Исландии, в вулканических плато Центральной Америки; установление во всех этих случаях систем сближенных питающих даек; сохранение вулканических аппаратов трещинного типа в аналогичных толщах недавнего прошлого.

Образование подушечных лав на дне рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта также происходит над протяженными магмоподводящими трещинами. Но лавы изливаются и из многих локальных жерловин, группирующихся в цепочки, вокруг которых возникают подушечные конусы высотой в 5—20 м и диаметром до 50 м у основания. Известны и примеры центрального типа извержений, при которых образуются подушечные лавы. Они описаны [57] из силуро-девонских толщ Среднего Урала. Севернее г. Кушвы в разрезах останцов нескольких вулканов в толще грубых бомбовых туфов наблюдаются потоки подушечных лав порфирированных базальтов мощностью 3—4 м. Ими подчеркивается конусовидное строение вулканического аппарата (рис. 226). Значительные объемы подушечных лав в чередовании с пачками подводных бомбовых туфов, пластами яшмовидных пород описаны нами [62] в составе де-

вонских толщ Мугоджар, представляющих собой фрагменты крупных палеостратовулканов.

В разрезах эффузивных комплексов складчатых поясов толщи подушечных лав слагают многие сотни метров (Урал, Кавказ, Крым, Уэльс, Аппалачи и т.д.). О масштабах их проявления в мелководной обстановке дает представление Исландия [190]. Интрагляциальный вулкан Калфстиндар состоит из толщи подушечных лав длиной более 5 км, высотой 30 м, увенчанных стекловатыми туфами. Вулкан Раудафелл-Хонгхофди слагается толщей подушечных лав длиной 9 км, шириной 3 км и мощностью 300 м. Пачка подушечных лав в траппах Сибири [31] в обычных случаях не превышает по мощности 3—10 м.

Все сказанное позволяет считать подушечные лавы самой распространенной на земной поверхности формой проявления подводной вулканической деятельности, имевшей место во всех крупных структурах и в течение всего фанерозоя.

### 3.3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Преобладающее число подушечных лав различных районов Советского Союза и мира имеет основной состав. На дне Тихого океана [120,119] открыты подушечные лавы ультраосновного состава (авгиты), содержащие 36—37 % кремнезема, около 6 % нормативного нефелина и 2,6 % лейцита. В последнее время на Дальнем Востоке [169] и в Южных Мугоджарах [62] были обнаружены подушечные лавы андезито-базальтового и андезитового состава. Упоминаемые Б. В. Ивановым [42] подушки андезито-дацитового состава по содержанию кремнезема (61,14 %) следует также отнести к андезитам. Таким образом, кислотность лавы при формировании подушечных тел определяющего значения не имеет, хотя в наблюдаемых лавах она не поднимается выше средней.

В Тагильском погружении Урала известны [164] девонские подушечные лавы трахибазальтовых порфиритов, андезито-трахитовых и трахитовых порфиров. Нами [38] в Сакмарской зоне Мугоджар встречены подушечные лавы афировых калиевых биотитовых щелочных базальтоидов (чанcharитов). Следовательно, можно говорить о подушечных лавах как о характерной фации излияний основной (с дифференциатами до ультраосновной) и средней магм нормальной или высокой щелочности.



### 3.4. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ

К настоящему времени накопилось огромное количество описаний состава, морфологии и внутреннего строения подушечных лав различного возраста, химизма и географического расположения. Полученные данные позволяют говорить о принципиальном единстве всех этих образований. Оно заключается в том, что подушечные лавы — это самостоятельные геологические тела с собственной поверхностью охлаждения. Все последующие различия во внутреннем их строении обусловлены или составом изливающейся магмы, или степенью раскристаллизации лавы в объеме подушки, или же условиями остывания, глубиной излияния, иногда — механизмом распада потока на подушечные обособления.

При наблюдениях обнажений толщ подушечных лав, особенно древних, создается впечатление, что они состоят из обособленных, изолированных друг от друга сферических, мешкоподобных, каплевидных и т. д. тел. Это впечатление часто неверно [205]. В срезах, параллельных напластованию потоков, видно, что подушечные лавы представляют запутанные кишкообразные формы, в поперечных сечениях имеющие очертания подушек. Такое строение свойственно потокам подушечных лав на дне океана. Детальное описание последних приведено в монографии [176] и заставляет по-новому взглянуть на строение огромных толщ пиллоулав геосинклинальных областей, поэтому целесообразно привести краткое изложение этих исследований. Почти все наблюдаемые лавовые формы на дне рифтовой долины в Срединно-Атлантическом хребте являются потоками подушечных лав. Ясно выраженные аа-лавы или глыбовые лавовые потоки здесь не видны, как и признаки эксплозивных извержений. Места вулканических экструзий отмечены подушечными конусами в форме стогов сена высотой 5—20 м, с наклоном склонов до  $45^\circ$  у вершины и плоских — у подножья, где их диаметры составляют 10—50 м. Конусы сложены целиком наклонными к поверхности удлиненными подушечными телами. Подушечные потоки имеют в длину не более нескольких сот метров. Каждый округлый язык потока, видимый на его поверхности, является концом длинной трубки, которая соединяется с другими языками потока и через них — с питающей трещиной в источнике потока. «Эти цилиндроподобные языки потока очень неравны по размеру и форме, они изгибаются и резко меняют направление, дают ответвления и разделяются, увеличиваясь и уменьшаясь в диаметре, увенчаны небольшими шишками и

луковичными массами. Однако, несмотря на это разнообразие, они содержат два отличительных признака: приблизительно округлый поперечный разрез и приблизительно одинаковый размер, так что многие языки имеют 10—100 см в диаметре. Термин «подушка» применим ко всем или части этих языков потоков, которые выглядят как толща подушек, если смотреть в разрезе» [176, с. 21]. Аналогичные формы подушечных тел базальтов наблюдались и в рифтовой зоне Красного моря [3, 5], для них характерно наличие пустотелых подушек и секторная столбчатая отдельность.

Таким образом, океанологические исследования в Атлантике и Красном море говорят, что преобладающей формой глубоководных излияний являются своеобразные разновидности подушечных лав, которые, вслед за А. Ритманом [122], можно назвать кишечными. Такими же образованиями сложены толщи интрагляциальных подушечных лав Исландии. Разновидности кишечных лав теперь известны в Армении [97], в нескольких пунктах на Урале [159, 74, 67], на Камчатке [117], в Карелии [25, 129, 138]. Даже в субэаральных потоках подушечные лавы имеют трубчатую, ветвящуюся форму. В эоценовых лавах Армении в долине рек Памбак и Дзорагет такие тела во фронтальной части массивных потоков базальтов достигают длины 10—30 м, будучи связанными друг с другом и с телом потока трубчатыми перемычками [24]. Интрагляциальные подушечные лавы Исландии некоторые геологи [188] рассматривали как индивидуумы, которые, отделившись от источника, скатывались в направлении первоначального падения потока в виде отдельных продолговатых цилиндрических форм. Благодаря скатыванию этих мешкообразных форм появляется параллелизм длинных осей подушек. Это предположение встретило обоснованные возражения [190]. Было указано, что совершенно недеформированные подушечные лавы состоят из тел, чьи длинные оси располагаются неизменно наклонно (до  $40^\circ$ ), что решительно противоречит механизму скатывания подушек вниз по склону. Представления [190] полностью подтверждены и наблюдениями [176] над океаническими подушечными лавами.

Следует отметить, что трубообразные ветвящиеся потоки лав уже давно известны в толщах обычного облика подушечных лав (рис. 1). Но последние традиционно описывались как сферические обособленные тела, не связанные друг с другом. Внимательное изучение этих обнажений, особенно в плане, позволяет практически всегда обна-



ружить соединительные перемычки между сфероидами, баллонами, подушками и т. п. Таким образом, в первоначальном виде потоки подушечных лав представляют собой нагромождение изогнутых, разветвляющихся, переплетающихся

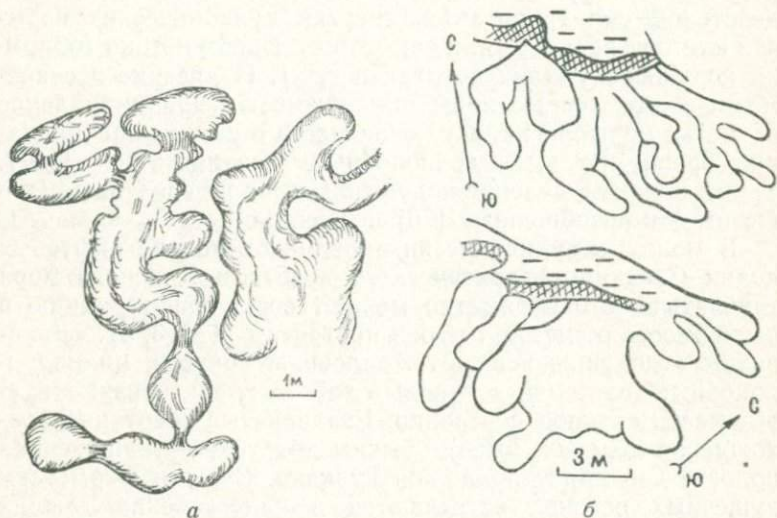


Рис. 1. Сходство морфологии разветвляющихся трубообразных потоков базальтов среднего девона Мугоджар (а) и среднего протерозоя Карелии (б). Каждое ответвление потоков в разрезе имеет округлые очертания:

а — русло р. Шулдак у развалин зимовья Исхак; б — остров Сунсар, зарисовка М. А. Гиляровой [25]

щихся с местными раздувами, пережимами и мешкообразными выступами тел, нередко соединенных перемычками. Лишь в поперечном сечении их обнажение походит на толщу сближенных изометричных тел (подушек). Такие ветвящиеся короткие языки лавы наблюдались и во фронтальной части крупных потоков при впадении их в море [191] или в русло рек [24]. Они отмечены и на выклинке компактных потоков в протерозойских лавах Карелии [25].

При механическом разрушении связующих перемычек эти изометричные подушкоподобные тела, баллоны, шары и т. п. отрываются от питающего потока. Накапливаясь в понижениях рельефа или у препятствий, они создают нагромождение изолированных сфероидальных тел. Именно такую форму геологи приписывали всем скоплениям подушечных лав. В действительности же эти случаи являются довольно редкими. Можно заключить, что большинство по-

душечных лав — это трубообразные потоки сложной конфигурации, соединенные друг с другом перемычками, имеющими выступы, разветвления, вздутия и пережимы. Разобщенные подушечные тела встречаются редко и только как результат разрушения первичных трубчатых потоков под действием сил гравитации, энергии вулканических взрывов или при перемещении самого питающего потока (обломки подушек в гиалокластитах и т. п.). И древние и современные подушечные лавы обнаруживают принципиальное единство морфологии, заключающееся в резком преобладании среди них цилиндроподобных связанных тел [117]. Таким образом, деление подушечных лав на связанные (кишечные) и разобщенные [76] потеряло смысл.

В молодых вулканических аппаратах на дне рифтовых долин Срединно-Атлантического хребта и Красного моря трубчатые потоки заметно меняют свою конфигурацию в зависимости от места, где они протекали [176, 3, 5]. «Луковичные» подушки венчают жерловины конусов, цилиндроподобные тела типа «слоновый хобот» характеризуют крутые части склонов постройки. Разлапистые очертания (похожие на черепаха, амёб) обычны для тел, излившихся на пологое дно или у подножия вулкана. Все эти формы подушечных потоков встречаются в палеозойских толщах Урала [67, 41].

### 3.5. СПОСОБ ОБРАЗОВАНИЯ

О генезисе подушечных лав до сих пор существовало множество предположений и гипотез, которые обобщены в ряде сводок [162, 35, 25, 81, 92, 62, 63, 117]. Это было вызвано как морфологическим, вещественным и структурным разнообразием подушечных лав, так и излияниями их то в наземной, то в подводной обстановке. К тому же общепринятой считалась сферическая форма подушечных обособлений, и случаи их соединения друг с другом в виде удлиненной кишкообразной формы требовали особых объяснений. Казалось, нельзя было предположить единого механизма формирования подушечного сложения лав. Такое стало возможным лишь после осуществления наблюдений на дне рифтовых долин Атлантического океана и Красного моря [176, 117, 3, 5].

Во всех случаях решающим условием для возникновения подушечного сложения стало максимальное проявление сил поверхностного натяжения жидкой лавы. Такое усло-



вие создает вода (при соответствующей степени вязкости лавы) или же исключительная газонасыщенность самой лавы в наземных условиях. Яркий пример последнего привел Б. В. Иванов [42], подтвердивший гипотезу Д. Т. Старка о механизме образования подобного типа подушечных лав. Значительную роль в этом процессе Б. В. Иванов отводит фтору. Основная масса подушечных лав мира образовалась на дне морских водоемов. Нет нужды приводить доказательства в пользу этого. Но и при излиянии подушечных лав в субаэральных условиях необходимо присутствие значительных количеств воды. В траппах Сибири это были озерные впадины [31], в верхнеэоценовых лавах Армении — подпруженные русла рек [24], равно как и русло р. Колумбии в Северной Америке [147].

Столь же благоприятные условия для возникновения подушечного сложения образуются при излиянии лавы под толщей материковых льдов или же при послойном ее внедрении в нелитифицированный водонасыщенный осадок. Такие толщи интрагляциальных подушечных лав широко распространены в Исландии [190]. Юрские подушечные лавы Армении по всей периферии обволакиваются известняковой оболочкой. Автор описания [97] полагает, что в данном случае магматический расплав поступал не только в морскую воду, но и в расположенную под ней толщу карбонатных осадков. В Южных Мугоджарах на р. Шулдак можно видеть, что внедрение межпластовых субвулканических тел (силлов) диабазов в толщу базальтовых подушечных лав, видимо, все еще содержащей значительное количество воды, привело к тому, что концевой язык диабазового силла приобрел в зальбандах ту же секториальную столбчатую отдельность, как и вмещающие его подушечные лавы. Подобная конвергенция морфологических признаков у тел лавовой и субвулканической фаций основной магмы должна приниматься во внимание при фациальном расчленении вулканитов.

Геологические данные свидетельствуют, что в момент формирования подушечных обособлений лава была достаточно жидкой, кристаллизация ее еще не закончилась. Об этом в первую очередь говорят согласные формы налегания одних подушек на другие, приспособление подошвы вышележащих тел к неровностям кровли подстилающих. Одинаковое количество вкрапленников и микролитов в корке и в центре подушечных тел оливиновых базальтов дна Индийского океана свидетельствует [160] об их образовании до момента закалки. Гравитационное разделение вкрап-

ленников плагиоклаза в пределах отдельных подушечных тел, накопление их в нижней половине сфероидов [7] также говорят о жидком состоянии лавы после формирования подушек. В девонских подушечных лавах Мугоджар Б. М. Руденко наблюдал тела, в которых очень четко видно многократное проникновение лавы по трещинам из внутренних частей подушек в стекловатые внешние части и даже в межподушечное пространство. В современных подушечных лавах на дне рифтовой долины Атлантического срединно-океанического хребта [176] иногда наблюдались случаи полного истечения жидкого магматического расплава из внутренних частей расколовшихся подушек, при этом возникали своеобразные пустотелые формы (скорлупа). Следовательно, можно принять, что образование подушечных тел происходит в интервале температур между точками ликвидуса и солидуса расплавов. Согласно экспериментам Г. С. Йодера и К. Э. Тилли, при давлении 1 атм для базальтов эти температуры будут 1200—1235 °С. Температура базальтовых лав при извержениях колеблется от 700 до 1200 °С [170].

Выводящие каналы в вулканических постройках, из которых изливаются лавы в рифтовых зонах океанов, имеют округлое сечение и поперечники около 1—3 м [176]. Столь же невелики по объему и трещины во фронте движущихся потоков, из которых выдавливаются новые порции лавы. Выходящая, наподобие пасты из тьюбика, жидкая лава в водной среде под действием сил поверхностного натяжения приобретает трубчатую форму. Моментально возникающая стекловатая корка предохраняет от застывания жидкую лаву внутренних частей. Продолжая свое движение, она ступенчато растягивает корку, следы этого зафиксированы продольными и поперечными бороздами. Труба наращивается, возникает изгибающийся цилиндрический поток, который при перемещении вниз по склону вулканического конуса расщепляется на более тонкие изгибающиеся трубки диаметром до 1 м («пальцы пахоэ-хоэ» Г. Макдональда (цит. по: [117])). Через трещины в стенках трубок лава выдавливается наружу, образуя почковидные, сфероидальные тела, наплывы, отростки и т. п. При этом свежей лавой также заполняются контракционные трещины во внешних частях подушек. По представлениям [196], механизм роста подушек аналогичен модели спрединга океанической литосферы. Новое поступление лавы образует новую систему трубчатых образований, нередко переплетающихся и пережатых. Скопление таких цилиндрических тел и сферических



обособлений в разрезе и будет представлять собой толщу подушечных лав.

Представление о подушечных телах как о трубообразных ветвящихся образованиях, возникающих при порцион-



*а*



*б*



*в*



*г*

Рис. 2. Детали строения поперечного среза и поверхности трубчатых потоков базальтовых подушечных лав среднего девона Южных Мугоджар:

*а* — секториальная отдельность в подушечных лавах р. Шулдак, аналогичная отдельность наблюдается в лавах дна Красного моря; *б* — монолитное сложение подушечных лав в русле р. Мильяша; *в* — пустотелый лавовый цилиндр, р. Шулдак; *г* — морщинистый вторичный мини-поток на поверхности лавовой трубы в русле р. Шулдак у развалин зимовья Исхак

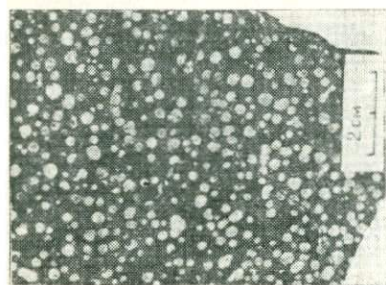
ном или непрерывном выжимании лавы через узкое отверстие на вершине невысокого вулканического конуса (современные наблюдения в рифтовых долинах Срединно-Атлантического хребта и Красного моря), вносит существенные изменения во взгляды на внутреннее строение самих пиллоу-лав.

Доказательством течения лавы под твердой оболочкой ее корки являются участки морщинистой поверхности в древних подушках с изогнутыми стекловатыми валиками

ниже кровли подушечных тел (рис. 2 г). Такие наблюдения были сделаны в срезах отдельных подушек девонского возраста в русле р. Шулдак (Южные Мугоджары). Здесь иногда можно насчитать 2—3 уровня морщинистых поверхно-



*а*



*б*



*в*

Рис. 3. Миндалекаменные зоны в поперечном срезе базальтовых трубчатых потоков среднего девона Южных Мугоджар (обрывы у р. Шулдак):

*а* — прикровлевая часть потоков, обычно более обогащенная миндаллинами различных размеров; *б* — густоминалекаменная зона в кровле потоков лав так называемой «кокжарлинской» пачки в составе мугоджарского комплекса; *в* — крупные газовые полости, смещенные к кровле потока, не заходящие в зону секториальной отдельности. Ориентировка полостей указывает на положение палеогоризонта

стей на расстоянии от нескольких сантиметров до 10—15 см друг от друга. Морфология этих участков волнистой лавы под закаленной коркой подушек не отличается от морщинистых участков на их кровле. Количество уровней мор-



щинистых поверхностей в срезе подушек указывает тем самым на число порций лавы, протекавших через лавовую трубу и заполнявших ее.

Сам способ подачи материала, когда жидкая лава течет, а затем кристаллизуется в стекловатой трубе, заставляет признать одновременность образования внешних и внутренних частей подушек (внешние более древние). Если в ходе извержения состав магмы не изменялся и лавовый трубообразный поток быстро прекращал движение (однопорционное заполнение лавовой трубы), то в поперечном срезе трубы (подушке) разницы в составе внешних и внутренних частей не должно быть. Можно полагать, что большинство пиллоу-лав относится к образованиям именно такого рода. В этих случаях столбики секториальной отдельности часто доходят до центра подушек (рис. 2 а), а крупные газовые полости концентрируются в прикровлевой части лавовых труб.

Неоднократное прохождение жидкой лавы через трубу фиксируется, как уже говорилось, несколькими уровнями морщинистых поверхностей. Развитие столбиков секториальной отдельности при этом ограничивается зоной той или иной мощности. В центральной части подушек, где жидкая лава находится длительное время, столбчатая отдельность не проявлена. Именно здесь тогда сосредоточиваются центральные газовые полости, которые в пределы ранее отвердевшей зоны с секториальной отдельностью не заходят (рис. 3 в). В описанном механизме заполнения лавовой трубы одновременными порциями лавы можно видеть одну из причин нередко отмечаемой геологами разницы в составе корковых и внутренних частей подушек. Эта разница будет тем больше, чем сильнее и быстрее происходит дифференциация состава порций лавы до поступления ее во внутренние части лавовых труб (отсадка или всплывание фенокристаллов, отделение летучих и т. д.). Геологическое подтверждение этому мы видим в случаях, описанных В. В. Матвеенковым [3]: иногда корковые части лавовых труб на дне Красноморской рифтовой долины были сложены афировыми разностями, а внутренние их части — порфиоровыми (и наоборот).

### 3.6. ПОДУШЕЧНЫЕ ЛАВЫ И АЛЬБИТИЗАЦИЯ

До сих пор альбитизация (спилитизация) подушечных лав рассматривается некоторыми геологами [34, 83, 136] как признак их образования в соленой морской воде, а ее

отсутствие — как признак субэвральных условий происхождения подушек [111]. Наиболее оживленная дискуссия ведется вокруг вопроса о природе альбита. Существуют четыре точки зрения: 1) альбит — первично магматический минерал; 2) альбит — результат замещения плагиоклаза при взаимодействии соленой воды с изливающейся лавой; 3) альбитизация — метаморфический процесс или результат диагенетических преобразований; 4) спилитизация — позднемагматический или автотетасоматический процесс.

Гипотеза о первично магматической природе альбита в альбитизированных базальтоидах (спилитах) имеет небольшое число сторонников [177, 15, 203]. В частности, предполагается [87], что кристаллизация вариолей вокруг крупных газовых полостей в подушках базальтов могла происходить при постоянном поступлении морской воды, превращенной в парогазовый флюид. Он обогащал расплав дополнительным количеством натрия. В этих неравновесных условиях в сферолитах мог кристаллизоваться альбит. Однако многие геологи доказали вторичный характер альбита в этих породах [162, 35, 81] по наличию постепенных переходов альбитизированных пород в неальбитизированные; по повсеместному нахождению реликтов неизмененного плагиоклаза и т. п. Подобные соотношения пород и минералов в раннекаменноугольных подушечных лавах Магнитогорского синклиория описала Т. А. Смирнова [136]. Следуя за А. Н. Заварницким [34], образование спилитов она тем не менее объясняла взаимодействием лавы при ее остывании с морской водой. Теоретическое обоснование явлению альбитизации дал Е. Садецки-Кардош [127] в своей гипотезе трансвапоризации. На ее несостоятельность впервые указал Д. С. Коржинский [61]. Трансвапоризация не может объяснить причин неравномерного проявления самого процесса альбитизации в данном объеме породы, нахождения среди нацело альбитизированных подушек в той же геологической обстановке подушечных лав с неизменным первичным плагиоклазом или его реликтами; альбитизацию вулканогенных пород различного генезиса в пределах одного и того же района. По гипотезе трансвапоризации, альбитизация возможна лишь на глубине более 100 м, находки свежих пузыристых базальтов на дне Тихого океана (глубина 5—7 км) в этом отношении никак не объяснимы. Батти [177] считает спилиты слабометаморфизованными толентами. Спилитизация происходит в открытой системе в присутствии богатых солями поровых растворов. При этом породы обогащаются  $\text{Na}_2\text{O}$  и выносятся



СаО. Г. П. Беянина [9] также показала, что спилиты — продукт изменения толеитовых лав путем вторичных преобразований более основного плагиоклаза. Однако источник натрия она видит не в солях морской воды или поровых растворов, а в самой магме, из которой образуются спилитовые породы. Рассматривая в целом проблему происхождения пород серии спилит-кератофир, Хьюдженс [186] пришел к выводу, что их следует относить к группе метасоматических образований. Кератофиры являются низкотемпературно метаморфизованными риолитами, трахитами или андезитами, а спилиты — метаморфизованными базальтами. Метаморфизм сопровождается метасоматическими процессами с привносом щелочей.

В. В. Рябов [125] термодинамическими расчетами показал, что усвоение лавами при их остывании достаточного количества натрия из морской воды неосуществимо. Мур [195] выяснил, что изотопный состав водорода из воды, содержащейся в поверхностной части одной из подушек океанических базальтов, на 6 % беднее дейтерием по сравнению со стандартом средней океанической воды. Это близко к изотопному составу водорода из вод континентальных лав, что исключает возможность абсорбирования подводными лавами океанической воды.

При изучении процесса альбитизации древних подушечных лав следует учитывать степень сохранности щелочей в породе на данное время и зависимость альбитизации породы от положения ее в разрезе подушечного тела, степени кристалличности (зернистости). Стекловатые корочки подушечных лав геосинклиналей обычно гидратизированы, с чем многие исследователи [162, 164] связывают вынос натрия. При этом наблюдаются заметно повышенные содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  в центральных частях подушечных тел по сравнению с корковыми [62, 164]. В корковых частях подушек Урала андезито-трахитового и трахитового состава установлено [164] резкое увеличение содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , которое объясняется фиксированием его в продуктах разложения стекла. Подобное же повышение количества калия в прикровельных зонах толеитовых подушечных лав Южных Мугуджар объясняется [87] наличием смектита или цеолитов. Калишпат фиксируется в составе зональных (с кварцем) миндалин в корке подушек. Его нет в окружающих гялокластитах и в проницаемых зонах пиллоу-лав. Возможно, в ядерных частях подушечных тел происходило обособление щелочно-кислого газонасыщенного расплава. Этот кислый «рестит», как считают авторы [87], может

выжиматься в полости отслаивания или всплывать в виде легкой эмульсии в незаствившую подкорковую зону. Следует отметить редкую встречаемость пород с повышенными содержаниями  $K_2O$  в толще подушечных лав Мугоджар, и, видимо, ограниченность действия указанного выше механизма. Тем более что именно в корковых частях толеитовых пиллоу-лав Срединно-Атлантического хребта содержание  $K_2O$  может падать до нуля [201]. Правильнее связывать увеличение  $K_2O$  в лавах Мугоджар с более щелочным и газонасыщенным составом той порции магмы, что сформировала толщу (около 90 м мощностью) густоминдалекаменных лав, выделяющуюся своим обликом среди окружающих массивных лав толеитовых базальтов [70]. В тех случаях, когда стекловатые корочки подушечных тел мало изменены, количество  $K_2O$  в них практически всегда меньше, чем в центральных частях сфероидов. Так, центральные части девонских лав Мугоджар, в момент кристаллизации не соприкасавшиеся с соленой морской водой, значительно богаче  $Na_2O$  (приблизительно 4 %), чем корковые части, бывшие с этой водой в непосредственном контакте (около 2,5 %). Такая разница в содержаниях  $Na_2O$  связана с различной степенью альбитизации плагиоклаза, которая в центральных частях тел, где преобладает диабазовая или спилитовая структура, всегда выше, чем в стекловатых корках [62]. Во всех типах стекловатых подушечных лав [160, 169, 111] содержание окиси натрия по разрезу подушечных тел изменяется незначительно. Свежие пиллоу-лавы Срединно-Атлантического хребта обнаруживают слабые изменения химизма по зонам [201], за исключением закономерного роста содержания железа и магния от центра образцов к их периферии, сопровождаемом падением количества калия. Весьма тщательно проанализировано изменение химического состава различных частей сфероидов трахибазальтовых лав Среднего Урала [130]. Показано, что более основной состав закаленной корочки подушек по сравнению с другими ее зонами не первичен и является следствием интенсивного гидролиза стекла при контакте с водой. Разница в составе центральной части сфероидов и промежуточной их зоны возникла в результате первичной дифференциации расплава в каждом сфероиде как относительно самостоятельной закрытой магматической микросистеме. Поскольку в неизмененных современных пиллоу-лавах океанов такая разница в составах различных зон проявлена значительно слабее, можно предполагать, что в древних лавах ее возникновению и усилению благоприят-



ствовали также и процессы метасоматоза и метаморфизма [28].

Избирательный характер альбитизации вулканогенно-осадочной кембрийской формации Горного Алтая говорит об ее гидротермальном происхождении [4]. Авторы показали, что наиболее интенсивно альбитизация проявилась в туфах, полнокристаллических породах, алевролитах и песчаниках, т. е. в более легко проницаемых породах; вулканические же стекла, слабо раскристаллизованные лавы плохо проницаемы, почти не претерпевают изменений. Считается, что спилиты бериккульской свиты в Кузнецком Алатау [6] возникли в результате гидротермальной обработки (метасоматоза) миндалекаменных порфиритов на глубине. Об этом говорит локальное распространение спилитов в толще лав. Американский геолог Парк [108] также полагает, что альбитизация посредством взаимодействия морской воды с базальтовой лавой не может быть широко распространена. Он связывает альбитизацию с интенсивной фумарольной деятельностью после быстрого накопления большого объема еще не остывшей лавы на морском дне. Длительное воздействие горячих соленых растворов на нагретые подушки приводит к превращению анортита в богатый альбитом плагиоклаз. Из-за быстрого остывания эти процессы в тонких потоках происходить не будут.

Площадная альбитизация характерна для всех геосинклинальных спилитовых формаций, в которых одновременно присутствуют как маломощные покровы, так и большие нагромождения подушечных лав, осадочные прослойки между которыми обычно невелики. Альбитизация тех и других противоречит гипотезе Парка, которую можно считать частным решением вопроса о природе альбита в спилитах.

Таким образом, отсутствие альбитизации подводных лав в пределах платформенных областей [31, 79, 111] и на различных глубинах Мирового океана, ее повсеместное развитие в лавах геосинклинальных областей, четко выраженный избирательный характер самого процесса и неравномерность его проявления позволяют считать альбитизацию следствием метаморфизма. Вероятно, он является аллохимическим [174] и выражается в полной альбитизации плагиоклазов, сопровождающейся образованием эпидота, хлоритизацией пироксена и вулканического стекла, разложением титаномагнетита. Предполагается глубинный источник метаморфизующих растворов. Там, где подушеч-

ные лавы не альбитизированы (Сибирская платформа, молодые излияния Дальнего Востока), причину этого следует искать не в условиях удаления летучих [83], а в отсутствии условий для метаморфизма пород в целом.

