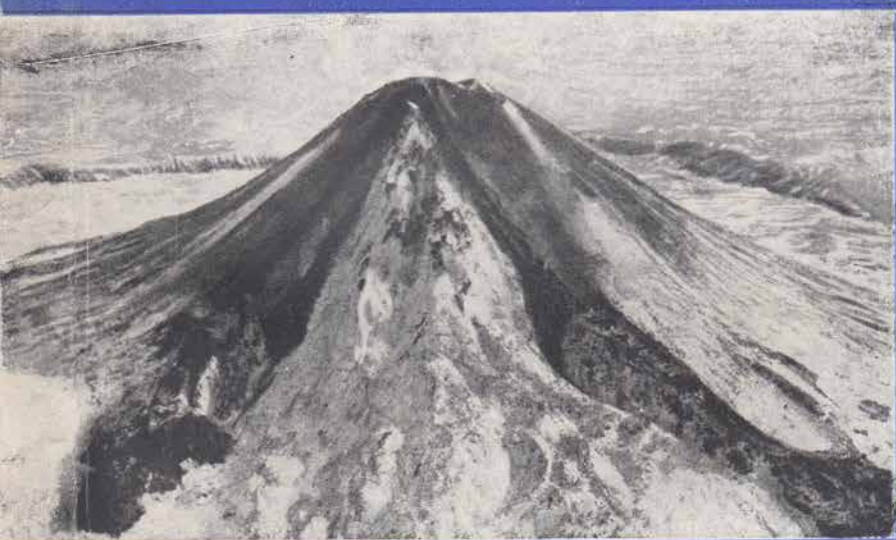


КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Ответственный редактор
К. Н. Рудич

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»·СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК·1973

В книге освещаются геолого-структурные позиции кислого вулканизма Курило-Камчатской зоны, проявления его на разных этапах развития островных дуг. Приводятся результаты изучения преобразования включений в расплавах, рассматриваются разновидности экструзивных образований, четвертичные пгнимбриты и некоторые другие особенности кислого вулканизма.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

14917 ✓✓

БІБЛІОТЕКА
Інститут геохімії і фізики
мінералів АН УРСР

К 0292-1496 612-72
042(02)-73

© Издательство «Наука», 1973.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Кислый вулканизм — явление сложное, и некоторые аспекты его своеобразны. Если многие исследователи принимают мантийное происхождение основного вулканизма, то в отношении кислого вулканизма такая точка зрения не бесспорна и этот вопрос является дискуссионным. Имеется немало доказательств того, что зарождение кислых магм ограничивается пределами земной коры. Нет также полной ясности и в отношении процесса образования игнимбритов, представляющих наиболее кислые продукты вулканизма.

Эти вопросы получили освещение в данной книге, причем в основу тех или иных выводов положены оригинальные материалы авторов.

Разбирается вопрос о проявлении кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг и о значительном накоплении вулканических продуктов в области развития коры переходного типа.

Описывается неоднородность в потоках и экструзиях кислого состава, проследживается закономерность процесса развития и делается вывод о первичной неоднородности, обусловленной характером магматических расплавов, и вторичной, связанной с поздней раскристаллизацией первичного стекловатого базиса.

На примере классического объекта Камчатки — Семячикского района — рассматриваются закономерности строения игнимбритовых толщ и доказывается пирокластическая природа их.

Давно уже привлекают к себе внимание включения кислых вулканических продуктов. Это также получило соответствующее отражение на страницах книги.

В книге затронуты и другие важные вопросы, тесно связанные с проблемой кислого вулканизма.

Можно полагать, что затронутые вопросы по кислому вулканизму и выводы авторов порой, быть может, небесспорные, но насыщенные оригинальным и тщательно обработанным фактическим материалом будут по достоинству оценены читателем.

К. Н. Рудич

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Проблема кислого вулканизма — одна из ключевых проблем петрологии. Связь этого явления с интрузиями гранитоидов, тесная ассоциация с базальт-андезитовым вулканизмом известково-щелочной серии, огромные масштабы проявления и связь с ним комплекса месторождений полезных ископаемых ставят проблему кислого вулканизма в центр разнообразных исследований. Известны многочисленные работы, которые затрагивают как общие вопросы генезиса, геологических условий проявления и эволюции кислых магм, так и описание кислого вулканизма отдельных районов.

Особый интерес представляют проявления четвертичного кислого вулканизма в пределах островных дуг и близких к ним тектонических систем. Хорошая сохранность центров извержения и связанных с ним полей развития пород, большой комплекс геолого-геофизических исследований структур, с которыми ассоциируются кислые вулканы, возможность достаточно уверенной датировки (как абсолютной, так и относительной) отдельных вспышек кислого вулканизма, тесная пространственная ассоциация с активными процессами базальт-андезитового вулканизма делают эти районы идеальным полигоном для изучения различных аспектов кислого вулканизма. Проведенные в настоящее время работы затрагивают лишь отдельные стороны проблемы или посвящены описанию конкретных районов.

В данной статье рассматривается широкий круг вопросов, связанных с кислым вулканизмом, чтобы подвести некоторые итоги исследований и в какой-то мере наметить пути дальнейшего решения проблемы. Статья базируется на сводке литературных данных и материалах исследований авторов по Камчатке и Курильской островной дуге.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ.

СПЕЦИФИКА ПРОЯВЛЕНИЯ

В РАЗНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ

Термин «кислый вулканизм» при всей распространенности в литературе — понятие до настоящего времени неопределенное. Мы считаем, что под этим термином нужно понимать не вулканизм, поставляющий на поверхность единые по кислотности

продукты, а специфический тип вулканического процесса, связанный с рядом пород от кислых андезитов до липаритов, для которого характерны мощные взрывы, сопровождающиеся образованием обширных покровов и потоков из ювенильного пирокластического материала и последующим ростом экструзивных куполов. Уровень кислотности вулканических пород, на котором проявляются специфические особенности этого типа вулканизма, характер и масштабы процесса, различны в разных тектонических системах.

В островных дугах, выдвинутых в сторону океана (Изу, Бонин, Тонга, Кермадек, Марианская и др.), масштабы кислого вулканизма относительно невелики. Продукты его составляют около 15% от общего объема четвертичных вулканических пород (рис. 1). Они представлены пемзами дацитового состава, выбросы которых отмечаются в ходе развития базальтовых щитовых и стратовулканов. В отдельных случаях выбросы пемз, составляют одну из фаз базальтовых извержений. Характерен общий контрастный характер образующейся серии вулканических пород: базальты — дациты при малом количестве или полном отсутствии андезитов.

На островных дугах нормального типа (Курилы, Алеуты, Рюкю, Зондская дуга, Новые Гебриды, Новая Британия, Соломоновы острова) проявления кислого вулканизма ассоциируются с об-

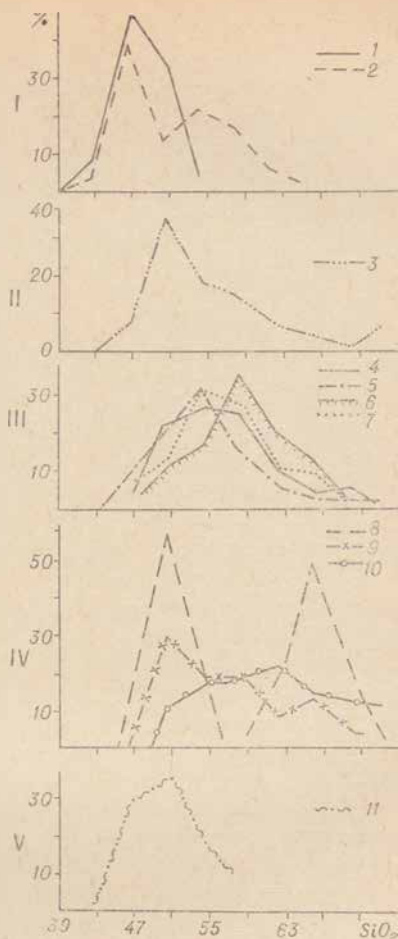


Рис. 1. Характер распределения четвертичных вулканических пород по SiO_2 в различных типах тектонических подвижных систем. Римские цифры обозначают типы подвижных тектонических систем

I — континентальные массивы, II — шельфовые моря, III — ложе океана, IV — океанические хребты и валлообразные поднятия, V — тектонические системы типа Бонин.

1 — Гавайские острова (по данным Macdonald, Katsura, 1964) — 85 анализов; 2 — о. Тристан да Кунья (по данным Baker, 1964) — 48 анализов; 3 — зона Изу-Бонин — 113 анализов; 4 — Ява — 79 анализов; 5 — Восточная часть Зондской дуги — 31 анализ; 6 — Рюкю — 27 анализов; 7 — Курилы — 337 анализов; 8 — базальтовая формация Камчатки (левый пик — 45 анализов) и формация кислых вулканических пород Камчатки (правый пик — 30 анализов); 9 — Камчатка (в целом) — 620 анализов; 10 — Суматра — 86 анализов; 11 — Западно-Камчатская щелочная провинция — 26 анализов.

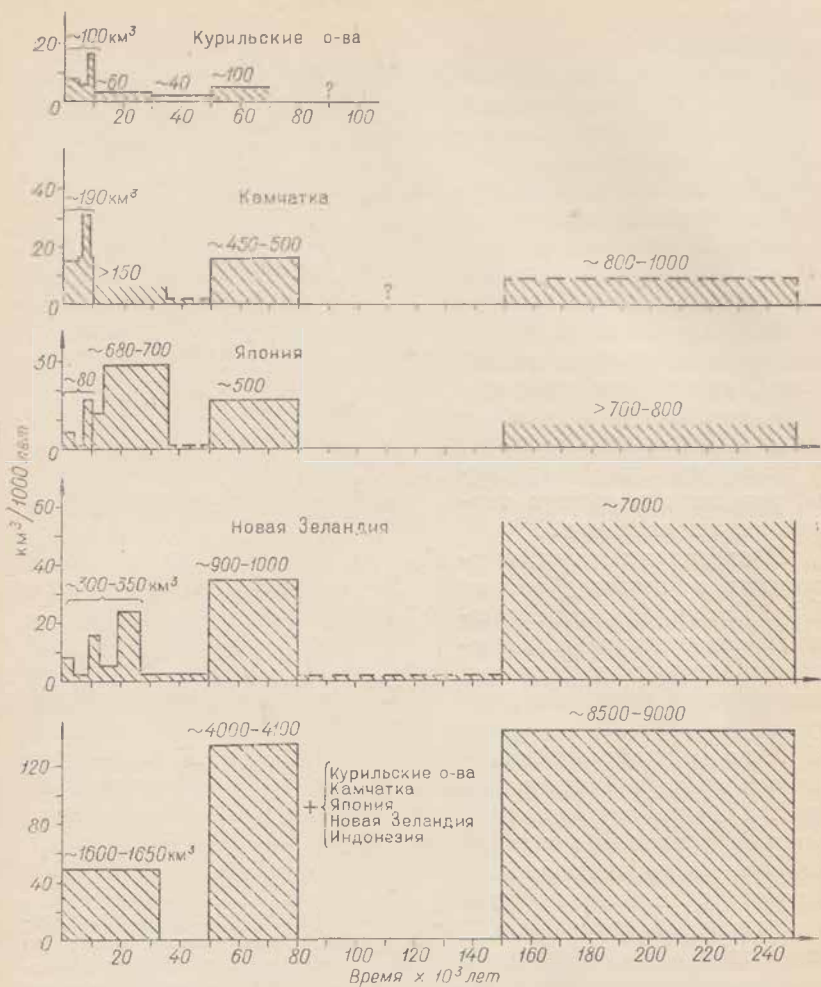


Рис. 2. Масштаб и основные этапы кислого вулканизма четвертичного возраста тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца.

щим поясом андезитового вулканизма. Фаза кислого вулканизма соответствует заключительным стадиям развития андезитовых вулканов. Это отражается и в симметричной форме кривой распределения вулканических пород по SiO_2 (рис. 2). Как правило, содержание SiO_2 в наиболее кислых вулканических породах не превышает 69%, т. е. уровень кислотности, на котором проявляются специфические черты «кислой фазы», соответствует кислым андезитам. Объем вулка-

нических пород «кислой фазы» составляет 10—15% от общего объема четвертичных вулканических пород. Центры кислого вулканизма представлены кальдерами диаметром 2—4, редко — до 8 км. Они локализуются во фронтальных частях отдельных эшелонов вулканов. При этом выделяется два типа кальдер: кальдеры, возникающие на крупных базальт-андезитовых вулканах, как отражение заключительной фазы их развития, и кальдеры, резко наложенные на разнородный фундамент.

В пределах Курильской вулканической дуги примером кальдер первого типа являются кальдеры Тао-Русыр (о. Онекотан) и Львиная Пасть (о. Итуруп) (Горшков, 1967). Обе они располагаются на вершинах крупных существенно лавовых базальт-андезито-базальтовых стратовулканов. Кальдера Тао-Русыр имеет форму, близкую к круговой, ее диаметр по бровке ограничивающего уступа 7,5 км, площадь ~ 50 км². Кальдера Львиная Пасть имеет форму эллипса, ее размер 9×6,5 км, площадь ~ 65 км². Максимальная высота ограничивающего их уступа достигает 800—900 м.

Ведущая роль в образовании кальдер принадлежит гигантским взрывам. На вулкане Тао-Русыр намечается следующая последовательность событий: 1) образование существенно лавового базальт-андезито-базальтового стратовулкана (в интервале от 25—30 тыс. до 10,5 тыс. лет назад) объемом около 50—60 км³; 2) формирование вершинных андезит-дацитовых куполов, сопровождающееся выбросами дацитовой пемзы, общий объем которой не превышал 2—3 км³ (в интервале 10,5—7,5 тыс. лет назад); 3) кальдерообразующий взрыв, выброс ювенильной пироклаستيку андезитового состава объемом 10—12 км³ (7,5 тыс. лет назад); 4) рост в кальдере андезитового существенно пирокластического стратовулкана Пик Креницына, в ходе формирования которого было извергнуто ~ 13 —15 км³ материала (от 7,5 тыс. лет назад до настоящего времени). Таким образом, общий объем пород базальт-андезито-базальтового состава равен 50—60 км³, андезитового — 20—25, дацитового — 2—3 км³.

История формирования вулкана и кальдеры Львиная Пасть значительно проще: 1) образование базальт-андезито-базальтового существенно лавового стратовулкана объемом 40—45 км³ (в интервале от 30—40 тыс. до 12—13 тыс. лет назад); 2) возникновение кальдеры, сопровождающееся выбросом ювенильной дацитовой пироклаستيку объемом 20—25 км³ (в интервале от 12—13 тыс. до 9,4 тыс. лет назад). После образования кальдеры вулканическая деятельность, по-видимому, не возобновлялась.

Кальдеры второго типа наиболее распространены: насчитывается 14—15 центров (кальдеры Немо — I—III Броутона, Заварицкого — I—II, Медвежья, Цирк, Менделеева, Голов-

нина и др.). Их поперечник колеблется от 4 до 9 км, объем изверженного пирокластического материала, связанного с образованием каждой из кальдер, изменяется от 6—8 до 20—25 км³, в среднем ~13 км³. Характерны пемзовые и игнимбритовые покровы. Уступы кальдер образуют весьма разновозрастные (N₁—Q) и разнотипные образования. Ведущая роль при создании кальдер этого типа принадлежала процессам обрушения.

Суммарный объем пирокластического материала, связанного с кислым вулканизмом верхнего плейстоцена—голоцена, на Курилах оценивается примерно в 250—300 км³. Кроме того, в поднятых блоках известны многочисленные мелкие экструзивные купола регионального типа.

В пределах тектонических систем типа Камчатки (Южная и Центральная Камчатка, Северо-Восточная Япония, Кюсю, Филиппины, Суматра, Северный остров Новой Зеландии) отмечается резкое увеличение масштабов кислого вулканизма, возрастание кислотности пород (до 71% SiO₂).

На Центральных и Северных Курилах вулканические породы с содержанием SiO₂ более 69% полностью отсутствуют (Эрлих, 1966). В то же время на Южной Камчатке близ стыка с Курилами (в 60 км от южной оконечности мыса Лопатки) появляется крупнейший центр, с которым связаны массовые выбросы кислых пемз и внедрение кислых экструзий, — кольцевая структура района Курильского озера. Далее на север один за другим располагаются такие же вулканические центры (вулканы Ксудач, Горелый, Опала, липаритовые экструзии района Паратунки и Б. Банных источников). В пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки крупнейшими центрами кислого вулканизма являются кольцевые структуры Жупановского и Семячического районов.

Аналогичная картина наблюдается при переходе Курильской дуги на Хоккайдо, где расположены крупные кальдеры Куччаро, Акан, Машю и ряд других, с которыми связаны массовые выбросы кислой пирокластики. При переходе вулканического пояса Рюкю на о. Кюсю располагаются такие крупнейшие центры кислого вулканизма, как Асо, Эйра, Унзен и т. д.; в пределах Фосса-Магна, т. е. на пересечении структур Изу-Бонинской дуги с о. Хонсю — вулкан Хаконе с двойной кальдерой. В вулканической зоне Назу в плейстоцене происходит формирование покровов игнимбритов и потоков пемз (Kawano, Yagi, Aoki, 1963).

В Зондской дуге при движении вдоль структур с востока на запад первые проявления вулканизма отмечаются на Кракатау, а далее на Суматре располагаются такие крупнейшие центры, как Ранау, Тоба, игнимбритовые плато районов Пасомах и Лампонг. Ни в Зондской дуге от моря Банда до Явы включительно, ни в Андаманской дуге к северу от Суматры мас-

совых проявлений кислого вулканизма в четвертичное время не отмечается.

На всем пространстве вулканических поясов между Зондской дугой и Кюсю массовые проявления кислого вулканизма отмечаются только в двух районах — на Целебесе и Филиппинах. В обоих случаях они приурочены к районам, вступившим в орогеническую фазу развития.

При продолжении системы островной дуги Тонга-Кермадек в пределы Новой Зеландии наблюдается картина, аналогичная отмеченной выше для случаев перехода нормальных структур островных дуг в структуры типа орогена. Здесь расположены крупнейшие центры кислого вулканизма зоны Таупо, с которыми связаны огромные по масштабу выбросы спекшихся туфов, игнимбритов, пемз и крупные ареалы риолитовых куполов.