«На Урале совершенно бесспорно, что прямой связи между альбитизацией и подушечным строением лав нет. Широко распространены типичные подушечные лавы с закаленными стекловатыми корочками, сохранившие первичный химический состав и подвергшиеся нормальному зеленокаменному метаморфизму. С другой стороны, альбитизация спилитового типа (с сохранением в породе общего содержания кремнезема, титана, железа, алюминия, с выносом полевошпатовой извести, почти всего калия, некоторой части магния, с привносом натрия) захватывает любые породы, как эффузивные, так и интрузивные, приурочиваясь нередко к определенным зонам повышенной проницаемости... В связи со сказанным и термин «спилит» теряет свою определенность, так как неясно, что это такое: альбитизированный диабаз вообще или только альбитизированные подушечные основные лавы» [172, с. 42—43]. Мы присоединяемся к этой точке зрения Д. С. Штейнберга и И. Д. Соболева. В отношении вулканогенно-кремнистых комплексов Корякии также высказано мнение [22, с. 52], что понятие «спилит» является формационным, вряд ли его целесообразно использовать как название горной породы.

### 3.7. РУДОНОСНОСТЬ

С толщами подушечных лав геосинклинальных областей нередко ассоциируют медноколчеданные (Урал) или марганцевые (Северная Америка) месторождения. В подушечных лавах трапповой формации Сибири располагаются месторождения исландского шпата. На примере Западных Мугоджар [62] выяснена обогащенность потоков с подушечным сложением халькофильными элементами по сравнению с компактными потоками того же состава и возраста. Хотя причина повышенных содержаний рудных элементов в подушечных лавах еще не установлена, можно полагать, что мобилизация рудного вещества из этих толщ и могла служить источником значительных концентраций медноколчеданных руд. Именно к такому выводу пришел Н. М. Жуков (цит. по: [63]), который для района группы Приорских месторождений меди в Мугоджарах подсчитал, что количества меди, выщелоченного из вмещающих основных эффу-



зиков (при среднем содержании 0,01 %), достаточно для формирования месторождения с запасами меди в миллион тонн. Содержание меди в выщелоченных эффузивах снижается при этом до 0,003—0,005 %. Не исключено, что именно этим способом образовались мелкие медноколчеданные месторождения Южных Мугоджар типа Сарлыбай или Кокжарлыаша. В этих пунктах колчеданные руды замещают рыхлую гиалокластитовую медподушечную массу или корковые части подушек базальтового состава. Примечательно, что недислоцированные толщи подушек здесь не подвержены характерным процессам обеления, рассланцевания, серицитизации и т. п. В районе месторождений отсутствуют тела кислых вулканитов, с которыми в типичных для Урала случаях парагенетически ассоциирует колчеданное оруденение. Таким образом, в пределах Урала участки развития подушечных лав с аномально низкими (против фона) содержаниями меди могут явиться косвенными признаками наличия в районе медноколчеданных руд. Это предположение находится в соответствии с недавно разработанной [75, 86] моделью развития рудного процесса в океанической коре. В ней выделяется три зоны: тыловая, стволовая и фронтальная, в которых циркулируют и разгружаются гидротермальные растворы. Толщи подушечных лав относятся к фронтальной части системы, где существовал физико-химический барьер, приводивший к разгрузке питающих растворов и отложению колчеданных субпластовых залежей, к возникновению на поверхности лав рудных холмов наподобие «термитников» [39].

На дне рифтовых долин срединно-океанических хребтов, где в настоящее время происходит наиболее активное накопление толщ подушечных лав, в нескольких случаях [107] отмечено появление рудоносных растворов, из которых формируются рудные скопления гелеподобного состояния. К числу древних аналогов этих океанических металлоносных осадков на Урале можно отнести линзовидные пласты кварцево-гематитовых яшмовидных пород, которые фиксируются в отдельных участках распространения девонской толщи толеитовых подушечных лав, силлов и компактных потоков, пластов яшм в Южных Мугоджарах. Это, по существу, новый для древних складчатых систем тип рудных концентраций, связанный с океаническим вулканизмом [40, 75].

### 3.8. ГЛУБИННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ

По морфологическим особенностям подушечных лав сложно определить глубину их образования. Нужную информацию в первую очередь дают ассоциирующие с подушечными лавами осадочные и вулканогенно-осадочные породы.

Наиболее обычными осадочными породами, сопровождающими подушечные лавы, являются граптолитовые сланцы и различные яшмоиды. Выясняя условия образования граптолитовых сланцев на примере силурийских геосинклинальных толщ Таймыра, Л. Д. Мирошников пришел к выводу, что граптолитовые сланцы есть прибрежно-дельтовые отложения (цит. по: [63]). Они формировались в мелководных, непосредственно прилегающих к литорали, бассейнах и накапливались в период преобладания восходящих движений. Об аналогичном накоплении граптолитосодержащих осадков свидетельствует совместное нахождение граптолитовой фауны с бентосной фауной трилобитов и брахиопод в грубозернистых песчаниках и алевролитах среднего ордовика Чу-Илийских гор в Казахстане, имеющих все признаки образования в условиях крайнего мелководья. Прослойки черных фтанитов с остатками радиолярий и граптолитов среди грубообломочных вулканомиктовых брекчий и агломератовых несортированных туфов в нижнесилурийской толще Сакмарской зоны, наличие в них фосфоритовых желваков также подтверждают малую глубину формирования граптолитовых пород. Подушечные лавы месторождения Блява (Южный Урал), содержащие пропластки граптолитовых сланцев, представлены стекловатыми разностями с развитием гиалокластитов в промежутках между ними. Анализ фауны отложений, подстилающих стекловатые подушечные лавы о-ва Сахалина, также говорит о глубинах их образования (около 100 м [169]). Среди аналогичных по строению подушечных лав Сибирской платформы имеются прослои тонкозернистых туффигов и туфопесчаников, на плоскостях наслоения которых часто отмечаются мелкие волноприбойные знаки, многоугольники усыхания, а иногда и остатки флоры и пресноводных эстерий. Отсюда В. И. Кудряшова [79] заключает, что подушечные лавы р. Н. Тунгуски образовались в неглубоких пресноводных бассейнах. Стекловатые подушки, сопровождаемые мощными палагонитовыми брекчиями, возникли при впадении потока базальтов в древнюю дельту р. Колумбии [147]. Среднеюрские подушечные лавы Азербайд-



жана, сопровождаемые пирокластическими и осадочными породами, образовались в прибрежных частях моря, куда сносился растительный детритус [55].

Следовательно, можно заключить, что стекловатые с хорошо развитыми зонами вариолей и миндалин подушечные лавы с прослоями граптолитовых сланцев, туффитов, пирокластитов, с заметным количеством гиалокластитов в межподушечной массе являются относительно мелководными образованиями. Для района р. Таналык на Южном Урале указывается [165], что в потоках спилитов (подушечных лав), формирующихся на небольшой глубине, кровля часто сложена брекчиями. Брекчии представляют собой мелкие обломки разорвавшихся при взрывах шаровых тел, погруженных в лавовый или обломочный цемент, соответствующий составу спилитов. Здесь же наблюдались случаи, когда внешняя зона подушечных обособлений имела более темную, слегка фиолетовую окраску за счет пигментации гематитовым материалом. Такие тела также несут на себе следы образования в мелководных условиях.

Заведомо глубоководными (2—3 км) являются подушечные лавы, излившиеся на дне рифтовых долин Красного моря и Срединно-Атлантического хребта [5, 176]. Для них характерна относительно слабая пористость, развитие секториальной столбчатой отдельности, небольшое количество гиалокластики. Подобное строение имеют и лавы афировых базальтов Южных Мугоджар [62], которые достаточно обоснованно сопоставляются с лавами древней океанической рифтовой долины [41]. Примечательны ассоциация их с линзами сургучно-красных яшм, отсутствие значительных скоплений гиалокластитов. Глубоководность излияний можно оценить и по величине пористости лав, по объему газовых пузырьков, который с глубиной уменьшается [189, 100]. Подчеркнута [195] также прямая зависимость количества газовых пузырьков от щелочности лавы. Тем не менее величина пористости как признак глубинности противоречит результатам глубоководных исследований дна Тихого и Индийского океанов. Так, [160] описаны подушечные лавы оливиновых гиалобазальтов с глубины 3080 м с несколькими концентрическими слоями миндалин, располагающимися параллельно поверхности подушек. В [120] указывается на содержание в подушечных лавах авгититов (взятых с коренного залегания на глубинах 4,5—5,5 км) газовых пузырьков от 10—20 до 50—60 % объема породы. В обоих случаях в подушечных лавах отмечалось развитие зародышей и отдельных участков вариолитовых структур.

Даже в толеитовых подушечных лавах Срединно-Атлантического хребта отсутствует корреляция между размером пор и глубиной отбора образцов. На глубинах около 3 км здесь отмечены многочисленные пористые и даже полые подушки [63, 176]. В глубоководных базальтах впадины Сикоку пиллоу-лавы содержат от 8 до 18 % пор диаметром в среднем 0,22 мм. Автор описания полагает, что столь высокая пористость базальтов, нетипичная для большинства глубинных толеитов, свидетельствует о быстром вторичном вскипании магмы при излиянии ее на дно океана. Следовательно, одни лишь текстурные особенности строения подушечных лав без учета характера ассоциирующих с ними осадков могут привести к неверным заключениям о глубинности их излияния.

Вероятно, признаками относительной мелководности формирования подушечных лав могут являться:

1) ассоциация их с большими массами гиалокластитов, сложное, зональное строение самих подушечных тел, в том числе присутствие в них полос крупных вариолей и миндалин;

2) монтмориллонитизация гиалокластитов и внешних частей подушечных тел [96], пузыристое сложение обломков стекла в гиалокластитах;

3) сообщество с грубой пирокластикой, вулканотерригенными и крупнообломочными осадочными (конгломератобрекчий) породами [139]; переслаивание с пачками несортированных подводных вулканоколлювиальных брекчий;

4) присутствие известняков в межподушечной массе и остатков сингенетичной рифогенной фауны в прослоях осадочных пород;

5) наличие фосфатных желваков в прослоях фтанитов в толще подушечных лав.

Подушечные лавы простого сложения сопровождаются обычно небольшим количеством вулканогенно-обломочного материала, но среди них часто встречаются маломощные прослои и короткие линзы кремнистых сланцев и яшм. Большинство геологов считают яшмы глубоководными образованиями, аналогами современной красной глины океанических впадин. В этом смысле закономерна находка на дне Марианского желоба и желоба Яп в Тихом океане подушечных лав, которые там ассоциируют с красной глиной. Но работы Л. С. Либровича по Южному Уралу, С. Ф. Машковцева по Камчатке, английских исследователей Ф. Диксона, Х. Фокса показывают, что иногда устанавливается мелководное происхождение радиоляриевых яшм,



сообщество их с типичными грубообломочными осадками (цит. по: [63]). Очевидно, к такого типа осадкам следует отнести те редкие горизонты яшм, которые встречаются среди стекловатых подушечных лав Мугоджар. Большинство же структур малодифференцированных подушечных лав в ассоциации с линзами яшм следует считать глубоко-водными образованиями.

Приведенные данные опровергают распространенное мнение о повсеместной приуроченности подушечных лав к морским осадкам. Сейчас [31, 79] найдены подушечные лавы больших объемов, сформировавшиеся в пресноводных озерах, даже в потоках талых вод под материковыми льдами Исландии и в русловой части некоторых рек [24, 146].

Потоки подушечного сложения, образовавшиеся в наземной обстановке, отличаются от их «подводных» аналогов чрезвычайно большой пористостью лавы и значительным количеством ассоциирующих с ними пирокластолитов, бедностью серой (в среднем 0,011 по сравнению с 0,068 % в подводных лавах [197]).

### 3.9. ПОДУШЕЧНЫЕ ЛАВЫ УРАЛА

Состав, морфология и условия залегания разнообразных подушечных лав Урала с различной степенью деятельности освещены в работах В. А. Заварицкого [35], Г. И. Водорезова [19], Г. Н. Старцева [142, 143], В. С. Шарфмана [165], Б. Л. Хожателева и А. С. Ярмоленко [156], Т. А. Смирновой [136], Н. С. Чурилина [164], В. Г. Кориневского [62, 63, 67], Г. Ф. Червяковского [157], Г. П. Беляниной [10], В. А. Коротеева, Т. В. Диановой, Л. Я. Кабановой [74], О. С. Ломовой, В. А. Александровой [87]. Нет необходимости снова приводить сведения о размерах уральских подушечных тел, особенностях их внутреннего строения, которые читатель может найти в перечисленных трудах. Целесообразно проиллюстрировать лишь те важные черты геологии подушечных лав Урала, которые и сейчас все еще остаются малоизвестными.

Как и повсюду, на Урале подушечные лавы представлены трубообразными (кишечными) потоками. Такое их сложение стало известно относительно недавно. До этого подушечные лавы традиционно считались изолированными сфероидальными телами. Кишечными потоками в Ирндыкском хребте в долине ручья Каванташ сложено несколько выходов своеобразных волнистых лав, которые первона-

чально считались наземными [159]. Более поздние находки радиолярий в кремнистых прокладках между валами позволили установить морские условия накопления этих пород.

Кишечные лавы мелкопорфировых базальтов здесь слагают остатки двух потоков мощностью от 6 до 10 м. Они



*а*

*б*

Рис. 4. Трубочатые (кишечные) потоки базальтовых лав ирендыкского комплекса среднего девона Южного Урала. Долина ручья Каванташ в Ирендыкском хребте:

*а* — кишкообразная форма извилистых потоков; *б* — поперечное сечение этих же потоков, имеющее типичный облик налегающих одна на другую подушек. Хорошо видны треугольные выступы в подошве вышележащих валов

образованы нагромождением извилистых, иногда незначительно перекрученных валов длиной 12—15 м (рис. 4 а) при поперечнике до 50—60 см в раздувах и 10—20 см в пережимах. Валы в плане располагаются примерно параллельно друг к другу. В торцевых (рис. 4 б) срезах они весьма напоминают сечения типичных подушечных лав, имеющих втеки V-образной формы в промежутках между нижележащими валами. Зональность в поперечном строении валов выражена лишь каймами закалки по периферии и увеличением числа миндалин в прикровлевых частях. Упаковка валов весьма плотная, в обычных случаях они разделяются обоюдно тонкой (3—7 мм) стекловатой корочкой закалки, реже — небольшими массами гналокласитов или зеленовато-серой кремнистой породы с радиоляриями. Толща кишечных базальтовых лав вверх по разрезу сменяет подводные лавы и туфы андезито-базальтового состава.

Кишечные лавы Каванташа обнаруживают большое морфологическое сходство с разновидностью связанных морских подушечных лав Северной Армении, описанных



под названием зачаточно-подушечных лав [96, 97]. Они сложены связанными лавовыми обособлениями в форме подушек, шаров, капель и волнистых уплощенных образований, которые не являются изолированными телами.



*a*

Рис. 5. Трубочатые потоки базальтовых лав в составе среднедевонских толщ Среднего (а) и Южного (б) Урала:

*a* — левый берег р. Реж выше с. Коптелово; *б* — склоны горы Карьюкмас в районе Старого Сибая, карамалыташский комплекс. Перекрещивание трубообразных потоков, вытекавших, по-видимому, из разных жерловин



*б*

По данным Т. В. Диановой [74], уплощенные связанные (кишечные) лавы есть и на Среднем Урале по левобережью р. Реж у д. Катышка (рис. 5 а). Здесь афировые базальты «образуют субпараллельные или слегка перекрученные валы с шаровидными утолщениями и выступами. На валах и подушках развита плотная закаленная корка толщиной 2—3 см. В поперечных разрезах их видна гематитизация поверхностных частей и вдоль трещин, эпидотизация центральных частей, равномерное распределение миндалин или концентрация их на некотором расстоянии от поверхности» [74, с. 18]. Примечательно, что распределение миндалин в поперечном разрезе соседних лавовых труб оказывается существенно различным (рис. 8 а), что свидетельствует о разной газонасыщенности порций лавы, продуцировавших отдельные трубообразные потоки базальтов. Пространство между ними заполнено гиалокластитам, известковистым или кремнистым материалом. Т. В. Дианова также отмечает наличие в долине р. Исети у г. Камен-

ска-Уральского лав микропорфировых базальтов среднего девона, залегающих в форме слабо изгибающихся, полого наклонных валов с брекчированной закаленной коркой.

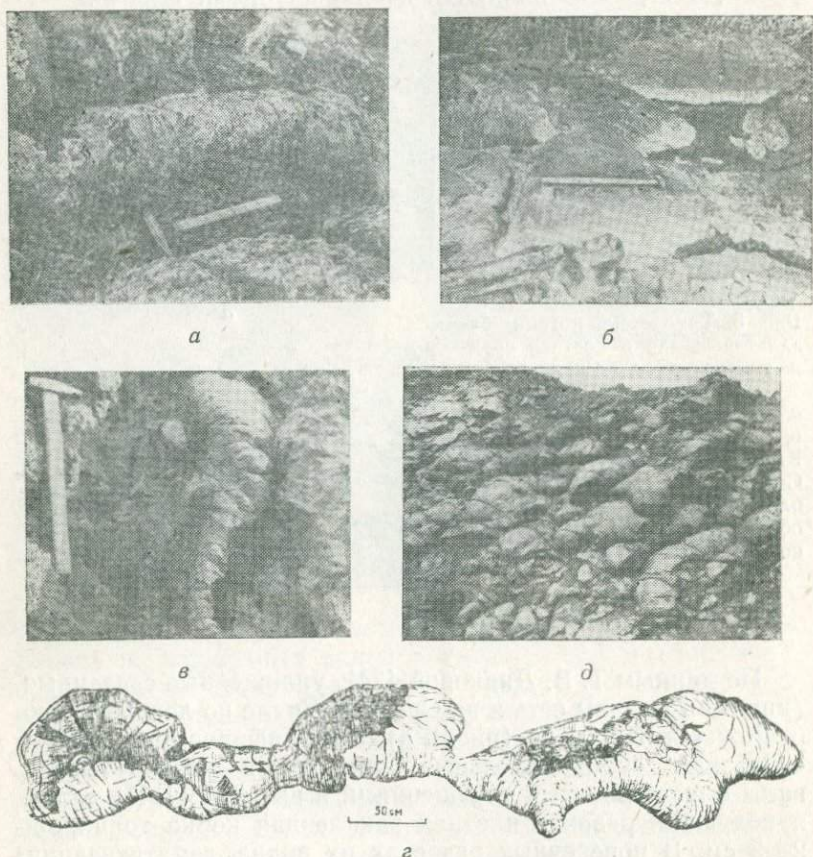


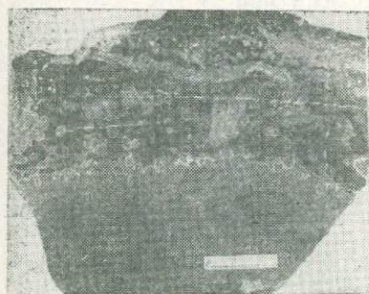
Рис. 6. Формы трубчатых потоков базальтовых подушечных лав среднего девона Южных Мугоджар (а, б, г, д) и нижнего карбона Прииргизской зоны (в):

*а* — поток лавы типа «органный труба», протекавший, вероятно, по крутому склону. Обрывы р. Шулдак у горы Караксак; *б* — разлапистые очертания потока с многочисленными пережимами (тип «амеба»), указывающие на излияние его на ровную поверхность. Русло р. Шулдак у развалин зимовья Исхак; *в* — поток типа «слоновый хобот», формируется в крутых частях вулканических построек. Обрывы р. Уймола; *г* — поток с многочисленными пережимами и сферическими утолщениями, представляющими подушки. Обрывы р. Шулдак у горы Караксак; *д* — нагромождение потоков подушечных лав в карьере у станции Бер-Чогур. Судя по разветвлениям потоков, они текли в сторону наблюдателя



В поперечном разрезе валы имеют очертания подушек.

Значительно шире на Урале распространена иная разновидность связанных лав. Примером их могут служить девонские подушечные лавы сложного сложения [62] Южных Мугоджар, хорошо обнаженные в районе гор Бахты-



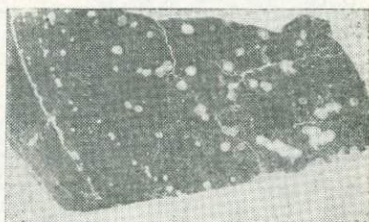
*a*



*б*



*в*



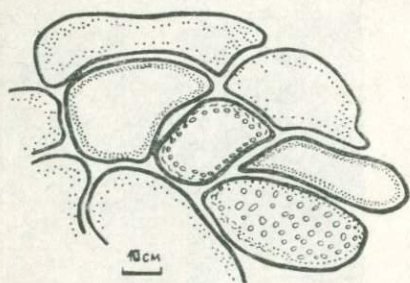
*г*

Рис. 7 Вариолитовые зоны в поперечном срезе трубчатых потоков базальтовых лав среднего девона. Обрывы р. Шулдак в Южных Мугоджарах:

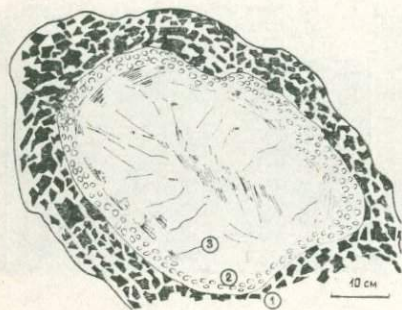
*a, в, г* — полосовидное распределение вариолей в прикровлевой части потоков; *б* — наиболее крупные вариоли, кристаллизующиеся вокруг центральных газовых пустот

бай, Кингус, в обрывах р. Шулдак. Это уплощенные вытянутые лавовые тела с плавными закругленными многочисленными пережимами, вздутиями, отростками (рис. 6г). Их длина может достигать 5—20 м, а соотношение высоты к длине — 1:8. Иногда видно, что и в плане подобные тела разветвляются, образуя целую систему взаимосвязанных баллоновидных форм (рис. 1 а). В обычных случаях такие связанные подушечные обособления разделяются дробленной стекловатой массой (гиалокластитам), более редки маломощные линзочки сургучно-красных, нередко полосчатых яшм с остатками радиолярий. Пластовая, концентрическая или столбчатая отдельность в этом типе подушечных

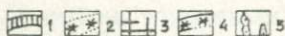
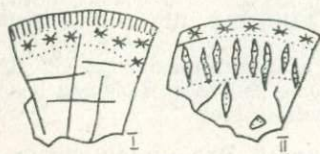
лав не проявлена (рис. 6 а, д). Отличительной особенностью описываемых пиллоу-лав является их ясная зональность. Она в первую очередь подчеркивается зонами и полосами вариолитового строения (рис. 7). Наиболее отчетливо это проступает в кровлевой зоне подушек. В стекло-



*a*



*b*



*в*

Рис. 8. Зональное строение поперечника трубчатых потоков лав Урала:

*a* — различное распределение миндалей в каждом из потоков говорит об изменении газонасыщенности лавы в течение извержения. Левый берег р. Реж у д. Катышка, Средний Урал. Базальтовая формация среднего девона [74]. Зарисовка Т. В. Диановой; *b* — периферия потока сложена брекчированной стекловатой коркой (1), под ней расположена вариолитовая зона (2), еще ниже — афировый массивный базальт (3). Левый берег р. Нейвы ниже устья р. Снячихи, Средний Урал. Осадочно-вулканогенная формация нижнего карбона [76]. Зарисовка Т. В. Диановой; *в* — подушечные лавы массивных (I) и миндалекаменных (II) чанчаритов [38]: 1 — стекловатая корка, 2 — сферолитовая зона, 3 — трещины отдельности, 4 — микросферолитовая корка, 5 — зона трубчатых миндалей

ватой массе там наблюдаются как отдельные вариоли, так и их скопления, нередко в виде концентрически расположенных полос (рис. 7 а, в, г). Ближе к центру подушек вариоли сливаются в сплошную массу. Вокруг крупных газовых отдушин во внутренней части подушек наблюдаются участки крупновариолитовой породы (рис. 7 б). Вариоли сферической формы, зонального или радиально-лучис-



того строения могут достигать в поперечнике 1—5 см. Кровлевые части подушек сложного строения (в том числе с вариолитовыми зонами) иногда (отдельные пачки) содержат очень большое количество миндалин. Внешнюю зону подушек, как правило, слагают миндалекаменные разности (рис. 8). К центральной части подушечных тел количество миндалин падает, но растет их величина. Здесь нередко газовые пустоты — отдушины, пустотелые или заполненные кварцем, хлоритом, альбитом, эпидотом, калишпатом и т. п. От этих полостей вверх могут отходить конусовидные газопродувочные трубки [87] диаметром до 0,5 см, заполненные хлоритом и кальцитом. Форма миндалин чаще округлая, реже уплощение расположено параллельно ограничениям подушки, иногда наблюдаются трубчатые миндалины, вытянутые по нормали к корке подушек. Важно отметить, что наиболее выраженные зоны миндалекаменной текстуры или вариолитового сложения располагаются в верхней, прикоревой части подушечных тел (рис. 3 а, б). Приподошвенная часть подушек имеет более однородное строение. Аналогичную картину строения подушечных лав раннего карбона в обрывах р. Урал рисует Т. А. Смирнова [136]. В левобережных обрывах р. Нейвы на Среднем Урале ниже устья р. Синячихи трубчатые потоки афировых базальтов по периферии окаймлены брекчированной стекловатой коркой, под ней расположена густоминдалекаменная зона (рис. 8 б). Центральная часть лавовых труб сложена массивным базальтом [76].

Редко встречаемой особенностью подушечных лав зонального строения является наличие в кровлевой части, реже — во внутренних частях участков с морщинистой поверхностью (рис. 2 г). Эти участки наблюдались нами в русловых обнажениях низов р. Шулдак в Южных Мугоджарах, они имели ограниченное распространение на стекловатой неровной поверхности подушек и были полностью аналогичны образованиям вторичных мини-потоков лавы на поверхности вздутий потоков наземных волнистых лав [98]. Одно из отличий состоит в том, что в наземных лавах стекловатые валики закручены в виде веревок и канатов, а у подводных лав они гладкие, невысокие, без следов скручивания. Наблюдения показали, что изгибы валиков — морщин лавы в различных участках поверхности одной и той же подушки ориентированы различно, всякий раз строго следуя микрорельефу этой поверхности, и по ним нельзя определять направления течения основного потока.

Ширина валиков лавы в морщинистых участках нахо-

дится в пределах 3—15 мм. Интересно, что морщинистые поверхности наблюдались лишь в пределах одного потока (пачки) подушечных лав на р. Шулдак, более мелких по размеру, более уплощенных и относительно густоиндалекаменных, с неотчетливыми вариолитовыми зонами. Среди вмещающих этот поток подушечных лав развиты яснозональные формы, а межподушечное пространство нередко заполнено линзочками яшм. Вероятно, потоки подушечных лав с участками канатной поверхности изливались в несколько иных условиях и отличались состоянием, а может быть, и составом лавы от потоков, где такие поверхности не формируются.

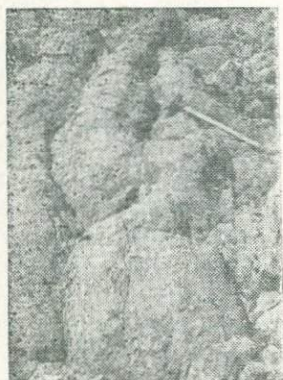
На поверхности многих трубообразных подушечных тел наблюдаются параллельные изгибающиеся борозды. Основываясь на современных представлениях об образовании подушек путем выдавливания магмы через изометричное отверстие, ученые в таких бороздах видят следы неровностей стенок жерловины. Борозды особенно отчетливо проявлены в подушечных лавах Южных Мугоджар. Было замечено, что в этих случаях в поперечном срезе корковых частей подушек имеется ряд параллельных, нередко изогнутых полос вариолитовой структуры (рис. 7 а). При отшелушивании стекловатой корочки эти вариолитовые полосы выступают в виде карнизов на поверхностях подушек, создавая впечатление ребристости. Если в поперечном срезе подушек зональность в строении стекловатых корок отсутствует, то на их поверхностях борозды не видны, они остаются гладкими (кишечные лавы Каванташа, р. Реж у д. Катышка и т. д.). Следовательно, борозды на поверхностях подушек — не следы выдавливания лавы через узкое отверстие, а проявленная при физическом выветривании неоднородность поперечного строения лавовой трубы.

Следует подчеркнуть близость морфологии и внутреннего строения подушечных лав Мугоджар и протерозойских лав Карелии (рис. 1), где отлично обнажены не только связанные волнистые подушечные лавы сложного строения с разделяющими их гиадокластитовыми промежутками, но и участки морщинистых лав на поверхностях подушек [25, 129, 138]. М. И. Митрошин и Л. Г. Сухов [101] также указывают на присутствие в верхней корке закалывания некоторых подушечных лав из триасовой трапповой формации Тунгуски морщинистого или канатного рисунка мощностью 2—5 см.

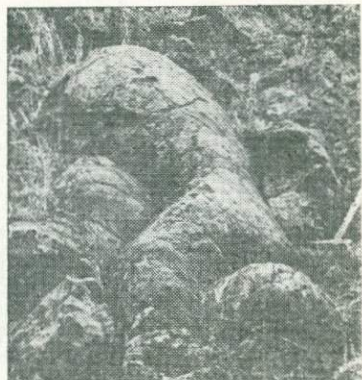
Мощную толщу в составе среднедевонского баймак-бурибаевского комплекса слагают связанные подушечные



лавы базальтов на р. Таналык (Южный Урал). В береговых обрывах реки ниже д. Хворостянки они выглядят как скопление разных по размерам изолированных подушек, в которых местами отчетливо видна концентрическая зональность, обусловленная распределением миндалин и



*a*



*б*

Рис. 9. Валообразные трубчатые потоки базальтов среднедевонских карамалыташского (а) и баймак-бурибаевского (б) комплексов на Южном Урале:

*a* — склоны горы Карьюкмас у пос. Старый Сибай; *б* — обрывы р. Таналык ниже д. Хворостянки

полос вариолитового строения. По горизонтальным обнажениям можно определить, что подушечные тела — это неровности, вздутия разветвленных соединяющихся перемычками валообразных потоков (рис. 9 б). Эллиптические в сечении валы обычно плотно примыкают друг к другу или разделяются гналокластитовой прокладкой, изредка — короткими линзочками яшм, тонкослоистых кремнистых туффилов с радиоляриями, алевролитов. Местами трубчатые потоки слагают пачки, различающиеся ориентировкой и размером поперечника лавовых труб (рис. 10). Очевидно, в этом можно видеть пример накопления толщи лав, изливавшихся из ряда небольших вулканических аппаратов типа «стога сена» на дне Срединно-Атлантической рифтовой долины [176]. Малая мощность (3 м) всех пачек говорит о кратковременности и одинаковой продолжительности действия каждого из аппаратов. В составе карамалыташского комплекса в районе пос. Старый Сибай на горе Карьюкмас (рис. 9 а) обнажена подобная по составу и стро-

ению толща подушечных лав [10]. В одном из обнажений здесь удалось увидеть перекрещивающиеся трубчатые потоки лав (рис. 5 б), что также говорит об автономности питающих их жерл.