Параллельно с изменением степени кислотности наиболее дифференцированных вулканических продуктов значительно изменяется размер кальдер и появляются крупные кольцевые вулкано-тектонические депрессии, средний диаметр которых 8—12 км, а в отдельных случаях 40—60 км. Здесь впервые образуются крупные линейные структуры типа грабенов, контролирующие положение крупных центров кислого вулканизма.

Объем четвертичных кислых вулканических пород Камчатки составляет 2000 км², Японии — 2000, Новой Зеландии — 8000, Суматры — более 2500 км³. Это более чем на один-два порядка превышает объем кислых вулканических пород островных дуг нормального типа (при сопоставимой длине структуры).

В подавляющем большинстве случаев характерно наложенное положение центров вулканизма, срезающих как разнородные вулканические постройки предшествующей фазы базальт-андезитового вулканизма, так и складчатые комплексы фундамента.

В верхнечетвертичное—голоценовое—время отмирает кислый вулканизм внутренних и тыловых частей внешних зон и развивается вулканизм базальтовый. Это создает контрастную поперечную зональность в распределении вулканов различного типа в пределах тектонических систем типа Камчатки. Во фронтальных частях внешних вулканических зон располагаются реликтовые очаги кислого вулканизма, а в тыловых частях тех же зон и во внутренних вулканических зонах широко развит базальтовый вулканизм. Зональность такого рода является общей закономерностью для конечной фазы развития вулканических поясов рассматриваемого типа не только на западной, но и на восточной, американской стороне Тихоокеанского кольца.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Несмотря на разницу в структурном положении, массовые выбросы кислой пирокластики (пемз, игнимбритов), образование кислых экструзий, формирование специфических форм вулкано-тектонических депрессий, ассоциирующихся с кислым вулканизмом, повсеместно начинаются после полного завершения начальной стадии андезито-базальтового вулканизма нижне-среднеплейстоценового времени.

На Камчатке фазы кислого четвертичного вулканизма впервые выделены в вулканической зоне Срединного хребта. Время проявления фазы было определено по соотношению с ледниковыми формами рельефа как конец среднего плейстоцена (Эрлих, 1960). Данные последующих работ подтвердили этот вывод (Огородов, 1966). Детальное изучение игнимбритовых и пемзовых пирокластических покровов (площадь 11 тыс. км², объем около 2000—2500 км³) Восточной и Южной Камчатки показало, что образование их связано с двумя вспышками эксплозивного кислого вулканизма (Мелекесцев, 1967). Первая совпадает по времени со среднеплейстоценовым оледенением. Игнимбриты и пемзы, отложившиеся в этот период, перекрыты моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения. Одна из крупных вулкано-тектонических депрессий, образовавшихся в рассматриваемый период — кальдера Узон — по данным О. А. Брайцевой (Аверьев и др., 1969), выполнена отложениями последнего межледниковья (Q^1_3). В это же время были сформированы кальдеры Большого Семячика, Карымского озера (древняя) и др.

Вторая вспышка по времени совпадает с верхнеплейстоценовым оледенением. В этот период возникли кальдеры Крашенинникова, Малый Семячик, Горелого, Опалы и др. и тяготеющие к ним пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст этих образований определяется по соотношению игнимбритовых горизонтов с моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения, по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов из межигнимбритовых прослоев, по сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами в датированных фауной покровных отложениях Центральной Камчатской депрессии и донных осадках прилегающих к Камчатке морей (Романкевич и др., 1966). Абсолютный возраст одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов этого комплекса в районе пос. Жупаново на Восточной Камчатке равен $17\ 100 \pm 800$ лет (ГИН-231). Формирование древнейших экструзивных куполов в Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа вулканов, район вулкана Шивелуч) связано со второй вспышкой кислого вулканизма. Наиболее вероятно, что экструзивные купола андезитового состава в хребтах Балагинском и Кумроч (к во-

стоку от вулкана Швелуч) имеют средне-верхнеплейстоценовый возраст.

Таким образом, при синхронности времени вспышек кислого вулканизма в различных районах Камчатки форма его зависит от структурных условий. В грабен-синклиналях Южной и Восточной Камчатки резко преобладают игнимбритообразующие выбросы и пемзовые потоки, в Центральной Камчатской депрессии (хр. Срединном, хр. Валагинском и Кумроц) это преимущественно экстррузивные купола, а на стыке грабен-синклинали Восточной Камчатки с жестким блоком поперечной структуры в районе Налычево—суущественно лавовые дацит-андезитовые стратовулканы (Ааг, Арик, Дзедзур).

Экстррузивная и эксплозивная деятельность центров кислого вулканизма продолжается и в голоцене. При этом нужно отметить два момента. Во-первых, центры голоценового кислого вулканизма являются реликтовыми. Во всех известных случаях они продолжают развитие центров вулканизма, заложившихся во время предыдущих вспышек (районы Курильского озера* и Карымского вулкана на Восточной Камчатке, Безымянной сопки и Швелуча в Центральной Камчатской депрессии, заключительные выбросы пемз Хангара и экстррузивные купола дацитов Ичинского вулкана в Срединном хребте). Во-вторых, масштаб кислого вулканизма резко сокращается — общая площадь пемзовых покровов не превышает 300 км², объем их — 40—50 км³. Игнимбриты отсутствуют. Все это говорит о том, что мы имеем дело с заключительной вспышкой, связанной с последними стадиями развития очагов кислого вулканизма, заложившихся в среднем и верхнем плейстоцене.

Если сравнивать развитие вулканизма с характером одно-возрастных осадочных отложений Центральной Камчатской депрессии, то можно отметить прогрессирующее нарастание крупности гранулометрического состава обломочной фракции осадков и относительного ее количества в общей массе осадочных пород: от глин, диатомитов и песков, характерных для нижнего — второй половины среднего плейстоцена ($Q_1—Q_2^1$), до галечников и валунно-галечных отложений конца среднего плейстоцена—голоцена ($Q_2^2—Q_4$). Таким образом, в среднем—верхнем плейстоцене отмечается прогрессирующее поднятие, причем максимальная скорость воздымания соответствует эпохе массовых выбросов кислой пирокластики (Брайцева, Мелекесцев, 1966; Брайцева и др., 1968).

В этот же период формируются основные системы горст-антиклинальных поднятий в их современном виде, отражением которых являются Восточный хребет и Козыревско-Быстрицкая система хребтов. Параллельно образуются пересекающие их системы грабенов (Паратунский, Щапинский, грабены рек

* По данным О. А. Брайцевой и др., 1966.

Ковыча, Быстрой-Козыревской и др.). Общая амплитуда поднятия достигает 600—800 м, а размах движений с учетом просядок грабен — 1200 м. В пределах вулканических поясов в этот период образуются огромные вулкано-тектонические структуры диаметром от 8—12 до 40 км с амплитудой опускания по ограничивающим разломам до 1000 м. Таким образом, по всем признакам мы имеем дело с короткой и мощной вспышкой горообразовательных процессов.

В Северо-Восточной Японии проявления кислого вулканизма сосредоточиваются во фронтальной, восточной зоне Назу, где в плейстоцене происходят массовые выбросы спекшихся туфов и пемз, крупнейшие за кайнозойское время (Kawano, Yagi, Aoki, 1964). Т. Исикава, М. Минато и др. (1963) датируют их концом вюрмского оледенения — началом постледниковой эпохи. Близка к этому времени и датировка образования кальдеры крупнейшего центра кислого вулканизма района Фосса-Магна — вулкана Хаконе. После завершения формирования древнего базальт-андезитового стратовулкана, связанного с первым этапом вулканической деятельности, здесь в среднем плейстоцене происходит всдвигание даек андезитов и дацитов вдоль текущей линии дислокации и образование кальдеры типа Глен-Ко. Далее следует рост в кальдере молодого щитового вулкана, сложенного пироксеновыми андезитами и дацитами, прямо продолжающими линию эволюции старой соммы. В конце верхнего плейстоцена (конец вюрма) происходит выброс больших количеств кислой пирокластики, образуется вторая молодая кальдера, в которой формируется серия лавовых куполов и центральный стратовулкан, сложенные пироксеновыми андезитами.

К концу среднего — началу верхнего плейстоцена относится начало кислого вулканизма в районе вулкана Унзен (остров Кюсю) и формирование сложной системы грабен на этом вулкане (Sendo *et al.*, 1967). Эти вспышки соответствуют выделяемым нами пароксизмам кислого вулканизма Камчатки. Возраст крупных покровов игнимбритов, спекшихся туфов и пемз, связанных с кальдерами Кюсю и Хоккайдо (Асо, Ата, Эйра, Куччаро и др.), по данным старых работ, основанных на традиционно-геологических методиках, резко занижался, вплоть до нижнего плейстоцена. Полученные в последние годы многочисленные определения абсолютного возраста по этим отложениям показывают, что все они или, по крайней мере, подавляющая часть имеют очень молодой возраст (см. таблицу).

Кислый вулканизм продолжается и в голоцене, причем некоторые центры сохраняют активность вплоть до настоящего времени (Унзен на Кюсю, Усу на Южном Хоккайдо). Однако, как и на Камчатке, деятельность этих вулканов носит реликтовый характер, продолжая и заканчивая историю развития центров, сложившихся в конце среднего — верхнем плейстоцене.

Абсолютный возраст некоторых пирокластических покровов Японии

Структура, с которой связан пиро- кластический покров	Абсолютный воз- раст, С ¹⁴	Структура, с которой связан пиро- кластический покров	Абсолютный воз- раст, С ¹⁴
Куччаро	23300 \pm 3000 (Gak — 866) — 2000	Асо	20100 \pm 600 (Gak — 479) 23000 \pm 750 (Gak — 480) 26400 \pm 1100 (Gak — 478)
Атоса-ну- пури	11720 \pm 220 (Gak — 870) 32300 \pm 3000 (Gak — 866) — 2000		33100 \pm 3100 (Gak — 554) — 1900
Машю	6460 \pm 130 (Gak — 247) 7190 \pm 280 (Gak — 248)		35600 \pm 5600 (Gak — 553) — 1900
Сикоцу	31900 \pm 1700 (Gak — 713) 32200 \pm 2000 (Gak — 714) 32200 \pm 4700 (Gak — 519) — 3100	Эйра	16350 \pm 350 (Gak — 473) 22000 \pm 850 (Gak — 211) 23400 \pm 800 (Gak — 558)
Тойя	13900 \pm 250 16400 \pm 300 (Gak — 868)	Ата	24500 \pm 900 (Gak — 472)
Нигори- кава	12900 \pm 270 (Gak — 1605)	Асама	10650 \pm 250 (Gak — 311)
Товада	10400 \pm 220 (Gak — 460) 12000 \pm 250 (Gak — 385) 12700 \pm 260 (Gak — 205)	Ятсугатаке	24600 \pm 100 (Gak — 616)
		Пазу	29800 (Gak — 1649)

Примечание. Данные заимствованы из работ Т. Ishikawa, Y. Katsui, Y. Oba, H. Satoh (1969); Kobayashi (1965); Kawachi, Kitazawa (1967); Okada (1969).

Немногочисленные проявления кислого вулканизма островной дуги Изу-Бонин датированы по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым и трековым методами (Канеока, Ozumi, 1970). Полученные цифры — 270 тыс. лет для измененных риолитов острова Козу-Шима, 80 тыс. лет для обсидианов на том же острове и 300 тыс. лет для трахитов Иво-джимы — отвечают общим для всей Японии периодам вспышек кислого вулканизма.

С периодом главной вспышки кислого вулканизма в Японии связываются крупные структурные преобразования. В этот период Япония испытывает общее поднятие, в ходе которого острова приобретают конфигурацию, близкую к современной. Происходит быстрый рост горных систем. В то же время впадина Канто в Центральной Японии полностью прекращает свое развитие. Окончательно теряется связь Японии с Азиатским материком — прекращает свое существование «континентальный мост» в районе пролива Цусима, связывавший Корею с Кюсю и Юго-Западным Хонсю. Полностью отмирает вулканическая зона Дайсен — датировка последних извержений отвечает времени 30.200 \pm 350 лет (Геологическое развитие Японских о-вов, 1968). Происходит образование крупнейших кольцевых вулканических структур (кальдеры Ата, Асо, Эйра,

вулcano-тектонические депрессии Какуто, Куджу, Унзен на Кюсю; кальдера Хаконе в районе Фосса-Магна; кальдера Товада на Северо-Восточной Хонсю, кальдеры Акан, Машю, Тойя, вулканическая депрессия Токачи на Хоккайдо и др.), диаметр которых колеблется от 8 до 20 км и более. Главный этап четвертичного кислого вулканизма в Нов. Зеландии характеризуется массовыми выбросами кислой пирокластики в районе Таупо-Роторуа*. Начало его датируется по появлению первых обломков игнимбритов в нижнекастльклиффских слоях Восточного прогиба. С этого момента количество обломков кислых вулканических пород в разрезе Восточного прогиба постоянно возрастает и в отдельных горизонтах позднекастльклиффских слоев объем их достигает нескольких кубических миль. С эпохой массового формирования игнимбритовых и пемзовых покровов в этом районе в конце кастльклиффского времени связано образование линейного грабена, протягивающегося от вулкана Руапеху до залива Пленти (Вуд, Грипдли, Харрингтон, 1963). В конце кастльклиффского времени игнимбритовые выбросы в зоне Таупо сильно сокращаются, а одновременно, по данным Дж. Книгма (Kingma, 1959), завершается формирование грабена Таупо. Об этом, в частности, свидетельствует перекрытие маломощным плащом игнимбритов устойчивых блоков на периферии структуры — плато Каингароа и плато Западного Таупо. Параллельно происходит поднятие и складчатость в Восточном прогибе, после чего часть прогиба, выходящая на территории Северного острова, прекращает свое существование. Завершается формирование прогиба Уонгануи и происходит интенсивное воздымание хребтов Римутаке и Раухине, разделяющих прогибы. Начало воздымания совпадает с моментом заложения вулканического пояса, но долгое время существует прямая связь между грабеном Таупо и Восточным прогибом. Она прерывается лишь в момент, соответствующий концу выбросов игнимбритов. Это говорит о том, что главной фазе игнимбритового вулканизма соответствует главный импульс поднятия хребтов Раухине и Римутаке, разделивший обе отрицательные структуры. Осадконакопление в Восточном прогибе полностью прекращается к верхнему плейстоцену. На Южном острове свита Верхняя Уонгануи представлена мощными галечниками, образовавшимися в результате подъема Южных Альп. Слои их сильно изогнуты, а местами стоят на головах.

Таким образом, конец кастльклиффского времени знаменуется резкой интенсификацией движений, приводящей к окончательному оформлению перестройки структурного плана, начавшейся в конце плиоцена.

* Healy, Vucetich, Pullar, 1964; Thompson, 1964; Thompson, Kermode, 1965; Vucetich, Pullar, 1969.

Последняя эпоха кислого вулканизма в Новой Зеландии охватывает середину — конец верхнего плейстоцена — голоцен. Отчетливо выделяются два этапа — верхнеплейстоценовый и голоценовый. Первый характеризуется образованием обширных пемзовых пирокластических покровов (неплы Ротоаху и Окарека, лапилли Мангаони, формация Орануи и др.), реже формируются пемзо-игнимбритовые покровы. В голоцене в Центральном вулканическом районе возникают кольцевые комплексы липаритовых экструзий, на заключительных стадиях образования которых внедряются небольшие по объему дацитовые купола. Рост куполов липаритов и дацитов сопровождается выбросами пемз, из которых последние по времени датированы периодом 1800 лет назад. Образование кислых куполов и формирование кальдеры происходит также на острове Майор (8390 ± 135 лет назад). Надо, однако, отметить, что объем кислых вулканических пород голоцена несомненно мал по сравнению с объемом пирокластического материала, выброшенного в течение главной фазы.

На Курильской островной дуге к середине верхнего плейстоцена относится крупный этап эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование кальдер и ассоциирующихся с ними пемзовых и игнимбритовых покровов. Перемытый пирокластический материал этого этапа входит в состав отложений 100—120-метровой морской террасы на островах Кунашир и Итуруп, сформировавшихся во время верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3). Абсолютный возраст растительных остатков, захороненных во время накопления пирокластических отложений, извергнутых при формировании кальдер Менделеева и Головина, около 40 тыс. лет. Кальдеры этого возраста достаточно хорошо выражены в рельефе, одновозрастные им пемзовые и игнимбритовые покровы сохранились в виде незначительных по площади фрагментов. К данному же периоду относится возникновение кальдер и ассоциирующихся с ними пирокластических покровов на островах Итуруп (Урбич, Цирк, Медвежья*), Симушир (Заварицкого-древняя, Броутона), Онекотан (Немо).

Мощная вспышка кислого вулканизма наблюдалась на Курильских островах в первой половине голоцена. К этому времени относится образование крупных пирокластических покровов и кальдер Львиная Пасть (9460 ± 50 лет, ГИН-35, 9400 ± 60 лет, ГИН-325) и Тао-Русыр (7500 ± 80). Параллельно образуются многочисленные экструзивные купола андезитового и андезито-дацитового состава на ряде крупных стратовулканов и в кальдерах.

Основной район проявления кислого вулканизма в Индонезии — Суматра. Извержения кислых вулканических продуктов

* Датировка туфов кальдеры Медвежьей, по Остапенко, 1967.

тесно связаны с кольцевыми структурами, тяготеющими к рифту Семапгко. Таковы вулcano-тектонические депрессии Тобы, Рапау и др. Гигантские извержения кислых пирокластов этих районов датируются концом среднего — началом верхнего плейстоцена, так как пемзы, связанные с извержением в районе Тоба, перекрывают остатки палеолитической культуры Тампан на полуострове Малакка (Беммелен, 1957). Дж. Смит-Сибинга (Smit-Sibinga, 1948) датирует верхнепалембангские слои кислых туфов в нефтеносном бассейне Восточной Суматры верхним плейстоценом, прямо коррелируя время их образования с рис-свюрмским межледниковьем Европы. Характерно, что после отложения верхнепалембангских слоев осадконакопление в этом бассейне, идущее непрерывно с начала неогена, прекращается и весь район подвергается складчатости. После извержения туфов Тоба происходит также резкое воздымание Батакского вздутья. В конце плейстоцена — голоцене на Суматре продолжают существовать сравнительно небольшие по масштабам центры кислого вулканизма. В частности, известны пемзовые выбросы кальдер озера Рапау и Батур, депрессии Пиломазин (Westerveld, 1952; Marinelli, Tazieff, 1968).