Потоки базальтов силурийского возраста, образующих валы длиной 3—3,5 м, отметила Л. Я. Кабанова на р. Караталы-Аят в 4 км ниже д. Новониколаевки. Сечения валов имеют очертания подушек диаметром 0,6—0,8 м. Их поверхность местами напоминает «хлебную корку». Цилиндрической формы валы — подушки сечением от 30—50 см до 70—90 см, в верхнедевонском базальтоидном комплексе Кулуевской структуры у пос.

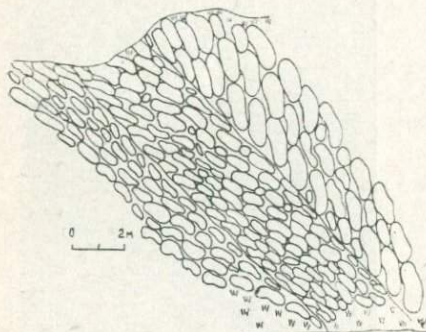


Рис. 10. Ориентировка лавовых трубчатых потоков базальтов различных размеров в баймак-бурибаевском комплексе среднего девона Южного Урала. Правый берег р. Таналык, в 0,5 км ниже д. Хворостянки. Зарисовка Б. М. Садрисламова

Нижние Карасы, описал Б. Л. Кубанов. По сообщению Ю. С. Каретина (цит. по: [159]) волнистые (кишечные) лавы того же типа, что и в Ирендыкском хребте (ручей Каванташ), известны в лудловской толще северной части Среднего Урала. Ими же сложена нижнекаменноугольная эффузивная толща в обрывах р. Уймола в Иргизской зоне Казахского Урала (рис. 6 в).

Многие трубчатые базальтовые потоки имеют многочисленные выступы и шарообразные раздувы, соединительные трубки между которыми нередко плохо видны или обломаны. Для них характерен близкий размер поперечника подушечных тел в пределах одного потока (рис. 2 а, б). Как правило, в таких подушечных обособлениях зональность выражена нерезко и проявляется лишь в постепенной смене степени раскristализации породы от центра к периферии, в возникновении участков миндалекаменной текстуры. Подушки в большинстве случаев очень плотно прилегают друг к другу или разделяются маломощными прокладками яшм, известняков, линзочками кремнистых сланцев, фтанитов. Гиалокластиты встречаются редко и в небольших количествах. Но часто в изометричных обособлениях лав наблюдается своеобразная розетковидная

Ирендыкском хребте (ручей Каванташ), известны в лудловской толще северной части Среднего Урала. Ими же сложена нижнекаменноугольная эффузивная толща в обрывах р. Уймола в Иргизской зоне Казахского Урала (рис. 6 в).

Многие трубчатые базальтовые потоки имеют многочисленные выступы и шарообразные раздувы, соединительные трубки между которыми нередко плохо видны или обломаны. Для них характерен близкий размер поперечника подушечных тел в пределах одного потока (рис. 2 а, б). Как правило, в таких подушечных обособлениях зональность выражена нерезко и проявляется лишь в постепенной смене степени раскristализации породы от центра к периферии, в возникновении участков миндалекаменной текстуры. Подушки в большинстве случаев очень плотно прилегают друг к другу или разделяются маломощными прокладками яшм, известняков, линзочками кремнистых сланцев, фтанитов. Гиалокластиты встречаются редко и в небольших количествах. Но часто в изометричных обособлениях лав наблюдается своеобразная розетковидная



(секториальная) столбчатая отдельность, которую наиболее хорошо наблюдать в русловых обнажениях р. Шулдак (Южные Мугоджары), восточнее зимовки Донгелек [62]. Весь объем подушки разбит на сегменты с 4—6-гранным поперечником шириною 3—7 см. Эти столбики на стекловатой поверхности подушек создают картину булыжной мостовой, а в срезе — радиально-лучистой розетки (рис. 2 а). В одних случаях столбики доходят почти до геометрического центра подушек, в других (чаще) — заканчиваются в пределах концентрической зоны мощностью 10—50 см. В этой массивной части подушки нередко можно видеть крупные вытянутые полости, выполненные минералами, слагающими более мелкие миндалины. Эти полости часто имеют этажное расположение, вытягиваясь параллельно кровлевой части подушки и смещаясь ближе к корке (рис. 3 в). Трещины между призмами столбчатой отдельности подушечных лав базальтов Южных Мугоджар очень тонкие, волосовидные, как правило, ничем не заполненные. На Среднем Урале по р. Лобве выше пос. Перевоз также встречены подушечные лавы андезито-трахитов со столбчатой полигональной отдельностью. Промежутки между призмами выполнены кремнистым или карбонатным осадочным материалом [164]. Такая секториальная отдельность очень типична для подушечных лав глубоководной рифтовой долины Красного моря [3, 5].

Поперечник шарообразных подушек базальтов в редких случаях превышает 1—2 м. Наибольший диаметр эллипсоидальных или сферических вздутий потоков зафиксирован у калиевых щелочных базальтоидов. Подушки чанчаритов Сакмарской зоны Казахского Урала имеют поперечник от 0,5 до 6 м (рис. 11 а, б). Их поверхность покрыта коркой черного изотропного вулканического стекла (рис. 12 б), мощностью 5—15 см, под которой располагается кайма плохо раскристаллизованных пород с отчетливыми сферолитоподобными образованиями (рис. 12 в, г). Мощность сферолитовой каймы 10—20 см. Внутренние части подушек сложены равномерно-кристаллическим массивным чанчаритом. Для таких крупных подушечных лав чанчаритов характерна розетковидная столбчатая отдельность (рис. 11 а, 12 а). Столбы веером расходятся от центра подушек, расширяясь к периферии, где появляется концентрическая пластовая отдельность. Местами столбы плавно изгибаются. Подушки плотно прилегают друг к другу или разобщены мелкообломочными гиалокластитам. У другой разновидности подушечных лав чанчаритов нет стекловатой

корки и крупносферолитовой каймы по периферии. Под тонкой корочкой закалки расположена зона микросферолитовой структуры, а ниже — зона миндалекаменной текстуры, где часто наблюдаются трубчатые извилистые миндалины длиной до 3—5 м, расположенные перпендикулярно

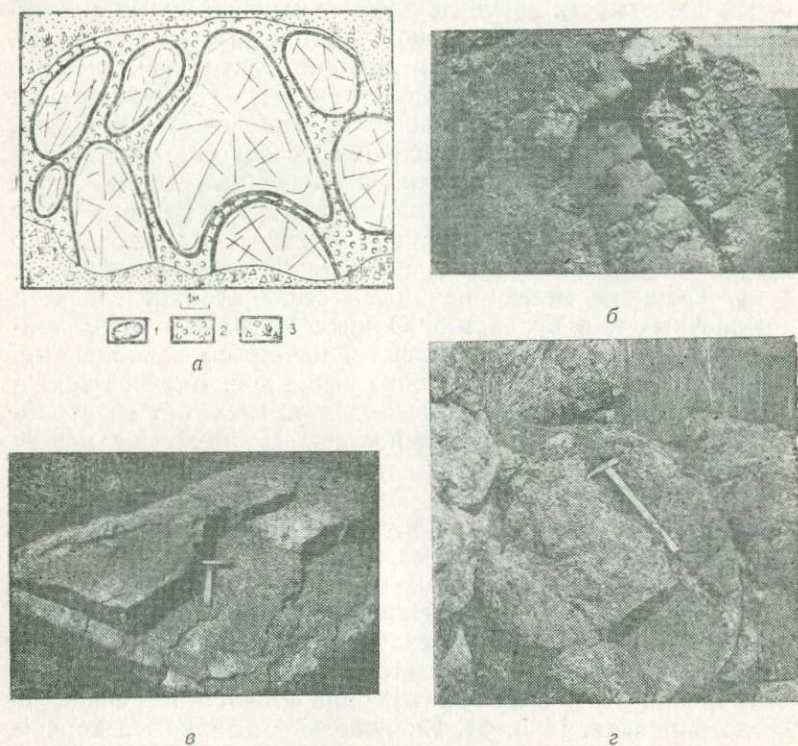


Рис. 11. Среднедевонские крупноподушечные лавы чанчаритов (а, б) и порфировых базальтов (в, г) Южного Урала:

а — правый берег р. Чанчар у зимовья Чинар, Сакмарская зона: 1 — подушки чанчаритов с секториальной отдельностью, 2 — гналокластиты, 3 — делювиальные образования; б — обрывы ручья Кожасай на правом берегу р. Аралтобе, Сакмарская зона. Поперечники подушечных потоков чанчаритов могут превышать 5—7 м; в — Ирендыкский хребет у станции Абзаково. Видны порфировая структура базальтов, кайма брекчиевой лавы по периферии подушки; г — там же. Изометричное сечение подушечного потока порфирового базальта

но поверхности подушек (рис. 8 в). Наиболее крупные из подушек чанчаритов наблюдались на юге Сакмарской зоны на правом берегу р. Аралтобе в обрывах ручья Кожасай. Некоторые из подушек эллипсоидального сечения имеют размеры поперечника 7,5×5 м. С периферии подушки опоя-



сывает кайма густоминдалекаменной породы мощностью 10—15 см. Эта корка разбита системой трещин полигональной отдельности. Внутри подушек полигонам соответствуют плохо выраженные радиально расположенные столбы, разбитые трещинами пластовой отдельности, параллельными ограничениями подушек.



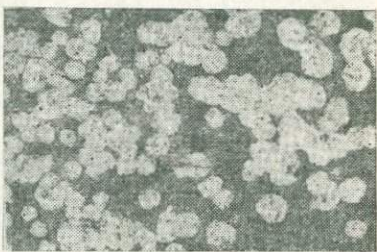
а



б



в



г

Рис. 12. Особенности строения подушечных потоков чанчаритов. Средний девон. Обрывы р. Чанчар у зимовья Чинар. Сакмарская зона: а — секториальная и концентрическая отдельность в поперечном срезе потока; б — обеленная с поверхности кайма вулканического стекла по периферии подушек; в, г — сферолитовое сложение чанчаритов из прикорковых частей подушек

Б. Л. Кабанов [47] установил распространение девонских подушечных лав крупнопорфировых калиевых трахибазальтов в Шелудивых горах Южного Урала. Поражает их величина — от 2 до 6 м по длинной оси. Подушки имеют стекловатую корочку, под которой расположена зона породы вариолитового сложения мощностью 15—20 см. Иногда такой разновидностью трахибазальтов (аналогично сферолитовым образованиям в подушках чанчаритов) сложено все подушечное обособление. Внутри подушки на одну треть или даже более, чем половину поперечника протягиваются трещины полигональной отдельности. По-

душки разделяются мелкообломочным стекловатым материалом, редко — сургучно-красными яшмами.

Своеобразный облик имеют обнаруженные В. А. Коротеевым в Ирендыкском хребте Южного Урала подушечные лавы крупнопорфировых плагиоклазовых базальтов. Их вещественный состав и структура полностью аналогичны породам из крупных даек субвулканической фации, прорывающих подстилающие вулканогенные породы. Поэтому трудно было предположить, что подобные вулканыты в указанном районе (у ст. Абзаково) слагают и подушечные лавы, но это оказалось именно так. Форма подушек близка к изометричной (рис. 11 г). Размеры в поперечнике обычно составляют 1—1,5 м, редко 3—5 м. Текстура породы во всем объеме подушки массивная. Отчетливой корки закалки в подушках не видно. Вместо нее по периферии хорошо заметна зона мелкообломочной лавовой брекчии этих же порфировых базальтов мощностью 10—20 см (рис. 11 в). Подушки плотно прилегают друг к другу. Изредка в межподушечном пространстве появляются участки мелкообломочных брекчий порфиритов (своеобразные порфировые гялокластиты) или же зелено-серого кремнистого осадочного слоистого вещества.

П. В. Лядский в силурийских породах р. Киембай (Оренбургская область) наблюдал подушечные лавы порфировых базальтов, в которых крупные (до 1 см) фенокристаллы плагиоклаза занимают до 50 % объема породы. Их интрателлурическая природа доказывается тем, что вкрапленники насыщают и стекловатую корку подушек, нередко возвышаясь своими гранями над ней. Подушечные лавы крупнопорфировых базальтов были встречены Т. В. Диановой в силурийских разрезах в районе Долгой Деревни (Челябинская область). Подобные же подушечные лавы порфировых базальтов обнаружены нами в разрезах млыашинского комплекса среднего девона в береговых обрывах р. Орь.

А. Ф. Белоусов [7] сделал интересные наблюдения над строением подушечных лав порфировых базальтов среднего кембрия на Салаире. После образования подушек лава долго не закристаллизовывалась и получила возможность «отстаивания». Это привело к обогащению крупными вкрапленниками плагиоклаза придонных частей подушек. Граница между возникшими структурными разностями пород внутри подушек бывает довольно отчетливой и имеет первично горизонтальное положение. Подушечных лав подобного строения на Урале пока не зафиксировано.



Приведенные примеры из различных зон Урала заставляют признать факт широкого, скорее всего преобладающего, но еще в полной мере не оцененного, развития той разновидности подушечных лав, которую можно назвать связанными (кишечными). Изолированные, сфероидальные тела лав в уральских разрезах развиты очень незначительно. Их можно отнести к фрагментам трубчатых потоков, возникавших при обрыве питающих трубок и скатывании тел к подножью вулканических конусов. Там они захоронялись в гналокластитовых брекчиях. Часть разобщенных подушечных тел образуется при обламывании ветвящихся пальцеобразных языков лавы во фронтальной части потока. На это указывала М. А. Гилярова [25], рассматривая лавы Карелии. Подобное происходило и при втекании потоков лавы в русло рек [24, 147] или при излиянии их в море [191, 198].

Решающая роль водной среды в формировании трубчатых потоков подушечных лав сказалась на том обстоятельстве, что все они имеют близкую морфологию, несмотря на то что образовывались как на дне океанов, окраинных морей, подводных склонах островных вулканов, так и в небольших водоемах на континентах.

### 3.10. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО КАРТИРОВАНИЮ ТОЛЩ ПОДУШЕЧНЫХ ЛАВ

Монолитность состава толщ подушечных лав, редкая встречаемость в них маркирующих прослоев осадочных и туфогенных пород, изометричная в сечениях форма лавовых обособлений создают трудности при выяснении условий залегания эффузивов. Изложенные выше сведения по морфологии пиллоу-лав помогают в некоторых случаях эти трудности преодолеть. В геологической практике уже давно используется одна из особенностей строения подушечных тел — наличие треугольного (V-образного) выступа — втека вышележащих подушек между выпуклыми поверхностями нижних. Выступы надежно фиксируют положение подошвы подушечных тел (рис. 4 б). Использование этого признака позволило установить опрокинутое залегание толщи подушечных лав раннего силура на р. Дергаиш, ниже д. Мазово (Присакмаро-Вознесенская зона). Оно получило подтверждение при стратиграфических исследованиях района [105]. Подобным же способом выявлено перевернутое залегание юрской вулканоген-

но-осадочной толщи в Горном Крыму [135]. Для этой же цели — определения кровли и подошвы подушек — могут служить участки морщинистых лав (канатных поверхностей), которые встречаются лишь на кровле подушек. На положение кровли указывают и зоны, полосы вариолитовой структуры, миндалекаменной текстуры, которые в приподошвенной части выклиниваются или развиты слабо. Ближе к кровле смещены и этажные уплощенные газовые полости (рис. 3 в). Они являются надежным природным ватерпасом для установления положения в пространстве (элементов залегания) подушечных тел, поскольку представляют крупные газовые пузыри, возникшие в жидкой лаве сердцевины подушечного тела. Таковую же роль ватерпаса играет и граница раздела двух фракций лавового расплава после его отстаивания в объеме подушечного тела, это наблюдал А. Ф. Белоусов [7]. В смятой в изоклинальные складки толще подушечных лав, лишенной прослоев осадочных пород [200], удалось установить ориентировку плоскостей напластования по своеобразным горизонтальным слоям, расположенным в верхних частях лавовых подушек. По мнению авторов, эти слои маркируют временные остановки в поступлении магмы.

Направление течения лавового потока, разбившегося на подушечные тела, обычно определяют по нормали к удлинению последних, считая, что они располагаются параллельно фронту потока [188]. Наблюдения над подушечными потоками дна рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [176], строением и расположением подушечных тел в интрагляциальных толщах Исландии [190] позволяют уверенно говорить о том, что направление течения лавы от питающих центров совпадает с удлинением кишечных лав, с вытянутостью валоподобных связанных тел. Лавовые трубы в направлении течения потока нередко расщепляются, давая извилистые отростки. Вершина таких расщеплений направлена в сторону питающего лавового центра. Применение столь простого и однозначного морфологического признака дает возможность установить положение целого ряда центров, продукты излияний которых образуют мощные толщи подушечных лав. Эта попытка была сделана Л. П. Зоненшайном в 1980 г. при изучении древних океанических эффузивов Южных Мугоджар на р. Шулдак. Было установлено, что на протяжении 15—20 км в толще подушечных лав девона можно наметить три вулканических центра (рис. 13), относительный возраст которых «омолаживается» с запада на восток [41]. До это-



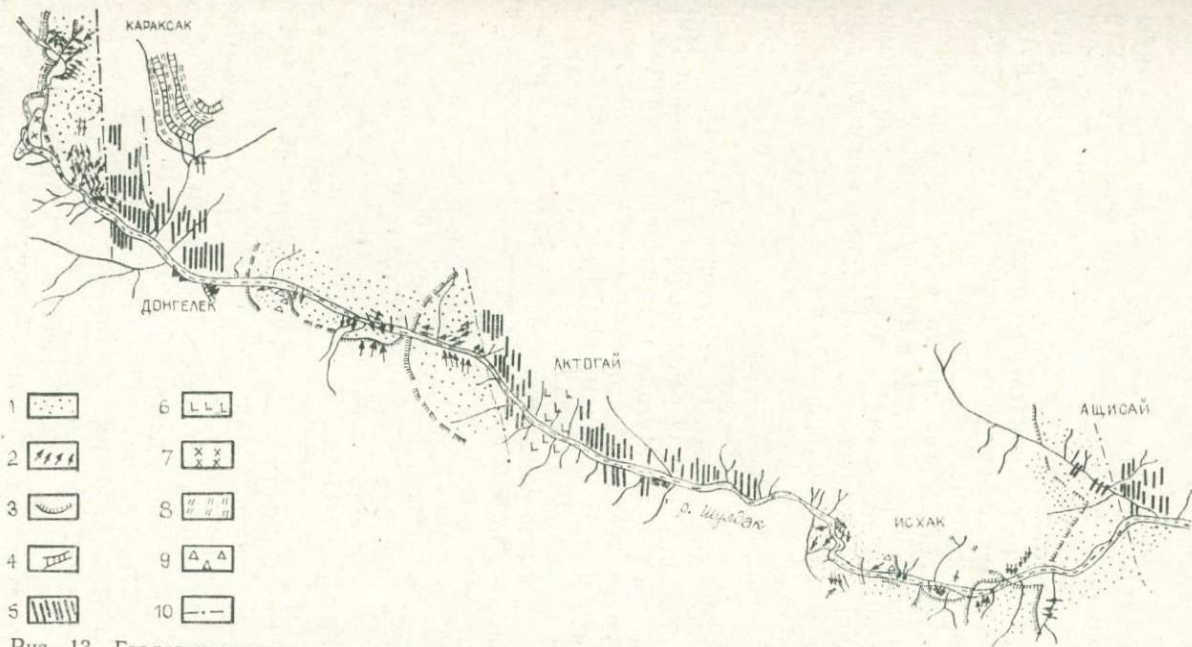


Рис. 13. Геологическое строение океанических комплексов среднего девона по р. Шулдак в Южных Мугоджарах [41]:

1 — подушечные лавы, 2 — направления течения лавовых потоков, 3 — примерный контур реконструированных лавовых построек, 4 — силлы долеритов, 5 — рои параллельных даек долеритов, 6 — амфиболовые габбро, 7 — диориты, 8 — яшмоиды, 9 — гиаокластиты, 10 — разломы

го попытки выявления вулканических центров в области развития монотонных толщ подушечных лав были безуспешными.

Напомним (см. выше), что неверно использовать изгибы валиков морщинистой поверхности лав мини-потоков в кровле подушек и компактных потоков для определения направления течения материнского лавового потока. Это направление можно установить по изгибам валиков, которые иногда образуются во внутренних частях лавовых труб на поверхности более поздних порций лавы. Сейчас доказана определяющая роль спрединга в формировании океанической коры и сопряженной с ним вулканической деятельности [39]. Следствием этого является удревание возраста толщ подушечных лав, сопоставимых со 2-м палеоокеаническим слоем, в направлении от оси спрединга. Это можно зафиксировать лишь на больших пространствах, занятых палеоокеаническими лавами. Практически такие участки на Урале не наблюдаются. Но результаты палеомагнитных исследований Д. М. Печерского и А. Н. Диденко, палеовулканологических реконструкций позволили [40] выяснить, что в Южных Мугоджарах в среднем девоне ось спрединга располагалась восточнее выходов лав зеленокаменной зоны. Таким образом, подушечные лавы единой мугоджарской свиты в западном направлении должны, строго говоря, иметь более древний возраст. Возможно, это обстоятельство надо будет учитывать при составлении мелкомасштабных геологических карт.

Маркирующее значение в толщах подушечных лав приобретают пачки, имеющие существенные петрографические отличия (порфиоровые структуры, густоминдалекаменные текстуры), возникновение которых связано с изменением газонасыщенности магмы в промежуточных очагах, с возможностью ее отстаивания и фракционирования. Поскольку эти особенности имеют региональный, а не локальный характер, использование таких признаков при расчленении толщ лав может иметь успех. В частности, густоминдалекаменные разности лав подушечных потоков «кокжарлинской» пачки мощностью около 90 м в Южных Мугоджарах [I, 70] позволили скоррелировать разрезы эффузивной толщи р. Шулдак и месторождения Кокжарлы.

В основном формационная принадлежность подушечных лав определяется по их химическому составу. Зональность поперечного строения трубчатых потоков, аутометаморфические преобразования и метасоматические изменения пород обуславливают широкий спектр вариаций химиче-



ского состава лав. Для петрохимических целей непригодны миндалекаменные разности и участки вокруг газовых полостей [87], в которых могут возникать повышенные содержания окисей натрия и калия. Развитие смектита, палагонита, цеолитов искажает первичные соотношения

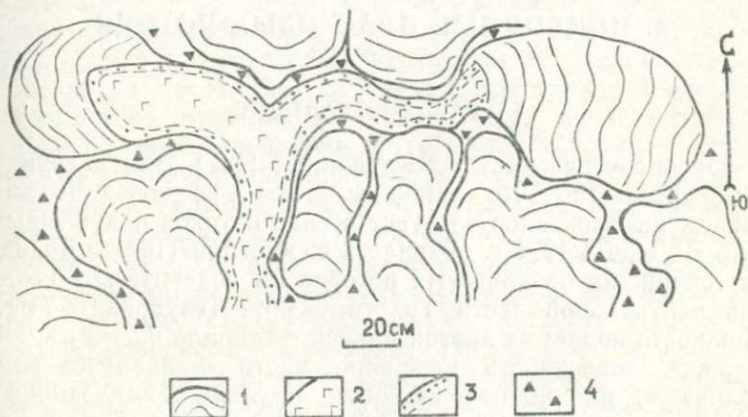


Рис. 14. Переход дайки базальта в трубчатый лавовый поток. Левобережье р. Таналык ниже с. Самарского. Баймак-бурибаевский комплекс среднего девона. Зарисовка Л. Я. Кабановой [14]: 1 — лавовая труба, 2 — дайка базальта, 3 — вариолитовая зона в зальбандах дайки, 4 — обломочный материал между трубами

и количества окислов в стекловатых корках подушек [62, 130, 23]. Оптимальным будет отбор проб на химический анализ из мелкозернистых массивных разностей лавы в прикорковой зоне [62] трубчатых потоков.

Среди толщ подушечных лав на Урале нередки выходы полей многократных параллельных диабазовых даек [69, 71, 46]. Долгое время они считались эффузивными образованиями либо молодыми интрузивными телами. Сейчас доказана их субвулканическая природа и в связи с этим — одновременность с окружающими подушечными лавами. В Мугоджарах [41] удалось наблюдать переход дайки диабаза в лавовую трубу базальта. Наиболее яркие примеры таких соотношений диабазовых даек и базальтовых подушечных лав имеются в баймак-бурибаевском комплексе в русловых обнажениях по р. Таналык (рис. 14). Таким образом, в стратиграфическом смысле толщи подушечных лав и параллельные дайки в них являются единым комплексом, имеют один геологический возраст.

## 4. ПОДВОДНЫЕ ПЛАСТОВЫЕ ПОТОКИ

### 4.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Океанологические исследования [107] не оставили сомнений в том, что основной объем эффузивов на дне современных океанов залегает в виде потоков подушечных лав. Но еще в 1973 г. появилось сообщение [102] о находке тончайших базальтовых потоков на пелагических осадках центральной части Тихого океана (глубина 5 км). Мощность поднятых драгой плиток составила 0,5—3 см. Их верхняя поверхность неровная, часто с закрученными валиками, на нижней имеются отдельные каплевидные бугры и отростки высотой 1—2 см. Некоторые плитки искривлены, скручены. Вдоль их контактов наблюдались тонкие (2—4 см в кровле и 0,2—0,3 мм в подошве) зонки закалывания (стекло, вариолиты). Более подробно о тонкоплитчатых канатных лавовых потоках со дна Южной котловины Тихого океана (глубины более 4—5 км) говорится в работе Н. Г. Прокопцева [119]. Их обломки с фрагментами подушечных лав были подняты драгой с различных участков дна. Автор особо подчеркнул то обстоятельство, что химический состав лав (от щелочно-базальтового до ультраосновного) никак не сказывается на морфологии потоков. Важно отметить частую встречаемость на столь глубоких участках океанического дна (5 км) пузыристых разновидностей базальтов и авгититов из подушечных лав и плитчатых потоков. Количество пустот диаметром 0,1—10 мм в них может достигать 25—80 % объема породы.

Тонкие плитчатые потоки базальтов встречаются лишь в тех участках дна океана, которые возникли в областях быстрого (более 5 см в год) раздвига литосферных плит [100]. Вот почему плитчатые потоки часто встречаются на дне Тихого океана и почти не обнаружены в пределах Красноморской и Срединно-Атлантической рифтовых зон.

По данным глубоководного бурения, значительную часть второго слоя океанической коры составляют монолит-



ные потоки лав [117]. Скважины, пройденные с борта судна «Челенджер» в 64-м и 65-м рейсах в устье Калифорнийского залива, показали, что океанический фундамент здесь [202] представлен чередующимися массивными базальтами (44 %) и четвертичными (алевролиты, песчаники) осадками (56 %). Некоторые базальтовые слои имеют интрузивные контакты с осадками и крупнокристаллическую структуру, свидетельствующую о застывании магмы в силловых телах. Таким образом, все увеличивающийся материал по строению дна современных океанов говорит о более значительной роли в его составе (наряду с подушечными лавами) пластинчатых тел базальтов.

В древних толщах пока описан лишь один пример сверхтонких пластовых потоков, сопоставимых с абиссальными лавами [64]. Объем же потоков неподушечного сложения в заведомо морских отложениях фанерозоя достаточно велик. На п-ве Говена (Камчатка) отношение количества подушечных потоков к монолитным в одном из разрезов составляет 1:1, в другом — 3:4, а отношение суммарных мощностей подушечных и монолитных лав соответственно 2:1 и 2:3 [117]. В среднепротерозойских мелководных отложениях Карелии в составе среднеятулийского комплекса [129] описано чередование монолитных потоков метабазальтов, число которых в отдельных разрезах доходит до 12—15 при суммарной их мощности около 250—360 м. В породах верхнего ятулия насчитывается до 17 потоков пластового строения. В нижнетриасовой трапповой формации Тунгусской синеклизы наряду с подушечными лавами известны мощные пластовые потоки базальтов и долеритов [161, 132]. На примере средне-, верхнедевонских вулканогенно-осадочных толщ Центрального Казахстана дана характеристика строения пластовых потоков базальтов, андезитобазальтов, андезитов, андезитодацитов, трахириолитов и риолитов [60]. Краснокаменный облик многих из покровов заставил авторов считать их наземными образованиями. Ассоциация этих тел с морскими осадочными породами, нередкие случаи их переслаивания позволяют нам утверждать, что описанные лавы Казахстана принадлежат подводным излияниям. Подобные же потоки базальтов Монголии, особенности их строения и отличия от морфологически сходных пластовых интрузивных тел рассмотрели Д. И. Фрих-Хар и В. В. Ярмолюк [149].

Ряд описаний потоков пластового (компактного) сложения приведен в работах уральских геологов. Наиболее важными из них являются исследования по раннекаменноуголь-

ным и верхнедевонским вулканитам Магнитогорского синклиория, триасовой трапповой формации [43], девонским лавам Мугоджар [1, 62, 64], эффузивам восточного склона Южного Урала [157, 150], среднепалеозойским вулканитам Алапаевско-Варненской зоны [33, 74], раннекаменноугольным лавам Южного Урала [49, 136] и др. Подробнее об уральских подводных потоках будет сказано ниже. Приведенный же неполный перечень публикаций дает возможность заявить, что среди вулканических пород складчатых областей континентов и платформенных (трапповых) комплексов наиболее распространены пластовые потоки. Этим опровергается мнение [95] об отсутствии подобных образований при подводных извержениях. Задача состоит в том, чтобы оценить их количественную роль, условия возникновения. Вероятно, одной из причин преуменьшения роли пластовых потоков в подводных излияниях явилось неоправданное отнесение их к продуктам наземных извержений. Основанием для этого чаще служили краснокаменный облик, наличие густоиндалекаменных зон, сопоставляемых со шлаково-глыбовой оторочкой наземных потоков, ассоциация с осадками, несущими знаки ряби, имеющими косослоистые текстуры, присутствие в последних остатков наземной растительности, переслаивание с пластами грубообломочной пирокластики, отсутствие видимых связей с потоками подушечных лав и даже характер процессов перекристаллизации лав. Наиболее весомым из этих аргументов представляется наличие наземной флоры в пластах осадочных пород. Тем не менее и его надо признать неубедительным, поскольку большинство находок флоры среднего и верхнего девона на Урале сделано в заведомо морских отложениях, содержащих разнообразную морскую фауну [66]. То же можно сказать и о находках флоры в Казахстане, на Алтае. Уместно напомнить, что косослоистые текстуры и знаки ряби отмечены в отложениях морского дна на больших глубинах, а грубая пирокластика с определенным типом строения вулканических бомб также накапливается [68, 76] в несомненно морских отложениях (Урал, Центральный Казахстан).

По всей видимости, и в строении океанического дна лавовым компактным потокам принадлежит более значительная роль, чем это представляется сейчас. Убедительно говорят об этом первые палеоокеанологические исследования на Южном Урале [40, 41].