Суммарный эффект четвертичного кислого вулканизма и закономерности его проявления во времени на территории Камчатки, Курильских островов, Японии и Нов. Зеландии показаны на рис. 2. При подсчете общего объема извергнутого пирокластического материала были использованы также материалы по Индонезии (Westerveld, 1952). Обращает внимание огромный объем ($\sim 16\ 000\ \text{км}^3$) продуктов четвертичного кислого вулканизма и отчетливый пульсационный характер его проявления во времени.

Наиболее продолжительные циклы кислого вулканизма ~ 80 — 100 тыс. лет. Они являются общими для всей рассматриваемой части Тихоокеанского кольца. Вполне вероятно, что они могут иметь планетарный характер. По данным определения абсолютного возраста, в пределах циклов выделяются два этапа длительностью по 20 — 30 тыс. лет, которые отчетливо прослеживаются везде. Как правило, I (древний) этап более мощный: объем пирокластики I этапа в 2 — $2,5$ раза больше, чем II этапа. Наиболее вероятно, что эти этапы также имеют планетарный характер.

Имеются ритмы и более мелкие (продолжительностью 4 — 5 тыс. лет): относительно мощный эксплозивный вулканизм первой половины голоцена (Q^1_4) на Камчатке, Курилах и Японии. Однако в Нов. Зеландии ритмы смещены во времени: максимум 13 — 8 тыс. лет назад, минимум 8 — $3,5$ тыс. лет назад и относительный максимум от $3,5$ тыс. лет назад до настоящего времени. В пределах 4 — 5 тысячилетних ритмов выделяются $1,8$ — 2 -тысячные максимумы и минимумы, характерные

для вулканических районов, вулканических узлов и наиболее крупных вулканических сооружений. Вполне вероятно, что есть локальные ритмы еще меньшей длительности.

Таким образом, можно констатировать единство времени вспышек кислого вулканизма по всей западной части Тихоокеанского кольца, пароксизмальный характер этих вспышек и четкое соответствие их мощной эпохе горообразовательных движений в этом районе.

ТИПЫ ЦЕНТРОВ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА

Отмечается два типа соотношений центров кислого вулканизма с базальт-андезитовыми вулканами предшествующих фаз цикла.

1. Прямая унаследованность — приуроченность центров кислого вулканизма к базальт-андезитовым вулканам предшествующих фаз цикла. Это кратеры, небольшие (2—4 км) кальдеры и экструзивные купола на базальт-андезитовых вулканах центрального типа. Характерными типами извержений являются фреатические взрывы и выбросы ювенильной пирокластики с последующим ростом центральных и адвентивных экструзивных куполов. Спекание пирокластического материала, как правило, отсутствует или степень его невелика. Объем выброшенной пирокластики обычно составляет 1—5 км³, редко — до 10—15 км³ и лишь в исключительных случаях превышает эту цифру (Катмаи). Примерами такого расположения центров кислого вулканизма на Камчатке могут служить вулканы Швелуч, Безымянный, Двор, Авача, Козельская сопка, Ходутка, Ильинский, Желтовский на Курильских островах — вулканы Тао-Русыр, Харимкотан и др.

2. Резкая наложенность центров кислого вулканизма на разнородный фундамент — как на вулканы предшествующих этапов, так и на дислоцированные комплексы дочетвертичного фундамента. В зависимости от масштабов вулканической деятельности выделяются несколько типов вулкано-тектонических структур, контролирующих положение такого рода центров. Прежде всего, это крупные (десятки километров) линейные вулкано-тектонические депрессии типа грабенов — грабены Таупо-Роторуа в Нов. Зеландии, Тоба на Суматре, Токачи в Японии. На Камчатке к ним близок грабен Курильское озеро — вулкан Желтовский. С этими структурами связаны покровы игнимбитов объемом в сотни и первые тысячи километров. Далее это крупные кольцевые вулкано-тектонические депрессии размером 10—30 км, проявляющиеся либо самостоятельно (кольцевые структуры Узона, Б. Семячика, Хангара, Опалы на Камчатке, кальдеры Акан, Ата, Асо, Эйра в Японии), либо как структуры второго порядка в пределах линейных

вулcano-тектонических депрессий, связанных с кислым вулканизмом (Курильское озеро на Камчатке, кольцевые комплексы Окатана, Харохаро в Нов. Зеландии). Объем извергнутой пирокластики, образующей обширные пемзо-пгнимбритовые покровы, достигает 150 — 300 км³

Близки к этим структурам и кальдеры нормального типа. Отличия сводятся лишь к размерам кальдер (2—10 км) и объемам ассоциирующейся с ними пирокластики (40—50 км³). Они локализируются в виде самостоятельных структур либо образуют телескопированную систему вложенных друг в друга уменьшающихся в диаметре кальдер в пределах крупных вулcano-тектонических депрессий. Примерами могут служить кальдеры Крашенинникова, Карымского озера и Карымского вулкана, Ксудач, Машю, молодая кальдера Курильского озера, и др. Наложенное положение этих структур по отношению к фундаменту однотипно. Так, вулcano-тектоническая депрессия Курильского озера в южной и юго-восточной частях непосредственно наложена на третичные отложения, а в северо-западной и северной срезает нижнечетвертичные базальт-андезитовые плато.

Аналогичная картина наблюдается на внутренней кальдере вулкана Ичинского, а Ичинская вулcano-тектоническая депрессия срезает еще более разновозрастные структуры: гнейсы Срединного массива на юге, кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела на юго-востоке, неогеновые вулканогенные толщи на востоке, нижнечетвертичные базальтовые плато на севере и северо-востоке, третичные осадочные толщи Западно-Камчатского тылового прогиба на западе. Не менее показательна и кальдера Хангар, целиком образованная в гнейсах Срединного массива Камчатки. Большая же часть кальдер и вулcano-тектонических депрессий Восточной и Южной Камчатки срезает разнотипные и разновозрастные вулканические постройки и базальт-андезитовые плато, сформировавшиеся в ходе нижне-среднеплейстоценового этапа вулканизма, и частично — выступы плиоценовых вулканических толщ. Таковы вулcano-тектонические депрессии Узона—Гейзерной, Б. Семячика, Опалы, Крашенинникова, Жупановские и Карымская кольцевые структуры и т. д. Та же картина наблюдается и в других районах кислого вулканизма. Вулcano-тектоническая депрессия Токачи непосредственно наложена на складчатые комплексы орогенической системы Хидака, кальдеры Ата и Эйра срезают дислоцированные отложения комплекса Шиманто, кальдера Асо наложена на разнородные центры плиоценового вулканизма грабен Таупо-Роторуа — на граувакки J₃—Cr₁, и осадочные комплексы третичного возраста.

Последующее развитие вулканизма в крупных линейных и кольцевых вулcano-тектонических структурах очень услож-

няет их строение. Отмечается телескопирование этих структур, т. е. последовательное развитие вложенных друг в друга постепенно уменьшающихся форм. Так, на фоне линейного грабена Таупо-Роторуа развивается комплекс вложенных кольцевых вулкано-тектонических структур — Мокаи, Харохаро и др. (Healy, 1964). В Жупановской кольцевой структуре диаметром около 40 км образуется серия кальдер размером 2—4 км, такие как кальдеры Карымского вулкана, Карымского озера, М. Семячика. Многофазное развитие и связанное с ним образование кольцевых структур 2 и 3 порядка отмечается также в кольцевых структурах Узон—Гейзерная, Ичпиская и др. Масштаб вулканизма, связанного с такого рода наложенными формами, резко уменьшается (на один-два порядка). Преобладающей формой вулканической активности становятся выбросы пемз и рост экстрезивных куполов. Последние обычно располагаются по дуговым трещинам, параллельным разломам ограничения структур.

Крупные центры кислого вулканизма типа кальдер и вулканотектонических депрессий характеризуются аномалиями силы тяжести. Как правило, аномалии эти имеют отрицательный знак, изометрическую в плане форму (Yokoyma, 1963; Зубин и др., 1971). Отмечаются два типа распределения центров кислого вулканизма относительно такого рода аномалий. При глубине залегания верхней кромки генерирующих аномалию масс 10—15 км, контур аномалии совпадает с контуром кальдеры, а при глубине 15—25 км центры кислого вулканизма распределяются по периферии аномалии. Верхняя кромка генерирующих аномалию масс зачастую располагается ниже подошвы гранитного слоя коры, т. е. аномальные массы прорывают базальтовый слой. Интерпретация этих данных приводит к заключению о наличии цилиндрической зоны, пропитанной внедрившимся веществом с пониженной плотностью. Предполагается гранитоидный состав этих интрузивных масс. Они, по всей видимости, служат периферическими очагами, образование которых происходит в момент кальдерообразующих взрывов, а последующая жизнь в коре проявляется в выбросах пемз и экстрезивной деятельности.

Формы проявления вулканизма в поднятых блоках в пределах контролирующих вулканические пояса грабен-синклиналей и в смежных с ними горст-антиклинальных структурах весьма своеобразны. Это, с одной стороны, существенно лавовые стратовулканы с ассоциирующимися с ними многочисленными экстрезивными куполами (вулканы Ааг, Арик, Дзэндзур в поднятом юго-западном блоке Восточного вулканического пояса Камчатки). С другой стороны, это кислые экстрезивные купола дацит-липаритового состава, распространяющиеся ареально по площади и не связанные с каким-либо конкретным

вулканическим центром. Такие купола широко развиты в горст-антиклинальных зонах Камчатки — в хребтах Кумроц, Валагинском, Южно-Быстринском (купола района Паратунки и Больших Банных ключей) и т. д. Такие же купола отмечаются на Кунашире в поднятых блоках среди полей развития третичных эффузивов, на Юго-Западном Хонсю и т. д.

Породы этих вулканических образований обладают всеми особенностями, характерными для кислого вулканизма «посткальдерной» фазы. Для того чтобы правильно понять их природу, надо учесть данные о вспышках кислого вулканизма в дочетвертичное время. При этом в зонах поднятий, прилегающих к вулканическим поясам, происходит внедрение массивов гранитоидов. Речь идет именно о крупных массивах гранитоидов, интрузирующих в зонах поднятий, параллельных вулканическим поясам, а не о субвулканических интрузиях в пределах вулканических поясов. Так, на Центральной Камчатке (обрамление Срединного массива, Начикинская горст-антиклинальная зона) в периоды, соответствующие времени проявления миоценового вулканизма, происходит формирование интрузий габбро-гранодиоритовой и гранодиорит-порфировой формаций (Вольнец и др., 1968). Периоду неогенового кислого вулканизма на Кюсю и в юго-западной Японии отвечает внедрение комплекса мелких интрузий гранитоидов во внешней невулканической зоне, где развит геосинклинальный комплекс Шиманто. Аналогичная картина отмечается и в орогенической системе Хидака. Данные определений абсолютного возраста указывают на узкий временной интервал формирования этих интрузий, что отвечает закономерности проявления кислого вулканизма в виде коротких катастрофических вспышек.

Таким образом, уже при рассмотрении геологических условий проявления кислого вулканизма мы сталкиваемся с двойственностью его природы: с одной стороны, кислый вулканизм закономерно продолжает и завершает гомодромный цикл развития вулканической активности, начавшийся с базальт-андезитовых извержений, и, с другой — он носит автономный, резко наложенный характер.

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ

По специфике проявления кислого вулканизма, петрохимии продуктов, все известные его формы можно разбить на две группы.

К первой группе относятся мощные выбросы кислой пирокластики, связанные с моментом формирования кальдер и вулканотектонических депрессий, в пределах которых располагаются центры кислого вулканизма. Игнимбриты и пемзы, связанные с извержениями этого типа, несмотря на их повышенную кислотность, по петрохимическим особенностям прямо

принадлежат к породам базальт-андезитовой серии. Когда центры кислого вулканизма располагаются на базальт-андезитовых вулканах предшествующей стадии развития, фигуративные точки составов игнимбритов и пемз располагаются на окончании вариационных кривых базальт-андезитовой серии основной постройки. При резкой наложенности центров кислого вулканизма на разнородный фундамент, фигуративные точки составов игнимбритов и пемз располагаются на окончании вариационной кривой базальт-андезитовой серии, сформировавшейся в данном районе на ранних стадиях того же вулканического цикла.

В самом деле, фигуративные точки химического состава игнимбритов и пемз таких вулканов, как Горелый, Тао-Русыр, кальдера Заварицкого, лежат на прямом продолжении вариационных кривых пород базальт-андезитовой серии, слагающих эти постройки. В то же время фигуративные точки составов игнимбритов таких наложенных структур, как Токачи, Узон, Курильское озеро, Тоба, грабен Таупо-Роторуа, ложатся на продолжение вариационных линий базальт-андезитовой серии первых фаз плейстоценового цикла для того или иного района. Наложенный характер кислого вулканизма отражается в петрохимических диаграммах для отдельных районов в виде разрыва между роем фигуративных точек базальт-андезитового ряда и роем, отражающим состав продуктов кислого вулканизма.

При этом отмечается ряд характерных особенностей состава кислой пироклаستيки этой «кальдерообразующей» фазы. Прежде всего, это единство состава пород при фиксированном содержании SiO_2 вне зависимости от состава фундамента. Затем это повышенная роль K_2O в породах кальдерообразующей фазы: отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ изменяется от 0,5—0,7 для наиболее кислых пород базальт-андезитового ряда до 0,8—0,95 в кислой пирокластике. Процент вкрапленников в общем объеме породы очень невелик — он редко превышает 2—3%, в максимуме доходя до 5%. Характерно почти полное отсутствие среди вкрапленников амфиболов и слюд.

Заведомо «мантийный» характер предшествующих фаз базальт-андезитового вулканизма, наложенный характер наиболее значительных центров кислого вулканизма свидетельствуют о том, что извержение «кальдерообразующей» фазы не связано с опустошением очагов в коре, а проявляется как результат «вскрытия» апикальной части кислых интрузий в момент их внедрения. Интрузии, предполагаемые на основании комплекса геолого-геофизических данных под кальдерами, начинают существовать лишь с момента такого рода «кальдерообразующего» выброса (Зубин и др., 1969).

Уже на этой стадии обсуждения материала важно обратить внимание на связь петрохимических особенностей этой фазы

с базальт-андезитовыми сериями, связь, которая одинаково проявляется и при унаследованном, и при наложенном положении центров вулканизма. Однако тут же мы сталкиваемся и с противоречием: столь крупные массы кислых вулканитов не могут образовываться за счет простого фракционирования базальт-идных магм. Приуроченность кислого вулканизма к районам с различным строением коры, в том числе и к районам, где гранитный слой коры отсутствует, положение этих центров во фронтальных зонах, где гранитный слой наименее развит, вместе с перечисленными особенностями данного комплекса указывают на подкорový его источник.

Ко второй группе относятся посткальдерная стадия формирования пемзово-игнимбритовых покровов и роста экструзивных куполов, а также образованные в заключительные фазы вулканического цикла самостоятельные стратовулканы с центральной экструзией и многочисленными латеральными куполами. Особенности кислого вулканизма этого типа сравнительно с базальт-андезитовым вулканизмом были выявлены на примере Курило-Камчатской провинции (Эрлих, 1966). Рассмотрение материала по другим вулканическим провинциям западной части Тихоокеанского кольца показывает, что они полностью сохраняются во всех районах проявления кислого вулканизма и носят, таким образом, общий характер.

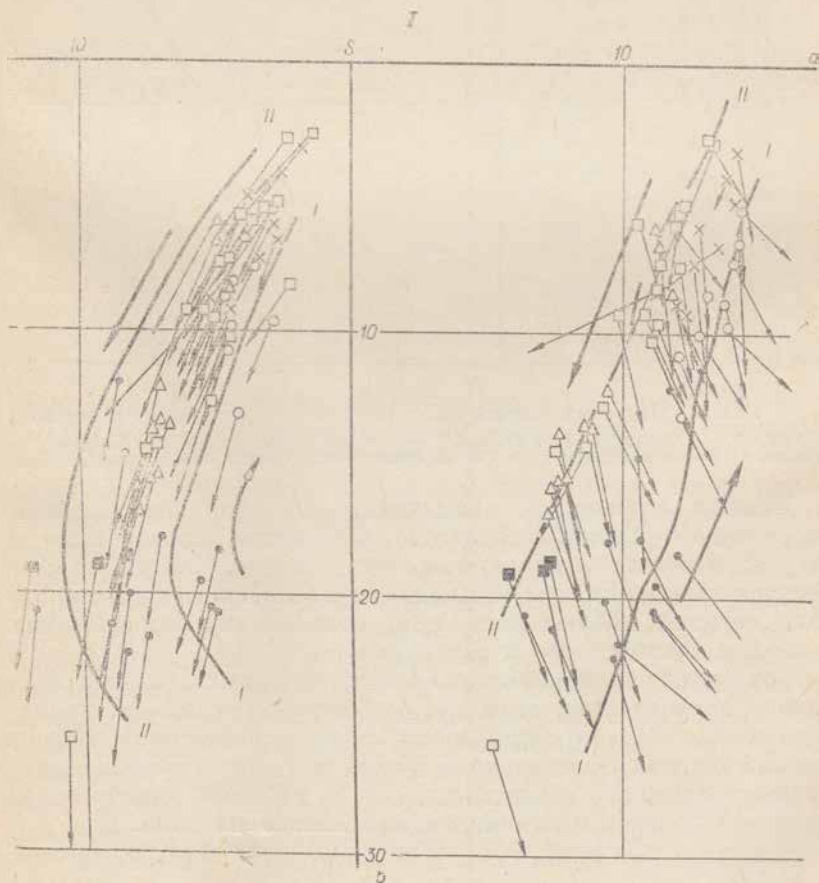
При рассмотрении петрохимических диаграмм видно, что в наиболее основных продуктах кислого вулканизма по сравнению с крайними дифференциатами базальт-андезитового ряда резко уменьшается содержание щелочей и соответственно возрастает содержание анортитового компонента. В результате на вариационных кривых диаграммы А. Н. Заварицкого образуются характерные «колена». Явление это в какой-то мере напоминает пантеллеритовую тенденцию в некоторых ассоциациях щелочных пород (Заварицкий, 1950). Подобная картина наблюдается как в ходе развития отдельных вулканических аппаратов (вулканы Горелый, Зими́на, Швелуч, Корякский — на Камчатке) так и в пределах геологически связанных групп, из которых одни представляют линию развития до «колена», а другие — после него (Ключевская сопка и вулкан Безымянный).