В литературе нередко описания эффузивных потоков, в которых указывается, что их кровлю и подошву (возмо-



жен вариант: только кровлю или только подошву) слагают подушечные лавы, а остальная часть потока является массивной. Нам не пришлось видеть на Урале случаев постепенной смены подушечных лав пластовыми. Повсюду имеют место резкие закаленные контакты тех и других, что говорит о одновременном образовании этих тел. В. С. Шарфман [165] в береговых обрывах р. Таналык на Южном Урале у восточной окраины д. Хворостянки описал базальтовый поток со столбчатой отдельностью. Посетив описанное [165] обнажение на р. Таналык, мы увидели, что «базальтовый поток со столбчатой отдельностью» является пластовой субвулканической залежью, отделенной в кровле и подошве зонами закалки от вмещающих ее подушечных лав.

И. М. Симанович и Д. И. Кудрявцев [132] полагают, что подушечные лавы могут слагать нижние части массивных потоков, но их же собственные зарисовки, а также документация обнажений подушечных лав и их соотношений с массивными потоками долеритов в трапповой формации в том же районе Тунгусской синеклизы, приведенные в статьях [79, 31], говорят о полной геологической самостоятельности потоков подушечных лав и массивных долеритов. Видимо, правильнее считать, что отдельные части пластовых потоков (местные вздутя, валы, ответвления, пачки и т. п.) имеют форму, близкую к подушечной, а не описывать постепенные переходы подушечных лав в пластовые. Многочисленные компактные базальтовые потоки различной мощности в толще девонских подушечных лав в Южных Мугоджарах всегда можно отграничить от последних по наличию обоюдных зон закалки, по разделяющим их гиалокластитам. Мы допускаем, что каждый пластовый поток — это продукт излияния какой-то одной порции лавы.

## 4.2. ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Вероятно, при возникновении пластового или подушечного сложения решающая роль принадлежит вязкости исходного расплава. На примере базальтовых пластовых и подушечных потоков Мугоджар мы попытались оценить относительную величину вязкости лавы по отношению к закисной и окисной формам железа в них [62]. Выяснилось, что это отношение в пластовых потоках в среднем составило 1, 8, а в подушечных лавах — 1, 3. Таким образом, лава пластовых потоков в момент кристаллизации со-

держала заметно большее количество летучих, была менее вязкой, чем подушечные потоки. Следы относительно небольшой вязкости лавы компактных потоков Мугоджар зафиксированы в их почти плоской поверхности, на которой имеются участки канатной скульптуры. Именно такую канатнообразную, или складчатую, поверхность имеют тонкие (до 30 см) пластовые потоки, редко встречающиеся среди нагромождений подушечных лав на дне океана [176]. Их возникновение связывается с быстрым опорожнением расплавленной сердцевины пустотелых подушек или же с чрезвычайно высокими скоростями излияния весьма жидкой магмы.

Второстепенную, но важную роль может играть способ подачи лавы на поверхность. При излиянии как пластовых потоков, так и лавовых труб питающие каналы имеют вид крутостоящих протяженных трещин. Об этом говорят наблюдения в лавовых полях Исландии, Монголии, Южного Урала и Мугоджар. По устному сообщению А. С. Перфильева, вертикальные дайки долеритов Исландии при выходе на дневную поверхность венчаются небольшими шлаковыми грядами, из которых берут начало пластовые потоки. Извержение базальтов в форме лавовых труб на древнее океаническое дно Монголии и Мугоджар осуществлялось через множество параллельных даек, служивших непосредственными магмоподводящими каналами [59]. Излияния затем продолжались через боковые ответвления от даек — силлы. Примеры непосредственного перехода даек долеритов в лавовые трубы можно наблюдать в ряде пунктов Мугоджар и Южного Урала (рис. 14). Пластовые потоки, наряду с подушечными, присутствуют в тех районах океанического дна, где велика скорость спрединга [100]. При этом на поверхность в зоне раздвига подается большое количество жидкого расплава, который растекается в пластовые потоки. В случае малой скорости раздвига поступление магмы замедляется и ее излияние происходит через небольшие конусы в форме лавовых труб. Нам представляется, что при этом определяющую роль играет форма непосредственного выводного отверстия в теле вулканической постройки. Если оно имело близкие к изометричным очертания, то лава, выдавливаясь, как из тюбика, давала трубообразные формы потоков. Если же лава поступала на поверхность дна через трещины и была достаточно жидкой, то получались пластовые потоки. Именно такую форму имеют некоторые потоки базальтовых лав протерозоя в Карелии, на о-ве Суисарн, описанные [25]. Во фронтальной



части таких пластовых потоков наблюдалось расщепление на лавовые струи (рис. 1 б).

#### 4.3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Наибольшее число описаний пластовых потоков касается эффузивов основного состава. Имеющиеся упоминания о подводных ультраосновных лавах говорят лишь о замет-



*a*



*б*

Рис. 15. Пластовые потоки базальтов среднеятулийского комплекса протерозоя Карелии (*a* — обнажение в старом русле р. Суны восточнее пос. Гирвас) и нижнего ордовика Сакмарской зоны Юного Урала (*б* — верховья ручья Култавасай на Орь-Илекской возвышенности). Близость морфологии тех и других представляется очевидной

ной дифференцированности состава по вертикали — от верлитов в подошве до долеритов в кровле [194].

Представляется интересным рассмотреть особенностей строения пластовых потоков наиболее распространенных эффузивных пород — базальтов. Это можно сделать на основе литературных данных о протерозойских (Карелия), палеозойских (Казахстан) и мезозойских (Сибирская плита) лавах.

В СССР самые древние подводные (мелководные) потоки описаны [129] в составе среднепротерозойского платформенного комплекса Карелии. Мощности потоков средне-

го ятулия там колеблются в пределах 0,8—58 м. Форма потоков плитообразная (рис. 15а), они во многих случаях непосредственно налегают друг на друга по резким границам напластования (серия из 14 потоков на о-ве Шенонсаари) или же разделяются пачками туфогенно-осадочных пород, песчаников с параллельно-слоистыми или косослоистыми текстурами. Предполагается, что длина потоков могла достигать 80—100 км, а излияния их происходили из щитовых полигенных «плато-вулканов» исландского типа. Для большинства ниже- и среднеятулийских потоков характерно зональное строение. Оно выражено в наличии в подошвенной части потоков зоны мелкозернистых диабазов, в середине потоков сменяющихся диабазовыми долеритами, а в кровле потока — зоной мандельштейнов. В маломощных (0,8—1 м) потоках местами в кровле отмечена слабо-волнистая поверхность с изогнутыми гребнями валиков, по которым устанавливается направление течения лавы. Интересно наличие в отдельных потоках пористых цилиндров, изогнутых серповидных миндалин. Краснокаменный облик мандельштейновой зоны потоков дал повод [129] отнести некоторые из них к продуктам наземных излияний. О малой убедительности этого аргумента уже говорилось. Остается добавить, что в приведенных [129] зарисовках и сводных колонках потоки базальтов («диабазов») нередко располагаются в интервале между известняками и слоистыми песчаниками — осадочными породами водного происхождения. Второй тип строения присущ верхнеятулийским потокам основных лав. Их мощность составляет 0,3—6 м. Нижняя и средняя части потоков сложены плотными афанитовыми диабазами, а верхняя, мощностью до 2—2,5 м — зоной лавовых брекчий. В некоторых потоках по ориентировке обломков корочек закалывания в лавовой брекчии можно реставрировать направление течения лавы.

Как выяснилось, типоморфными являются строения лавовых базальтовых потоков в слоистой толще среднего верхнего девона Центрального Казахстана [60]. Некоторые из них мощностью до 30 м прослеживаются на несколько километров, а другие — уже через 100—200 м по простиранию замещаются осадочными отложениями. Нижняя и верхняя границы потоков четкие, резкие и неровные. В подошве наблюдалось затекание лавы в неровности подстилающих осадочных пород и закатывание их небольших обломков. При налегании тонкослоистых осадков на лавы видно, что они заполняют неровности поверхности потока, затекают в трещины, пустоты, появляются даже нептунические дайки.



Для многих потоков базальтов и андезитобазальтов можно выделить в разрезе зоны: нижнюю, центральную и приповерхностную (шлаковую) (рис. 16). Нижнюю и центральную зоны слагают массивные породы, которые в нижней зоне имеют интерсертальную структуру и содержат уплощенные миндалины у самой подошвы. Долеритовая структура ха-

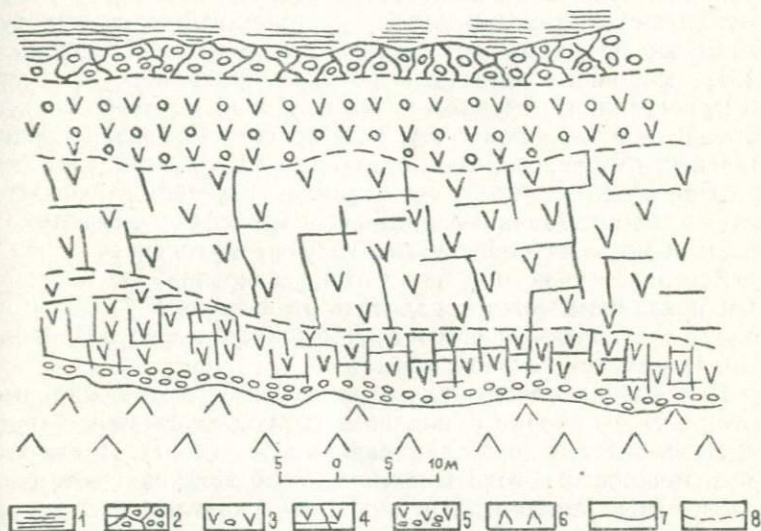


Рис. 16. Схема строения одного из потоков андезитобазальтов. Средний-верхний девон, Сарысу-Тенизский водораздел [60]:  
 1 — тупогенные аргиллиты, 2 — шлаковая корка, 3 — переходная зона (чередование массивных и миндалекаменных разностей породы), 4 — центральная часть потока с долеритовой структурой, 5 — нижняя часть потока, в низах — миндалекаменная, 6 — базальты нижележащего потока, 7 — границы потока, 8 — границы отдельных зон внутри потока

рактеризует центральные части потоков. В переходной зоне отмечено незакономерное чередование участков лав массивного и пузыристого строения. Количество миндалины может достигать 20—30 % объема породы. Часто лава имеет фиолетово-бурый цвет. В приповерхностной (шлаковой) зоне нередко наблюдаются лавовые брекчии. Густо-миндалекаменные обломки в них имеют гиалопилитовую структуру, красновато-серый цвет. Миндалины местами занимают до 50 % объема породы, распределены они здесь неравномерно, очертания их неправильные, овальные и четковидные, ориентированные параллельно поверхности

потока. Мощность шлаковой зоны составляет около 2—3 м.

Важные наблюдения над строением многочисленных базальтовых (долеритовых) пластовых потоков Тунгусской синеклизы сделаны Л. И. Четвериковым [161]. Впоследствии много дополнительных фактов было отражено в работе [132]. Эти потоки входят в состав лавовой толщи трапповой формации нижнего триаса, где нередко чередуются с пачками подушечных лав, пластами слоистых туфогенных и осадочных мелководных пород. По данным [161], мощность отдельных потоков колеблется от 1 до 30 м, составляя в среднем 2—12 м. Длина их может достигать 25—90 км. Залегают потоки почти горизонтально. Плоскости их разграничения волнистые, неровные. Нижняя граница более неровная, чем верхняя. При малой мощности потока оба его контакта примерно параллельны. В потоках большей мощности образуются вздутия и утонения.

Все лавовые потоки базальтов (долеритов) по текстурным признакам можно разделить на 4 группы: 1) асимметрично-зональные, 2) симметрично-зональные, 3) незональные, 4) неправильно-зональные.

Преобладающими являются асимметрично-зональные потоки. В их кровле и подошве наблюдаются микропористые стекловатые корки закалывания (5—12 см). Примерно треть мощности потока в прикровлевой зоне слагают мандельштейны. Миндалины в них имеют круглые очертания, реже трубчатые, поднимающиеся от подошвы. Остальная нижняя часть потока сложена плотным долеритом. На неровной поверхности кровли заметны следы течения лавы в виде валиков и жгутов. Симметрично-зональные потоки встречаются в низах лавовой толщи. В них наблюдаются как верхняя, так и нижняя зоны мандельштейна, разделенные в средней части потоков зоной плотного долерита. Мощности обеих зон пузыристой текстуры примерно равны и составляют 0,2—2 мощности зоны плотного долерита. Незональные потоки обычно маломощны (1—1,5 м) и сложены либо плотным долеритом, либо стекловатым мандельштейном. Неправильно-зональные потоки обладают различной текстурой, которая заметно изменяется по простиранию одного и того же потока. В обычных случаях асимметрично-зональный поток по простиранию в направлении выклиньки сначала становится симметрично-зональным, а затем — незональным миндалекаменной текстуры. Возможно, такие потоки возникают при переслаивании отдельных языков лавы во фронте движущегося главного потока.

Зоны плотных долеритов в потоках часто обладают по-



лигонально-столбчатой отдельностью. Ее столбы чаще ориентированы перпендикулярно напластованию, иногда радиально расходятся от какого-либо центра. Чем более мелкозерниста структура долеритов, тем меньше поперечник столбов [132]. У крупнозернистых долеритов он составляет 0,5—3 м, иногда 5 м, а у мелкозернистых анамезитов — всего 0,1—0,3 м. Интересно, что в погребенных потоках столбчатой отдельности нет, видимо, она проявляется в виде системы трещин как результат реализации упругих механических напряжений в породе при выходе ее на поверхность. Эти же авторы подчеркнули то обстоятельство, что в тунгусских траппах нет тех следов перемещения, что описаны [147] для пластовых наземных потоков. Отсюда делается вывод, что все перечисленные текстурные особенности потоков возникли после прекращения их движения. Вывод этот нам представляется не совсем доказательным потому, что [161] описаны следы течения лавовых потоков в виде валиков коробления, мы считаем, что основная часть пустот возникла при подъеме газов из подстилающего субстрата, который происходил в период всего перемещения, а затем и остывания лавы потока после его остановки. В основании долеритовых потоков иногда наблюдаются участки слоистого сложения: чередования плотных и более рыхлых пористых слоев мощностью 5—50 см, трактуемые как внутренние газопоры [132]. Ярко выраженные шлаково-глыбовые зоны в кровле и подошве тунгусских пластовых потоков отсутствуют.

Используя наблюдения над эффузивами Тунгусской синеклизы, [132] пришли к признанию решающей роли палеоландшафта в формировании структур и текстур базальтов. Так, для аналогичных по морфологии платобазальтов Армении совершенно нехарактерны мандельштейны, там нет слоистых разностей долеритов, подушечных лав. Эти особенности армянских базальтов объясняются аридным климатом, сухостью субстрата. Для океанических базальтов наиболее характерны пиллоу-лавы, тонкие пластовые потоки, силлы, гиалокластиты, слабая пористость и т. д. В связи с этим ставится вопрос о необходимости выделения трех типов литогенеза базальтов: гумидного (траппы Тунгуски), аридного (базальты Армении), океанического.

Во всех приведенных примерах строения пластовых потоков основных лав мы, по существу, имели дело лишь с мелководными образованиями. Вот почему у этих потоков есть много общего в строении: 1) кровля и подошва потоков, хотя и не всегда ровные, часто расположены субпарал-

лельно. Подошва облакает неровности субстрата, а неровности кровли заполняются вышележащими осадками, образующими иногда нептунические дайки; 2) настоящих шлаково-глыбовых зон в кровле, подошве и фронтальных частях потоков, в отличие от наземных лав, не наблюдается; 3) как правило, в кровле потоков присутствует густоиндалекаменная зона (мандельштейны) или же зона лавовых брекчий густоиндалекаменных пород. Нередко эта шлаковидная зона в кровле потока приобретает красновато-бурую окраску. Такие потоки асимметрично-зонального строения преобладают; 4) в редких случаях в подошвенной части потоков также появляется индалекаменная зона или же весь поток имеет пузыристую текстуру; 5) центральную часть потоков и приподошвенную зону слагает раскристаллизованная порода долеритовой или интерсертальной структуры. Здесь нередко проявляется столбчатая отдельность; 6) в кровле и подошве потоков всегда фиксируются стекловатые, иногда микропористые, корочки закалывания.

Со строением потоков более глубоководных излияний можно познакомиться на примере меловых базальтов вулканогенно-кремнистой формации Корякского нагорья [58]. В кровле и подошве потоков наблюдаются корки закалки мощностью 3—10 см, сложенные окисленными гиалобазальтами, которые в прикровлевой зоне становятся индалекаменными. Мощность этой зоны может колебаться от нескольких сантиметров до 1 м и более. Средняя часть потоков сложена массивными спилитизированными базальтами (3—5 м), а приподошвенная часть — зоной диабазов (3—5 м), иногда габбро-диабазов или порфирированных базальтов. Эти потоки изливались синхронно с накоплением кремнистых и карбонатных отложений. Глубина их формирования оценивается в 3—4 км.

О строении подводных потоков среднего состава в литературе сведений практически не содержится, лишь упоминается о сходстве их строения с потоками базальтов [60].

По мнению А. Ритмана [122], подводные потоки кислых лав почти не отличаются от субаэральных. Это короткие толстые потоки или выжатые купола. В водных условиях кислая лава нередко превращается в перлиты (поток о-ва Вулькано), но перлиты известны и в наземных потоках. Залегающие среди флишеподобных отложений палеозоя Австралии три крупных тела дацитандезитов и риодацитов считаются подводными лавовыми потоками [179]. Их необычно большая распространенность объясняется тем, что в глубоководной обстановке давление воды препятствовало



удалению летучих из магмы и лава поэтому была относительно подвижной. Для пород характерна миндалекаменная текстура. В краевых зонах породы массивные, местами с явлениями закалки и автобрекчирования. К числу подводных потоков риолитов [60] отнесли пластовые тела в среднедевонских отложениях таловской свиты Восточного Казахстана. Их подошва в большинстве случаев неровная, отмечаются карманы и «залиты» до 0,5 м в нижележащие отложения. Мощность плотной корки закалки в подошве достигает нескольких сантиметров. В удалении от подошвы в лавах появляется флюидалность, наиболее отчетливая у самой кровли потока. При его выклинивании происходит расщепление потока на маломощные языки, каждый из которых, в свою очередь, быстро выклинивается.

Важными являются рекомендации по различию излившихся и интрузивных пластообразных тел, выработанные [149] на основе изучения верхнепалеозойских и мезозойских вулканических пород Монголии. Они указывают, что в общем случае нижний контакт лавового потока не параллелен и не подобен верхнему. При залегании на скальных породах подошва потока повторяет эрозионную поверхность основания, не нарушая ее. При излиянии на неуплотненный осадок поток оказывает на него механическое воздействие, в его подошве появляются многочисленные мелкие изгибы, языки и втеки, наблюдаются случаи закатывания кусков осадочной породы. Форма верхнего контакта потока сглаживается в зависимости от текучести лавы. Интрузивные пластовые тела обладают параллельными плоскими контактами. В удалении от них симметрично изменяется зернистость породы, появляются подобные зоны миндалекаменной и флюидалной текстуры. Лавовым же потокам более свойственно асимметричное изменение текстур и структур. Показателем интрузивной природы пластовых залежей являются переходы их из стратиформного положения в резко несогласное. Нередко при этом появляются многоэтажные субпластовые тела, соединенные секущими перемычками. В таких залежах иногда не видно даже малейшего срезания слоистости вмещающих пород. Встречающиеся в литературе описания непрерывных переходов даек в пластовые залежи (покровы лав) подтверждают их интрузивную, а не покровную природу [149].

#### 4.4. ПЛАСТОВЫЕ ПОДВОДНЫЕ ПОТОКИ УРАЛА

Как и повсюду, число описаний подводных пластовых потоков лав на Урале невелико. Они касаются эффузивов из отложений рифея осевой зоны Урала [85, 44, 109], нижнего ордовика Сакмарской зоны, силура Присакмаро-Вознесенской зоны и Среднего Урала, русловых обнажений р. Тогузак, среднедевонских комплексов Южных Мугоджар, Бурибайского, Баймакского, Сибайского и Абзелиловского районов Южного Урала, Алапаевско-Варненской зоны, верхнедевонских лав Магнитогорского прогиба, нижнекаменноугольных вулканогенных толщ в бассейне Урала (Кизильский и Магнитогорский районы), Режа, Пышмы, Исети, Багаряка, Увельки и Кабанки, триасовой трапповой формации Челябинской и Тюменской областей.

подавляющее большинство описанных пластовых потоков являются базальтовыми. Наиболее подробные сведения об их строении изложены в работах [1, 136, 137, 157, 43, 33, 74, 131, 49]. Некоторые данные можно найти в книге [150], статьях [152, 62, 64, 65, 53, 47]. Строение отдельных компактных потоков андезитов разобрано в упоминающихся статьях [33, 131].

Подводные компактные потоки кислого состава описываются в [157] — из нижнего карбона Магнитогорского района, [167, 150, 131] — из среднего девона Баймакского и Сибайского районов, [53] — из нижнего силура Среднего Урала.

Следует признать, что не все авторы рассматривают потоки как подводные образования [33, 53, 158, 44]. Считать иначе нам позволяет залегание этих потоков в толщах, где имеются прослои осадочных пород с морской фауной.

##### 4.4.1. Потоки основного состава

Имеющиеся уральские материалы по пластовым базальтовым потокам позволяют отнести их к трем главным группам: 1) потоки морского мелководья, прибрежно-пляжной зоны, 2) лавы умеренных глубин (область шельфа, континентального склона), 3) излияния значительных глубин (более 3 км).

К числу мелководных образований мы отнесли лавовые потоки из триасовой трапповой формации Урала, а также из эффузивно-терригенной толщи нижнего ордовика Сак-



марской зоны западного склона. Нам также представляется вероятным, что и лавовые потоки айской свиты рифея западного склона Южного Урала могут оказаться не наземными, а мелководными морскими. Недавние исследования [109] говорят об участии водных потоков в формировании пород айской свиты, о мелководной обстановке проявления вулканизма этого времени.

В навышской подсвите айской свиты рифея можно насчитать 13—15 базальтовых лавовых потоков мощностью от 8—12 до 40—50 м [85, 44]. В разрезе подсвиты они чередуются либо друг с другом, либо с терригенно-осадочными породами, редко — с туфами, туффитами, лавобрекчиями. Нижнюю часть потоков слагают массивные лавы, в средних частях они нередко миндалекаменные, а верхняя часть, мощностью 0,2—0,3 м, обычно сложена окисленными стекловатыми миндалекаменными базальтовыми лавами вишневого цвета. Здесь же отмечаются участки лавовых брекчий. Обращает внимание полное отсутствие гиалокластитов, пиллоу-лав. В составе туринской серии триаса эффузивами основного состава сложено от 40—60 до 80—100 % объема толщи. По данным К. П. Иванова [43], лавовые потоки базальтов чередуются в разрезе с многочисленными пластовыми телами гиалокластитов и слоистых осадочных пород, содержащих остатки листовой флоры, пресноводной фауны, что указывает на незначительные глубины формирования пород. Лавовые потоки базальтов имеют четкие и резкие примерно параллельные плоскости ограничения, как правило, несколько неровные, шероховатые и волнистые. Мощность потоков колеблется от 4—7 до 40 м и более. Преобладают тела мощностью от 8—10 до 15—20 м. Наиболее характерно асимметрично-зональное строение потоков. Снизу вверх в них различаются зоны: 1) миндалекаменная, 2) переходная, 3) центральная, 4) переходная, 5) миндалекаменная, 6) пузыристая шлаковидная, развитая лишь в верхней прикровлевой части. Асимметричность строения потоков проявляется и в том, что мощность верхних переходных миндалекаменных зон больше, чем у соответствующих нижних зон, поэтому центральная зона оказывается опущенной в нижнюю половину разреза потока. В центральной зоне развиты кристаллически зернистые базальты (долериты), в переходных зонах — тонкозернистые, слабо пузыристые. Для миндалекаменных зон характерны полустекловатые структуры, количество миндалинов здесь достигает от 10—15 % до 30—40 % объема породы. Для шлаковидной зоны типичны: 1) преоб-

ладание стекловатых структур, 2) сильная пузыристость, 3) высокая насыщенность тонкораспыленным гематитом, 4) атаксито-брекчиевое сложение, которое иногда проявляется и в подошвенных частях потоков. Переходы от зоны к зоне постепенные. С увеличением мощностей потоков от 12—15 до 30—40 м и более мощности краевых миндалекаменных зон и нижней переходной остаются постоянными (2—4 м), а толщина центральной и верхней переходной зон растет пропорционально увеличению мощности потока. В маломощных потоках (до 7—8 м) эти зоны могут отсутствовать, и тела тогда сложены брекчированными гиалобазальтами, массивными или слабоминдалекаменными.

В бассейне р. Эбета в Казахстанской части Сакмарской зоны в морской терригенной толще нижнего ордовика крупные нагромождения слагают пластовые потоки афировых базальтов [65]. Залегают они среди пластов косослоистых кварцевых и аркозовых песчаников с остатками бентосной морской фауны, валунных конгломератов, отлагавшихся в прибрежной, часто пляжной зоне. Иногда в одном разрезе с потоками лав и пластами песчаников, конгломератов находятся пачки гиалокластитов (верховья р. Шанды). Лучшие обнажения лав встречены в верховьях ручья Култавасай. Здесь наблюдается несколько залегающих друг на друге потоков мощностью от 1 до 5 м с довольно ровными согласными поверхностями (рис. 15б). Потоки обладают зональным строением. В их подошве и кровле находятся густоминдалекаменные зоны, ширина которых в наиболее мощных потоках в прикровлевой части может достигать 2—2,5 м. Мощность нижней зоны значительно меньше (0,3—0,5 м). Чем меньше мощность потоков, тем уже миндалекаменные зоны, которые в подошве могут и отсутствовать. Миндалекаменные породы во многих случаях имеют коричнево-бурую окраску. Отчетливых зон закалки в кровле и подошве потоков не видно. Кровля фиксируется по участкам максимальной пористости породы (рис. 17 а), по присутствию в отдельных случаях включений и инъекций песчаников (рис. 17 б). У одного из таких потоков в подошве отмечен подводящий канал в виде вертикальной слегка извилистой трещины шириной в раздуве около 50 см, прорывающей кровлю подстилающего потока и постепенно переходящей в подошву верхнего. Трещина выполнена миндалекаменным базальтом, сходным по текстуре и облику с базальтами из подошвенных частей потока. Центральная часть потоков массивного сложения, долеритовой структуры обнаруживает трубоплитчатую отдельность.



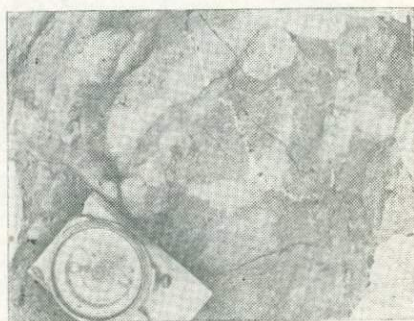
Судя по приведенным данным по триасовым и ордовикским мелководным лавовым потокам Урала, характерной их особенностью является наличие разновеликих густоми-



*a*

Рис. 17. Строение кровлевых частей пластовых потоков базальтов нижнего ордовика Сакмарской зоны Южного Урала:

*a* — густоминдалекаменная зона в кровле потока в верховьях ручья Култавасай; *б* — верхняя шлаковая, с участками лавобрекчий, корка потока с включениями и инъекциями песчаникового материала. Левобережье р. Эбеты



*б*

далекаменных зон в кровле и подошве, лиловатая, коричнево-бурая их окраска, отсутствие столбчатой отдельности, зон закалки, глыбово-лавовых брекчий.

К излияниям на умеренных глубинах (область шельфа или верхней части континентального склона) мы относим базальтовые потоки, описанные в составе раннекаменноугольных отложений Магнитогорской зоны по р. Урал у пос. Грязнушинского [136], в русловых обнажениях р. Кабанки [49], в туфогенно-осадочной толще франского яруса в Биягодинской синклинали [137]. На р. Урал эти потоки местами переслаиваются с известняками, содержащими бентосную фауну брахиопод и кораллов. На р. Кабанке лавовые потоки залегают среди грубослоистых морских обломочных пород, отложившихся из турбидных потоков.

Лавы франского возраста переслаиваются с тонкослоистыми туффитами, пластами бомбовых туфов и залегают в толще, в которой в последние годы на разных уровнях обнаружены остатки конодонтов [99]. Они найдены как на поверхностях наслоения кремнистых пород, так и в извест-

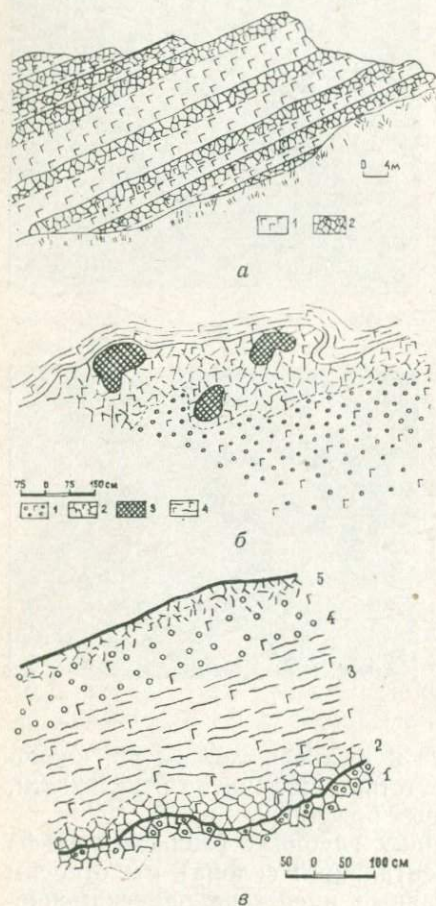


Рис. 18. Пластовые потоки базальтового состава березовской формации нижнего карбона. Левый берег р. Урала ниже пос. Грязнушинского. Зарисовка Т. А. Смирновой [136]:

*a* — серия пластовых потоков: 1 — массивная часть потока, 2 — прикровлевая зона шлаков и лавовых брекчий; *б* — строение верхней и средней части пластового потока: 1 — лава миндалекаменной текстуры, 2 — лавовые брекчии и шлак, 3 — эпидотизированные шаровые обособления, 4 — флюидальная лава из подошвы верхнего потока, заполняющая неровности в кровле подстилающего; *в* — зональное строение потока: 1 — шлаковый слой верхней части нижележащего потока, 2 — нижний шлаковый слой потока, 3 — лава флюидальной текстуры, 4 — лава миндалекаменной текстуры, 5 — лавовая брекчия прикровлевой части потока

няковых прослоях, в пластах известковистых песчаников. Приведенные данные дают возможность говорить об обстановке умеренных глубин (выше критической глубины карбонатакопления), скорее всего о той области шельфа, где могли еще существовать кораллы.

По левому берегу р. Урал ниже пос. Грязнушинского Т. А. Смирнова [136] насчитывает местами более 60 ком-



пактных потоков базальтов, залегающих непосредственно один на другом (рис. 18 а) либо разъединенных маломощными прослоями известняков, туффитов и туфов кислого состава. Мощности потоков не превышают 14 м, составляя чаще 3—5 м. Их форма близка к пластовой. Потоки по



Рис. 19. Густомидалекаменная зона в подошве пластового потока порфировых базальтов нижнего карбона. Русло р. Кабанки, Южный Урал

вертикали резко делятся на две зоны: нижнюю — плотную и верхнюю — рыхлую, шлаковую. В основании потоков — базальты афанитовые, почти без миндалин. Выше (иногда с самого основания потока) видна флюидальная текстура (прерывистые черные полоски). По направлению к кровле

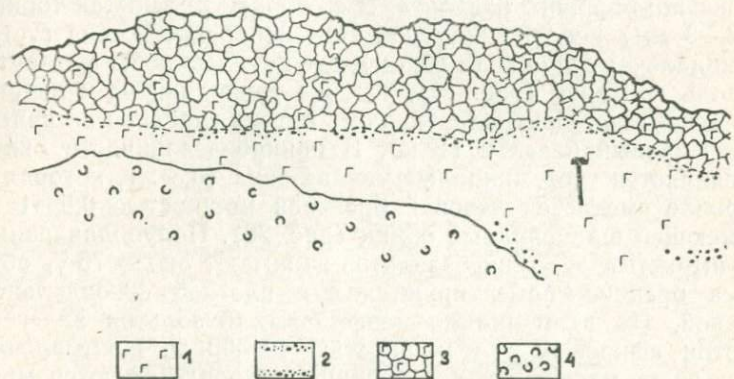


Рис. 20. Мощная зона лавовых брекчий в кровле пластового потока базальтов нижнего карбона. Река Кабанка ниже с. Каменского, Южный Урал. Зарисовка Т. В. Диановой [74]:  
1 — массивный базальт, 2 — мидалекаменные зоны, 3 — лавовая брекчия, 4 — подстилающие осадочно-вулканогенные отложения

поток приобретает мидалекаменную текстуру. Доля миндалин у поверхности составляет 30—40 % объема породы. Полосчатая флюидальность исчезает, мидалекаменная зо-

на сменяется лавобрекчией (рис. 18 б), которая переходит или в слой слабо сцементированных лавобрекчий и шлаков, похожих на туфы, или в стекловатую шлаковую корку. Слой шлаков характеризуется скоплением обломков пузыристой текстуры большей частью фиолетового цвета. Мощность рыхлой верхней зоны у потоков составляет 2—2,5 м, а плотной нижней — 1,5—8 м. У одного потока мощностью 14 м слой шлаков достигал толщины 4 м. Изредка наблюдается нижний шлаковый слой мощностью 10—60 см (рис. 18 в). Иногда встречаются потоки, в которых отсутствуют рыхлый слой и флюидальная текстура в плотной части, а миндалекаменность выражена слабо. В других случаях хорошо выражена миндалекаменная текстура, а верхняя часть потока сложена глыбовыми лавами. Подобное строение отмечено [157] и для двух маломощных (1—2,5 м) потоков, залегающих в описанном разрезе в 4 км выше пос. Грязнушинского.

Аналогичное зональное распределение текстурных разновидностей пород в поперечном срезе обнаруживают и базальтовые потоки, залегающие среди слоистых нижнекаменноугольных тефротурбидитов в русле р. Кабанки (Увельский район Челябинской области). В 3 км ниже с. Каменского Л. Я. Кабанова [49] описала строение потока порфирированного базальта. В его подошве имеется тонкая (2—3 мм) корочка закалки. Над ней расположена густо-миндалекаменная зона (0,6 м), где крупные поры вытянуты вдоль контакта (рис. 19). Так же расположены и лейсты плагиоклаза. Центральную часть потока слагает массивный порфирированный базальт (1 м). В прикровлевой части опять появляется густо-миндалекаменная зона (0,3 м), которая в кровле сменяется лавовой брекчией мощностью 0,5—1 м, имеющей шлаковидный облик (рис. 20). Полуоплавленные пузыристые обломки базальтов занимают около 70 % объема брекчии, цементируются они плотной флюидальной лавой. На этом потоке порфирированных базальтов залегают потоки афировых лав мощностью 40—50 м. Центральная его часть массивная, а в подошве и кровле имеются миндалекаменные зоны. Верхняя из них мощностью около 0,3 м сменяется в кровле лавовой брекчией мощностью более 1 м (рис. 21 а). В этом же разрезе Т. В. Дианова наблюдала поперечный разрез менее мощного аналогичного потока, где в кровле и подошве имеются симметричные, но разновеликие шлаково-брекчиевые корки, а в осевой зоне содержится много миндалин (рис. 21 б).

Франские отложения Биягодинской синклинали Магни-



тогорской зоны вмещают многочисленные пластовые потоки порфировых базальтов. Их мощность колеблется от 3 до 25 м, в среднем составляя 5—10 м. Т. А. Смирнова [137] указывает, что их строение меняется в зависимости от мощности и положения в разрезе. Маломощные потоки чаще сложены лавобрекчиями. Потоки мощностью более 5 м

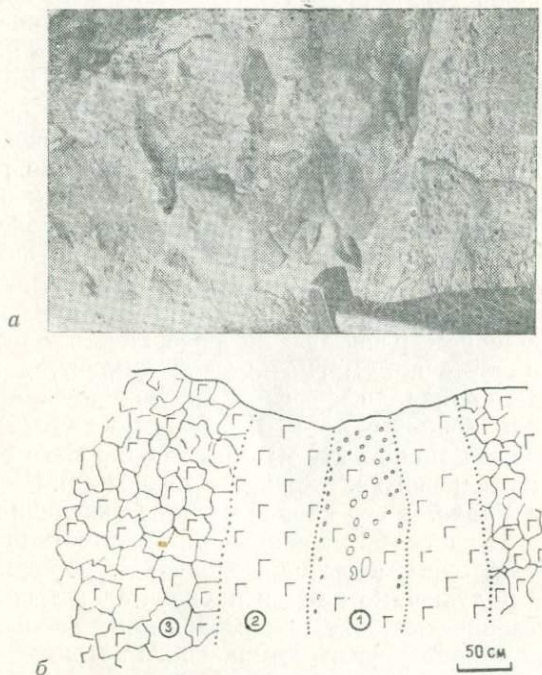


Рис. 21. Строение пластовых базальтовых потоков нижнего карбона. Река Кабанка ниже с. Каменского, Южный Урал:

*а* — зона миндалин и лавовых брекчий в кровле потока; *б* — поперечный разрез потока с миндалекаменной сердцевинной (1), плотными окаймляющими внутренними зонами (2) и шлаково-брекчиевой оторочкой (3) в кровле и подошве.

Зарисовка Т. В. Диановой [76]

в нижней части представлены зоной плотного сложения, сменяющейся миндалекаменными лавобрекчиями, в центральной — массивной породой, в верхней — лавобрекчиями, шлаковидной породой. При расположении в нижней или средней части разреза франского яруса потоки имеют массивное сложение или образованы лавобрекчиями. Мин-

далекаменные текстуры здесь развиты мало. В верхах разреза почти у всех потоков порфировых базальтов резко выраженная миндалекаменная текстура, значительная их часть гематитизирована, имеет фиолетовую или сиреневую окраску. Такие цвета весьма характерны для лав франского яруса (колтубанской свиты) Магнитогорской зоны. Т. А. Смирнова также подметила закономерное изменение количества и состава вкрапленников в породах последовательно залегающих друг на друге (5—6) потоков порфировых базальтов (западный склон гор Сакаш и Большая). Нижний поток содержит небольшое количество вкрапленников плагиоклаза, в средних потоках число фенокристаллов плагиоклаза и пироксена выравнивается, но размеры кристаллов пироксена растут. В верхних потоках преобладают вкрапленники пироксена, которые в наиболее позднем потоке становятся единственными. Такое распределение интрателлурических выделений пироксена и плагиоклаза в последовательных порциях лавы Т. А. Смирнова объясняет поступлением расплава на поверхность из верхних частей промежуточной магматической камеры, в которой шла гравитационная дифференциация вкрапленников.

В диссертационной работе Ю. С. Каретина (1974) приводится описание мощного (30 м) потока афирового базальта (спилита) компактного сложения из бассейна р. Шегультан на Среднем Урале. В его кровле имеется окисленная брекчиевая зона с участками лавобрекчий. Мощность этой зоны 1—3 м. Ниже она сменяется монолитной породой, перекрывающей подушечные лавы и прослои слоистых силицитов и мелкозернистых песчаников. Под ними вскрыта сильно пористая кровля другого компактного потока.

Из приведенных описаний видно, что пластовые базальтовые потоки умеренных глубин характеризуются асимметричным, реже — симметричным, распределением текстурных разновидностей пород, наличием миндалекаменных, шлаковидных и лавобрекчиевых зон, нередко окрашенных в фиолетовые и сиреневые тона. Столбчатая отдельность для этих тел нехарактерна. В целом же существенных отличий в строении базальтовых потоков, излившихся в обстановке явного мелководья и умеренных глубин, не имеется, за исключением, может быть, более широкого развития в последних случаях зон лавобрекчий. Обращает на себя внимание и широкое распространение бурой, коричневой, фиолетовой и сиреневой окрасок пузыристых и шлаковых зон, что часто служит доводом в пользу наземной обстановки излияний лавы.



Среди мощных нагромождений подушечных лав, сопоставимых с образованиями древнего океанического ложа, а также среди пластов яшм, слагавших его верхний осадочный слой, нередко встречаются относительно тонкие пластовые потоки афировых базальтов. Поскольку форми-

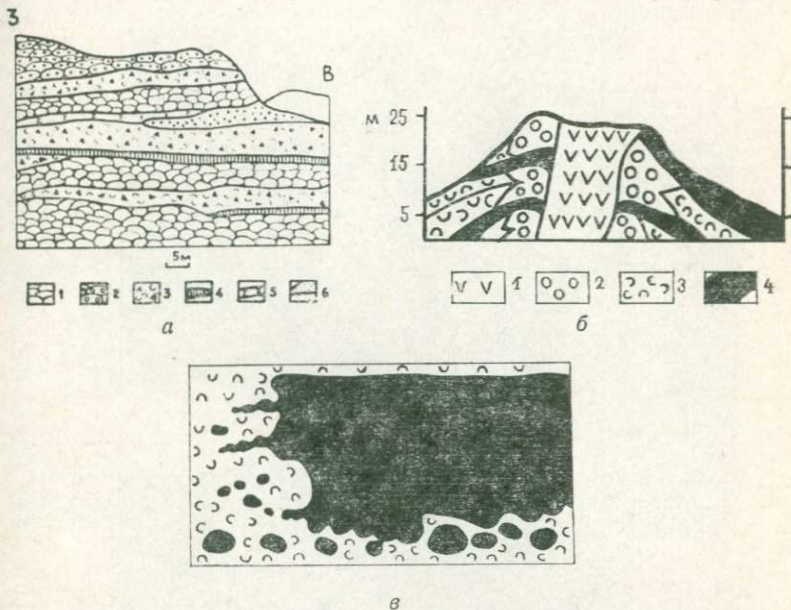
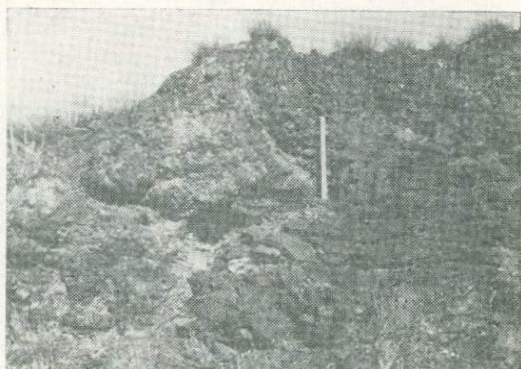


Рис. 22. Соотношения потоков подушечных лав с другими вулканическими породами Урала:

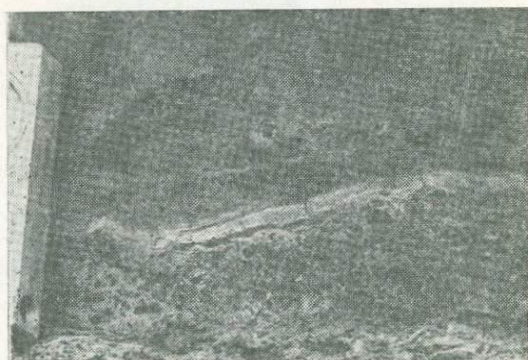
*а* — чередование потоков массивных (1) и миндалекаменных (2) подушечных лав с пачками гиалокластитов (3), пластовыми базальтовыми потоками (4), силлами долеритов (5) в разрезе мугоджарского комплекса среднего девона; *б* — делювиальная осыпь. Обрыв левого берега р. Шулдак, 1 км выше зимовья Донгелек; *в* — пачки подушечных лав в разрезе вулканического аппарата в породах именновской свиты верхнего силура вблизи г. Кушвы на Среднем Урале [57]: 1 — базальты жерловой фации, 2 — грубые бомбовые туфы, 3 — лапиллевые туфы, 4 — подушечные лавы базальтов; *в* — переход пластового потока базальтов в подошвенной и фронтальной частях в потоки подушечных лав и в гиалокластиты. Правый берег р. Каквы, 2,5 км выше устья р. Галки, Средний Урал. Порфиритовая формация силура Тагильского прогиба [45]

рование подушечных лав происходило в пределах рифтовых долин срединно-океанических хребтов, логично считать, что минимальная глубина излияний определяется отметкой гребня хребтов, которая сейчас во многих местах океанов находится на уровне 3—3,5 км. Этими цифрами в палео-

зое, видимо, определялась и критическая глубина карбонатонакопления. Таким образом, пластовые потоки базальтов, ассоциирующие с толщами палеоокеанических подушечных лав, изливались примерно на 3—3,5-километровой глубине. Несколько глубже (4—5 км) могли происходить излияния



*a*



*б*

Рис. 23. Пластовые базальтовые потоки среднего девона с гиадокластитовой оторочкой в кровле (*a*) и подошве (*б*). Обрывы р. Шулдак у горы Караксак, Южные Мугоджары

потоков на глинисто-кремнистые осадки и яшмы, которые отлагались или на склонах океанических хребтов, или на дне океана, а также в глубоководных желобах. Как правило, известняки с такими потоками совместно не встречаются.

Упомянутые глубоководные потоки впервые были описаны [1] из среднедевонских эффузивных толщ Южных



Мугоджар. Они хорошо обнажены в скальных береговых обрывах широтного течения р. Шулдак. Здесь пластовые потоки залегают как среди подушечных лав мугоджарского комплекса, так и среди гналокластитов или на границе тех и других (рис 22 а). Изредка встречается наслоение нескольких тонких (0,15 м) потоков друг на друга без инородного материала в промежутках. По простирацию потоки

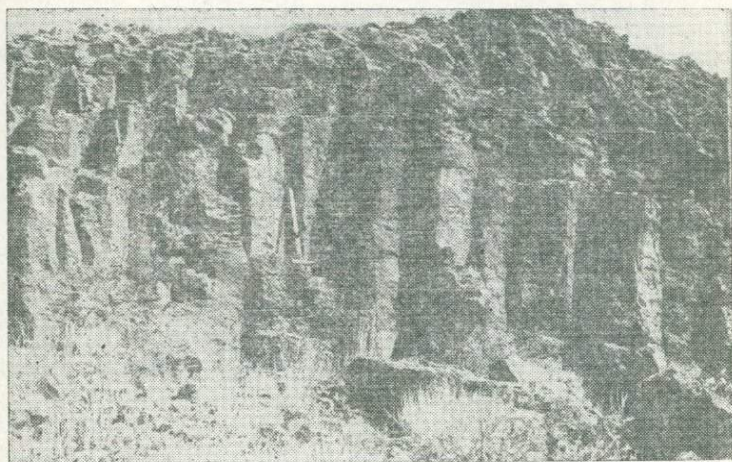


Рис. 24. Столбчатая отдельность в пологолежащем базальтовом пластовом потоке среди толщи подушечных лав мугоджарского комплекса среднего девона. Месторождение Кокжарлы, Южные Мугоджары

прослеживаются в обнажениях на несколько десятков метров, при этом мощность их может изменяться от 1,5 м до 0,1 м. Часто наблюдаются языковидные или с расщеплениями выклинки потоки. Текстура базальтов обычно массивная, редко встречаются мелкие миндалинки. В большинстве случаев подошва таких потоков ровная, плоская, иногда волнисто изогнутая, кровля же имеет многочисленные выступы, мелкие изгибы и пережимы, втеки во вмещающие гналокластиты (рис. 23 а). Обычно поверхности потоков сопровождаются оторочкой из мелкообломочных гналокластитов (рис. 23 б). На кровле потоков нередко видны дугообразно изогнутые низкие валики, сложенные стекловатой лавой, иногда слившимися полосками вариолой. Именно такого состава и облика тонкие пластинчатые потоки наблюдались у основания конусов подушечных лав на дне

рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [176].

Весьма редким случаем является наличие среди подушечных густоиндалекаменных лав мугоджарского комплекса среднего девона потоков пористых афировых базальтов, в которых отчетливо проявлена столбчатая отдельность (рис. 24). Мощности таких потоков достигают 2,5—3 м, форма их близка к пластовой.

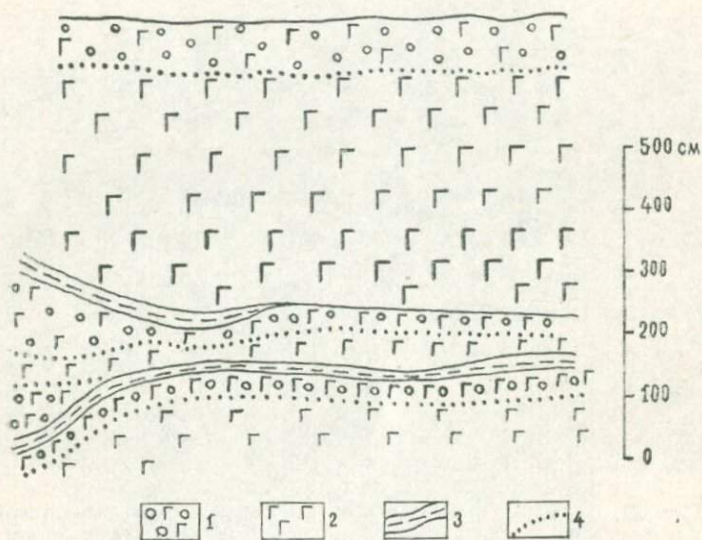


Рис. 25. Строение базальтовых потоков, чередующихся с пластами яшм. Средний девон, куркудукский комплекс. Ручей Галдысай. Северные Мугоджары:

1 — миндалекаменные зоны в потоках базальтов, 2 — массивная часть потоков, 3 — прослойки яшм, 4 — границы текстурных разновидностей в базальтовых потоках

Вероятно, более глубоководными являются пластовые потоки базальтов, которые переслаиваются с сургучно-красными яшмами куркудукского комплекса среднего девона Мугоджарских гор. Потоки характеризуются плитообразной формой, выдержанной по простиранию мощностью, которая колеблется от 0,3 до 4,5 м. В кровле и подошве у них имеется тонкая (в несколько миллиметров) стекловатая корка закалывания. Под ней в кровле почти всегда видна зона миндалекаменной текстуры, мощность которой пропорциональна мощности потока и обычно не превышает 1 м. В подошве потока миндалекаменная зона чаще отсутствует или



же она по простиранию выклинивается (рис. 25). На стекловатой корке потока иногда наблюдаются мелкие впадины, заполненные яшмой, или же участки морщинистой поверхности, напоминающие канатные лавы наземных потоков. Известны случаи, когда в подошве вышележащего потока базальта имелся отпечаток морщинистой поверхности нижележащего потока. Такие же отпечатки видны и в подошве покрывающих пластов яшм. Последние в контакте с лавами не меняют свой сургучно-красный цвет, что позволяет отличать потоки от морфологически сходных силлов мелкозернистых долеритов, вызывающих в яшмах тонкую темную кайму ороговикования. Столбчатой отдельностью потоки лав, залегающие среди яшм, не обладают. Структура породы центральных частей потоков среднекристаллическая, а краевых — интерсертальная.

Среди океанических толщ подушечных лав поляковской свиты силура и среднедевонской карамалыташской формации Южного Урала также отмечено [150] наличие пластообразных потоков мощностью от 1—2 до 2—10 м (иногда до 25—30 м) почти всегда с густоиндалекаменными зонами в кровле, нередко — и в подошве.

Повсеместная распространенность в глубоководных пластовых потоках миндалекаменных текстур, слабое их развитие в ассоциирующих с потоками лавовых трубах (подушках) служат еще одним доказательством большей газонасыщенности (соответственно — меньшей вязкости) порций расплава, застывавшего в виде пластовых потоков.

В 1973 г. [102] описан ранее неизвестный морфологический тип глубоководных базальтовых излияний центральной части Тихого океана — тончайшие (сантиметровые) лавовые покровы на поверхности пелагических осадков. Подобные образования известны нам и в районе Южных Мугоджар [64]. В бассейне ручья Алесай в нижних частях разреза девонской эффузивно-пирокластической мылашинской свиты располагается пачка мощностью около 180 м, состоящая из чередования покровов зелено-серых карбонизированных редкоминдалекаменных базальтов с выдержанными по простиранию, но маломощными (до 1 м) прослоями слоистых полосчатых сургучных яшм. По разрезу пачки таких прослоев отмечено 8. Среди них иногда можно наблюдать очень тонкие (2—5 см) потоки афировых базальтов, разделенные весьма небольшими (1—2 см) яшмовыми промежутками, с четко выраженными (около 2 мм) зонами закалки в зальбандах, с округлыми или уплощенными мелкими миндалинами в центральной части потока

(рис. 26). Во вмещающих яшмах в подошве потока хорошо заметны следы обжига. Особенности строения этих тонких базальтовых потоков, их ассоциация с такими глубоководными осадками, как яшмы, убеждают, что описанные породы являются аналогами абиссальных океанических потоков, описанных [102].

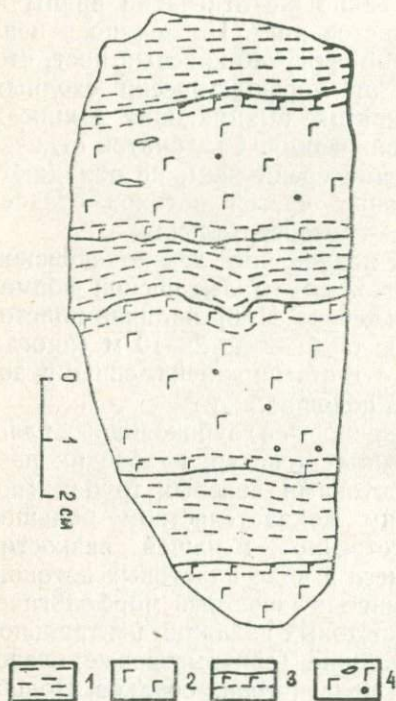


Рис. 26. Чередование тонких потоков базальтов и прослоев яшм. Милыашинский комплекс среднего девона, Южные Мугуджары. Зарисовка по фотографии образца: 1 — сургучно-красные тонкослоистые яшмы, 2 — базальт из центральных частей потоков, 3 — тонкозернистая зона закали в кровле и подошве потоков, 4 — участки миндалекаменной текстуры в базальтах

Своеобразной разновидностью базальтовых потоков являются вторичные мини-потоки, наблюдавшиеся на поверхностях некоторых подушечных лав в мугуджарском комплексе по р. Шулдак (рис. 2 г). Они представляют собой невысокие изогнутые валики стекловатой породы, образующие небольшие наплывы и струи длиной 15—25 см на стекловатой корке вариолитовых подушек. Это следы вторичного излияния базальтовой лавы из центральных частей лавовых труб, прорвавшегося через трещины в ее застывшей оболочке. В отдельных случаях видно, что на выпуклой поверхности лавовой трубы таких центров микроизвержений было несколько и лава из них образовывала эти корот-



кие потоки, валики в которых были изогнуты по течению, направленному каждый раз по наклону кровли материнской лавовой трубы. Естественно, эти направления отражают лишь течение лавы по местным неровностям субстрата, а не направление течения всего лавового потока. Такие же вторичные потоки лав были зафиксированы при подводных наблюдениях на поверхности лавовых труб, слагающих вулканические постройки на дне рифтовых долин в Срединно-Атлантическом хребте и в Красном море. Видимо, при таком опорожнении сердцевин лавовых труб образуются пустотелые формы, наблюдавшиеся нами в обнажениях мугоджарского комплекса по р. Шулдак (рис. 2 в).

#### 4.4.2. Потоки среднего состава

Строение андезитовых пластовых потоков Урала известно лишь по немногочисленным описаниям [33, 74, 131]. В Алапаевско-Варненской зоне потоки сложены андезитами, чередующимися с грубо- и мелкообломочными, часто вулканомиктовыми отложениями нижнего карбона, содержащими остатки морской фауны. Т. В. Дианова по р. Увельке в 2,5 км ниже устья р. Сухарыш на протяжении 200 м наблюдала поток массивных порфировых андезитов, на которых местами сохранилась лавобрекчиевая корка видимой мощностью до 0,5 м, состоящая из глыбок андезитов размером 0,1—0,3 м, сцементированных мелкими остроугольными обломками того же состава. Такое же строение кровли потока андезитов наблюдается и в более западных разрезах раннекаменноугольной формации в обрывах р. Увельки (рис. 27). В обнажениях по р. Сухарыш у пос. Мухири среди андезитовых туфов располагается поток андезитов мощностью 1,5 м с отчетливой полосчатой текстурой. Над вышележащей пачкой туфов обнажена лавовая брекчия андезитов, состоящая из спаянных гематитизированных обломков размером 5—10 см, покрытых слоем сцементированных андезитов с пузыристой текстурой. Предполагается, что эти брекчии мощностью около 3 м представляют собой кровлевою часть потока андезита, нижняя часть которого не обнажена, вероятно, она тоже имеет плотное сложение, полосчатую текстуру.

Многочисленные потоки андезитов, находящиеся в береговых обрывах р. Исети в районе д. Перебор, описаны [33] как продукты излияний одного из центров раннекаменноугольного вулканизма. Лавовые потоки имеют в пла-

не ширину 5—45 м, мощность 15—20 м. Краевые части потоков, поверхностные их корки, иногда самостоятельные мощные тела сложены лавовыми брекчиями с неправиль-

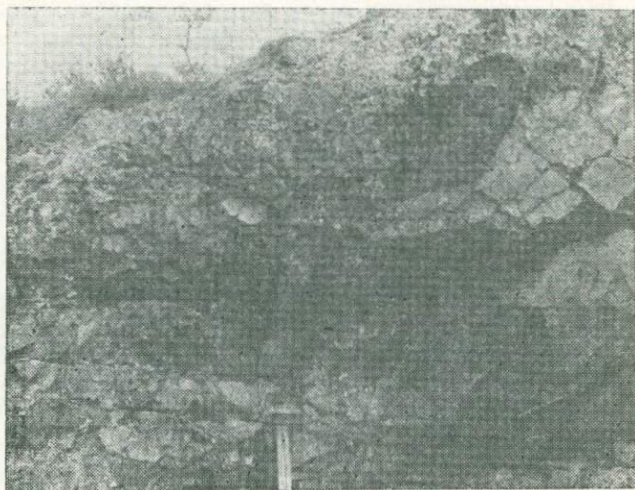


Рис. 27. Лавобрекчиевая корка в кровле пластового потока андезитов нижнего карбона. Русло р. Увельки, Южный Урал



Рис. 28. Параллелепipedальная отдельность в центральной части пластового потока андезитов нижнего карбона. Левый берег р. Исети против д. Перебор, Средний Урал. Фото В. А. Коротеева



но-глыбовой или многогранно-блоковой отдельностью, неровной, бугристой поверхностью. Нередко брекчиевые шлаковидные корки имеют краснокаменный облик. Андезиты внутренних частей потоков обладают характерной параллелепипедальной отдельностью (рис. 28), серийно-порфировой структурой.

В составе баймак-бурибаевской формации среднего девона Южного Урала у д. Ишмурзино [131] наблюдались три залегающих друг на друге потока андезитов с флюидалной текстурой. В подошве флюидалность имела характер параллельной полосчатости. В прикровлевой зоне потоков флюидалность приобретала извилистые, причудливые очертания. То резко, то постепенно массивная лава в кровле сменялась лавовой брекчией с андезитовыми обломками флюидалной текстуры.

Приведенные описания позволяют заключить, что для андезитовых подводных пластовых потоков Урала характерны наличие в кровле зоны лавовых брекчий и нередко флюидалная текстура остальной части потока. Пузыристые разности в них не отмечены, как нет и случаев столбчатой отдельности.

#### 4.4.3. Потоки кислого состава

Преобладающее большинство кислых вулканитов Урала относится к субвулканической фации. Это особенно касается тех тел, в которых проявлена столбчатая отдельность. Исследования [167] показали, что такая отдельность может присутствовать и в излившихся потоках кислого состава, ее проявлению способствует обстановка умеренных и больших глубин, на которых происходило извержение. К настоящему времени потоки кислых лав описаны во многих районах Урала: в нижнесилурийских отложениях Среднего и Северного Урала [53], в баймак-бурибаевской [167, 131] и карамалыташской [167, 150] среднедевонских формациях, в нижнекаменноугольных толщах Магнитогорского синклинория [136, 158, 157], в Алапаевско-Варненской зоне [74] и т. д. Повсеместно кислые лавы располагаются в разрезе толщ, где осадки содержат морскую фауну. Поэтому большинство авторов вполне определенно говорят о подводной обстановке излияний, а некоторые с большой долей условности, или заведомо ошибочно ([53] к наземным отнес потоки, перекрытые радиоляритами), считают часть потоков наземными.

В. С. Шарфман и Р. И. Костина [167] дали подробное описание потоков дацитов из баймак-бурибаевской и карамалыташской формаций Южного Урала, которые в разрезах чередуются с пластами яшм. Они отметили наличие почти вертикальной столбчатой отдельности в потоках дацитов в горах Ишраяды (Баймакский район), в которых столбы достигают высоты 2 м при поперечнике от 5 до 15 см. В тех участках, где в потоках проявлена флюидальная текстура, столбчатая отдельность исчезает. Потоки дацитов карамалыташской формации у оз. Банного обладают зональным строением. Их мощность варьирует в пределах 5—140 м при длине свыше 2—3 км. В кровле потоков наблюдаются брекчиевидные лавы и лавы с перлитовой отдельностью, ниже — послойное чередование миндалекаменных и массивных зон. Отмечено также изменение формы миндалин в поперечном срезе одного из потоков (от подошвы к кровле): щелевидные-эллипсоидальные; круглые-эллипсоидальные-круглые; чередование слоев с круглыми и щелевидными миндалинами. Описано изменение микроструктур одного из мощных потоков (более 50 м), находящегося у оз. Банного: фельзитовая в сочетании с флюидальной текстурой — в кровле, микролито-сферолитовая — в центральной части и сферолито-зернистая в сочетании с флюидално-полосчатой текстурой — в основании потока.