Изменение соотношения щелочей и полевошпатовой извести сопровождается изменениями химизма: резко уменьшается содержание кальция и железа и появляются породы, пересыщенные алюминием (рис. 3). Изменяется ход и характер вулканического процесса. В пределах аппаратов рассматриваемого типа этот процесс представлен серией коротких антидромных циклов.

В этом отношении характерны примеры последних извержений вулканов Швелуча (Меняйлов, 1955) и Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965). Такой ход извержений наблю-

дается и в других вулканических аппаратах. Так, после выброса риолитовых пемз в районе Курильского озера сформировалась андезито-дацитовая экструзия Дикий Гребень. И. Кацуи (Katsui, 1963) отмечает, что это характерная черта пост-кальдерного развития всех вулканических аппаратов.

Наиболее кислые вулканические продукты, формирующиеся на первых стадиях антидромного цикла, имеют, как правило, щелочность, соответствующую нормальному ходу развития исходной базальтовой магмы, т. е. равную или чуть большую щелочности пород последних фаз развития вулканов базальт-андезитовой серии. Обычно в этих породах не отмечается пере-щелочности алюминием. При появлении же в ходе развития антидромного цикла более основных пород количество щелочей убывает, причем кривая убывания не соответствует нормальной кривой развития вулканов мантийного питания. При этом и возникают те характерные особенности химизма, которые были отмечены выше.



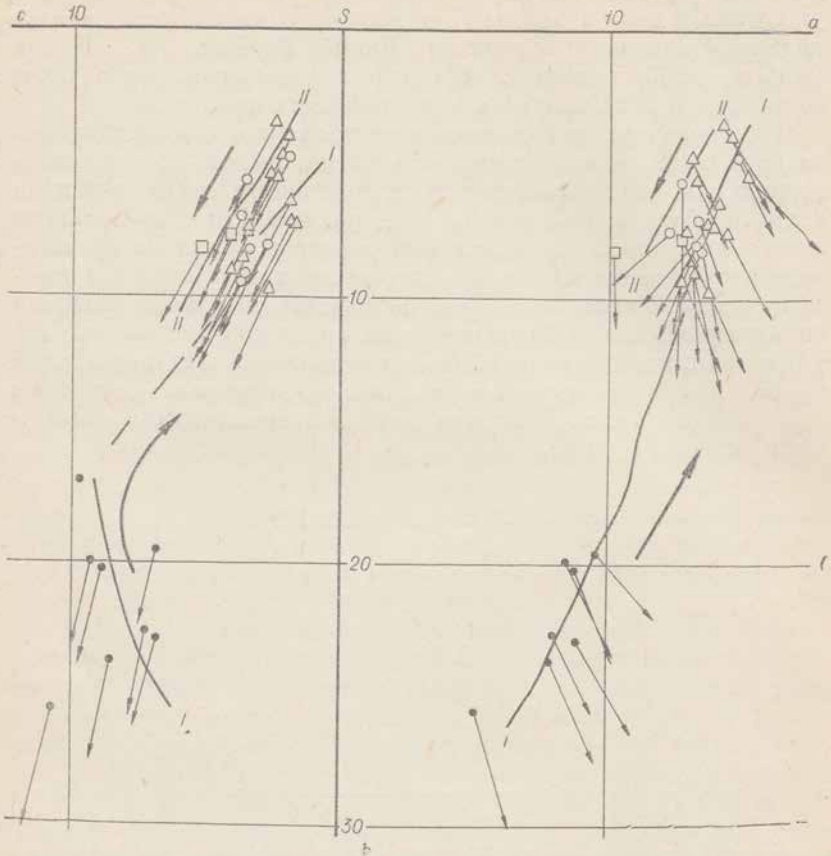
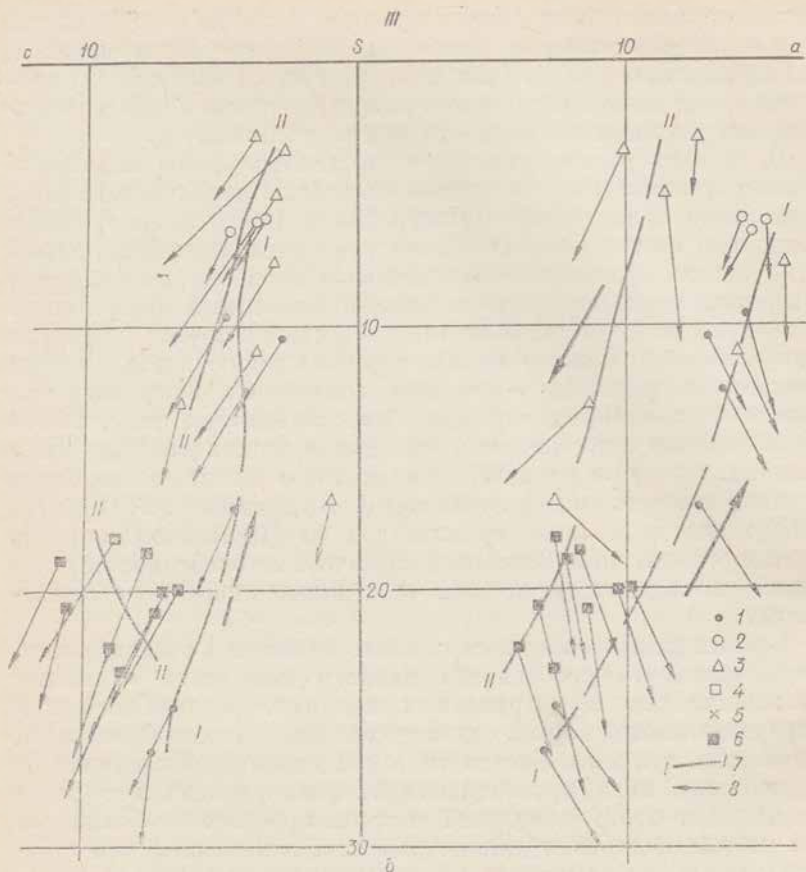


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма некоторых центров кислого Кальдеры: I — Семячик, II — Узон, III — вулкана Горелого. 1 — докальдерные бакудола; 4—5 — игнимбриты II и III посткальдерных стадий; 6 — посткальдерные

Важная особенность извержений вулканов рассматриваемого типа — резкое возрастание количества газовой фазы и ее роли в динамике вулканического процесса. Обычными становятся мощные взрывы катмайского и пелейского типов, вроде тех, которые наблюдаются при современных извержениях вулканов Безымянного и Шивелуча.

Сохранение вулканическими продуктами, связанными с вулканами данного типа, основных особенностей химизма, характерных для базальт-андезитовых серий провинции в целом, и закономерное образование вулканов этого типа в конце вулканического цикла свидетельствуют о наличии генетической связи между ними и вулканами мантийного питания.

В то же время указанные выше характерные для них петро-



вулканизма на Камчатке (по методу Заварицкого).

1 — базальты, 2 — игнимбриты главной кальдерообразующей стадии. 3 — посткальдерные базальты, 7 — вариационные линии; 8 — направление дифференциации.

химические особенности нельзя объяснить нормальным ходом дифференциации базальтовой магмы, для эволюции которой всегда характерно в той или иной степени прогрессирующее нарастание содержания щелочей от основных пород к кислым.

Для состава пород этой («посткальдерной») фазы вулканизма характерно резкое возрастание «степени порфириности»: количество вкрапленников в среднем составляет 5—10% от общего объема, доходя в единичных случаях до 15—25%. Одновременно на последних стадиях формирования комплекса отмечается экструзия почти чистых стекол, отвечающих наиболее кислым породам — липаритам. Процесс аккумуляции кристаллической фазы и фракционирования (в результате выжимания под давлением) чистого стекла — ведущий процесс дифференциации на этой стадии. Характерно, что проявление всех этих особен-

ностей в «посткальдерном» комплексе возрастает во времени. В первых извержениях, связанных с развитием комплекса, они проявляются слабо (или не проявляются вообще). Со временем в завершающих выбросах пемз и при росте наиболее поздних экструзивных куполов эти черты усиливаются.

В породах рассматриваемого «посткальдерного» комплекса обычно присутствуют плавленные ксенолиты пород фундамента, и особенно гранитоидов (Масуренков, 1969; Иванов, 1970), полностью отсутствующие в продуктах «кальдерообразующей» фазы кислого вулканизма. Специальная проверка, проведенная авторами, показала, что плавленные ксенолиты гранитоидов и вмещающих пород на Хангаре полностью сосредоточиваются в породах центрального купола и пемзах заключительной фазы вулканизма, на Узоне — связаны с пемзами и экструзивными куполами, сформировавшимися в посткальдерную фазу. Такое же положение занимают многочисленные ксенолиты Ичинского вулкана. При этом гранитоиды ксенолитов имеют состав, очень близкий к составу вмещающих пород. По данным Б. В. Иванова (1970), для ксенолитов гранитоидов на Карымском вулкане характерен тот комплекс петрохимических особенностей, который описан выше для всей «посткальдерной» фазы вулканизма.

Все эти данные, как и сама связь комплекса с кальдерами, показывают, что особенности данного комплекса отражают кристаллизацию в интрузивных камерах, располагающихся в пределах земной коры и служащих периферическими очагами, питающими вулканы. Систематический характер отклонений от нормального хода кристаллизации, фиксирующихся в однотипных для этого комплекса петрохимических особенностях для разных центров и разных районов, показывает, что главную роль в его специфике играют не процессы ассимиляции, а другие явления. Ведущими факторами, по-видимому, служат аккумуляция кристаллической фазы, газовый перенос и фильтро-прессинг. Подтверждает это и отмеченное Л. Л. Леоновой, Н. И. Удадьцовой и Б. В. Ивановым (1969) близкое содержание редких и радиоактивных элементов в докальдерном базальт-андезитовом комплексе Карымского вулкана, посткальдерных его дацитовых лавах и ксенолитах гранитоидов. По-видимому, степень ассимиляции является функцией времени существования очага в коре, а для средне-верхнечетвертичных кальдер время это очень мало. Как уже говорилось выше, геофизические данные свидетельствуют о том, что кровля питающих интрузий под кальдерами зачастую находится на глубине свыше 15 км, т. е. в пределах базальтового слоя. Это показывает, что данные комплексы не могут формироваться за счет расплавления гранитного слоя коры.

Важным источником сведений об условиях кристаллизации кислых магм является состав минералов-вкрапленников и

особенности генезиса отдельных минералов. По этому вопросу сделано в настоящее время сравнительно мало. Изучение продуктов кислого вулканизма, как правило, не выходило за рамки обычных кристаллооптических исследований. Тем не менее уже сейчас можно наметить ряд важных общих закономерностей в этой области.

Прежде всего, следует обратить внимание на то, что в кислых вулканитах обычна ассоциация минералов-вкрапленников: кварц—кислый плагиоклаз—гиперстен. Отсутствие калиевого полевого шпата как в виде фенокристаллов, так и в мезостазице указывает на температуру застывания породы, превышающую минимум в четверной системе плагиоклазы—калиевый полевой шпат—кварц. Обычная форма нахождения калиевого полевого шпата — тонкодисперсные кварц-полевошпатовые выделения в жеодах, равномерно распределенных по некоторым разностям дацитов и минералов, образующих экструзивные купола. Образование кварц-полевошпатовых агрегатов, выполняющих жеоды, связано с газовым переносом и носит характер автометасоматоза.

Наиболее обычные минералы вкрапленников кислых вулканических пород — плагиоклазы. Статистическое изучение плагиоклазов из вкрапленников, проведенное О. Н. Волюнцом (1969) и позднее авторами, показало идентичность их составов в ряду базальт—андезит—кислые вулканические породы (40—90% анортита). При этом для плагиоклазов № 40—60 (максимум на кривой распределения — № 51—55) устанавливается интрателлурическое происхождение. Плагиоклазы № 70—90 встречаются в виде корродированных ксенокристаллов, иногда образующих внутренние зоны фенокристов, обрастающие более кислыми плагиоклазами поздних генераций. Количество их в породах уменьшается по мере возрастания их кислотности. Ксенокристаллы отличаются обилием включений стекол, придающих им ситовидную структуру. Степень упорядоченности плагиоклазов 0,0—0,30 (среднее 0,15—0,20). В липаритах появляются генерации более кислых плагиоклазов (№ 20—40), а степень упорядоченности плагиоклазов № 40—60 в них выше обычной (0,725—0,55, среднее 0,40—0,45).

Кварц обычно встречается в форме оплавленных зерен. Типично ксеногенный облик зерен кварца говорит о том, что они сформировались в первые этапы кристаллизации или захвачены из вмещающих пород. Тем существенней данные о температурах ранних стадий кристаллизации кварца, полученные для пемз вулкана Хангар. Гомогенизация первичных включений состава газ—стекло в кварце происходит при температурах 1190—1260° С. Второй стадии роста отвечают включения состава стекло—газ с температурой гомогенизации 800—830° С. При этих же температурах гомогенизируется и большая часть вторичных включений, залечивающих трещины в зернах.

Параллельно со снижением температуры эволюционирует и состав газов включений — от состава «азот+редкие газы», углекислота и «кислые газы» ($H_2S+SO_2+SO_3+NH_3+HCl+HF$) для высокотемпературных включений к исчезновению азота и преобладанию углекислоты с присутствием «кислых газов» во включениях второй стадии (Бакуменко и др., 1970). Эти данные позволяют полностью исключить возможность захвата кварца из вмещающих пород и говорить о нем, как о характерном минерале ранних стадий кристаллизации кислых вулканитов. Характерно отсутствие кварца в игнимбритах и многих липаритовых экструзиях (в частности, в обсидианах экструзивных куполов). Обычен кварц для дацитовых экструзий и пемз посткальдерной фазы развития кислого вулканизма.

Среди цветных минералов, как правило, преобладают пироксены — гиперстен и авгит. В незначительных количествах присутствует железистый оливин, причем он фиксируется во всех разностях кислых вулканических пород вплоть до самых кислых. При этом по мере возрастания кислотности породы количество оливина убывает и в наиболее кислых разностях (липариты, обсидианы) он фиксируется как аксессуарный минерал. Гиперстен присутствует в количестве 2—3% как в виде вкрапленников, так и в основной массе. $2V=54-70^\circ$, чаще всего $62-67^\circ$, что соответствует гиперстену Fs_{35-45} по номенклатуре А. Польдерваарта. В то же время в отдельных случаях, в частности, в дацитах Асио, Япония, в ассоциации с альмандином и фаялитом во вкрапленниках отмечаются гиперстены Fs_{85} (Купо, 1966). Железистость клинопироксенов в андезито-дацитах и дацитах (Fs_{13}) меньше, чем в андезито-базальтах и базальтах (Fs_{14-18}). Общий состав клинопироксенов соответствует формуле $Wo_{45}, En_{42}, Fs_{13}$. Амфиболы и биотит относительно редки и встречаются, как правило, в породах экструзивных куполов.

Хотя аксессуарные минералы в кислых эффузивах почти не исследованы, обращают на себя внимание частые находки граната (альмандина). Гранаты альмандин-пиропового ряда из кислых эффузивов занимают промежуточное положение между гранатами из метаморфических комплексов и малоглубинных интрузий гранитоидов (Маракушев, Тарарин, 1964).

Особый интерес представляет находка муассанита (SiC) в немагнитной фракции пемз вулкана Хангар (Срединный хребет Камчатки). Вплоть до последнего времени этот минерал встречался лишь в метеоритах и кимберлитах. Он считается индикатором высоких давлений. В последнее время муассанит описан и в кислых вулканических породах Акбастау-Кусмурунской кальдеры (Каипов, Баймуратов, 1970). Учитывая, что в изучении аксессуарных минералов кислых вулканитов делаются лишь первые шаги, можно предположить, что со временем число таких находок возрастет и муассанит окажется одним

из характерных минералов-аксессуаров рассматриваемой вулканической серии.

Перечисленные особенности минералогического состава дают возможность еще раз подтвердить, что в кислых вулканитах есть черты «базальтоидности». В то же время в тех редких случаях, когда центры кислого вулканизма расположены непосредственно на породах метаморфического комплекса (например, Хангар), реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев в них отсутствуют. Все это говорит о высоких температурах и давлениях ранних стадий кристаллизации кислых магм, что наряду с приведенными ранее доводами свидетельствует об их первично-подкорковой природе.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КИСЛЫХ МАГМ

Приведенные данные исключают возможность образования кислых вулканитов рассматриваемых районов в результате расплавления отдельных участков гранитного слоя коры (Власов, 1963; Nealy, 1964; Беммелен, 1963; Кузнецов, 1964, и др.) или при локализации питающих магматических очагов, выполненных кислыми производными базальтоидной магмы в коре, с наложением на них процессов ассимиляции (Фаворская, 1964; Малеев, 1964).

Обзор данных о геолого-петрологических особенностях гранитоидного вулканизма и ультраметаморфизма, проведенный недавно Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом (1969), привел и этих авторов, долгое время развивавших идею о вертикальной миграции фронта и плавления гранитного слоя коры, к выводу о подкорвом источнике гранитоидов и метаморфизирующих флюидов. При этом основные особенности обоих процессов поразительно совпадают с основными чертами комплекса четвертичных кислых эффузивов, отмеченными выше. Таковы:

1. Огромные масштабы региональной гранитизации, захватившие самые глубокие, в том числе и предварительно обезвоженные и лишившиеся большей части летучих компонентов слои земной коры, приводят к формированию метасоматических и магнетических продуктов различного, но для определенных эпох и структур — строго определенного состава.

2. Краткость эпох гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма и синхронность проявления этих эпох на огромных территориях. Связь с импульсами поднятия.

3. Последовательная смена во времени натровых и калиевых магматических и метаморфических формаций.

4. Независимость степени глубинного метаморфизма от глубины погружения, секущий характер изоград метаморфизма относительно стратиграфических границ и связь его с зонами глубинных разломов указывают на ведущую роль мощного подтока эндогенного тепла. Источник этого подтока

располагается ниже границы кора—мантия, на глубинах в сотни километров.

Экспериментальные данные, полученные Д. Линдсли (Lindsley, 1966), Ф. Бойдом и др. (Boyd and oth., 1964), привели Т. Матсумото (Matsumoto, 1965, 1968) к построению модели образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме под действием конвекционных потоков к границе *М*. Эволюция такого расплава близка к наблюдаемой картине при высоких давлениях в системе $Mg_2SiO_4-SiO_2$. При этом отмечается возможность устойчивого существования при определенных *P-T*-условиях фаз стиповит+расплав, коэсит+расплав и эпатацит+коэсит. Такой механизм представляется принципиально возможным, но геологическое приложение его встречает две основные трудности:

1. Он подразумевает полную самостоятельность выплавки кислых магм и не учитывает реально наблюдаемых фактов образования кислых вулканических пород в теснейшей связи с базальтами и, в частности, при извержениях базальтовых вулканов.
2. Конвекционный механизм подъема, предлагаемый Т. Матсумото, предполагает ширину зон, охваченных кислым вулканизмом, равной около 1500 км, что почти на два порядка больше реально наблюдаемой.

В то же время на реальность отдельных элементов этого процесса как будто указывают включения кварца в базальтах. Следы увеличения объема в них могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Однако основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов под воздействием глубинного подтока летучих (механизм типа трансмагматических потоков Д. С. Коржинского).

Обращает на себя внимание различие форм проявления и масштабов кислого вулканизма в зависимости от состава базальтов. Известно, что толеитовые базальты океанического и континентального типов (по Engel, Engel, Havens, 1965) отличаются резкой недосыщенностью SiO_2 и обогащением темноцветными компонентами. Породы андезитового ряда проявляются в связи с этими базальтами в виде редких исключений.

Характерно, однако, что на вулканах, сложенных базальтами такого типа, наблюдаются значительные по масштабам выбросы пемз с содержанием 69—71% SiO_2 при отсутствии промежуточных, андезитовых разностей пород (вулканы островов Тонга, вулканы Миодзин, Гекла). С этим связано и отмеченное выше наличие обособленного пика пород с содержанием 68—72% SiO_2 на кривых распределения вулканических пород для островных дуг, выдвинутых в сторону океана. В кремнисто-вулканогенных толщах ранних стадий развития геосинклина-

лей появление первичных оливин-толеитовых лав сопровождается массовым выносом SiO_2 , которое приводит к образованию мощных толщ кремнистых осадков (яшм, кремнистых сланцев) при параллельном развитии щелочного метасоматоза (в том числе и аутометасоматоза). Последнее отражает повышенную способность оливин-толеитовых магм к накоплению щелочей в ходе эволюции расплава. В силу этого при обоих возможных путях их эволюции в сторону повышения основности, т. е. к щелочным оливиновым базальтам, или резкого возрастания кислотности, т. е. к трахитам, отмечается резкое увеличение количества щелочей в конечных продуктах эволюции магм, не свойственное нормальному ряду пород известково-щелочной серии.

В то же время главной особенностью минерального состава базальтов известково-щелочной серии является резкая неравновесность вкрапленников при содержании 12—25% вкрапленников оливина (т. е. не меньшим, чем в оливиновых толеитах или щелочных оливиновых базальтах океанических серий). Состав их характеризуется относительно высоким (50—52%) содержанием SiO_2 , общей насыщенностью кремнеземом, относительно пониженным содержанием темноцветных компонентов, в частности MgO . Сами по себе эти факты говорят о значительно более кислом составе основной массы, чем это можно было бы ожидать, исходя из количества фенокристаллов оливина и пироксена. В основной массе базальтов зачастую фиксируются выделения чистого кристобалита. В базальтах Авачинской сопки, Анаунского района ареального вулканизма и ряда других участков отмечены редкие зерна кварца округлой формы (до 2 мм в поперечнике), совершенно лишённые включений и носящие следы резкого увеличения объема в виде характерной системы трещин. Вокруг зерен обычна кайма из мелких кристаллов моноклинного пироксена. Проведенный нами анализ основной массы базальтов Анаунского района на электронном микроанализаторе показал, что в отдельных точках содержание Si достигает 65—71%.

Можно предположить, что различие в составе обоих типов толеитов и путях их дальнейшей эволюции связано не с различием состава исходного расплава, а с различным поведением SiO_2 и щелочей в едином расплаве, но при различных физико-химических условиях. В одном случае (ряд океанических толеитов) отмечается отделение фазы, обогащенной SiO_2 , от базальтового расплава и концентрация ее в пемзах и гидротермах при участии летучих. В другом (исходные толеиты ряда Куно) SiO_2 сохраняется в базальтовом расплаве и количество его накапливается в ходе эволюции, что и приводит к последующей кристаллизации андезитов из того же расплава. Хотя детали этих различий пока представить трудно, общий подход наметчен в работах Г. Иодера и К. Тилли (1965) и И. Куширо (Kushiro, 1965). Показано, в частности, что эволюция оливинового

толеита в условиях низкого давления приводит к образованию толеитов, пересыщенных SiO_2 , в условиях же высокого давления расплав эволюционирует в сторону щелочных оливиновых базальтов. Таким образом, речь идет о различных условиях выплавки и последующей эволюции единого толеитового расплава из субстрата мантии.

Резкое отщепление от родоначальных базальтовых магм расплавов, обогащенных SiO_2 , по-видимому, ведущий процесс образования кислых магм. Обращает на себя внимание различие составов базальтов докальдерной фазы вулканизма и базальтов, образовавшихся после образования кальдер в их пределах. Базальты докальдерной фазы приближаются, как правило, к стандартному типу континентальных толеитов — они недосыщены SiO_2 , обогащены Mg , Fe , щелочами. Базальты же, образовавшиеся в посткальдерную фазу, приобретают обычный для известково-щелочной серии характер. Они обогащаются SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , в то время как содержание Fe , Mg и щелочей в них убывает. Это явление, отмечавшееся ранее для кальдер Камчатки (Эрлих, 1966), носит общий характер. Оно отражает резкое изменение условий в зоне генерации магм в до- и посткальдерную фазу.

Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его и основные условия развития указывают последние эксперименты О. Таттла и его коллег (Tuttle and oth., 1967). Ими исследовалось поведение образца базальта при давлении 10 кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. В результате через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% от исходного объема). Наиболее подвижными компонентами при этом процессе, естественно, являются щелочи и кремнезем. Отделение обогащенных SiO_2 фракций может происходить как в виде расплава, так и в виде флюида. О постоянной связи флюидных выделений с кислым вулканизмом свидетельствует ряд данных. Прежде всего, это тесная ассоциация с районами кислого вулканизма массовых проявлений современных гидротерм. Количество и масштаб деятельности современных гидротермальных источников здесь совершенно несопоставимы с теми проявлениями, которые локализуются в областях базальт-андезитового вулканизма. Хотя точных цифр, характеризующих эти различия, в настоящее время нет, однако можно отметить, что все крупнейшие поля гидротерм, такие как Долина Гейзеров, Семячичская группа источников, Паужетка, Б. Банные Ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракея и Вайотапу и гейзеры Роторуа Нов. Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзена на Кюсю и Усу

на юге Хоккайдо и, наконец, гейзеры Йеллоустонского парка, локализуются именно в связи с районами кислого вулканизма. Такая связь тем более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих, представленных, естественно, в подавляющей своей массой парами воды.

В тех случаях, когда эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, отмечается совпадение абсолютного возраста глубокометаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов и серий, образованных в ходе кислого вулканизма. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, метаморфической зоны Риоке в Юго-Западной Японии и метаморфид зоны Вакатану на Южном острове Нов. Зеландии. Во всех этих случаях отмечается, что метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. Но в период, соответствующий катастрофическим вспышкам вулканической активности, отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза. Так, наиболее древние метаморфические комплексы Срединного хребта датируются периодом 178 млн. лет, и в то же время многие образцы имеют абсолютный возраст 40—45 млн. лет, соответствующий возрасту рвущих массив гранитоидов, комагматичных кислым вулканитам третичных вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке, по геологическим данным, датируется интервалом времени между средней пермью и поздним триасом (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Абсолютный же возраст метаморфид соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматичных меловым игнимбрикам и туфам толщи Нохи (Shibata, 1968).

Но, пожалуй, наиболее показателен пример метаморфид Южного острова Нов. Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста основная фаза метаморфизма датируется здесь предверхнеюрским временем. В то же время калий-аргоновые датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома соответствуют периоду 4—8 млн. лет, что отвечает вспышке кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном острове и быстрому поднятию Южных Альп. В связи с этим интересно отметить два дополнительных момента. Гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатану впервые отмечаются в гальке только в плейстоценовых отложениях. Во-вторых, вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники. Это привело Х. Хаттори (Hattori, 1968) к заключению о том, что последняя фаза метаморфизма близ Альпийского разлома связана с поднятием в интервале времени 4—8 млн. лет, а тектоническая и термальная активности, связанные с завершающими движениями этой фазы, продолжают и поныне.

В предыдущих разделах указывалось на положение центров кислого вулканизма во фронтальной части вулканических поясов, т. е. в непосредственной близости от глубинных разломов, в пределах зоны сегодняшнего развития процессов высокотермального метаморфизма. Далее следует обратить внимание на то, что описанная выше обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц, кислый плагиоклаз—гиперстен, авгит, аксессуарные альмандин и фаялит) крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается уже упоминавшимися выше частыми находками в пемзах включений анортозитового состава, а обычность ассоциаций чарнокитов с анортозитами широко известна. Ранее А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1964) отмечали аналогию в составе чарнокитов и гранитоидных интрузий Курило-Камчатской зоны. Приведенные данные позволяют развить эту аналогию и сделать вывод о единстве процессов чарнокитизации глубинных зон и кислого вулканизма.

Выше было показано, что интенсивность и характер кислого вулканизма теснейшим образом связаны с типом состояния тектонических систем в этот момент. В системах типа Изу-Бонин объем кислого вулканизма невелик и проявляется в виде пемзовых выбросов на базальтовых вулканах. В системах типа Курил роль кислого вулканизма возрастает, но он по-прежнему связан с базальт-андезитовыми вулканами центрального типа и химизм его продуктов соответствует кислым андезитам. В системах типа Камчатки наблюдается массовое проявление кислого вулканизма, причем среди центров, с которыми он связан, наложенные формы, не наследующие положение базальт-андезитовых вулканов предшествующих этапов, резко преобладают. И наконец, в системах типа Тайваня, в районах максимального поднятия и максимального развития гранитного слоя коры кислый вулканизм прекращается.

Интересным показателем этого процесса является еще одно явление. При общей приуроченности к фронтальным вулканическим зонам центры кислого вулканизма обнаруживают тенденцию к пунктирному расположению — районы кислого вулканизма даже в пределах фронтальных зон чередуются с районами базальт-андезитового вулканизма. Так, на Восточной Камчатке выделяются три участка вулканического пояса: Авачинско-Жупапковский, Карымско-Семячикский и Кроноцко-Гамченский. При однотипном расположении относительно общей контролирующей их структуры — грабен-синклинали — первый и третий из этих участков характеризуются почти исключительным развитием базальт-андезитового вулканизма. В то же время на Карымско-Семячикском участке, от устья р. Жупа-

новой до р. Кронцокой, сосредоточиваются все крупнейшие центры кислого вулканизма: Жупановская и Карымская кольцевые вулcano-тектонические структуры, сложные кальдеры Узона-Гейзерной и Б. Семячика, кальдера Крашенинникова.

В Северо-Восточной Японии, в пределах зоны Назу выделяются две подзоны — северная и южная, резко различные по масштабу кислого вулканизма. В южной подзоне крупные кальдеры и ассоциирующиеся с ними обширные поля кислой пирокластики отсутствуют. Кислый вулканизм здесь представлен относительно небольшими по масштабу выбросами пемз и кислыми экструзивными куполами. В то же время на севере Хонсю и юге Хоккайдо, в северной подзоне, располагаются такие крупные четвертичные кальдеры, как Товада, Тойя, Куттяро и др., с образованием которых связана мощная вспышка кислой вулканической активности.

В Юго-Западной Японии все центры кислого вулканизма сосредоточены на острове Кюсю. Четвертичный вулканизм на Юго-Западном Хонсю и Сикоку практически отсутствует. Здесь отмечается лишь цепочка экструзивных куполов, прямо продолжающая зону Унзен-Куджу. В Нов. Зеландии Центральный вулканический район делится на два равных по протяженности участка, продолжающих друг друга по простиранию, — участок от залива Пленти до оз. Таупо (зона Таупо—Роторуа), где сосредоточены все проявления кислого вулканизма, и участок Национального парка Тонгариро, в пределах которого сосредоточены андезитовые стратовулканы (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963).

Сегодня трудно полностью объяснить это явление. Частично оно, по-видимому, связано со спецификой тектонической обстановки отдельных участков фронтальных вулканических зон, которая в одних случаях способствует проявлению кислого, а в других — базальт-андезитового вулканизма. Однако нам хотелось бы обратить внимание на то, что во всех случаях, когда пояс четвертичных вулканов прямо наследует положение более древних вулканических зон, в которых имела место мощная вспышка кислого вулканизма, проявления четвертичного кислого вулканизма незначительны или отсутствуют вовсе. С этим явлением мы сталкиваемся почти во всех перечисленных примерах. В самом деле, на Восточной Камчатке Кронцоко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки четвертичного вулканического пояса наложены на области неогенового вулканизма, развитие которых завершается формированием мощных игнимбритовых покровов, в то время как фундаментом Карымско-Семячкского участка служат мощные осадочные толщи неогена, а верхнегеновый вулканизм почти исключительно представлен андезитовыми толщами. Наиболее мощная вспышка неогенового кислого вулканизма на Камчатке отмечается в вулканической зоне Срединного хребта. В четвертич-

ное же время в этой зоне кислый вулканизм крайне незначителен. На Южной Камчатке отмечается перемещение четвертичных центров кислого вулканизма на запад относительно полосы развития неогеновых кислых вулканических пород.

Аналогичная картина наблюдается и в Японии. На Юго-Западном Хонсю после мощных выбросов игнимбритов и спекшихся туфов мелового времени кислый вулканизм практически не проявлялся ни в неогене, ни в четвертичное время. В Северо-Восточной Японии мощные вспышки неогенового кислого вулканизма и гранитоиды того же возраста отмечаются именно в южной части, где четвертичный кислый вулканизм проявляется слабо. Центры кислого вулканизма на севере Хонсю и юге Хоккайдо наложены на андезитовые толщи неогена или серии осадочных пород того же возраста. В Нов. Зеландии зона проявления неогенового вулканизма на полуострове Коромандель отмирает после эпохи мощных заключительных выбросов кислой пирокластики. Районы четвертичного кислого вулканизма смещаются по простиранию на юго-восток, в пределы современной зоны Таупо—Роторуа.

Таким образом, можно отметить общую закономерность — главная катастрофическая вспышка кислого вулканизма в течение одного цикла тектонического развития проявляется в пределах того или другого района, однократно отражая процесс трансформации коры, ее перехода к стабильному типу коры континентальных областей.

Соответствие между эпохами массового проявления кислого вулканизма и быстрым ростом смежных с вулканическими поясами горных систем, развитие в пределах последних гранитоидных интрузий и процессов глубокого метаморфизма позволяют рассматривать кислый вулканизм как отражение ультраметаморфизма в верхах верхней мантии, связанного с ростом корней горных систем. В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. С этим связано последовательное смещение зон кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие, положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячичского геотермального района на Камчатке. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Бакуменко И. Т., Шугурова Н. А., Эрлих Э. Н., Попова Н. М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3.

Беммелен ван Р. Геология Индонезии. М., 1957.

Брайцева О. А., Краевая Г. С., Лупкина Е. Г. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке. — В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., 1966.

Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки. — В сб.: Вопросы географии Камчатки, № 4. Петропавловск-Камчатский, 1966.

Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., 1968.

Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. — В сб.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963.

Волынец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л. Вулкано-плутоническая формация гранодиорит-порфировдацитов. — В сб.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., 1968.

Волынец О. Н. Плагноклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах Юго-Восточной Камчатки и их генезис. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Вуд В., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., 1963.

Геологическое развитие Японских островов. М., 1968. Геология СССР, т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., 1964.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., 1967.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., 1970.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Исикава Т., Мпнато М., Куно Х., Мацумото Т., Яги К. Спекшия туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. — В сб.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963.

Каипов А. Д., Баймуратов М. П. Муассанит из эффузивно-интрузивных пород Акбастау-Кусмурунского рудного поля. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1970, № 3.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969.

Леопова Л. Л., Удадьцова Н. И., Иванов Б. В. Редкие щелочные и радиоактивные элементы в породах Карымского вулкана. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Малева Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964.

Масуренков Ю. П. Включения в вулканических породах и проблема возникновения магматических расплавов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. — В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.

Меняйлов А. А., Вулкан Шевелуч, его геологическое строение, состав и извержения. — Тр. Лаб. вулк., вып. 9, 1955.

Огородов Н. В. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. — В сб.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., 1966.

Остапенко В. Ф. Спекшийся туф кальдеры Медвежьей (о. Итуруп, Стальские острова). — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4.

Романкевич Е. А., Безруков П. Л. и др. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М., 1966.

Фаворская М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Эрлих Э. Н. Об общей эволюции четвертичного вулканизма в средней части Срединного хребта Камчатки. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.

Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., 1966.

Walker P. E., Gass I. G., Harris P. G. and Maitre R. W. L. The volcanological report of the Royal society expedition to Tristan da Cunha, 1962. — Phil. trans. of the Royal Soc. of London, 1964, vol. 256, № 1075.

Boyd F. R., England J. L. and Davis B. T. C. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite. — J. Geoph. Res., 1964, vol. 69.

Engel A. F. G., Engel C. G., Havens R. H. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, № 7.

Hattori H. Late Mesozoic to Recent Tectogenesis and its Bearing on the Metamorphism in New Zealand and in Japan. — Geol. Surv. of Japan, rep. № 229, Japan, 1968.

Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo Volcanic Zone. — N. Z. Jour. Geol. Geoph., 1964, vol. 7, № 1.

Healy J., Vucetich C. G., Pullar W. A. Stratigraphy and chronology of Late Quaternary volcanic ash in Taupo, Rotorua and Gisborne districts — Bull. N. Z. Geol. Surv., 1964, № 73.

Ishikawa T., Katsui Y., Oba Y., Satoh H. Some problems of the calderas in Hokkaido. — Bull. Volcanological Soc. Japan, vol. 14, second series, 1969, № 2.

Kaneoka I., Ozumi M. On the Radiometric Ages of Volcanic Rocks from Japan. — Bull. Volcanological Society Japan. 1970, vol. 15, N 1.

Katsui Y. Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. — Jour. of the Fac. Sci. Hokkaido University. ser. IV, vol. IX, № 4. Sappore, 1963.