В Алапаевско-Варненской зоне потоки кремнекислого состава присутствуют в разрезах силурийских, девонских и раннекаменноугольных толщ [74]. Они нередко обладают столбчатой отдельностью либо волнистой, с шаровыми выступами поверхностью (рис. 29).

В карамалыташской формации [150] выделяют такие эффузивные тела кислого состава: 1) массивные, редкоминдалекаменные потоки с пластовой отдельностью, мощностью от 50 до 100 м. Они имеют в разрезе караваеобразную форму и выклиниваются в виде тупых коротких языков. В краевых частях потоки брекчированы; 2) массивные потоки со столбчатой отдельностью в верхних частях. Их протяженность более 1 км, а мощность — 150—200 м; 3) протяженные расслоенные потоки мощностью 25—30 м и длиной до 1 км. Для них характерно переслаивание пузыристых и стекловатых флюидалных зон.

Для кислых потоков баймак-бурибаевской формации И. Б. Серавкин [131] отметил преобладание флюидално-брекчиевых, флюидалных, перлитово-флюидалных и брекчиевидных текстур, обычно расположенных зонально таким образом, что от контактов к центру потоков или сверху



вниз возрастает степень гомогенности породы. Приведен пример строения потока андезитодацита мощностью 25 м, вскрытого одной из скважин. В подошве потока имеется перлитовая зона (5 м), выше — массивное ядро потока (14 м), над ним — флюидальная зона (4 м), а в кровле — верхняя перлитовая зона (2 м).

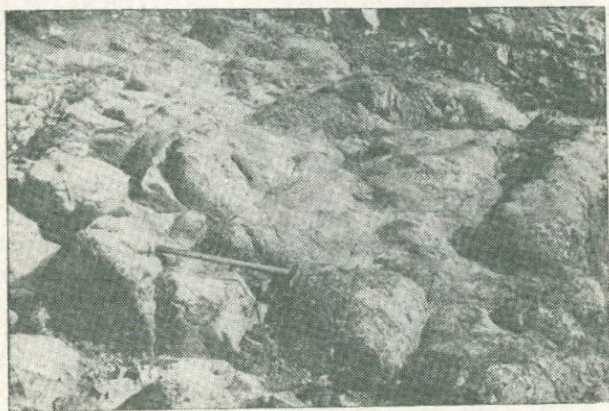


Рис. 29. Волнистая поверхность пластового потока плагиориолитов среднего девона. Левый берег р. Пышмы, в 2,5 км выше г. Сухого Лога. Фото Т. В. Диановой [74]

В пределах склонов раннекаменноугольного Кирсинского вулканического конуса Г. Ф. Червяковский [157] выделил несколько коротких лавовых потоков трахириолитов мощностью 1,5—2 м. Иногда они однородны, иногда верхние и нижние их части сложены шлаковидной породой. В средних частях потока нередко столбчатая отдельность, обычно плохо выраженная. Столбы ориентированы перпендикулярно напластованию. Часто потоки представляют собой наплывы, под которыми сохранились полости длиной до 3—4 м и высотой до 30—50 см. На притоке Урала р. Греховке в верхних частях потоков трахириолитов сохранились остатки шлаковой корки мощностью 20—30 см [158]. В ее пределах участки пузыристого шлака различного размера тесно перемежаются с мелкими (1—1,5 см) обломками лавовой корки. Из-за этого порода в одних случаях представляет собою лавобрекцию, в других — шлак.

В разрезах нижнего силура Северного и Среднего Урала Ю. С. Каретин [53] описал потоки риолитов и риолитадацитов. В плане они имеют вид широких лавовых языков,

прослеживающихся на сотни метров или несколько километров при мощности от 12—25 м до 50—130 м. Оканчиваются потоки фронтальными уступами высотой 4—7 м, местами с глыбовыми шлейфами у подножий. Лавы потоков всегда пористы. Миндалины в них мелкие, неправильной формы, составляют 3—5 % объема. В крупных потоках нередко отмечается несколько параллельных более пористых зон, ориентированных согласно напластованию. Изредка встречаются грубопузыристые разности, а также щелевидные полости сечением 1×1,5 м, вытянутые вдоль кровли потоков. В этих телах практически не встречаются флюидалные текстуры, стекловатые и перлитовые структуры, нет и зон закалки в зальбандах. Поверхность потоков почти гладкая, иногда растрескавшаяся. По трещинам вглубь потока на глубину до 2 м из покрывающих пластов проникает яшмовый осадок с радиоляриями. Иногда в кровле потоков появляется зона брекчиевых лав мощностью 2—15 см. У некоторых потоков в подошве развиты кластолавы мощностью 0,2—1,5 м. Отдельность в потоках грубопластовая, пологопадающая. Приконтактовые части потоков почти всегда более окислены, чем внутренние.

Нетрудно заметить, что многие особенности строения (отсутствие флюидалной и перлитовой текстур, столбчатой отдельности и т. д.), отмеченные [53] для потоков кислых лав Среднего и Северного Урала, не характерны для потоков лав Южного Урала. Причина такого положения пока не ясна.

#### 4.5. ПОДВОДНЫЕ СИЛЛО-ПОТОКИ

Пластовые подводные потоки лав не всегда изливаются на поверхность осадков. Если последние недиагенезированы и представляют собою неуплотненную водонасыщенную массу, то лава распространяется под поверхностью осадочных пород, по существу, интродуруя их. Эти пластовые тела излившейся лавы по формальным признакам (внедрение в осадок, механическое и термальное воздействие на него, случаи срезания слонности) следовало бы отнести к силлам. Способ же подачи лавы на поверхность из открытых трещин, перемещение лавы под влиянием силы тяжести, следы ее течения, зафиксированные в текстурных особенностях породы и морфологии ее поверхности, аналогичны таковым в лавовых потоках. Вот почему для подобных образований мы предлагаем термин «силло-потоки». Их наличие зафиксировано при бурении рыхлых четвертичных осадков во впадине Науру, в осевой зоне Калифор-



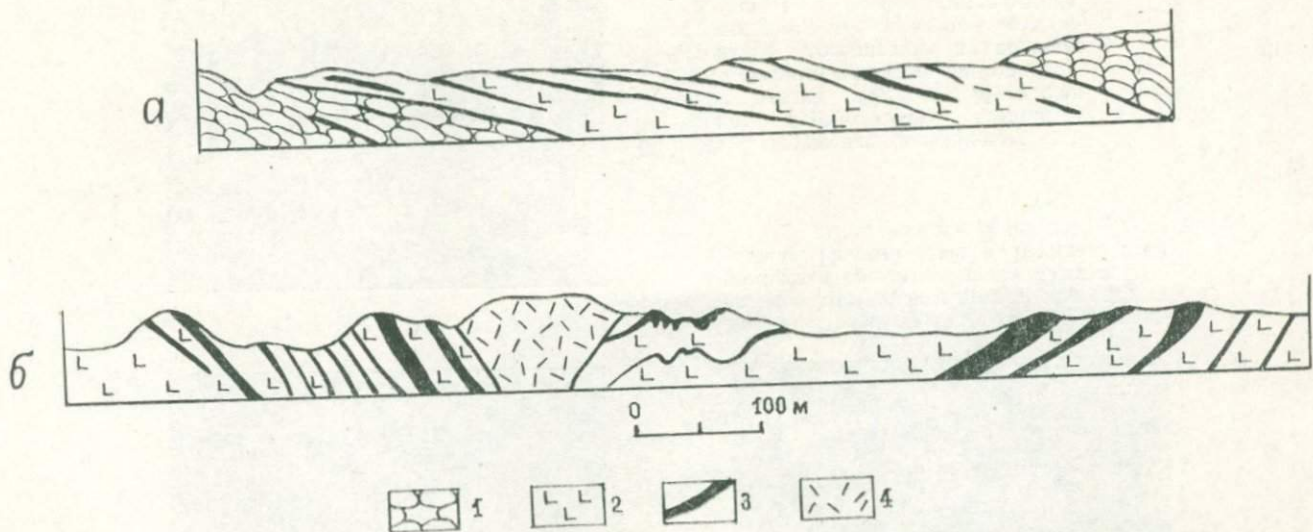
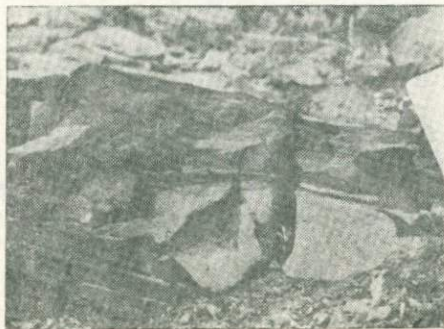


Рис. 30. Условия залегания яшмово-силлового комплекса среднего девона Южных Мугоджар:  
*a* — разрез в верхьях Тлегенская; *б* — разрез в Донгелекской синклинали: 1 — подушечные лавы мугоджарского ( $D_2mg$ ) и мильяшинского комплексов ( $D_2mi$ ), 2 — долериты и базальты куркудукского комплекса ( $D_2kr$ ), 3 — пакки яшмоидов, 4 — субвулканические тела андезито-дацитового состава



a



б

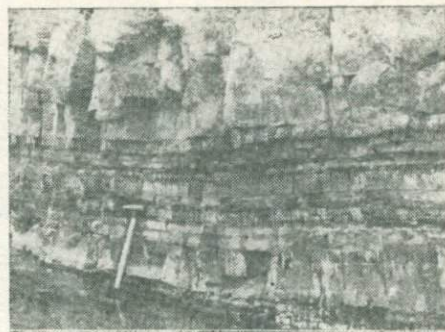


Рис. 31. Прямолинейные контакты силло-потоков долеритов и яшм куркудукского комплекса среднего девона Южных Мугоджар. Правый берег р. Шулдак, 1 км выше зимовья Донгелек

Рис. 32. Соотношение долеритовых силло-потоков куркудукского комплекса среднего девона Южных Мугоджар с вмещающими пластами яшмондов: а — срезание долеритами в подошве слоистости яшм; б — инъекции долеритов в яшмы в кровле силло-потока. Русло р. Шулдак, 1 км выше зимовья Донгелек



нийского залива [202], примеров же описания более древних отложений на континентах нам неизвестно.

На Урале силло-потоки базальтового состава достаточно широко распространены в среднедевонском куркудукском комплексе Южных Мугодзар. Ими сложены многочислен-



*а*

Рис. 33. Характер поверхности долеритовых силло-потоков куркудукского комплекса среднего девона Южных Мугодзар:

*а* — валики коробления — следы течения лавы под поверхностью рыхлого осадка. Левый берег р. Шулдак у горы Каракасак; *б* — столбчатая отдельность в наклонном силло-потоке. Русло р. Шулдак восточнее устья р. Милыаша



*б*

ные пластовые тела в тонкослоистых, чаще всего сургучнокрасных яшмах, содержащих остатки конодонтов и радиоларий. Полнокристаллическая структура пород, хорошая сохранность пироксенов сближает их с долеритами.

В куркудукском комплексе долериты слагают основной объем яшмово-эффузивной толщи, участвуя в строении пликативных структур (рис. 30). В верховьях ручья Тлегенсай, в обрывах р. Шулдак хорошо видно переслаивание пластовых тел долеритов с плитчатыми тонкослоистыми яшмами. Мощность силло-потоков меняется в пределах 16—500 см, наиболее часто составляя 50—200 см [1]. Контактные поверхности силло-потоков имеют прямолинейную форму (рис. 31), совпадающую со слоистостью вмещающих пластов яшм. Лишь в редких случаях удается увидеть срезание этой слоистости подошвой тела долеритов (рис. 32 а).

В кровле силло-потоков иногда имеются короткие послойные инъекции или секущие апофизы (рис. 32 б) среди яшм.

Следы течения лавы, ее небольшой вязкости проявлены в виде невысоких валиков коробления верхней стекловатой корки, которые нередко дугообразно изогнуты (рис. 33 а).

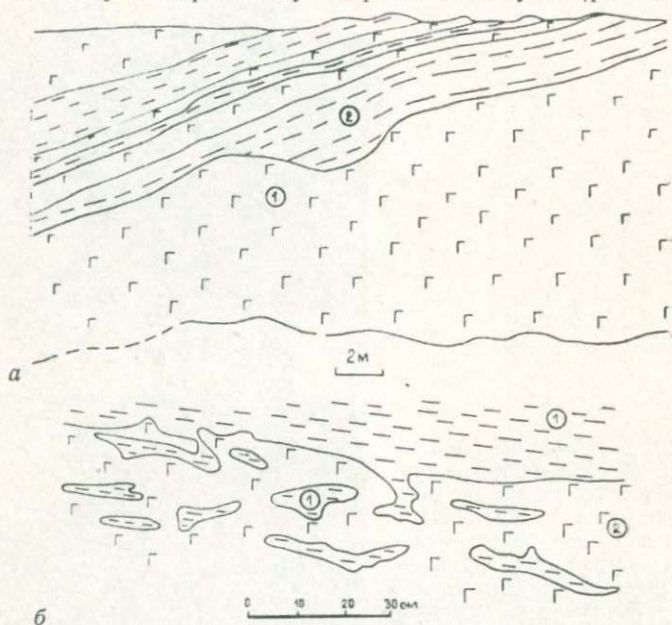


Рис 34. Долеритовые силло-потоки в карамалыташском комплексе среднего девона Южного Урала:


а — перемежаемость яшм и долеритовых силло-потоков в борту ручья Глубокого на южном склоне горы Карьюкмас у пос. Старый Сибай. Кровля нижнего по разрезу тела долеритов (1) срезает слоистость яшм (2); б — ксенолиты яшм (1) в кровле силло-потока долеритов (2). 1,5 км южнее горы Карамалыташ. Зарисовка Б. Л. Кабанова

Отпечатки таких поверхностей наблюдаются в вышележащих яшмах. В отличие от сходных структур на поверхности пластовых потоков, яшмы у границ с силло-потоками ороговикованы, в них появляются темно-серая с повышенной магнитностью кайма шириной до нескольких сантиметров и тонкоплитчатая отдельность. Активное механическое воздействие долеритов на вмещающие яшмы при продвижении лавового материала выражается в изгибе слоистости яшм, облекающей фронтальные и подошвенные выступы долеритовых тел.



Внутреннее строение большинства долеритовых силло-потоков Южных Мугоджар однотипно. В кровле и подошве их всегда имеются плотные зоны закалки, мощность которых растет с увеличением мощности потоков. Так, для силло-потоков мощностью 500 см зона закалки составляет 15—20 см. Прикровлевая зона долеритов почти всегда содержит большое количество миндалин. Менее мощные (в несколько сантиметров) миндалекаменные зоны наблюдаются и в подошвенной части силло-потоков. Иногда миндалины могут достигать в поперечнике 10—30 см. Такие крупные пустоты, ныне выполненные агатом и кальцитом, обычно находятся в центральной части тел. Многие силло-потоки обнаруживают пластовую отдельность, но у некоторых проявлена и полигонально-столбчатая (рис. 33 б), которая охватывает кровлевую часть тел и проникает в их сердцевину примерно на 2 м. При выветривании долериты на торцах призм отдельности приобретают скорлуповато-шаровое сложение.

Значительная роль в составе среднедевонской карамалыташской формации Южного Урала принадлежит телам долеритов. Они согласно насыщают разрез, пластуясь то с подушечными лавами, то с яшмами. Во многих публикациях такие тела считаются эффузивными потоками, но характер взаимоотношений долеритов с яшмами убедительно говорит о более позднем внедрении долеритов в литифицированные породы. При согласном в целом залегании силлы долеритов срезают слоистость яшм (рис. 34 а), содержат их ксенолиты (рис. 34 б). Палеомагнитные исследования показали, что среди тел долеритов есть такие, которые имеют нормальную возрастную последовательность с яшмами, а есть и более молодые образования [123]. Указанные факты не подтверждают принадлежности долеритов карамалыташской формации к пластовым подводным потокам. Скорее всего, это силло-потоки, сходные с мугоджарскими.



## 5. ГИАЛОКЛАСТИТЫ

При соприкосновении изливающейся лавы с водой во многих случаях образуются своеобразные стекловатые обломочные породы, которые А. Ритман [122] в 1958 г. предложил назвать гиалокластитам. Первоначально под этим термином подразумевались лишь продукты шелушения (десквамации) стекловатых корковых частей потоков подушечных лав в процессе их перемещения. Сейчас к гиалокластитам относят и другие типы витрокластических пород, возникающих при грануляции (распаде на угловатые частицы) всей массы раскаленного лавового потока, соприкасающейся с окружающей водой, а также при подводном фонтанировании лавы. Таким образом, гиалокластиты по своему происхождению ближе всего стоят к своеобразным лавобрекчиям, возникающим при контакте расплавленной породы с водой. По-видимому, к гиалокластитам можно причислить и слоистые породы, состоящие из возникших путем десквамации, грануляции и пульверизации лавы стекловатых частиц, перемещенных водными течениями, без существенной примеси осадочного материала. Введя такое ограничение генезиса стекловатых фрагментов, мы хотим сразу же отделить гиалокластиты от туфов, в которых сходные по составу стекловатые обломки возникают в результате эксплозивной деятельности, а не эффузии лавы. Поскольку материал гиалокластитов имеет неэксплозивную природу, применение к ним термина «туф» (витрокластический, палагонитовый, аквагенный [115, 116] и т. п.) является неправильным.

Вулканическое стекло в гиалокластитах редко сохраняется свежим. В относительно молодых комплексах оно обычно палагонитизировано, цеолитизировано или монтмориллонитизировано. В древних формациях стекло подвержено перекристаллизации и замещается агрегатами смектита, хлорита, эпидота, кварца, карбоната, альбита. Но и в этих случаях возможно сохранение участков неизмененных стекол (силур Среднего Урала, средний девон Мугоджар).



## 5.1. ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ

Основная масса описанных в литературе гиалокластитов возникла на дне морских и океанических бассейнов. Однако решающим для возникновения гиалокластитов является не подводный характер извержения, а сам факт взаимодействия раскаленной лавы с водой. Вот почему гиалокластиты образуются при впадении наземных лавовых потоков в русла и дельты рек (р. Колумбия [147], поток Этны [192]), озер (бассейн Нижней Тунгуски [79, 101], Армения [152]), в прибрежные части моря (о-в Гран-Канария в Атлантике [182], многочисленные случаи на Гавайских островах), в межледниковых потоках Исландии [23, 191]. За пределами водных бассейнов эти потоки лав гиалокластитам не сопровождаются. Возникают они лишь в месте соприкосновения лавы с водой. Таким образом, в условиях наземного вулканизма гиалокластиты могут фиксировать неровности палеорельефа, заполненные водой. На примере палеodelьты р. Колумбии А. К. Уотерс [147] показал, что наклонное залегание горизонтов гиалокластитов (палагонитовых брекчий), чередующихся с языками массивных негранулированных потоков, может быть использовано для определения направления течения потоков базальта, для установления местоположения самой дельты реки. Относительное количество гиалокластитов и их место в теле наземных потоков могут указывать и на положение береговой линии мелководного моря, на режим приливо-отливных течений. Это продемонстрировали [182], изучившие наземные потоки базанитовой лавы на о-ве Гран-Канария. Когда лава протекала через прибрежные «лужи» и встречалась с морской волной, возникало незначительное количество гиалокластитов. При встрече с приливной волной тела массивной лавы целиком покрывались гиалокластитам. При отливе гиалокластиты вновь сменялись массивными субаэральными лавами.

## 5.2. СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Хотя впервые гиалокластиты были описаны из отложений относительно недавнего прошлого (триас-плейстоцен [122]), ныне они известны в широком возрастном интервале — от докембрия до современности. Они пользуются значительным распространением на континентах и дне океанов. Их скопления описаны на склонах современных под-

водных вулканов, в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов и их древних аналогах, на платформах и в складчатых поясах, на океанических окраинах и островных дугах; т. е. в самой разнообразной геоструктурной обстановке.

подавляющее большинство описанных в литературе гиадокластитов имеет базальтовый состав. К ним относятся основная масса гиадокластитов древних складчатых систем, трапповых формаций и породы современного ложа океанов. На склонах подводных океанических гор и в рифтовых зонах Восточной Африки распространены гиадокластиты щелочно-базальтового состава. Подобные породы известны и в ряде мест Урала (Тагильское погружение, Сакмарская зона, Восточно-Уральское поднятие). В Тагильском погружении щелочно-базальтовые гиадокластиты встречаются совместно с гиадокластитами андезито-трахитового и трахитового состава [45]. В Южно-Тянь-Шаньском офиолитовом поясе Л. Н. Котовой [77, 78] описаны гиадокластиты ультраосновного состава. Андезитовые гиадокластиты известны на о-ве Сахалине [16], в Баймакском районе Южного Урала [140], в формации Онгелюк в Южной Африке [183]. В миоцене Камчатки описаны [17] два типа андезитовых гиадокластитов: брекчиевидные и скрыто-трещиноватые. Единичными в литературе являются упоминания о гиадокластитах кислого состава. Гиадокластиты из пород эффузивной фации (дациты) описал К. Г. Ширинян [171]. В других случаях кислые по составу гиадокластиты образуют субвулканические залежи (Рудный Алтай [151]) или залегают на выходах подводных экструзий (Дальний Восток [16]).

### 5.3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Основы генетической классификации гиадокластитов заложены А. Ритманом [122], впоследствии в нее были внесены дополнения [185, 180, 45, 128 и др.]. Сейчас можно различать четыре основные группы гиадокластитов: десквамационные, грануляционные, пульверизационные и стратифицированные. Начиная с первой публикации по гиадокластитам в СССР [171], этой классификацией, с небольшими изменениями, пользуется большинство советских геологов.

Десквамационные гиадокластиты образуются при растрескивании и шелушении стекловатой корки, возникающей на границе жидкой лавы с водой. Наиболее часто такое



шелушение происходит на поверхностях подушечных обособлений. Именно для такой разновидности гиалокластитов и был первоначально предложен А. Ритманом этот термин. Десквамационные гиалокластиты слагают неправильные участки, линзовидные прослои среди массивных частей лавовых потоков, между отдельными валами подушечных лав. Очевидно, десквамационным гиалокластитам соответствуют и те их разновидности, которые предлагалось называть сфероидными [155] или глобулярными [77]. Сейчас имеются наблюдения, подтверждающие возникновение десквамационных гиалокластитов в подошвенных, фронтальных и кровлевых частях монолитных потоков.

Непрекращающееся движение лавового потока усиливает десквамацию стекловатых корок на его поверхности. В соприкосновение с водой вступают все новые участки раскаленной лавы, тем же путем превращающиеся в гиалокластиты. Эта внезапная закалка лавы сопровождается резким падением температуры, выделением газов. Образующееся стекло приобретает пористое строение. Процесс десквамации интенсивно перерастает в процесс дробления, грануляции всей массы лавового потока на стекловатые фрагменты. В результате в гиалокластитовую массу может превратиться весь объем лавового потока. Такого рода грануляционные гиалокластиты нередко слагают протяженные горизонты (иногда до нескольких километров). Часто в пластах грануляционных гиалокластитов сохраняются «сердечники» массивной лавы, не затронутой процессами грануляции. Встречаются случаи, когда грануляции подвержены лишь фронтальная и кровлевая части монолитного потока. Следовательно, грануляционные гиалокластиты представляют подводный аналог шлаково-глыбовой оторочки наземных потоков, хорошо известной по потокам из вторичных конусов на склонах Ключевского вулкана (потоки Апахончич и прорыва Пийпа и т. п.). Грануляционным гиалокластитам близки везикулярные [155, 77]. С подушечными лавами они обычно не ассоциируют. В описанных двух типах гиалокластитов обломки вулканического стекла, как правило, имеют угловатую или вогнуто-скорлуповатую, овальную или комковатую форму. В каждом из витрических фрагментов нередко хорошо проявляются концентрические трещинки перлитовой отдельности.

С. Кукуцца-Сильвестри в 1963 г. среди палагонитовых туфов Сицилии выделил особую группу гиалокластитов, продуктов мелководной пульверизации (разбрызгивания и фонтанирования) лавы [180]. Разновидности интрагляци-

альных гиалокластитов Исландии подобного строения описал А. Р. Гептнер [23]. На подводных склонах тихоокеанских вулканических поднятий Маркус-Неккер и Хесса, на океанической стороне Марианского желоба, на склонах Срединно-Атлантического хребта, по сведениям В. Г. Сафонова [128], также обнаружены гиалокластиты, по форме и строению обломков аналогичные породам Сицилии и Исландии.

В трубообразных ветвящихся потоках на океаническом дне лава течет под избыточным давлением. Она может с силой вырываться сквозь трещины в кровлевых и фронтальных частях потоков, тогда на отдельных участках происходит разбрызгивание и фонтанирование лавы. Охлаждающее воздействие воды приводит к моментальной закалке и растрескиванию формирующихся при разбрызгивании глобулей лавы. Возникшие образования обладают рядом специфических черт. «Форма их округлая, напоминающая субэральные лапилли, размер 1—3 см, встречаются лепешковидные образования размером до 7 см. Для их поверхности характерно наличие раскрывающихся при остывании трещин на десквамирующей стекловатой корке, окружающей фрагмент по всей поверхности. Внутреннее строение обусловлено самостоятельным остыванием фрагмента лавы. Центральная часть их лучше раскристаллизована. Для этих образований характерна малая пузыристость, встречаются крупные газовые пустоты в центральных частях фрагмента...» [128, с. 109]. Нетрудно заметить, что по морфологии и особенностям внутреннего строения пульверизационные глобулы являются стекловатым аналогом подводных вулканических бомб [68]. Необходимо дополнительное изучение пульверизационных гиалокластитов для выяснения морфологических отличий слагающих их глобулей от стекловатых бомб из туфов. Очевидно, по указанной причине в областях древнего вулканизма эти разнородные образования нередко описываются под одним наименованием, что может привести к крупным ошибкам в оценке палеогеографической обстановки и типа вулканизма. Выяснению вопроса поможет изучение площадного распространения стекловатых обломочных пород, поскольку в случае пирокластической природы их распространение не должно превышать нескольких десятков метров [36, с. 21].

Возникший рыхлый витрокластический материал может быть мобилизован водными течениями. Это придаст обломочной стекловатой массе некоторую гранулометрическую сортированность, приведет к появлению слоистости, страти-



фикации. Возможно присутствие в качестве цемента осадочного карбонатного, кремнистого или терригенного материала. Под давлением перекрывающих пород обломки сплющиваются, отложения приобретают полосчатость. Так образуются пласты стратифицированных гиалокластитов. По существу, ими слагается шлейф по периферии центров активного подводного вулканизма. Обломки в этих породах сложены стекловатыми лавами различного генетического типа, нередко с примесью фрагментов литоидных вулканистов.

В. Г. Сафонов [128] указывает еще один способ возникновения гиалокластики — путем подводных гидроэксплозий. Поскольку образующийся витрокластический материал производится при вулканическом взрыве, возникшие породы правильнее отнести к стекловатым туфам.

Разновидности гиалокластитов редко наблюдаются в чистом виде. Обычна примесь стекловатых осколков другого происхождения. Так, практически всегда в грануляционных и пульверизационных гиалокластитах существенную долю составляют обломки, возникшие при десквамации гранул или шаровидных обособлений стекла. Уже указывалось на разнородный состав обломков в стратифицированных гиалокластитах. Но существует еще один тип вулканогенно-обломочных пород, где могут соседствовать как витрокласты различного типа, так и отторженцы лавовых потоков, продуцировавших гиалокластиты. Это — подводные осыпные брекчии (талусы), своеобразный вулканоклювий [68], возникающий у крутых боковых и фронтальных уступов потоков при их продвижении. Их наличие было доказано глубоководными исследованиями в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта [176]. Среди обломков лавовых тел в талусах наиболее обычны фрагменты подушечных лав. Такие скопления имеют неправильную форму, быстро выклиниваются, сменяясь по простиранию стратифицированными гиалокластитам. Нам представляется, что значительная часть описанных в литературе гиалокластитов принадлежит как раз к такого типа осыпным брекчиям. Распознавать их помогают хаотическое строение обломочной части породы, присутствие значительного количества фрагментов лавовых тел в массе стекловатых частиц различного типа, а также втеки лавы, отходящие в виде языков от фронта движущегося потока. Под воздействием силы тяжести эти короткие втеки лавы будут располагаться в рыхлой обломочной массе наклонно или значительно круче (они вытекают из крутой фронтальной части потока),

чем сам материнский поток. Подобную ситуацию описывают [191] на границе массивной части потока и подстилающих ее гиадокластитов. В этой промежуточной зоне ими отмечается серия отходящих вниз и вперед от основания потока наклонных пальцеобразных отростков массивного строения, которые по падению постепенно теряют связь с потоком, превращаясь в вытянутые стекловатые обломки в гиадокластитах или в такие же по составу шары. Очень близкая картина нарисована [45] и для фронтальной части одного из базальтовых потоков на р. Какве в Тагильском прогибе Урала. К осыпным брекчиям, вероятнее всего, относится и значительная часть подушечных брекчий, подушечных агломератов, неоднократно упоминаемых в литературе. Исследование дна Красного моря показало, что гиадокластитовые осыпные брекчии не только фиксируют подножье сбросовых тектонических уступов рифтовой долины, но и заполняют возникающие при растяжении дна зияющие трещины-гъяры.

#### 5.4. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

Образование гиадокластитов и подушечных лав происходит в результате взаимодействия лавы с водой. Те и другие формируются на различных глубинах — от дневной (русла рек и озер) до абиссальных (дно океанов) поверхностей, в пресной и морской воде [63, 168]. Мощности потоков пиллоу-лав и гиадокластитов также соизмеримы. Поэтому соотносить появление гиадокластитов с глубиной излияний или мощностью потоков вряд ли правильно. Так, на материале трапповой формации Тунгусской синеклизы [101] пытались показать, что гиадокластиты образуются лишь в случае излияния маломощных потоков на относительно больших глубинах. По их мнению, излияния мощных лавовых потоков на этих же глубинах всегда порождали крупноподушечные лавы. В мелководных условиях гиадокластиты не образовывались вообще, а возникали пузырьистые пиллоу-лавы и мандельштейны. Весь материал по строению различных типов подушечных лав [63] и обширная литература по строению мелководных и глубоководных потоков, их соотношениям с гиадокластитами подтверждают то, что данные по Тунгусской синеклизе являются одним из частных случаев широкого диапазона соотношений (нередко обратных описанным [101]) морфологических типов подушечных лав и гиадокластитов, глу-



бинности их образования. Видимо, причину образования гиалокластитов необходимо искать в состоянии лавы в момент ее соприкосновения с водой, в относительной вязкости магматического расплава [45]. Если она достаточно велика, то образуются гиалокластиты, если мала — пиллоу-лавы. При еще меньшей величине вязкости лавы при подводных излияниях, по нашему мнению [62], будут возникать потоки монолитного сложения. Исходя из таких соображений, можно наметить ряд образования различных по морфологии подводных вулканических тел одного состава по мере увеличения роста вязкости изливающейся лавы: монолитный поток — подушечная лава — гиалокластит. Естественно ожидать, что эксперименты дадут количественные оценки этим предполагаемым качественным изменениям.