Kawachi Sh., Kitazawa K. The Absolute Age of the Oshio Pyroclastic Flow, Yatsugatake—C¹⁴ — Age of the Quaternary Deposits in Japan XXXII—Earth Science, 1967, vol. 21, № 3 (90).

Kingma J. T. The tectonic history of New Zealand. — N. Z. Jour. Geol. Geoph., 1959, vol. 2, № 1.

Kobayashi K. Late Quaternary Chronology of Japan. — Earth Science (Chikyū Kagaku), 1965, № 79.

Kuno H. Review of pyroxene relations in terrestrial rocks in the light of recent experimental works. — Mineral. Jour., 1966, vol. 5, № 1.

- Kushiro I. The system diopside-forsterite-enstatite at 20 kilobars, Carnegie Inst. Wash. Year Book, 63, 101—108, 1964.
- Lindsley D. H. Melting relations of plagioclase at high pressures. Carnegie Inst. Wash. Yb. 65, 204, 1966.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrology, 1964, vol. 5.
- Marinelli G., Tazieff H. L'ignimbrite et la Caldera de Batur (Bali, Indonésie). — Bull. Volc., t. XXXII, 1, 1968.
- Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. — Upper Mantle Symp. (New Dehli, 1964), J. U. G. S., 112—126, 1965.
- Matsumoto T. A hypothesis on the origin of the late Mesozoic volcano-plutonic association in East Asia. — Pacific Geology, 1968, № 1.
- Okada A. Quaternary deposits and ¹⁴C ages at the northwest foot of Nasu Volcano in South Aizu, Fukushima Pref. — ¹⁴C age of the Quaternary deposits in Japan (48) Earth Science (Chikyū Kagaku), 1969, vol. 23, № 6 (105).
- Sendo T., Matsumoto H., Imamura R. Geology and petrography of Unzen volcano. Kumamoto Jour. of Sci. Ser., B, sec. 1, 1967, vol. 7, N 1.
- Shibata K. K—Ar age Determinations on Granitic and Metamorphic Rocks in Japan. — Geol. surv. of Japan, rep. № 227, Japan, 1968.
- Smit—Sibinga G. L. Pleistocene eustacy and glacial chronology in Java and Sumatra. — Verh. Ned. Geol. Mijnb., Gen. Geol. ser., 15, 1948.
- Thompson B. N. Quaternary volcanism of the Central Volcanic Region. N. Z. Jour. Geol. Geoph., 1964, vol. 7, № 1.
- Tuttle O. F., Jahns R. H., Luth W. C., Corman J. H., Martin R. F., Weidner J. E. Laboratory study of some problems concerning the origin of the leucocratic rocks and their role in the evolution of the Earth's crust. — Upper Mantle Project. U. S. Progress Report, NASNRC, p. 2, 1967.
- Vucetich C. G., Pullar W. A. Stratigraphy and chronology of Late Pleistocene volcanic ash beds in Central North Island, New Zealand. N. Z. Jour. Geol. Geophys., 1969, vol. 12, № 4.
- Westerveld J. Quaternary volcanism on Sumatra. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 63, № 6.
- Westerveld J. The tectonic causes of ignimbrite and pumice tuff deposition and of subsequent basalt-andesitic volcanism. — Bull. volc., t. XXV, Napoli, 1962.
- Yokoyama I. Structure of calderas and gravity anomalie. — Bull. volc., t. XXVI, Napoli, 1963.

Ю. П. МАСУРЕНКОВ

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА СРЕДЫ И УСЛОВИЙ МАГМООБРАЗОВАНИЯ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

В последние годы большое внимание уделяется изучению включений в вулканических породах. Это продиктовано стремлением расширить круг представлений о составе глубинных слоев Земли и привести их в соответствие с накапливающимися сведениями геофизического и экспериментального характера. Многие дискуссионные вопросы о глубине и условиях магмо-

образования, о составе мантии и геофизических «гранитном» и «базальтовом» слоях могут получить удовлетворительное решение даже без непосредственного разбуривания глубинных зон Земли. Для этого следует научиться извлекать и интерпретировать информацию, заключенную во включениях вулканитов, этих своеобразных кернах естественных скважин-вулканов (Бобривич, 1965). Однако до настоящего времени изучение включений проводится односторонне, так как внимание в основном сконцентрировано на включениях ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах. Такое ограничение искусственно сужает познание процессов возникновения магм разного состава.

Задача настоящей работы — более широкое освещение роли различных по составу включений в разных типах вулканических пород как носителей информации о составе глубинных зон Земли и условиях магмообразования.

В работе содержатся сведения о всех известных к настоящему времени включениях в современных вулканических породах Курило-Камчатской зоны и при необходимости привлечены данные о включениях других районов. Используются химические анализы включений из коллекций Р. И. Родионовой, В. Н. Шилова, Н. Л. Неверова, Б. В. Иванова и др.

В составе кимберлитовых брекчий Южной Африки и Якутии постоянно присутствуют включения ультраосновных пород: дуниты и оливиниты, перидотиты, пироксениты, горнблендиты, слюдиты. Часто с ними ассоциируют эклогиты. Гранат — довольно обычный минерал этих пород. Многочисленными исследованиями доказано, что указанные включения не являются продуктами агрегации минералов ранних стадий кристаллизации. Перечисленные ассоциации пород относятся к ксенолитам. Последние трактуются большинством исследователей как обломки ультраосновного слоя Земли (Бобривич и др., 1959; Бобривич, 1965; В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964; Lindgren, 1904; Williams, 1932, и др.).

Постоянная ассоциация перидотитовых включений с базальтами уже давно обсуждается в литературе (Ross, 1954; Kuno, 1957; Kushiro, Kuno 1963; Сахно, Денисов, 1963; Forbes, Kuno, 1965, и др.). Есть попытки корреляции разных типов ультраосновных включений с оливиновыми нефелинитами и толитами (White, 1966). Этим заложены принципиальные основы типизации вулканических пород по содержащимся в них включениям.

Известно достаточно много фактов сонахождения включений габбрового состава с вулканитами щелочно-базальтового (Willshire, Binns, 1961; Yamagushi, 1964; Le Maitre, 1965; Kuno, 1967) и известково-щелочного (Меняйлов, 1955; Горшков, Богоявленская, 1965; Тимербаева, 1967; Isshiki, 1958; Tiba, 1966; Takeshita, Oji, 1968, и др.) рядов. Изучение этих включений

ний послужило основанием для гипотезы о габбровом составе нижних горизонтов коры и отдельных участков мантии (Willshire, Binns, 1961; Kuno, 1967; Le Maitre, 1965; Масуренков и др., 1969).

На симпозиуме по ксенолитам в 1967 г. нами было показано, что меланократовые включения в вулканитах Камчатки образуют естественную ассоциацию, содержащую ряд пород от оливинитов до амфиболовых габбро (Масуренков и др., 1969). По ряду химических признаков была установлена корреляция между включениями и содержащими их вулканитами, на основании чего был сделан вывод об их генетическом родстве.

На Третьем вулканологическом совещании в 1969 г. представление о парагенезисах включений и вулканитов было развернуто в докладе автора. Устанавливалась статистически проявляющаяся ассоциация основных и ультраосновных включений с вулканитами сходного состава, а средних и кислых — с липарито-дацитовою магмой. Высказывалось мнение о том, что основная причина разнообразия петрографических типов вулканических пород — различие в составе плавящегося субстрата. Сходные представления о генезисе андезитовых магм Курильской островной дуги высказали Р. И. Родионова и В. И. Федорченко (1969).

Все эти данные отражают общую тенденцию, существующую в петрологии последних десятилетий, — приписывать первичное происхождение многим магмам в отличие от ранее господствовавших идей выведения их из единой «родоначальной» магмы (Тернер, Ферхуген, 1961).

В настоящее время лишь немногие продолжают отстаивать концепцию единой исходной магмы (Горшков, 1963; 1967; Эрлих, 1966; Грин и Рингвуд, 1968). Более обосновано представление о существовании нескольких первичных магм в зависимости от места их рождения (Тернер и Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; Белоусов, 1966; Фон Платтен, 1967; Шейнманн, 1968). Тем не менее наличие разногласий и незавершенность последней концепции делают необходимым дальнейшую работу над ее обоснованием и развитием. Этому и посвящено настоящее сообщение.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГМАТИЧЕСКИЙ РАСПЛАВ

Среди включений в андезито-базальтах Авачи обнаружены желваки пироксен-роговообманковых габбро-анортозитов. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах колеблется от 70 до 90% (по низкотемпературным таблицам). Распределение близко к нормальному. Модальный интервал 81—85% An. Ромбические пироксены относятся к бронзиту с содержанием молекулы FeSiO_2 18—28%. Две четкие генерации с $2V=65—66^\circ$ и $69—70^\circ$ соответственно составляют 32 и 23% среди всех

Последовательные стадии превращения габбро-анортозита в андезитобазальт Авачинского вулкана, об. %

Состав	№ образца				Вмещающий андезитобазальт
	8/66	9/66	7/66	6/66	
Плагиоклазы . . .	63,7	57,7	75,0	55,2	32 Единичные кристаллы
Роговая обманка	25,2	17,3	6,2	2,8	
Ортопироксен . . .	4,0	5,8	11,3	10,3	9
Клинопироксен . . .	2,3	3,8	1,2	1,7	3
Магнетит	4,0	5,8	2,5	2,4	1
Стекло	0,8	9,6	3,8	27,6	55

ортопироксенов. Как видно из табл. 1, все включения содержат стекло. Микроструктурные взаимоотношения стекла с минералами включений свидетельствуют о наложенности процесса плавления на полностью раскристаллизованную породу. Межзерновые контакты, микротрещины и плоскости спайности служат, по-видимому, проводниками флюида, под воздействием которого осуществляется плавление минералов. Участие флюида обязательно на том основании, что образующиеся стекла содержат 30—80% по объему газовых пузырей, выделившихся из расплава при извержении. На заключительных стадиях плавления происходит распад пород на слагающие ее минералы, коррозия их и полное растворение мелких индивидов. По облику порода становится эффузивной, а ее реликтовая природа, как и вмещающих андезитобазальтов Авачи, узнается лишь при изучении последовательных стадий плавления и минералогических исследованиях. Статистическая обработка оптических свойств плагиоклазов, ромбических и моноклиновых пироксенов дает возможность оценить приблизительное количество указанных габбро-анортозитов, при плавлении вошедших составной частью в андезитобазальтовую магму Авачинского вулкана. В последней обнаружена реликтовая генерация плагиоклазов с содержанием апортита более 80%. Именно эти плагиоклазы являются модальной группой в габбро-анортозитах, где составляют 44%. Поскольку количество реликтовых плагиоклазов среди центральных частей вкрапленников в андезитобазальтах достигает 31%, вероятная доля плавленных габбро-анортозитов в магме Авачинского вулкана должна составлять не менее 70%.

Ромбические пироксены андезитобазальтов так же, как и плагиоклазы несут явные черты унаследованности от габбро-анортозитов. Генерации ортопироксенов с $2V_{65}-66^\circ$ и $69-70^\circ$, составляющие во включениях 32 и 23%, в андезитобазальтах встречаются с частотой, соответственно равной 18 и 14%.

Исходя из этих данных, доля габбро-анортозитов в андезитобазальтах может быть оценена в 56—61%. Аналогичная оценка на основе частот распределения величины $2V$ и $c:Ng$ в моноклинных пироксенах дает 86, 82 и 73%. Таким образом, статистико-минералогические критерии свидетельствуют о нахождении плавленых габбро-анортозитов в магме Авачинского вулкана в количестве по меньшей мере от 56 до 86%.

Пересчет среднего (по четырем образцам) минералогического состава габбро-анортозита на вес. % окислов дает следующий результат: SiO_2 —44,48, TiO_2 —0,46, Al_2O_3 —26,70, Fe_2O_3 —3,27, FeO —3,56, MgO —5,25, CaO —13,93, Na_2O —1,84, K_2O —0,18. Средний по 10 анализам состав андезитобазальта: SiO_2 —54,87, TiO_2 —0,80, Al_2O_3 —18,12, Fe_2O_3 —3,34, FeO —4,92, MgO —4,77, CaO —8,98, Na_2O —3,04, K_2O —0,66.

В конечном продукте, андезитобазальте Авачинского вулкана, лишь Al_2O_3 , CaO и MgO находятся в количествах, меньших чем в исходном — габбро-анортозите. Если рассчитать возможную долю участия процесса плавления в образовании андезитобазальтов по этим окислам, то она окажется близкой к результатам расчетов, основанных на минералогических данных: соответственно 68, 69 и 91%. Совпадение приведенных оценок, вытекающих из разных методов, указывает на реальность предложенного механизма возникновения андезитобазальтовой магмы вулкана Авача. В сумме привнесенных компонентов основную роль играют окись кремния (77—81%) и щелочи (7,20—10,40%).

Включения габброидов обнаружены также среди базальтовых и андезитобазальтовых выбросов последнего извержений вулкана М. Семячик. Наблюдаются отчетливые структуры плавления плагиоклаза и дезинтеграция породы. Химические анализы (табл. 2) показывают, что преобразование габброидов сопровождается неуклонным привнесением кремнезема, щелочей и фосфора и выносом окислов магния и кальция. Поведение других окислов сложно: максимумы или минимумы на фоне общего снижения или увеличения. Расчет вероятной доли плавленых габброидов в конечном продукте плавления — андезитобазальта — дает следующие величины: по CaO —62%, по MgO —30%.

Интересный материал по обсуждаемой проблеме дает петрографическое изучение вулканов Большой и Малой Удины, предпринятое К. М. Тимербаевой (1967). Автор приходит к выводу об участии ассимиляционных процессов в образовании лав Удинских вулканов на основании комплекса оптико-минералогических и петрохимических данных. Важнейшими из них являются: 1) очень высокая для андезитов и особенно для дацитов основность плагиоклазов; 2) наличие резорбированных вкрапленников основных плагиоклазов первой генерации (реликтовых?! — Ю. М.); 3) большое распространение

Преобразование габбро в магму вулкана М. Семячк, об. %

Компоненты	Породы				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,86	47,76	50,28	52,68	55,28
Ti ₂ O	1,46	0,99	0,63	0,80	1,01
Al ₂ O ₃	14,96	19,52	18,02	16,91	15,07
Fe ₂ O ₃	4,60	4,06	3,11	1,63	3,17
FeO	6,71	6,60	6,74	6,96	6,93
MnO	0,38	0,20	0,16	0,19	0,21
MgO	9,89	6,15	6,47	4,98	2,99
CaO	12,33	11,54	11,32	9,89	7,66
Na ₂ O	2,47	2,50	2,30	3,25	3,33
K ₂ O	0,34	0,24	0,40	1,00	1,30
H ₂ O+	0,11	0,10	0,38	0,16	0,28
H ₂ O-	0,10	0,12	0,07	0,37	0,41
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,23	0,22	0,27
CO ₂	0,90	0,50	0,20	0,60	1,30
С у м м а	100,20	100,44	100,31	99,64	99,21

Примечание. 1 — полнокристаллическое габбро из центральной части включения; 2 — габбро со стеклом из краевой части включения; 3 — сильно оплавленное габбро; 4, 5 — базальт и андезит-базальт современных излияний и выбросов, содержащие включения. Аналитик — О. М. Табакова.

среди кислых лав периклиновых двойников, характерных для метаморфических пород; 4) уменьшение железо-магниевого отношения во вкрапленниках ферромагнезиальных минералов от основного к кислому концу серии; 5) сравнительно большое количество вкрапленников роговой обманки в лавах умеренной кислотности; 6) присутствие корродированных зерен кварца; 7) резкие колебания в содержании отдельных окислов независимо от изменения кислотности; 8) уменьшение сериального индекса Ритмана от основного к кислому концу серии и резкое колебание его вне связи с кислотностью лав.

Все эти признаки заставляют искать конкретные свидетельства взаимодействия расплава с породами субстрата. Я считаю, что в материале, приведенном К. М. Тимербаевой, их достаточно. Отклонения от нормального хода дифференциации и гибридизация наиболее заметны среди пород кислого конца серии, т. е. в роговообманковых и роговообманково-пироксеновых андезитах и дацитах, обычно слагающих купола. Эти же породы характеризуются наличием большого (до 0,8% по объе-

Превращение (об. %) включений в андезиты Удинских вулканов (К. М. Тимербаева, 1967)

Состав	Типы включений					Вмещающий андезит, средн. из 3
	6	5	3	2	1	
Вкрапленники:						
Плагноклазы	Есть	41,4	52,4	48,3	29,5	30,0
Роговая обманка . .	Много	22,3	14,6	8,6	4,9	5,7
Гиперстен . .	Нет	6,3	8,2	4,8	3,5	3,3
Магнетит . .	Есть	7,2	6,2	5,6	1,8	2,0
Основная масса . . .	Нет	12,8	18,6	32,5	60,3	59,0
N стекла . .	—	?	?	1,536	?	1,525—1,530
Состав плагноклазов(% Ап)	56—68	56—71	54—66	50—62	50—58	48—55

му) количества гомеогенных (по мнению К. М. Тимербаевой) включений.

Таким образом, между ярко выраженными признаками гибризма и гомеогенными включениями устанавливается определенный парагенезис. Однако включения, относимые К. М. Ти-

Таблица 4

Преобразование амфиболита в андезит Удинских вулканов (К. М. Тимербаева, 1967), об. %

Компоненты	Типы включений			Вмещающий андезит
	6	5	3	
SiO ₂	40,62	50—96	55,96	60,00
TiO ₂	0,76	0,74	0,65	0,81
Al ₂ O ₃	17,55	17,90	16,49	18,54
Fe ₂ O ₃	16,55	12,99	8,19	3,73
FeO	1,63	0,67	2,84	2,90
MnO	—	0,20	—	0,14
MgO	8,44	5,10	3,87	2,66
CaO	11,30	8,68	7,56	6,10
Na ₂ O	2,34	2,13	3,04	3,83
K ₂ O	0,53	0,48	1,13	1,97
H ₂ O—	0,00	0,06	0,00	0,27
H ₂ O+	0,33	0,30	0,40	—
Сумма	100,05	100,21	100,13	100,88
Аналитики	Г. Ф. Некрасова	Н. С. Скоорова	Г. Ф. Некрасова	И. В. Никитина

мербаевой к ксенолитам, распределяются в лавах вулканов следующим образом: перидотиты и микротиниты — в базальтах и андезито-базальтах, а большинство остальных ксенолитов, в том числе кристаллические сланцы и осадочные породы фундамента, — в андезитах. Ничто не противоречит представлению, согласно которому так называемые гомеогенные включения могут быть рассмотрены как в той или иной степени переработанные ксенолиты. Более того, количественно-минералогические подсчеты и данные химических анализов непосредственно указывают на последовательные стадии превращения ксенолита в лаву (табл. 3 и 4).

Шестой тип гомеогенных включений К. М. Тимербаевой представляет собой, по-видимому, не что иное как амфиболит. При его плавлении (количество основной массы возрастает от нуля до 60%) на первых стадиях происходит замещение роговой обманки гиперстеном и плагиоклазом, на последующих — плавление всех минералов. Как видно, преобразование идет по схеме, близкой для Авачинских и Семячских включений. Вероятная доля указанных амфиболитов в андезитовой магме куполов Удинских вулканов может быть оценена на основе поведения суммарного железа, окислов магния и кальция соответственно в 35, 31 и 54%.

Большой интерес представляют находки плавленых гранитоидов среди кислых пемзовых отложений кальдеры Узон (Восточная вулканическая зона Камчатки). Гранитоиды встречаются среди пемзовых отложений и вне видимой связи с ними в ближайшем окружении кальдеры в виде мелких (3—4 см) обломков и крупных (50—70 см) глыб. Особенно многочисленными находки были сделаны на плато Широком и у восточных подножий вулкана Кихпинич. Представлены гранитами, гранодиоритами, реже диоритами. Встречены также единичные желваки габбро-диоритов. Все изученные образцы относятся к гипабиссальным и субвулканическим фациям, о чем свидетельствуют их структурные и минералогические особенности. Преобладают порфиновые структуры с микрографической структурой основной массы. Порфиновые вкрапленники представлены резко или слабо зональными плагиоклазами. В кислых разновидностях пород среди вкрапленников содержатся кристаллы кварца. Темноцветные минералы в гранит-порфирах отсутствуют. В диоритовых разновидностях представлены пироксенами и роговой обманкой. Стекло содержится почти во всех изученных образцах. Количество его закономерно возрастает от включений основных пород к кислым, где иногда достигает 40% от общего объема породы. Плавление развивается на контактах кислого плагиоклаза и кварца основной массы, постепенно преобразуя ее в стекловатый мезостазис. Захватывает оно также кислые краевые зоны вкрапленников плагиоклазов и кварц вкрапленников.

В целом ассоциация плавленных интрузивных пород значительно более кислая, чем вынесшая их на поверхность магма (табл. 5). Это свидетельствует о том, что агентом плавления в данном случае была, по-видимому, сама липарито-дацитовая магма, а интрузивные гранит-порфиры ассимилируются ею путем плавления. Возникающие таким образом плавни, как можно судить по наблюдениям в шлифах и сопоставлению вышеприведенных анализов (1—4 в табл. 5), характеризуются повышенным содержанием окислов кремния, магния, калия и фосфора. Окислы алюминия, железа, марганца и патрия переходят в расплав менее интенсивно. Описанные Б. В. Ивановым (1969) ксенолиты гранитоидов в кислых пирокластических отложениях вулканов Академии наук и Карымском, по крайней мере, частично следует классифицировать как включения пород, за счет плавления которых возникла кислая магма этих вулканов. Основанием для подобного предположения служат находки плавленных гранитоидов среди туфов кальдеры Академии наук, сделанные мною в 1968 г.

Парагенезис кислых вулканитов с включениями гранитоидного состава — обычное явление. Большое количество ксе-

Таблица 5

Плавленные гранитоиды и пемзы Узона—Кихпиньча

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	74,38	75,81	72,54	73,17	18,04	70,84	67,86
TiO ₂	0,16	0,40	0,29	0,23	0,42	0,52	0,49
Al ₂ O ₃	13,15	11,75	12,99	12,04	14,13	14,14	15,28
Fe ₂ O ₃	1,17	1,02	1,14	0,78	0,82	0,48	1,27
FeO	0,92	0,82	0,69	1,37	1,81	1,61	1,81
MnO	0,10	0,04	0,21	0,01	0,09	0,16	0,10
MgO	0,24	0,74	0,16	0,67	2,94	0,75	0,72
CaO	1,37	0,30	1,94	2,00	0,41	2,37	2,76
Na ₂ O	4,80	4,18	5,11	3,87	4,20	5,49	4,33
K ₂ O	2,96	3,79	2,93	3,52	2,32	2,49	2,09
H ₂ O ⁻	Нет	0,06	0,16	0,79	0,22	0,04	0,22
H ₂ O ⁺	1,12	0,76	0,80	0,84	3,84	0,81	3,19
P ₂ O ₅	0,02	0,13	0,03	0,18	0,15	0,11	0,18
CO ₂	Не опр.	Не опр.	0,45	не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,39	99,80	99,44	99,47	99,39	100,01	100,28
Аналитики	В. М. Солдатова	О. М. Табакова			Т. В. Долгова	О. М. Табакова	В. М. Солдатова

Примечание. 1 — гранит-порфир Узона; 2 — стекло из гранит-порфира 1; 3 — гранит-порфир Узона; 4 — стекло из гранит-порфира 3; 5 — гранодиорит-порфир из пемзы экструзии вулкана Кихпиньч; 6 — пемза плато Круглого, из материалов Г. Е. Богдавленской (1965); 7 — пемза экструзии вулкана Кихпиньч, содержащая включение 5.

нолитов древних гранитов, а также ксенокристаллов из них отмечалось в четвертичных игнимбритах Верхне-Чегемского района на Кавказе. В происхождении игнимбриитообразующих магм первостепенная роль отводилась процессам плавления пород кислого состава (Масуренков, 1961).

Нельзя признать случайной постоянную ассоциацию включений, близких по составу с содержащими их вулканическими породами. Этот парагенезис определенным образом указывает на наследование магмами состава породившей их среды. На механизм возникновения магм проливают свет данные о плавлении включений. Флюид, несущий кремнезем и щелочи, проникает в кристаллическую породу по межзерновым пространствам, микротрещинам и плоскостям спайности минералов (Ковалев, Масуренков, 1969). Образовавшийся таким образом расплав, застывший в стекло, имеет меньший показатель преломления, чем следовало ожидать, исходя из состава включения и вмещающей породы, например, стекло в плавленом габбро Жупановского вулкана (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Показатель преломления стекол в плавленых включениях и содержащих их вулканитах

Место взятия	Включение вулканит	Показатель преломления
Вулкан Корякский	гранитоидорит	1,517
	андезит	1,540—1,555
	алевропелит	1,490—1,510
	андезит, базальт	1,540—1,566
Вулкан Жупановский	габбро	1,485—1,490
	андезит	1,535—1,550
Кальдера Академии наук	гранит	1,495—1,505
	липарит, дацит	1,488—1,510
Кальдера Узон	гранит-порфиры липарито-дациты	1,487—1,493 1,504

В некоторых случаях (гранитоиды кальдер Узона и Академии наук) происходит плавление без привноса компонентов, снижающих показатель преломления стекла ксенолитов. На той стадии плавления, когда кристаллические индивиды дезинтегрированы, порода приобретает свойства текучести и становится способной к перемещениям. Уникальный случай выхода такой породы на земную поверхность описали Г. Д. Афанасьев (1955) и А. М. Борсук (1963). Экструзия гранитоидного состава Туапсинского района (Кавказ) на 50—80% состоит из катаклази-

рованных и сильно измененных минералов: кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита, среди которых обнаружены новообразования санидина. В интерстициях содержится стекло с $N=1,520$. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом по валу дает в среднем 110 млн. лет, по биотиту — 160 млн. лет. Эти данные отражают, по-видимому, реликтовую природу биотита, сохранившегося после более позднего плавления породы и последующей кристаллизации санидина.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И СОДЕРЖАЩИХСЯ В НИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В приведенных выше примерах показана принципиальная возможность плавления кристаллических пород включений, погруженных в магматический расплав. Факты такого рода известны в литературе. Однако они приобретают совершенно иное освещение при рассмотрении более крупной выборки включений: частный случай плавления или ассимиляции становится всеобщей закономерностью формирования магматических расплавов.

На рис. 1 приведен график распределения вулканитов и содержащихся в них включений по окиси кремния. Сравнительная ограниченность использованных данных (около 200 анализов для каждой выборки) не позволяет сопоставить эти графики как равноценные с известными графиками для распределения вулканических и плутонических пород. Однако следует подчеркнуть, что основные модальные интервалы включений (40—50 и 66—74% SiO_2) близки к таковым интрузивных пород в целом (41—51 и 68—74% SiO_2). Это выявляет принадлежность включений к двум генетическим совокупностям магматических пород: ультраосновной-основной и кислой и их единство с глубинными магматическими породами. Однако удельный вес этих совокупностей в интрузиях и включениях не одинаков: в первых господствуют кислые разности, во вторых — основные и ультраосновные. Уже на основании одного этого факта можно сделать вывод о том, что современные вулканиты захватывают материал вмещающих пород на уровнях развития ультраоснов-

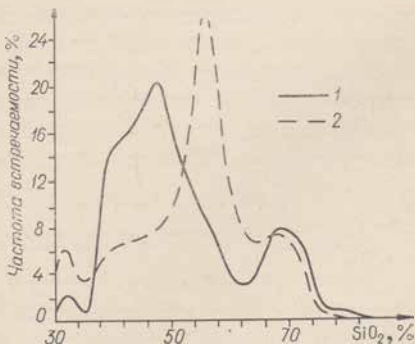


Рис. 1. Распределение окиси кремнезема во включениях (1) и содержащихся в них вулканитах (2).

ных-основных пород и в меньшей степени — кислых, т. е. преимущественно за пределами верхних горизонтов коры.

Распределение для вмещающих вулканитов в целом имеет сходный характер: три модальных интервала с приблизительно одинаковой количественной характеристикой. Однако средний интервал для вулканических пород относительно включений сильно смещен вправо, в сторону обогащения окисью кремнезема. Если гранодиоритам и гранитам включений отвечают вулканиты того же состава, т. е. дациты и липариты, то габброидам — андезиты.

Распределение других окислов имеет индивидуальный характер. Так, например, модальный интервал окиси калия в вулканитах сильно смещен вправо (1,0—1,5%), относительно включений (0,0—0,5%), хотя при этом имеет одинаковый характер (правосторонняя асимметрия). Распределение суммарного железа в вулканитах и включениях аналогично. Модальный интервал в обоих случаях соответствует 7—8% окисла железа. Очень близкий характер распределения в логарифмическом масштабе имеет окись магния.

Таким образом, приведенные примеры распределения, несомненно, указывают на наличие родства между включениями и вулканитами в целом. Однако характер или степень этого родства реализуется через поведение отдельных компонентов в рассматриваемых ассоциациях пород по-разному. По железу, например, устанавливается абсолютная тождественность вулканитов включениям. Это значит, что при возникновении магматических расплавов путем плавления пород, аналогичных включениям, все железо переходит из породы в расплав. Для кремнезема такой процесс можно предполагать только при плавлении гранодиоритов и гранитов: здесь весь кремний кристаллической породы (включения) переходит в расплав (вулканит). Расхождение модальных интервалов в области от ультраосновных до средних пород указывает на то, что расплав в целом обогащается окисью кремния. Здесь можно предполагать либо частичное выплавление обогащенной кремнием составляющей как более легкоплавкой, либо при полном плавлении — привнос его в расплав. Аналогично поведение калия: интенсивный привнос для ультраосновных и основных пород и инертность — для кислого ряда.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ОКИСЛОВ И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА

Одним из основных методов исследования принят метод выявления коррелятивных связей между компонентами включений и вулканитов. Применение этого метода вытекает из гипотезы, рассматривающей всю совокупность включений ксеногенного облика как отторженцев среды магмаобразования.

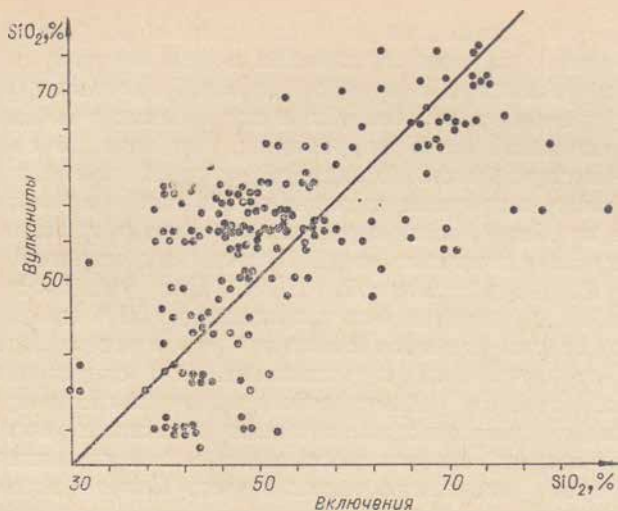


Рис. 2. Корреляция содержания окиси кремния (%) в вулканических породах и включениях.

При таком подходе должна выявиться зависимость процентного содержания того или иного окисла в вулканитах от концентрации этого окисла в исходной породе — включениях. Методическая трудность состоит в том, что в обработку по необходимости включены все химические анализы ксенолитов, тогда как, согласно гипотезе, следовало бы произвести выборку лишь тех из них, которые обнаруживают какие-либо признаки взаимодействия с расплавом — метасоматическое преобразование или плавление. Среди описанных в литературе ксенолитов лишь немногие могут быть охарактеризованы подобного рода наблюдениями. Обработка всех ксенолитов, как это априори очевидно, способна лишь замаскировать вероятную корреляцию, так как среди них возможны и определенно присутствуют ксенолиты из самых верхних горизонтов коры или даже поверхностные, не отражающие состав среды магмообразования. По возможности такие случаи будут оговорены при обсуждении соответствующих графиков.

На каждом из приведенных графиков корреляции (рис. 2—5) нанесена прямая, отвечающая адекватности составов. Смысл ее в том, что при полном плавлении без «привноса—выноса» точки должны размещаться вдоль этой прямой. Всякое статистически достоверное отклонение роя точек от прямой означает либо обогащение (рой выше прямой), либо обеднение (рой ниже прямой) соответствующим компонентом расплава. Механизм обогащения — обеднения может осуществляться привносом — выносом при полном плавлении и неравномерным распределением компонентов между твердой и жидкой фазами

при частичном плавлении и последующем разделении фаз. Наличие одного из этих механизмов можно предполагать при поведении кремнезема в процессе магмаобразования (рис. 2).

Окись кремния в вулканитах и включениях в целом имеет сильную положительную корреляцию, что само по себе указывает на неслучайность ассоциаций вулканитов и включений. Точки с экстремальными содержаниями окиси кремния, выпадающие из общей закономерности, отвечают вторичным кварцитам близповерхностных фаций Курильских островов (из материалов Р. И. Родионовой, 1969). Для ультраосновного интервала с содержанием окиси кремния до 50% наблюдается некоторое вполне заметное снижение его концентрации при переходе от включений к расплавам. Это свидетельствует, во-первых, о том, что рассмотренные включения не могут быть сегрегациями или кристаллическими остатками после выплавки; во-вторых, что ультраосновная магма не может образоваться путем плавления таких пород. Скорее всего, этот случай следует трактовать как ассимиляцию высокотемпературной ультраосновной магмой более кислых вмещающих пород. Включения и вулканиты основного — среднего интервала (SiO_2 от 50 до 60%) образуют рой точек с центром тяжести, расположенным много ниже линии адекватных составов. Следовательно, вулканиты в этом интервале более насыщены окисью кремния, чем включения. Можно предполагать, что если имеет место процесс плавления пород, аналогичных включениям, то для относительного избытка кремния в магме необходим его привнос.

Равное значение имеет гипотеза селективного плавления, при котором включения — это остатки твердой фазы. Здесь предпочтение отдается первому способу образования расплава в обстановке движения флюида-теплоносителя, составной частью которого является кремнезем. Принятию второй гипотезы препятствует также наличие гнейсовых и сланцевых структур включений в вулканических породах этого интервала. Кроме того, обычно наблюдаемая в шлифах и воссоздаваемая экспериментально картина подготовки к плавлению и самого плавления также склоняет нас к флюидной гипотезе (Ковалев, Масуренков, 1969).

Среднекислая и кислая ассоциации включений и вулканитов образуют рой точек, в котором отклонения в обе стороны от прямой равновероятны. Это значит, что в среднем плавление осуществляется при инертном поведении кремнезема, хотя, в частности, возможны случаи, аналогичные ультраосновному и основному интервалам: ассимиляция более кислых вмещающих пород и плавление с некоторым привносом кремнезема. Плавление же при сохранении одного уровня концентрации окиси кремния в расплаве относительно исходной породы указывает не на отсутствие флюида, а лишь на отсутствие кремния

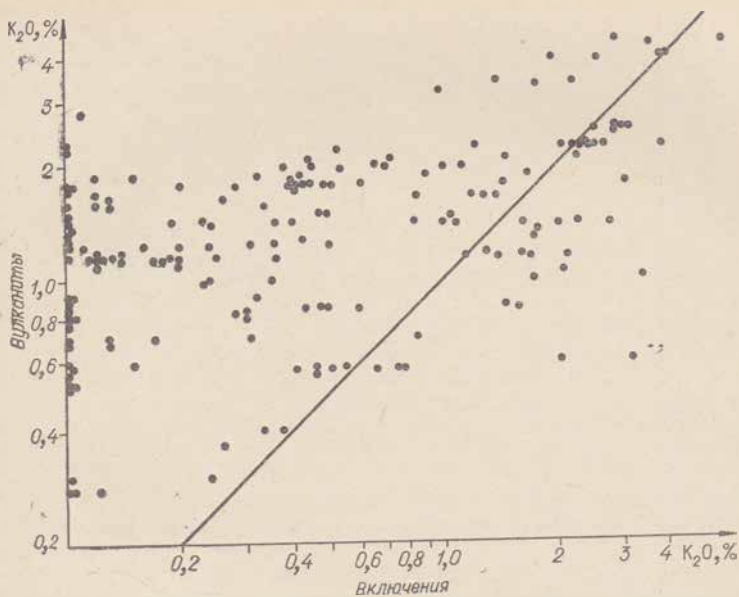


Рис. 3. Корреляция содержания окиси калия (%) в вулканических породах и включениях.