### 5.5. СООТНОШЕНИЕ С ДРУГИМИ ПОРОДАМИ

Из всех сопутствующих пород, сформированных в водных условиях, гиалокластиты наиболее часто ассоциируют с подушечными лавами. К. П. Иванов и Н. С. Чурилин [45, с. 26] подчеркивают, что в разрезах наблюдается: «...во-первых, обратное количественное соотношение пиллоу-лав и гиалокластитов: при массовом развитии первых вторые имеют подчиненное развитие и наоборот. Во-вторых, среди гиалокластитов не обнаружено ни сваренных разностей, ни пемзовых структур, ни признаков пирокластического происхождения обломочного стекловатого материала; более того, ни в одном из разрезов, где в составе той или иной формации обнаруживаются гиалокластиты, типичных и несомненно пирокластических пород не встречено. В-третьих, отсутствие прослоев и линз осадочных пород внутри самих тел и пачек гиалокластитов, что свидетельствует о быстром образовании стекловатого материала из лавы и накоплении гиалокластитов». Необходимо уточнить, что пирокластический материал, как и осадочные прослой, встречается в мелководных разрезах совместно с гиалокластитамми как континентальных (Сибирская платформа), так и морских комплексов (Курилы, Камчатка, формация зеленых туфов [17]). Очевидно, приведенное выше замечание К. П. Иванова и Н. С. Чурилина [45] справедливо лишь для относительно глубоководных разновидностей гиалокластитов. Для этих пород нередко отмечается ассоциация с яшмами или известняками, заполняющими в отдельных

случаях, как и гиалокластиты, межподушечное пространство. В Тагильском прогибе Урала [45] наблюдалось чередование пачек гиалокластитов с пластами алевролитов, псаммитов, туффитов. Осадочный материал, как правило, цементирует витрокласты в стратифицированных гиалокластитах, но он же может попадать и между обломками грануляционных гиалокластитов при движении лавового потока вниз по подводному склону и взмучиванию им донного осадка с последующим его осаждением на гиалокластиты кровли потока.

## 5.6. ОЦЕНКА ГЛУБИНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ

Отмеченное выше разнообразие условий образования гиалокластитов вызывает потребность в установлении признаков, по которым эти условия можно было бы идентифицировать. Существенно важным является выяснение глубины излияния. Наиболее надежно она устанавливается по сопутствующим осадочным и туфогенно-осадочным породам. Наличие рифогенных известняковых прослоев, пластов терригенных пород и туффитов с бентосной мелководной фауной, растительным детритом дало возможность говорить о малых глубинах (до 100 м) излияния подушечных лав и сопровождающих их гиалокластитов на Сибирской платформе [79], на Сахалине [169], в Азербайджане [55]. Десквамационные (глобулярные) гиалокластиты Алайского хребта Л. Н. Котова [77] отнесла к относительно глубоководным, полагая, что они образовались ниже уровня карбонатной компенсации (в палеозое — глубже 2500 м). По мнению Л. Н. Котовой, густоиндалекаменные грануляционные (везикулярные) гиалокластиты этого района образовались на незначительной глубине, поскольку они часто переслаивались с карбонатными породами. Об аналогичных условиях глубинности образования подобных типов гиалокластитов Урала и некоторых районов Тихого океана указывалось [155] и ранее. Предполагается [62], что гиалокластиты Урала, содержащие прослои граптолитовых сланцев и фтанитов, являются более глубоководными образованиями открытых частей океана.

Но в большинстве случаев гиалокластиты осадочными породами не сопровождаются [45], поэтому В. Г. Сафонов [128], оценивая глубинность гиалокластитов в океане, обратил внимание на строение и форму стекловатых обломков (гиалокластов). Им рассмотрена зависимость формы



обломков от глубины залегания. У гиалокластов десквамационного происхождения, образовавшихся на глубине более 2 км, форма прямоугольная, остроугольная, часто клиновидная. Стекла содержат не более 10 % газовых пузырьков. На этих же глубинах в центральных частях пульверизационных обособлений шаровидной формы имеются редкие мелкие пузырьки, а по периферии — кайма стекла с зародышами вариолей. Далее В. Г. Сафонов указывает, что форма десквамационных стекловатых частиц, возникших на глубине менее 2 км, наряду с остроугольными очертаниями приобретает и округлые. Эти два вида поверхностей можно видеть в одном обломке. Для витрокластов характерна значительная пузыристость. На этих глубинах в пульверизационных стекловатых обломках также наблюдается сильная пористость, с распределением пузырьков по зонам, или появление в центральной части глобулей стекла крупных овальных газовых пустот.

Сама по себе попытка оценить глубинность формирования гиалокластитов по форме и строению частиц стекла интересна. Все же следует заметить, что пористость пород далеко не однозначно меняется с глубиной. О ее колебаниях и невыдержанности с изменением глубины говорилось [63] при рассмотрении глубины излияния подушечных лав. А ведь витрокласты имеют ту же текстуру, что и производящие их корковые части подушечных тел! М. И. Митрошин и Л. Г. Сухов [101] в работе о гиалокластитах и подушечных лавах бассейна Нижней Тунгуски пришли к выводу, что образование гиалокластитов и мандельштейнов исключает друг друга. Но это положение авторами строго не доказано. Гиалокластиты в разрезах Тунгусских траппов встречены в нижних частях формации, где они ассоциируют с крупноподушечными лавами. В этих случаях и лавы и гиалокласты лишены миндалекаменной текстуры. В более верхних горизонтах подушечные лавы имеют миндалекаменную текстуру, здесь часты потоки мандельштейнов, но не встречены гиалокластиты. Причина этого не выяснена, но если бы здесь были обнаружены гиалокластиты, они тоже оказались бы густоиндалекаменными. Таким образом, в оценках глубины образования гиалокластитов дальше слов «глубже», «мельче», «относительно мелководные» и «глубоководные» дело, к сожалению, не сдвинулось.

## 5.7. ГИАЛОКЛАСТИТЫ УРАЛА

Первое их описание под названием перлитовых, или брекчиевидных стекол, стекловатых брекчий из района Южных Мугоджар принадлежит Г. И. Водорезову [19]. Им было отмечено наличие подобных пород и на реках Таналык и Ташла в Баймакском районе Урала. Гиалокластитовая природа этих пород была распознана в 1963 г. В. К. Заравняевой и В. Г. Кориневским, описавшими обнажения по р. Шулдак. Об этих же образованиях как гиалокластитах, после осмотра в геологической экскурсии, упоминает В. И. Лебединский [82]. Широкое распространение гиалокластитов на Урале подчеркнуто в статьях [45, 155, 72]. Отдельные примеры описания разновозрастных гиалокластитов из различных структурно-формационных зон приведены в ряде работ [153, 163, 18, 112, 140, 62, 63, 27, 48, 124, 154]. Наиболее полный обзор вопросов, связанных с изучением гиалокластитов и их распространением на Урале, сделан в сводках [45, 71, 72]. В них детально описаны состав, морфология, условия залегания и происхождение гиалокластитов триасовой трапповой и силуро-девонской базальт-трахитовой формаций Среднего Урала, базальтового комплекса девона Мугоджар. С каждым годом растет число описаний гиалокластитов из различных районов Урала, где они прежде были известны под названиями витрокластических туфов, брекчированных стекол, туфобрекчий и т. п. Можно констатировать, что понятие «гиалокластиты» вошло в широкую практику геолого-съемочных работ и тематических исследований на Урале.

Уральские гиалокластиты описаны из отложений от докембрия по триас включительно. Как следует из приведенных выше литературных данных, гиалокластиты известны в базальт-трахитовой формации басегской серии докембрия (р. Вильва у развалин пос. Щегровитского); среди щелочных базальтоидов серебрянской серии венда (р. Усьва ниже пос. Безгодово); из базальт-андезит-липаритовой формации нижнего ордовика Сакмарской зоны (р. Шанды); базальтовых комплексов среднего девона Южных Мугоджар (р. Шулдак, Сарлыбай, горы Бахтыбай, Кингус, Жангана и др.); силура Сакмарской зоны (Блявинский район и левобережье Урала в бассейне ручья Коктогай); Еманжельинско-Варненской зоны (р. Санарка); венлокской порфиритовой формации Тагильского прогиба (р. Каква, выше р. Галки и др.); базальт-трахитовой формации верхнего силура — нижнего девона этой же структуры (р. Ляля,



Тура, Черная, Каква, Волчанка, у городов Нижний Тагил, Верхняя Тура, Кировград); порфиритовых ирендыкской и именновской (у г. Кировграда) формаций; среднедевонских баймак-бурибаевского (у деревень Верхнее Мамбетово, Новопетровка, Нововоздвиженка, Томаковка, на горах Кунянтау и Тулькулетау), карамалыташского (район горы Ялай, д. Сафарово, р. Карагайлы, ручья Юман-Тау) и улутауского (месторождение XIX партсъезда, д. Москова) комплексов; среднедевонской базальтовой формации Среднего Урала (р. Нейва); Сухтелинской толщи субщелочных базальтов среднего девона на Восточно-Уральском поднятии (карьер у пос. Сухтели); нижнекаменноугольной базальт-липаритовой формации (березовской свите) Магнитогорского прогиба (севернее пос. Кизильского, по р. Полевой выше пос. Ершовского, по рекам Уралу (у пос. Грязнушинского), Греховке, В. Гусихе); базальтового комплекса нижнего карбона на р. Увельке. Завершает этот перечень триасовая липарит-базальтовая трапповая формация Урала (Челябинская, Убаганская, Анохинская и Петровская депрессии).

Преобладающее число известных гиалокластитов Урала имеет базальтовый состав. В Тагильском прогибе, Сухтелинской структуре и Сакмарской зоне имеются субщелочные их разновидности (трахиты, андезито-трахиты, трахибазальты, чанчариты). В баймак-бурибаевском комплексе отмечены гиалокластиты андезитового и липарито-дацитового состава. Гиалокластитов ультраосновного состава на Урале пока не обнаружено.

В уральском регионе имеются представители всех генетических типов гиалокластитов [71], среди которых весьма широко распространены десквамационные гиалокластиты, часты осыпные гиалокластические брекчии, реже встречаются пульверизационные и грануляционные гиалокластиты. Лишь в единичных случаях описаны стратифицированные гиалокластиты. Важно подчеркнуть отсутствие в чистом виде перечисленных выше разновидностей гиалокластитов. Как правило, это — смесь стекловатых обломков различного происхождения. Хорошие примеры десквамационных и пульверизационных гиалокластитов, а также гиалокластитовых осыпных брекчий дают разрезы девонского базальтового комплекса по р. Шулдак в Южных Мугоджарах. Многие разновидности гиалокластитов можно наблюдать в обнажениях триасовой трапповой формации, базальт-трахитовой формации Тагильского прогиба, в отдельных пунктах Магнитогорского прогиба, Восточных зон Урала и т. д.

Как и повсюду, основная масса десквамационных гиалокластитов связана с потоками подушечных лав. Ими заполняются промежутки между отдельными подушечными телами, поэтому они залегают в виде неправильных мало-мощных (несколько дециметров) коротких линз. образу-



Рис. 35. Десквамационный гиалокластит из межподушечных промежутков. Натуральная величина. Мугоджарский комплекс среднего девона. Река Шулдак, Южные Мугоджары

ются такие гиалокластиты по обрамлению подушечных лав, у которых по периферии развита достаточно мощная стекловатая зона. В полированных штуфах можно проследить все переходы от массивного в образце, но сильно трещиноватого стекла до обломочной стекловатой породы (собственно гиалокластита), в которой угловатые, пластинчатые, клиновидные и скорлуповатые витрокласты размером 1—30 мм разобщены еще более мелкообломочной и измененной массой (рис. 35). Во многих случаях по периферии гиалокластов отмечается кайма обеления. В целом же структура и текстура гиалокластов идентичны корковым частям подушечных тел, между которыми гиалокластиты находятся. О полной аналогии химического и петрографического состава этих образований говорят многие авторы [63, 8, 27]. Иногда десквамационные гиалокластиты ассоциируют с небольшими объемами тех осадочных пород, которые занимают межподушечное пространство и в случае отсутствия гиалокластитов. Наиболее часто — это коротенькие линзочки яшмондов (карамалыташский комплекс, мугоджарская толща), значительно реже — карбонатный ма-



териал (базальт-трахилипаритовая формация Тагильского прогиба, Мостовская депрессия, разрез по берегу пруда в г. Нижняя Тура). Учитывая большую скорость накопления толщ вулканитов и несоизмеримо малую скорость отложения осадков на океаническом дне, объяснить эту ассоциацию гиалокластитов, равно как и подушечных лав, с линзами яшм (в пределах карамалыташского комплекса они достигают в поперечнике  $3 \times 7$  м), сейчас не представляется возможным.

Десквамация потока пиллоу-лав происходит в процессе его перемещения в воде. При этом в отшелушенную массу угловатых обломков стекла из корковых частей подушек нередко попадают и обломки подушечных обособлений. В породе они играют незначительную роль и распределены в ее объеме неравномерно. К такого типа образованиям можно отнести обнажения на северной окраине г. Верхняя Тура [45, с. 23], на берегу р. Урал у пос. Грязнушинского [27], по рекам Реж и Нейва [74], многие выходы гиалокластитов в Южных Мугоджарах.

Десквамационные гиалокластиты образуются и вдоль контактовых поверхностей базальтовых компактных потоков. В кровлевых и фронтальных частях потока их мощность может достигать 1—1,5 м (рис. 23 а), а в подошве редко превышает 5—20 см (рис. 23 б). У маломощных пластовых базальтовых потоков Южных Мугоджар гиалокластиты в подошвенных частях нередко отсутствуют. По простираанию пласты таких гиалокластитов прослеживаются на расстоянии около 20—30 м. Граница между закаленной частью потока и гиалокластитом имеет постепенный характер. С покрывающими и подстилающими эффузивами такие гиалокластиты соприкасаются по резким поверхностям. В береговых обрывах р. Шулдак (Южные Мугоджары) можно видеть «сердечники» лавы среди пластов десквамационных гиалокластитов. Некоторые из них имеют вид тонких прослоев, линз, расщепляющихся апофиз, нередко на выclinке или ответвлениях обнаруживающих перлитовую отдельность. Повторяем, что этими особенностями строения базальтовые компактные потоки Мугоджар с гиалокластитовой оторочкой весьма напоминают наземные базальтовые потоки Камуатки типа Апахончич, прорыва Пийпа, имеющих шлаково-глыбовое окаймление.

В бортах Шулдака наблюдается еще одна разновидность гиалокластитов, которые ранее описывались как перлитовые стекла [19, 124]. Ими образованы пластовые тела мощностью 1,5—3,5 м, иногда до 8—10 м, которые протя-

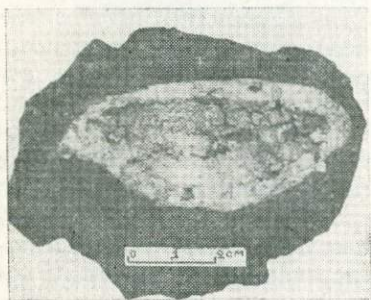
гиваются местами на 40—250 м. Залегают они в толще базальтовых подушечных лав с зональным распределением полос вариолитов, с мощными стекловатыми корками, с межподушечными линзами десквамационных гиалокластитов. Как правило, описываемые гиалокластиты подстилают или переслаивают маломощные компактные потоки базальтов,



*a*



*б*



*в*

Рис. 36. Пудеризационные гиалокластиты мугоджарского комплекса среднего девона Южных Мугоджар. Река Шулдак: *a* — перлитовая отдельность в глобулях вулканического стекла; *б* — глыбка сидеромелана из гиалокластитов; *в* — газовая полость, заполненная кварцем и цеолитами, в центральной части глобули вулканического стекла

реже подушечные лавы, которые чаще располагаются в кровле пластов гиалокластитов. С вмещающими эффузивами последние граничат по резким извилистым поверхностям. Особенно часты неровности, апофизы базальтов в подошве пластов. Некоторые пласты гиалокластитов имели первоначально крутые склоны. Об этом можно судить по крутому облеканию гиалокластитов лавовыми подушечными трубами. Наиболее характерной чертой строения гиалокластитов является присутствие в них шаровых глобулей, составляющих до 10—30 % объема, диаметром от 1—2 см до 20—30 см (наиболее часто — 1—8 см) с отчетливой скорлуповатой отдельностью (рис. 36 *a*). Цементирует глобули стекловатая обломочная масса из угловатых, пластинчатых, скорлуповатых витрокластов — продуктов дес-



квации описанных глобулей. В меньшем количестве, чем глобули, в породе присутствуют фрагменты пиллоу-лав, корковых частей компактных потоков, совсем редко — обломки гиалокластов другого типа. Сортировки или ориентированного расположения гиалокластов в пластах не отмечается, лишь в приподошвенных их частях отдельные плоские глыбки располагаются параллельно крупным выступам нижележащих потоков. У глобулей микроскопически заметна концентрическая зональность. Она выражается в развитии более плотной периферической каймы, вариолитовых структур в ней, в появлении в центре глобулей газовых пустот, некоторые из которых, заполненные кварцем, цеолитами, могут достигать в поперечнике 3—7 см (рис. 36 в). Именно в глобулях сохраняется неизменным черное тахилитовое стекло (рис. 36 б), описанное в статьях [103, 124]. По форме и строению витрических обломков рассматриваемые гиалокластиты, вслед за [128], можно отнести к пульверизационным, возникшим при подводном фонтанировании и разбрызгивании жидкой базальтовой магмы. Возможно, их присутствие указывает на выводные околожерловые участки вулканических построек. По мнению В. Г. Сафонова, периодически, по мере накопления, пульверизационные гиалокластиты сползают и покрывают корку не остывших еще лавовых потоков. Под весом гиалокластитов жидкая лава сердцевин потоков выжимается через трещины вверх, интродуируя в виде тонких апофиз вышележащую рыхлую массу гиалокластитов. В описанных примерах еще раз отчетливо проявляется различное происхождение гиалокластитов (пульверизация, десквамация) в пределах единого их тела.

В Тагильском прогибе в правом береговом обрыве р. Каквы, в 2,5 км выше устья р. Галки обнажена краевая часть базальтового потока. Кровля его ровная и резко отделяется от вышележащих гиалокластитов. В подошве наблюдаются обособленные шары (рис. 22 в). Поверхность фронтальной части потока и ее ограничения неровные, с многочисленными выступами длиной до 1—2 м, представляющими собой языки лавы в гиалокластитах и шаровой брекчии, сменяющих поток по простиранию. Языки эти неоднократно пережимаются, образуя разобщенные либо соединенные друг с другом небольшой перемычкой эллипсоидальные или сферические тела размером от 5×10 до 10×15 см и менее. От шаров из приподошвенной зоны потока они отличаются не только размерами, но и характером сложения. Им свойственно резко выраженное тонкое скор-

луповато-луковичное сложение. Петрографический облик скорлуп и шаров всюду одинаков: это базальтовое стекло с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза и пироксена. В составе образований, лежащих на одном стратиграфическом уровне с рассматриваемым лавовым потоком и сменяющих его по простиранию, выделяется три основных компонента: фрагменты стекла (гиалокласты), более крупные обломки скорлуп шаров и сами небольшие шары. Гиалокласты — более или менее изометричные обломки стекла размером от долей до нескольких миллиметров. Обломки скорлуп с характерной черепитчатой формой имеют более крупные размеры (1—5 см). Внизу шары довольно крупные (до 10—15 см) и многочисленные (до 10%), с отчетливо выраженной зональностью за счет скорлуповато-луковичного сложения. Выше по разрезу шаров меньше и они мельче, а сверху разреза, по существу, встречаются лишь единичные ядра шаров размером не более 5 см [45, с. 29—30].

Нам представляется, что приведенный пример также характеризует гиалокластиты смешанного типа: пульверизационные и десквамационные. Подобные по строению пульверизационные гиалокластиты обнаружены и в разрезе баймак-бурибаевского комплекса на р. Ташле.

Гиалокластиты, которые по происхождению витрических обломков можно назвать грануляционными, наиболее детально описаны в составе триасовой трапповой формации Урала [45], где они в среднем занимают около 10% объема. Гиалокластиты залегают в виде самостоятельных пластовых, местами с раздувами и утонениями, тел мощностью от 1—2 до 40—50 м и протяженностью в десятки и сотни метров. Ими сложены как одиночные тела, так и целые пачки (до 200—250 м). От выше- и нижележащих базальтовых потоков гиалокластиты отделены прослоями осадочных пород либо залегают внутри последних, сменяясь по простиранию терригенно-осадочными породами. Потоки подушечных лав в составе формации не обнаружены.

Нижнее и верхнее ограничения тел гиалокластитов четкие, но неровные и напоминают поверхности глыбовых лав. Кроме преобладающих обломков вулканического стекла здесь присутствуют обломки гиалобазальтов неправильной полигонально-угловатой формы, идентичные гиалобазальтам из краевых частей потоков. Их размеры в поперечнике составляют в основном 1—10 см, возможны колебания от 1—2 мм до 50 см и более. Крупные литокласты в гиалокластитах распределяются неравномерно, сосредоточиваясь в



нижней и верхней частях, где нередко преобладают над обломками стекла. В этих случаях породы по облику напоминают глыбовые лавы, а пачки гиалокластитов в разрезе приобретают грубую слоистость. Это чередование грубообломочных и мелкообломочных (с преобладанием витрокластов) разновидностей позволяет разграничивать отдельные тела гиалокластитов. Как полагают [45], такое распределение крупных литондных обломков, их форма и взаимоотношение с мелкообломочным цементом показывают, что они не могут быть продуктами эксплозивных выбросов ни в твердом, ни в жидком состоянии, а образуются в результате взламывания и дробления краевой корки лавовых потоков во время их движения. Основная масса мелкообломочного стекловатого материала образовалась путем прямой грануляции раскаленной базальтовой лавы водой. В принципе она подобна грануляции металлургических шлаков. Стекловатые обломки, как правило, палагонитизированы и хлоритизированы, причем наиболее интенсивно — по периферии обломков.

В разрезах колтубанской и березовской свит Магнитогорского прогиба также указаны [112] гиалокластиты, которые связаны постепенными переходами от дезинтегрированных разностей базальтов к монолитным базальтовым потокам. Этими авторами в березовской свите по р. Полевой выше пос. Ершовского отмечены гиалокластиты, слагающие самостоятельные горизонты суммарной мощностью в 50 м.

Как дезинтегрированные андезиты и андезито-базальты описывают [140] гиалокластиты в Баймакском и Макан-Бурибаевском районах Южного Урала. Здесь ими сложены толщи мощностью в десятки и сотни метров. Размер обломков колеблется от долей миллиметра до десятка сантиметров и даже нескольких метров. Преобладают обломки размером в 5—20 см. Иногда обломки отсутствуют и порода переходит в сильно трещиноватый эффузив.

В районе пос. Сухтели на Восточно-Уральском поднятии встречены [48] гиалокластиты, слагающие пачку мощностью от 2—3 до 15 м и протяженностью до 300 м. Породы на 30—40 % состоят из обломков бурого вулканического стекла остроугольной, редко округлой формы и на 50 % — из обломков афировых трахибазальтов гиалопилитовой или витрофировой структур. Стекла почти всегда замещаются палагонитом, цеолитом, хлоритом и др. Поскольку гиалокластиты ассоциируют с эффузивами без подушечного строения, Б. Л. Кабанов и Л. Я. Кабанова пред-

полагают, что гиалокластиты возникли при растрескивании спокойно изливавшихся и быстро остывавших под водой лав. По нашей градации, указанные породы можно отнести к грануляционным гиалокластитам.

Наиболее древними гиалокластитам палеозоя Урала являются нижнеордовикские, обнаруженные в разрезе тремадокского яруса в верховьях р. Шанды [154]. Они или перекрывают базальтовые потоки, или слагают самостоятельные пласты мощностью 5—15 м. Сложены они угловатыми фрагментами кирпично-красных пузыристых стекловатых базальтов размером от долей миллиметров до 1—3 см. Сортировка материала в гиалокластитах отсутствует. Последнее обстоятельство, а также отсутствие видимой связи с конкретными потоками заставляют предполагать, что и в этом случае мы имеем дело с грануляционными гиалокластитам.

Авторы описания гиалокластитов в Сухтелинской структуре отмечают среди них разности, переслаивающиеся с осадочными породами и обладающими градационной слоистостью. Л. Н. Сопко [140] указывает, что иногда гиалокластиты («дезинтегрированные эффузивы») Баймакского и Макан-Бурибаевского районов отличаются некоторой отсортированностью обломочного материала, слоистостью, большим содержанием обломков, разных по составу и микротекстуре основной массы. Цементируются такие породы кремнистым или хлорито-кремнистым веществом. В обоих случаях высказывается предположение, что эти гиалокластиты возникли в результате перемыва и перетолжения стекловатого кластического материала, т. е. могут быть отнесены в разряд стратифицированных гиалокластитов. В эту группу следует отнести и гиалокластиты, встреченные [112] в улутауской свите (район месторождения им. XIX партсъезда и др.) и в ряде участков березовской свиты, с неясно проявленной слоистостью. Количество осадочного карбонатного материала в цементе этих гиалокластитов часто достигает 30%, тогда как в других типах гиалокластитов не превышает 10%.

В упоминавшемся разрезе нижнего ордовика в верховьях р. Шанды в Сакмарской зоне [154] присутствуют и стратифицированные гиалокластиты, слагающие пласты и линзы небольшой мощности, не превышающей 10 м. Порода, состоящая из неокатанных угловатых обломков сильно-железистых пузыристых базальтов и хлоритизированных стекол обладает отчетливой слоистостью. В некоторых прослоях видно градационное или маятниковое строение.



Мощности слоев от 0,1 до 2 см; чем грубее материал, тем больше толщина слоя. Эти гиалокластиты переслаиваются с песчаниками, гравелитами и конгломератами. Их присутствие в одном разрезе с грануляционными гиалокластитам и текстурные особенности говорят о том, что формирование стратифицированных гиалокластитов происходило путем переноса обломков поверхностными течениями на недалекое расстояние.



Рис. 37. Осыпная гиалокластитовая брекчия в мугоджарском комплексе среднего девона Южных Мугоджар. Левый берег р. Шулдак у развалин зимовья Исхак. Порода имеет грубообломочный характер, пронизана втеками — языками лавы, обломки распределены неравномерно

Стратифицированные гиалокластиты под наименованием туффитов или псефитов описываются [45] в Тагильском прогибе. На левом берегу р. Ляли, в 700 м ниже Лялинского пруда в верхней части обнажения пиллоу-лавы перекрыты яшмовидной слоистой породой, переслаивающейся с псаммитовыми и псефитовыми «туффитами». Мощность прослоев от 5—10 до 40 см. В обломочном материале «туффитов» преобладают остроугольные обломки стекла и фрагменты подушечных лав. «По существу, это те же гиалокластиты, образующие... подобные шлейфы выше и ниже потока пиллоу-лав» [45, с. 23].

В целом же необходимо отметить, что на Урале стратифицированные гиалокластиты еще мало изучены и нередко правильно не диагностируются при исследовании вулканогенно-осадочных толщ.

Выше подчеркивалось существование горизонтов, где совместно находятся гиалокласты различного происхождения и обломки эффузивных потоков, их втеки в массу гиалокластитов. Такие образования отмечены и в ряде мест на Урале. Они залегают среди потоков подушечных лав, слагая пласты невыдержанной мощности (до 3 м), быстро выклинивающиеся по простиранию. Один из таких пластов обнажен в левобережном обрыве р. Шулдак у развалин зимовки Исхак (рис. 37). Бросается в глаза хаотическая смесь угловатых обломков, среди которых преобладают десквамационные и пульверизационные гиалокласты, много расколотых фрагментов подушечных лав базальтов различной структуры и текстуры. При общем пологом залегании пласта удлиненные обломки расположены беспорядочно, нередко почти перпендикулярно подошве пласта. Столь же круто залегают в массе гиалокластитов маломощные втеки базальта, которые имеют многочисленные пережимы, расщепления, изгибы и тяготеют к кровельным частям пласта гиалокластита. Цементирует крупные глыбы мелкообломочная масса из угловатых фрагментов стекла и базальтов различной степени раскристаллизации и текстуры.

Хаотическое расположение обломочного материала, его разнородный по структурам и текстурам облик (при близости по химизму), частое присутствие фрагментов подушечных лав, подобных по составу и строению тем лавам, что вмещают пласты этих брекчиевидных, преимущественно стекловатых пород, гнездообразная и линзовидная форма залегания — все это признаки осыпных образований. Они описаны у подножья фронтальных частей потоков подушечных лав при недавних излияниях на дне рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [176]. Такие породы предлагается называть осыпными гиалокластитовыми брекчиями. Возможно, что их массовые скопления могут также указывать на наличие сбросовых уступов, которые возникают по бортам раскрывающихся рифтовых долин, типа Красноморской. В частности, размещение выходов гиалокластитовых брекчий по р. Шулдак подтверждает выделение трех разновозрастных вулканических центров вулканизма, реконструированных Л. П. Зоненшайном (рис. 13). Они примерно трассируют разделявшие постройки линии разломов — древних сбросов.

Опыт океанологических исследований [128] показал, что вследствие быстрых излияний и захоронения на дне рифтовых долин образующиеся гиалокластиты палагонитизации не подвергаются, тогда как среди стекловатых пород



подводных гор и поднятий этот процесс развит широко. Материалы по Уралу подтверждают это положение. Палеорифтовые гиалокластиты Мугоджар непалагонитизированы, иногда сохраняются неизменными, тогда как гиалокластиты центрального типа извержений силурийско-девонского времени Тагильского прогиба [45] подвержены интенсивной палагонитизации.

Так же как и на Дальнем Востоке [16], гиалокластиты Урала местами являются благоприятной рудовмещающей средой. В керне скважин с небольших медноколчеданных месторождений Южных Мугоджар (Жарлыаша, Сарлыбай) можно наблюдать замещение сульфидами гиалокластитовой массы, цементирующей подушечные лавовые трубы, которые процессами оруденения затронуты слабо. А. Г. Злотник-Хоткевич [37] подчеркивает тесную пространственную связь колчеданных руд с толщами существенно гиалокластитового состава базальтовых формаций. Источником железа для сульфидов колчеданных руд, по-видимому, являются минералы железа, возникающие в процессе палагонитизации гиалокластитов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предпринятое исследование морфологии и внутреннего строения тел эффузивной фации на Урале и за его пределами показало существенные отличия лав различной основности. Выяснилось сходство в строении потоков наземных лав и излившихся в мелководной обстановке, в условиях умеренных глубин. Это заставляет весьма критически отнестись к одному из рассмотренных «основных доказательств наземности излияний» — краснокаменным изменениям эффузивов. Ревизия материалов по вулканизму Урала дает возможность говорить о преувеличении роли наземной вулканической деятельности в его геологической истории. Переслаивание пластов водных осадков с телами эффузивов, считавшимися наземными, — основа для такого заключения. Конвергенция морфологических особенностей строения потоков, сформированных в разной обстановке, не позволяет однозначно трактовать условия их формирования. Наиболее уверенно об этом можно судить лишь по ассоциирующим с вулканитами осадкам.

Появились данные об определяющей роли вязкости маг-

матического расплава, рост которой может вызывать формирование пластовых потоков, подушечных лав и гиалокластитов.

Существенным моментом является установление единой природы большинства подушечных лав разного состава. Новые данные по вулканизму океанических рифтовых долин, наблюдения над современными или недавнего прошлого излияниями потоков подушечных лав в Исландии, Италии, на Гавайях и т. д., появившиеся описания трубчатых потоков лав на Урале, в Армении, пересмотр известных материалов по другим районам СССР — все это дает основание заявить об огромной роли трубчатых ветвящихся лавовых потоков в строении вулканических областей. Их изометричные, приплюснутые поперечные срезы, раздувы и короткие ответвления — это и есть так называемые подушечные лавы. Намечился ряд критериев для определения направления течения трубчатых потоков, их первичного наклона, положения в теле вулканического аппарата. Новый взгляд на морфологию подушечных потоков создает предпосылки для выявления локальных вулканических центров в монотонных толщах подушечных лав. Для геологического картирования и палеовулканических реконструкций важным является вывод о геологической одновременности роев параллельных даек и вмещающих их подушечных лав. Методически важным представляется и выделение своеобразных по условиям становления силлопотоков, которыми в разрезах среднедевонских толщ Южного Урала сложены значительные объемы.

Дается генетическая классификация многочисленных на Урале разновозрастных гиалокластитов. По ряду признаков можно судить об обстановке их формирования.

Изложенные сведения о морфологии эффузивов Урала преимущественно касаются основных лав. Значительно хуже изучены лавы среднего и кислого состава. Слабо аргументированными остаются признаки эффузивной природы многочисленных тел риолитов и дацитов, которые традиционно описываются как потоки лав. Очень мало описаний потоков лав из районов Среднего, Северного и Полярного Урала. На основе устных сообщений работавших там геологов можно считать, что именно в тех районах могут быть получены существенно важные данные по более полной морфоструктурной характеристике эффузивных тел. Без такого знания задача геологического изучения районов вулканогенных толщ трудновыполнима. Предлагаемая книга частично помогает ее решить.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А., Заравняева В. К., Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар // Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата, 1963. С. 26—39.
2. Авдейко Г. П. Типы современного вулканизма океанов и их положение в геологической истории // Вулканол. и сейсмол. 1979. № 3. С. 53—68.
3. Альмухамедов А. И., Зоненшайн Л. П., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В., Сборщиков И. М. Подводные вулканы Красноморского рифта // Океанология. 1981. Т. 21, вып. 3, С. 495—498.
4. Арустамов А. А., Фишман И. Л. Трансвапоризация или метаморфизм? // Палеовулканология и проблемы вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963. С. 219—224.
5. Атлас подводных фотографий Красноморского рифта. М.: Наука, 1983. 136 с.
6. Астахова Р. Г., Виск Э. Х. О генезисе спилитов бериккульской свиты верховьев р. Урюп (Кузнецкий Алатау) // Геология и минерал. ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971. С. 117—122.
7. Белоусов А. Ф. Своеобразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах // Геол. и геофиз. 1965. № 2. С. 45—54.
8. Белянина Г. П. Гиалокластиты среди отложений карамалыташской свиты на Южном Урале // Материалы Третьей Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 97—98.
9. Белянина Г. П. О генезисе спилитов в Сибайском рудном районе // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 32—37.
10. Белянина Г. П. Подушечные лавы хр. Карамалыташ (Южный Урал) // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 76—83.
11. Билибина Т. В. О наземном вулканизме в районе Мугоджар // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 69—81. (Тр. Первого Уральского петрограф. совещ.).
12. Бойд Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг // Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С. 208—263.
13. Бурьянова И. З., Фаворская М. А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 3—12.
14. Вализер П. М., Зайков В. В., Зайкова Е. В. и др. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1985 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 87 с.
15. Велинский В. В. О неупорядоченных альбитах в спилитах // Геол. и геофиз. 1968. № 4. С. 43—48.
16. Власов Г. М., Попкова М. П. Генезис, особенности и вторичные изменения гиалокластитов различного состава // Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974. С. 23—25.

17. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.
18. Влодавец В. И., Флоренский К. П. О процессе окисления шлаков и лав // Вулканизм и глубинное строение Земли. М., 1966. С. 90—97. (Тр. Второго Всесоюз. вулканол. совещ., 3—17 сент. 1964 г.; Т. 3).
19. Водорезов Г. И. Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазово-спилитовой формации Мугуджар // Учен. зап. Саратов. ун-та. Сер. геол. 1961. С. 5—31.
20. Вознесенская Т. А. Апогиалокластические образования на Южном Урале (Магнитогорский мегасинклиниорий) // Литол. и полезн. ископ. 1972. № 1. С. 160—165.
21. Воловикова И. М., Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта (Средняя Азия) // Вопросы вулканизма. М., 1962. С. 239—243.
22. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов // Вулканол. и сейсмол. 1979. № 6. С. 41—53.
23. Гентнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации // Литол. и полезн. ископ. 1977. № 5. С. 113—130.
24. Гентнер А. Р., Соколова Т. Н., Харазян Э. Х. Вторичные преобразования щелочно-оливиновых базальтов Армении // Литол. и полезн. ископ. 1985. № 4. С. 97—120.
25. Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав // Учен. зап. ЛГУ. 1959. Вып. 10, № 263. С. 3—68.
26. Говорова А. В. Сравнительная петрографическая и петрохимическая характеристика верхнедевонских и нижнекарбоновых основных эффузивов Магнитогорского рудного поля // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 219—229. (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ.; Т. 3).
27. Говорова А. В. Гиалокластиты из района пос. Грязнушинского на Южном Урале // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 34—39.
28. Говорова А. В. К вопросу о спилитах и спилитизации // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1978. С. 3—32.
29. Говорова А. В. Высокоглиноземистые продукты палеозойской вулканической деятельности на Урале. М.: Наука, 1979. 130 с.
30. Говорова А. В., Коротеев В. А. Некоторые текстурные разновидности кислых эффузивов Южного Урала и их сходство с мареканитами Приморья // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., 1965. С. 88—97.
31. Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 6. С. 94—105.
32. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
33. Дианова Т. В. О некоторых фациях раннекаменноугольных вулкаников Восточной зоны // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 99—107.
34. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 479 с.
35. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 83 с.
36. Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение // Вулканизм и геохимия его продуктов. М., 1967. С. 19—26.



37. Злотник-Хоткевич А. Г. Гиалокластиты в колчеданоносных вулканогенных формациях и взаимосвязь оруденения с ними // Петрол. литосферы и рудоносность: Тез. докл. 6-го Всесоюз. петрограф. совещ. Л., 1981. С. 287—288.
38. Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Кориневский В. Г. Состав и геохимические особенности калцевой щелочной разновидности трахиандезито-базальтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 136—149.
39. Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и минеральные ресурсы. М.: Знание, 1984. 48 с.
40. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М., 1984. С. 6—56.
41. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеев В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Геотектоника. 1985. № 3. С. 5—20.
42. Иванов Б. В. Современное образование подушечных лав в субаэральных условиях на Карымском вулкане // Современный вулканизм. М., 1966. Т. 1. С. 49—55.
43. Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 156 с.
44. Иванов К. П. Древнейшая платформенная вулканогенная формация на Урале // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1978. С. 50—68.
45. Иванов К. П., Чурилин Н. С. Распространение и условия образования фации гиалокластитов в некоторых уральских формациях // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 10—33.
46. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Беянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 4. С. 939—942.
47. Кабанов Б. Л. Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 31—44.
48. Кабанов Б. Л., Кабанова Л. Я. Гиалокластиты района пос. Сухтели на Южном Урале // Геология и полезн. ископ. Южного Урала. Уфа, 1975. С. 48—49.
49. Кабанова Л. Я. Осадочно-вулканогенные комплексы Восточной зоны Южного Урала как показатель островных условий вулканизма // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск, 1982. С. 76—87.
50. Каретин Ю. С. Субвулканические и наземные вулканические фации в силуре северной части Среднего Урала // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1968. С. 159—171.
51. Каретин Ю. С. Силурийский вулканизм северной части Среднего Урала // Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1969. Т. 3. С. 156—164.
52. Каретин Ю. С. Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклинали на севере Среднего и Северного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1973. 33 с.
53. Каретин Ю. С. Фации кислого и андезито-дацитового вулканизма нижнего силура Северного и Среднего Урала // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 117—136.
54. Каретин Ю. С., Каретина Л. Т. Остатки наземных вулканических конусов в диабазовом комплексе верхнего ордовика на Среднем

- Урале // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 180—184.
55. *Кашкай М. А., Бабаев И. А.* О шаровых лавах Азербайджана // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-геогр. наук. 1958. № 5. С. 13—28.
56. *Кожемяка Н. Н., Огородов Н. В.* Особенности лавовых потоков четвертичных вулканов Среднего хребта Камчатки // Вулканические фации Камчатки. М., 1969. С. 56—60.
57. *Козин Б. П.* Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном склоне Среднего Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 109—123.
58. *Колясников Ю. А.* О зональном строении базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., 1984. С. 69—74.
59. *Коптева В. В.* О характере извержения подушечных базальтов офиолитовых ассоциаций (на примере Мугуджар и Монголии) // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала: Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск, 1983. С. 49—50.
60. *Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.* Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных пород Казахстана). М.: Недра, 1967. 332 с.
61. *Коржинский Д. С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 12—17.
62. *Кориневский В. Г.* Подушечные лавы Западных Мугуджар // Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1969. Т. 3. С. 308—318.
63. *Кориневский В. Г.* Вопросы геологии подушечных лав // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 43—59.
64. *Кориневский В. Г.* О наличии на Урале абиссальных океанических потоков // Палеовулканизм и оруднение. Миасс; Свердловск, 1974. 129 с.
65. *Кориневский В. Г.* Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 47—57.
66. *Кориневский В. Г.* Находки древней флоры на Южном Урале // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск, 1977. С. 96—100.
67. *Кориневский В. Г.* Новые данные о морфологии подушечных лав Урала // Ежегодник-1980 / Ин-т геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 75—77.
68. *Кориневский В. Г.* Подводные вулканоколлювиальные отложения Урала // Литол. и полезн. ископ. 1982. № 1. С. 41—54.
69. *Кориневский В. Г.* Вулканические фации — индикаторы геодинамической обстановки прошлого // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала: Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск, 1983. С. 51—53.
70. *Кориневский В. Г.* Геологический очерк Южных Мугуджар // История развития Уральского палеоокеана. М., 1984. С. 57—79.
71. *Кориневский В. Г.* Гиалокластиты (обзор представлений об условиях образования) // Вулканол. и сейсмол. 1984. № 6. С. 82—91.
72. *Кориневский В. Г.* Гиалокластиты Урала // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск, 1984. С. 91—100.
73. *Коротеев В. А.* Вулканические образования ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка // Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Свердловск, 1969. Т. 3. С. 112—124.
74. *Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я.* Среднепалео-



зойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 129 с.

75. *Коротеев В. А., Зоненшайн Л. П., Зайков В. В., Кориневский В. Г.* Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерогения // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 71—86.

76. *Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кориневский В. Г.* Вулканические фации Урала. Свердловск, 1986. 205 с.

77. *Котова Л. Н.* Гиалокластиты Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 1. С. 171—174.

78. *Котова Л. Н.* Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тянь-Шаньском офиолитовом поясе // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 6. С. 1391—1394.

79. *Кудряшова В. И.* К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 2. С. 94—99.

80. *Курбанов Н. К., Зарянов Ю. П.* Морфологические особенности продуктов извержений верхнечетвертичного вулканизма на примере изучения вулканов юго-запада Сирии // Тр. ЦНИГРИ. М., 1963. Вып. 57. С. 73—96.

81. *Лебединский В. И.* К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав // Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., 1963. С. 72—91.

82. *Лебединский В. И.* Гиалокластиты вулканической группы Карадаг (Крым) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 3. С. 698—701.

83. *Лебединский В. И., Макаров Н. М.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 112 с.

84. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М.: Госгеолиздат, 1963. 447 с.

85. *Ленных В. И., Петров В. И.* О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении Тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 146—164.

86. *Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. П.* Гидротермальный рудный процесс в рифтовых зонах океана // Геология морей и океанов. М., 1982. С. 175—177.

87. *Ломова О. С., Александрова В. А.* Морфогенетические типы и особенности формирования базальтов мугуджарских пиллоу-лав (Южный Урал) // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., 1984. С. 91—94.

88. *Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М., 1971. Т. 1: Современные вулканы. 480 с.; Т. 2: Древние вулканы. 383 с.

89. *Малахова Н. П.* Фауна в метаморфических породах кислого состава. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. 102 с.

90. *Малахова Н. П.* Органические остатки в эффузивовидных породах // Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977. С. 101—136.

91. *Малахова Н. П., Язева Р. Г.* Органические остатки, проблематические образования и петрография автохтонных метасоматических гранитоидов Южного Урала // Органические остатки и проблематические образования в метаморфических породах Урала. Свердловск, 1977. С. 14—94.

92. *Малеев Е. Ф.* Подушечные лавы и подушечные агломераты // Вулканические фации Камчатки. М., 1969. С. 110—122.

93. *Малеев Е. Ф., Ванде-Кирков Ю. В.* Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана // Бюл. вулканол. станций АН СССР. 1973. № 49. С. 70—76.

94. Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 255 с.
95. Малеев Е. Ф. Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.
96. Мандалян Р. А. О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуручья Ахум и Та-вуш // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1978. № 1. С. 79—84.
97. Мандалян Р. А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры — нижнего мела северной части Армянской ССР // Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван, 1979. С. 101—193.
98. Мархинин Е. К., Стратула Д. С., Абдурахманов А. И. Волнистые лавовые потоки вулкана Плоский Толбачик // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Новосибирск, 1973. Вып. 49. С. 77—82.
99. Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: БФАН, 1984. 100 с.
100. Матвеев В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника, 1983. № 4. С. 26—36.
101. Митрошин М. И., Сухов Л. Г. Шаровые лавы и гналоклститы в западной части Тунгусской синеклизы // Магматизм и металлогения Армянской ССР. Ереван, 1972. С. 213—223.
102. Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой магмы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, № 5. С. 1205—1208.
103. Нарвайт Г. Э., Руденко Б. М. Тахилит в основных эффузивах силура в Южных Мугоджарах // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1964. Вып. 3. С. 267—279.
104. Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 206 с.
105. Никитин И. И., Маегов В. И. Находки нижнелландоверийских граптолитов на восточном склоне Южного Урала // Материалы по геологии и полезн. ископ. Оренбургской области. Челябинск, 1972. Вып. 3. С. 115—116.
106. Объекты палеовулканологии: Терминологический справочник. Хабаровск, 1976. 176 с.
107. Океанология: Геология океана. М.: Наука, 1979. Т. 1.: Осадкообразование и магматизм океана / Отв. ред. П. Л. Безруков. 415 с.
108. Парк Ч. Ф. Спилиты и проблема марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон // Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 79—95.
109. Парначев В. П., Титунина И. В. К петрологии эффузивных пород айской свиты западного склона Южного Урала // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск, 1982. С. 38—50.
110. Петров В. П. Трубочатые пустоты и пористые цилиндры в лавах и их петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 42—49.
111. Петров В. П., Замуруева М. Г. О стекловатых шаровых лавах р. Левая Лефу на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 11. С. 69—75.
112. Петрова М. А., Рогов В. И., Бурикова И. А. Гналоклститы в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974. С. 60—67.
113. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах // Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1963. Вып. 90. С. 3—93.
114. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 382 с.
115. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.



116. Пискунов Б. Н. Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды // Изв. Сахалин. отд-ния Геогр. о-ва СССР. 1971. Вып. 2. С. 129—146.
117. Пономарев Г. П. Потоки подушечных лав // Вулканол. и сейсмол. 1980. № 1. С. 51—59.
118. Пономарева В. В., Цюрупа А. А. О протяженных потоках жидкой кислой лавы на вулкане Крашенинникова // Вулканол. и сейсмол. 1985. № 3. С. 85—92.
119. Прокопцев Н. Г. Атлас структур глубоководных лав Тихого океана. М.: Наука, 1980. 144 с.
120. Прокопцев Н. Г., Мурдмаа И. О. Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 2. С. 446—448.
121. Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
122. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
123. Родионов Е. С., Данукалов Н. Ф., Магиярова Л. Н. О возрастных взаимоотношениях яшм и диабазовых порфиринов в Карамалыташской структуре // Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа, 1982. С. 85—87.
124. Румянцева Н. А., Розина Е. Л. Вулканические стекла из силурийской спилит-диабазовой формации Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 100—110.
125. Рябов В. В. Роль воды в процессе формирования спилитов // Вестн. МГУ. Отд-ние геология. 1966. № 2. С. 119—121.
126. Рябов В. В., Шарфман В. С. Шаровые лавы в эффузивах и процессы их формирования // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 1967. № 3. С. 47—51.
127. Садецки-Кардош Е. О влиянии вмещающих пород на распределение элементов в магматитах // Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., 1959. С. 85—94.
128. Сафонов В. Г. Структуры гналокластитов и механизм подводных извержений // Современные проблемы морской геологии. М., 1980. С. 108—109.
129. Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.
130. Семенов И. В., Белянина Г. П. Возможные причины различия химического состава частей сферондов девонских трахибазальтовых пиллоу-лав (Средний Урал) // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 84—98.
131. Серавкин И. Б. Геология, петрология и метаморфизм продуктов ареального вулканизма Таналыкского поднятия // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 45—68.
132. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Тектурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1981. 64 с.
133. Сирин А. Н. Разновидности столбчатой отдельности в лавовом потоке и условия ее образования // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. М., 1962. Вып. 21. С. 50—56.
134. Скуфьин П. К. Особенности вулканизма протерозойской Печенгской структуры // Бюл. МОИП. Отд-ние геология. 1980. Т. 55, вып. 1. С. 120—131.
135. Славин В. И. Ааленские подводные вулканические извержения в Горном Крыму // Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев, 1981. Ч. 1. С. 166—167.
136. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала: Очерк IV. Турнейский век. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 205 с.
137. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфи-

мов Л. В. Материалы к палеогеографии Урала: Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 219 с.

138. Соколов В. А., Робонен В. И., Рыбаков С. И. и др. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. 168 с.

139. Соловьева Н. А. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук М., 1969. 23 с.

140. Сопко Л. Н. Дезинтегрированные эффузивы как особый тип вулканогенных обломочных пород (на примерах Баймакского и Макан-Бурибайского районов) // Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 72—75.

141. Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района (Геология и условия образования). М.: Наука, 1973. 224 с.

142. Старцев Г. Н. О генезисе шаровых лав // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1964. Вып. 45. С. 43—47.

143. Старцев Г. Н. Некоторые особенности строения подушечных лав на Среднем Урале // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1966. Вып. 48. С. 38—53.

144. Старцев Г. Н., Наседкин А. П., Поликарпов А. И., Поликарпова Р. Г. Опыт изучения вулканогенных отложений северной части Гайского района // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1968. С. 132—158.

145. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 536 с.

146. Томас Дж. Е., Томас Т. М. Вулканические породы района, расположенного между Фишгардом и мысом Страмбл (Пембрукшир) // Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С. 13—35.

147. Уотерс А. К. Определение направления течения в базальтах // Проблемы палеовулканизма. М., 1963. С. 96—115.

148. Устиев Е. К. Аникийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М.: Госгеолиздат, 1961. 123 с.

149. Фрих-Хар Д. И., Ярмолюк В. В. О признаках фациальной принадлежности пластовых тел изверженных пород // Геол. и геофиз. 1976. № 4. С. 132—137.

150. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.

151. Фромберг Э. Д. О гиаокластитах на Рудном Алтае и их фациальности // Бюл. МОИП. Отд-ние геология. 1969. Т. 44, № 5, С. 11—115.

152. Харазян Э. Х. Шаровые лавы и гиаокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР) // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1966. Т. 19, № 6. С. 29—40.

153. Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов // Литол. и полезн. ископ. 1966. № 4. С. 37—49.

154. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 230 с.

155. Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиаокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования // Литол. и полезн. ископ. 1974. № 3. С. 130—143.

156. Хожателев Б. Л., Ярмоленко А. С. Подушечные и миндалекаменные текстуры лав как критерий расшифровки строения зеленокаменных пород // Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата, 1967. С. 78—82.



157. *Червяковский Г. Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 260 с.
158. *Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А.* К картированию вулкано-генных образований Урала // Палеовулканизм Урала: Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма. Свердловск, 1968. С. 5—64.
159. *Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А.* Волнистые лавы хребта Ирендык-Куркак на Южном Урале // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 149—152.
160. *Чернышева В. И.* Петрография и химический состав шаровых лав Центрально-Индийского подводного хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 20—26.
161. *Четвериков Л. И.* Особенности строения лавовых покровов в бассейне р. Нидым (центральная часть Тунгусского бассейна) // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 1959. № 3. С. 65—79.
162. *Чумаков А. А.* Петрология магматических образований Южных Мугоджар (Западный хребет). Л.: Изд-во ЛГУ, 1941. 92 с.
163. *Чурилин Н. С.* Гиалокластиты в Тагильском погружении Урала // Материалы Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967. 91 с.
164. *Чурилин Н. С.* Подушечные лавы базальт-трахитовой формации Тагильского погружения // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 75—84.
165. *Шарфман В. С.* О строении спилитовых потоков // Бюл. МОИП. Отд-ние геология. 1971. Т. 46, № 4. С. 113—118.
166. *Шарфман В. С., Костина Р. И.* Критерии различия разнофациальных кислых вулкаников // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1975. С. 68—71.
167. *Шарфман В. С., Костина Р. И.* Структуры кислых вулкаников. М.: Изд-во МГУ, 1974. 112 с.
168. *Шилов В. Н.* Об условиях проявления гиалокластического типа вулканических извержений // Вулкано-генно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974. С. 22—23.
169. *Шилов В. Н., Калишевич О. К.* К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировой формации // Докл. АН СССР. 1958. Т. 122, № 5. С. 902—904.
170. *Шинкарев Н. Ф.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1970. 248 с.
171. *Ширинян К. Г.* Гиалокластиты и условия их образования в Армении // Тр. Лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. Вып. 2. С. 200—210.
172. *Штейнберг Д. С., Соболев И. Д.* Типы магматических ассоциаций как показатели глубинного строения отдельных зон Урала // Глубинное строение Урала. М., 1968. С. 38—51.
173. *Щепинская Н. Н., Федоров М. В.* Куринский лавовый покров на Ахалкалакском вулканическом плато // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., 1963. С. 102—108.
174. *Ярославцева Н. С.* К вопросу о происхождении спилитов // Информ. сб. науч.-исслед. работ Ин-та геол. наук АН Каз ССР, 1974. Алма-Ата, 1975. С. 37—48.
175. *Ярош П. Я., Старцев Г. Н.* О первичных текстурах в зеленокаменных породах Полевского района на Среднем Урале // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1961. Вып. 35. С. 82—84.
176. *Ballard R. D., Moore J. G.* Photographic atlas of the Mid Atlantic ridge rift valley. New-York: Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1977. 114 p.

177. *Batley M. H.* Spilites as weakly metamorphosed tholeites // Spilites and spilitic rocks. Berlin: Springer-Verlag, 1974. P. 365—372.
178. *Bhattacharyya H. N., Ghosh T. P., Mukherjee A. D.* Occurrence of pillow structure and metahyaloclastite breccia in amphibolites of Deli Supergroup Sirohi District, Rajasthan // *J. Geol. Soc. India*. 1984. V. 25, N 1, P. 70—72.
179. *Cas R.* Silicic lavas in paleozoic flusclike deposits in New South Wales, Australia. Behavior of deep subaqueous silicic flows // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. V. 89, N 12. P. 1708—1714.
180. *Cucuzza-Silvestri S.* Proposal for a genetic classification of hyaloclastites // *Bull. volcanol.* 1963. V. 25. P. 315—321.
181. *Dick H. J. B.* Vesicularity of Shikoku basin basalt: a possible correlation with the anomalous depth of back-arc basins // *Init. Repts DSDP*. Washington, 1980. V. 58. P. 895—904.
182. *Furnes H., Sturt B. A.* Beach-shallow marine hyaloclastite deposit and their geological significance — an example from Canaria // *J. Geol.* 1976. V. 84, N 4. P. 439—453.
183. *Grobler H. J., Botha B. J. V.* Pillow lavas and hyaloclastite in the Ongeluk andesite formation in a road-cutting west of Griquatown, South Africa // *Trans. Geol. Soc. S. Africa*. 1976. V. 79, N 1. P. 53—57.
184. *Guidicini G.* «Derrames secundarios» em basaltos // *Bull. Soc. Brasil. Geol.* 1970. V. 19, N 1. P. 91—97.
185. *Honnorez J.* Sur l'origine des hyaloclastites // *Bull. Volcanol.* 1963. V. 25. P. 253—258.
186. *Hughes C. J.* Spilites, keratophyres and the igneous spectrum // *Geol. Mag.* 1972. V. 109, N 6. P. 513—527.
187. *Hulme G.* The interpretation of lava flow morphology // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1974. V. 39, N 2. P. 361—383.
188. *Johnston W. G. K.* Pillow lavas and pahoehoe: a discussion // *J. Geol.* 1969. V. 77, N 6. P. 730—732.
189. *Jones J. G.* Pillow lavas as depth indications // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267, N 2. P. 181—195.
190. *Jones J. G.* Pillow lavas and pahoehoe: answer // *J. Geol.* 1969. V. 77, N 6. P. 733—735.
191. *Jones J. G., Nelson P. H.* The flow of basalt lava from air into water — its structural expression and stratigraphic significance // *Geol. Mag.* 1970. V. 107, N 1. P. 13—20.
192. *Kieffer G.* Pillows and hyaloclastites associated to subaerial lavas at the South-West of the base of Mount Etna (Sicily, Italy) // *Geol. Mediter.* 1975. V. 2, N 4. P. 179—183.
193. *McKenzie J. A., Kelts K. R.* A study of interpillow limestones from the M-zero anomaly, deep sea drilling project Leg 51, Hole 417 D // *Init. Repts DSDP*. 1980. V. 51—53, pt. 2. P. 753—769.
194. *Majidi B.* The ultrabasic lava flows of Mashad, North East Iran // *Geol. Mag.* 1981. V. 118, N 1. P. 49—58.
195. *Moore J. G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1970. V. 28, N 4. P. 272—279.
196. *Moore J. G.* Mechanism of formation of pillow lava // *Amer. Sci.* 1975. V. 63, N 3. P. 269—277.
197. *Moore J. G., Fabbri B. P.* An estimate of the Juvenile sulfur content of basalt // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1971. V. 33, N 2. P. 115—127.
198. *Moore J. G., Phillips R. L., Grigg R. W., Peterson D. W., Swanson D. A.* Flow of lava into the sea, 1969—1971, Kilauea Volcano, Hawaii // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. V. 84, N 2. P. 537—546.
199. *Peck D. L., Minakami J.* The formation of columnar joints in



the upper part of Kilauean lava lakes, Hawaii // Bull. Geol. Soc. Amer. 1968. V. 79, N 9. P. 1151.

200. *Sawyer E., Barnes S.-J., Buck M. J.* Pillow shelves: determination of bedding direction and structural facing direction from shelves in deformed pillow lavas // Can. J. Earth Sci. 1983. V. 20, N 9. P. 1483—1487.

201. *Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Compositional variation in pillow lavas from the Mid-Atlantic ridge // Mar. Geol. 1974. V. 16, N 4. P. 177—190.

202. Site 485 // Init. Repts DSDP. Washington, 1983. V. 65. P. 249—306.

203. Spilites and spilitic rocks // Ed. G. C. Amstutz Berlin: Springer-Verlag, 1974. 482 p.

204. *Tazieff H.* About deep-sea volcanism // Geol. Rundsch. 1972. V. 61, N 2. P. 470—480.

205. *Vuagnat M.* Pillow lava flows: isolated sacks or connected yubes? // Bull. Volcanol. 1976. V. 39, N 4. P. 581—589.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
1. Лавы наземных вулканов . . . . .	8
1.1. Наземные пластовые потоки . . . . .	11
1.2. Наземные лавы на Урале . . . . .	19
2. Лавы подводных извержений . . . . .	23
2.1. Признаки подводных излияний . . . . .	25
3. Подушечные лавы . . . . .	29
3.1. О термине . . . . .	29
3.2. Условия нахождения . . . . .	32
3.3. Химический состав . . . . .	34
3.4. Морфологические типы . . . . .	35
3.5. Способ образования . . . . .	38
3.6. Подушечные лавы и альбитизация . . . . .	43
3.7. Рудоносность . . . . .	48
3.8. Глубинность формирования . . . . .	50
3.9. Подушечные лавы Урала . . . . .	53
3.10. Рекомендации по картированию толщ подушечных лав . . . . .	67
4. Подводные пластовые потоки . . . . .	72
4.1. Распространение . . . . .	72
4.2. Возможные причины возникновения . . . . .	75
4.3. Особенности строения . . . . .	77
4.4. Пластовые подводные потоки Урала . . . . .	84
4.5. Подводные силло-потоки . . . . .	104
5. Гиалокластиты . . . . .	110
5.1. Обстановка накопления . . . . .	111
5.2. Состав и распространение . . . . .	111
5.3. Генетические типы . . . . .	112
5.4. Механизм образования . . . . .	116
5.5. Соотношение с другими породами . . . . .	117
5.6. Оценка глубинности образования . . . . .	118
5.7. Гиалокластиты Урала . . . . .	120
Заключение . . . . .	131
Литература . . . . .	133



**Виктор Григорьевич Кориневский**  
**ЭФФУЗИВЫ УРАЛА**  
**ИБ № 94**

Редактор *Н. В. Чапаева*  
Технический редактор *М. Г. Горшкова*  
Корректор *Т. А. Богдашина*

Сдано в набор 4.04.87 г. Подписано в печать 27.07.87 г. НС 34013. Формат 84×108<sup>1/2</sup>.  
Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ.  
л. 7,56. Усл. кр.-отт. 7,8. Уч.-изд. л. 8,62. Тираж 600. Заказ 198. Цена 1 р. 30 к.

Издательство Уральского университета. 620219, Свердловск, ГСП-830,  
просп. Ленина, 136.  
Типография изд-ва «Уральский рабочий», Свердловск, пр. Ленина, 49.

1 р. 30 к.

4864