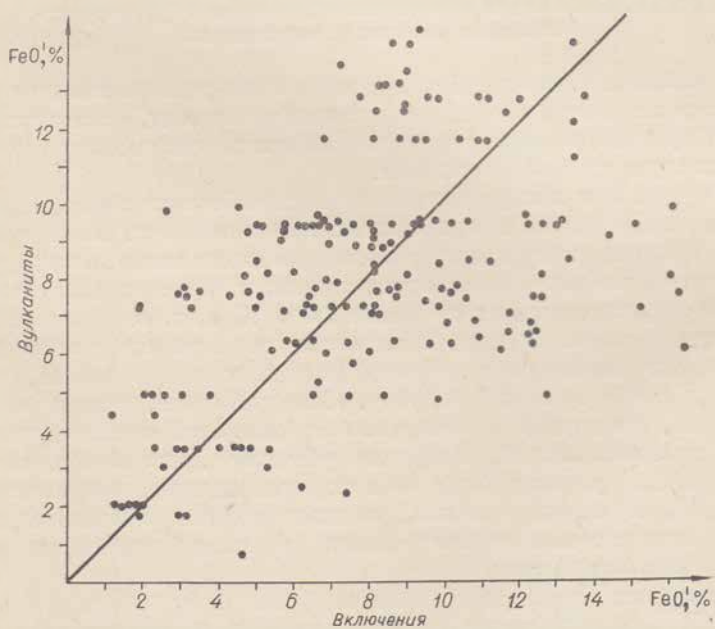


Рис. 4. Корреляция содержания суммарного железа (%) в вулканических породах и включениях.

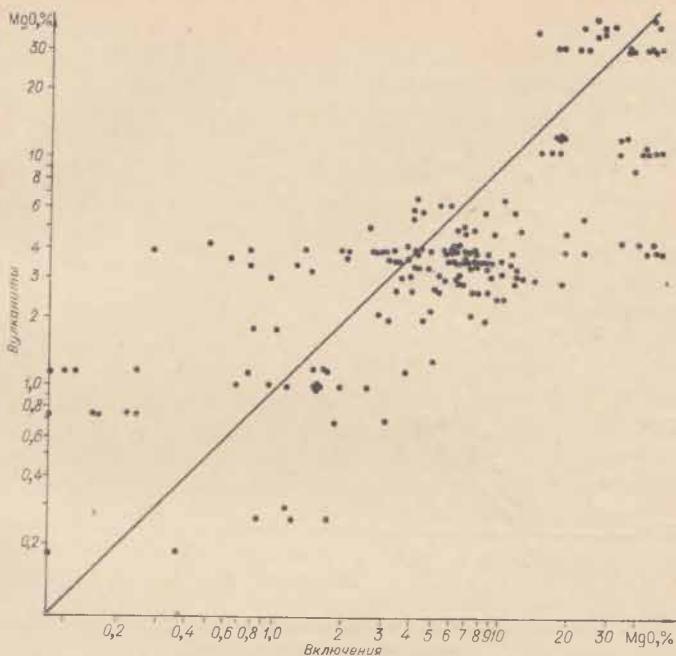


Рис. 5. Корреляция содержания окиси магния (%) в вулканических породах и включениях.

в его составе. Настоящий метод позволяет сделать заключение о поведении калия в процессе плавления породы, если включения и вулканиты рассматривать соответственно как начальную и конечную стадии плавления.

На рис. 3 в логарифмическом масштабе нанесена концентрация окиси калия в вулканитах и включениях. Если положить в основу рассуждений описанную выше схему, то следует допустить, что плавление осуществляется без привноса калия для пород, содержащих не менее 2,0% K_2O , т. е. для кислых и среднекислых. В ультраосновном-основном интервале для плавления необходима добавка калия, и тем большая, чем меньше его в исходной породе. Следовательно, можно предполагать, что другой, кроме кремния, составной частью флюида здесь является калий. Нетрудно убедиться, что вывод, вытекающий из рассмотрения общих особенностей корреляции порообразующих окислов, подтверждается вышеприведенными конкретными наблюдениями за плавленными включениями вулкана Авачи.

Поведение суммарного железа (рис. 4) и окиси магния (рис. 5) свидетельствует об их инертности в предполагаемом механизме плавления. В состав флюида эти компоненты не входят на любом интервале кислотности вулканитов и вклю-

чений. Сильная положительная корреляция указывает на высокую степень вероятности предложенного способа образования магм из кристаллических пород, аналогичных включениям.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 4.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Бобревич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.

Бобревич А. П. К познанию вещественного состава ультраосновного слоя Земли на основании изучения включений пирропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах. — Геология и геофизика, 1965, № 3.

Борсук А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. — Тр. ИГЕМ, вып. 86, 1963.

Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенность его последнего извержения 1955—1962 гг. М., «Наука», 1965.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.

Ковалев Г. Н., Масуренков Ю. П. Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.

Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Масуренков Ю. П. Включения в вулканических породах и проблема возникновения магматических расплавов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Масуренков Ю. П., Колосков А. В., Ермаков В. А. Меланократовые включения в современных вулканиках Камчатки и неоднородность областей их генерации. — В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969.

Меняйлов А. А. Вулкан Шведуч, его геологическое строение, состав и извержения. — Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9.

Платен Фон Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. — В сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. Некоторые проблемы глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги

в связи с изучением ксенолитов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. — Тр. Ин-та вулканол. АН СССР, вып. 25, 1967.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Наука», 1968.

Эрлих Э. Н. Пути дифференциации вулканов мантийного питания и типичные случаи отклонения от них. — В кн.: Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966.

Forber R. B., Kuno H. The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks. The Upper Mantle Symposium. New Delhi, 1964. Copenhagen, 1965.

Isshiki N. Petrology of plutonic cognate ejecta from Nishijama volcano, Hachijo-jima, the Seven Izu Islands, Japan. Journ. of Geology and Geogr., vol. XXIX, Nos. 1—3, 1958.

Kuno H. Matic and ultramatic nodules from Itinome-gata, Japan. In «Ultramatic and related rocks», 1967.

Kuno H., Yamasaki K., Jida Ch., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas. Japan. J. Geol. and Geogr., vol. 28, № 4, 1957.

Le Maitre R. W. The significance on the gabbroic xenolites from Gough Island, South Atlantic. Minor. Mag. and Journ. Min. Soc., vol. 34, 1965.

Lindgren. Proc. R. Soc. Nr. 456-A, 1904.

Ross C. S., Foster M. D., Meyers A. T. Origin of dunites and olivinerich inclusions in basaltic rocks. Amer. Miner., vol. 39, Nos. 9—10, 1954.

Takeshita H., Oji Y. Hornblende gabbroic inclusions in the calc-alkaline andesites from the Northern district of Nagane prefecture, Japan (II). The Journ. Jap. Ass. Miner. Petrol., Econ. Geol., 1968, vol. 60, № 2.

Tiba T., Onuki H., Kamazaki T. Significance of Hornblende gabbroic inclusions in calc-alkaline rocks. Journ. Jap. Ass. Miner. Petrol., Econ. Geol., vol. 55, 1966.

White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Contribs. Miner and Petrol., 1966, vol. 12, № 3.

Williams A. F. The Genesis of the Diamond 1—2. London, 1932.

Willshire H. G., Binns R. A. Basic and ultrabasic xenolite from volcanic rocks of New South Wales. Journ. Petrol., 1961, vol. 2, p. 2.

Yamagushi M. Petrogenetic significance of ultrabasic inclusion in basaltic rocks from South West Japan. Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., D. 15, 1964.

О НЕОДНОРОДНОСТИ СОСТАВОВ В ПОТОКАХ И ЭКСТРУЗИЯХ КИСЛЫХ ЛАВ

В потоках и экструзиях кислых лав постоянно наблюдается неоднородность пород по текстурам. Более того, в распределении различных текстурных типов пород в потоках устанавливается определенная вертикальная зональность (Compton, 1962; Коптев-Дворников, Яковлева и Петрова, 1967; Наседкин, 1963, 1968, и др.).

По данным М. А. Петровой (Коптев-Дворников и др., 1967), в мощных потоках кислых лав выделяются: верхняя зона пузыристых немзовидных стекловатых лав, средняя зона массивных часто сферолитовых лав и нижняя — флюидално-полосчатых, иногда брекчированных и сгофрированных лав. Зональность подобного типа наблюдается и в изученных нами потоках липаритов в кальдере вулкана Узон (рис. 1, а). Единственным существенным отличием в зональности изученных потоков является наличие под зоной пузыристых перлитовых стекол массивных обсидиановых стекол, причем переход от одной зоны к другой идет через полосчатые разности. В менее мощных потоках флюидалность нередко развита в верхних частях потоков, а массивные стекловатые зоны — в нижних. Средние части потоков сложены раскристаллизованными сферолитовыми и микропойкилитовыми лавами. Примером такой зональности является поток кислых лав, связанный с экструзией на вулкане Хангар (рис. 1, б).

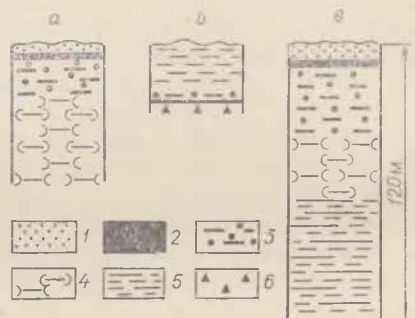


Рис. 1. Схематические разрезы потоков и экструзий кислых лав Камчатки:

а — поток плато Гейзерного; б — поток в кальдере вулкана Хангар; в — экструзия Виконта (вулкан Дзензур). 1 — немзовидные перлитовые стекловатые липариты; 2 — массивные стекловатые обсидиановые липариты; 3 — полустекловатые полосчатые сферолитовые липариты; 4 — раскристаллизованные пузырчатые липариты; 5 — раскристаллизованные фельзитовидные флюидалные липариты; 6 — брекчии обсидиановых липаритов с перлитовым цементом.

В вертикальных разрезах экструзий устанавливается зональность, аналогичная зональности в мощных потоках кислых лав, хотя для экструзий более характерна концентрическая зональность (Наседкин, 1968, 1969; Волынец, 1970₁). В достаточно глубоко эродированных экструзиях (от центральной части к апикальным и боковым контактам) наблюдается следующая

смена пород: центральная часть — раскристаллизованные флюидальные или массивные липариты; промежуточная зона — полустекловатые полосчатые сферолитовые липариты с про- слоями стекла; внешняя зона — стекловатые липариты об- сидианового типа, которые в зоне непосредственного контакта сменяются пористыми пемзовидными стеклами перлитового типа. Такова принципиальная схема зональности в изученных нами экструзиях Виконта, Южно-Купольной (Волынец, 1970), Северо-Купольной, Плоской и др. (рис. 1, *в*).

В контактовых зонах некоторых экструзий, равно как и в подошве потоков, иногда наблюдаются брекчиевые лавы, в которых в пористых стеклах перлитового типа (часто заметно окисленных) закатаны обломки более плотных обсидиановых стекол. Нередко эти обломки развальцованы, так что породы приобретают игнимбритовый облик.

Характерная особенность кислых лав — почти повсеместно проявленная полосчатость, выраженная в чередовании зачас- тую разно окрашенных пород, пористых и плотных стекол, более или менее раскристаллизованных, в различной степени окисленных пород и т. д. Наряду с полосами, заметными макро- скопически, обычно отмечается и более тонкая полосчатость, обнаруживаемая только при наблюдении в шлифах. С помощью приборов с большей разрешающей способностью (электронная микроскопия, рентген) полосчатость и другие структурные неоднородности (Наседкин и др., 1968; Митрейкина, 1969, и др.) обнаруживаются даже в массивных стеклах, которые в шлифах кажутся изотропными.

Таким образом, в кислых лавах во всем интервале возмож- ных в настоящее время наблюдений от макро- до микроно- уровня отмечается структурно-текстурная неоднородность по- род. Естественный вопрос, который требует обсуждения, — сопровождается ли структурно-текстурная неоднородность кис- лых лав неоднородностью их химического и минералогического состава?

МИКРОННОУРОВЕНЬ

Данные о неоднородности тонкой структуры природных кислых стекол, которые выглядят как изотропные в обычном поляризационном микроскопе, были получены в последние годы при электронно-микроскопическом изучении (Наседкин и др., 1968; Митрейкина, 1969). Аналогичные сведения о не- однородности природных базальтовых стекол приводят Trichet Jean, Sella Claude (1968), а для искусственных — J. Cahn, R. Charles (1965) и др.

В. В. Наседкин и др. (1968) указывают, что в исследованных ими стеклах наблюдаются структурные агрегаты различных размеров (2—3 мк). Некоторые индивиды агрегатов имеют сфе-

рическую отдельность, причем переходы между сфероидами разных порядков нерезкие. Агрегаты сфероидов имеют полосчатое распространение, что говорит о различной плотности полос и разной способности вещества поглощать и удерживать летучую фазу.

О. Б. Митрейкина (1969) также указывает на неоднородное строение кислых стекол, однако эта неоднородность несколько иного порядка. Она считает, что кажущиеся в шлифах однородными стекла состоят из сферолитов, погруженных в пористое бугристое стекло. В пределах сферолитов наблюдаются образования двух фаз, ориентированных перпендикулярно к границе раздела. На основании изучения структуры сферолитов предполагается ликвационный генезис их. В центральных, более медленно остывавших частях потока, наблюдается слияние сферолитов в колонии, внутри которых происходит совместный рост двух фаз разного состава с образованием петельчатых и лучистых структур эвтектоидного типа.

Комплексная структура базальтовых стекол, обусловленная присутствием субсферических частиц размером 0,2—0,3 мкм, описана Trichet Jean, Sella Claude (1968). Указанным авторам удалось выделить эти сферические частицы и проанализировать их химически. Оказалось, что эти сфероиды более кислые по сравнению с составом исходного стекла, а по содержанию Al_2O_3 и SiO_2 близки к граниту. Генезис этих частиц связывается с ликвацией. К сожалению, нет данных о химическом составе микронносфероидов в кислых стеклах.

На газовые и химические неоднородности в расплавах для получения искусственных стекол указывает также R. K. Day (1955) и В. Эйтель (1962).

Таким образом, в стеклах на микронноуровне наблюдаются два типа тонких неоднородностей: с одной стороны, полосчатое, струйчатое распределение летучей фазы, с другой — присутствие двух различающихся по составу фаз, связанных с разделением расплава при охлаждении за счет ликвации (?).

В природных и медленно охлажденных искусственных стеклах наблюдается еще и рентгеновская неоднородность, обусловленная наличием в стекле структурных мотивов минералов тридимитквартцалитового ряда; кварца, реже амфибола (Наседкин и др., 1968). С этой точки зрения большой интерес представляет работа А. А. Глаголева и др. (1968) по кристаллизации силикатных расплавов, в которой показано, что еще до выделения явных кристаллических фаз в расплавах возникают анизотропные участки (протофазы), сходные по рентгеновской характеристике с последующей фазой. Химически протофазы отличаются от последующих фаз меньшим количеством катионов, что позволило А. А. Глаголеву и др. рассматривать протофазы как каркасы, постепенно заполняющиеся катионами.

МИКРОУРОВЕНЬ

Среди различного типа неоднородностей, присущих кислым лавам на микроуровне (т. е. уровне, доступном для изучения в обычном поляризационном микроскопе), пожалуй, наиболее известными и наиболее изученными являются неоднородности, обусловленные ликвацией магматических расплавов.

Сводка петрографических материалов по этому вопросу дается в сборнике «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» (1963), где на обширном материале по разновозрастным кислым эффузивам из разных районов Советского Союза приводятся убедительные данные о ликвационном генезисе шаровидных обособлений в кислых лавах. Экспериментальное подтверждение ликвации получено при опытах с F_2 -, CO_2 - и H_2O -содержащими силикатными системами, близкими к природным расплавам (Greig, 1928; Григорьев и Искюль, 1937; Tuttle, Friedman, 1948; Friedman, 1949, Ершова и Ольшанский, 1958; Цветков и др., 1961; Когарко, 1967; Koster van Gross, Wyllie, 1966, и др.).

Специальные исследования, показавшие существенное влияние солевых компонентов на распад гомогенного расплава на сосуществующие жидкие фазы, провели в последнее время Б. Н. Мелентьев и Л. М. Делицын (1969). Они показали также значение подобного процесса в петрогенезисе.

Нет смысла излагать эти хорошо известные данные. Приведем лишь некоторые новые наблюдения, полученные при изучении четвертичных и современных лав Камчатки.

Ю. М. Дубик и И. А. Меняйлов (1969), изучая продукты извержения вулкана Безымянного в 1965 г., впервые в лавах исторического извержения обнаружили проявления ликвации. В низкопреломляющем бесцветном ($N=1,495-1,497$) или слабо зеленоватом флюидалином стекле ($N=1,500-1,507$), слагающем основную массу лав андезитового состава, ими описаны отчетливо очерченные округлые глобулы зеленовато-бурого стекла с заметно более высоким показателем преломления ($N=1,516 \pm \pm 0,002$). Размеры глобул от 5 до 30 мк, форма чаще всего округлая, но иногда они вытянуты в линзы, параллельные общему направлению флюидалности во вмещающем стекле. Глобулы почти не содержат кристаллитов, а также газовых включений и пор, обильных во вмещающем стекле.

Аналогичные данные получены автором для некоторых лав позднеплейстоценовых вулканов Купол, Дзедзур и Хангар. Порода, в мезостазице которых отмечается присутствие двух метастабильных фаз стекла, отвечают по составу андезито-дацитам (лавовые потоки и |экструзивные купола), липарито-дацитам (пемзовые покровы) и липаритам (экструзивные купола).

Как и в лавах вулкана Безымянного, высокопреломляющее стекло образует округлые, а при флюидалиной структуре

пород — линзовидные изолированные выделения размером от 10—50 до 100 мк, по объему резко подчиненные вмещающему стеклу. Независимо от состава исходных пород, разница в показателях преломления двух видов стекла практически постоянна и составляет 0,015—0,020.

Основным фактором, вызвавшим ликвацию в экструзивных лавах вулкана Безымянного, было, по мнению Ю. М. Дубика и И. А. Меняйлова (1969), резкое увеличение содержания фтора в газовой фазе, зафиксированное в ходе извержения.

Для лав вулканов Купол, Дзэндзур и Хангар, в которых наблюдается ликвация, отмечены высокие содержания летучих (H_2O^+ и CO_2), достигающие 1,5—4,0%. При этом содержание CO_2 в них по крайней мере на полпорядка выше кларкового. Возможно, что именно повышенное содержание летучих способствовало ликвации.

Отмеченное на микроуровне струйчатое распределение летучей фазы на микроуровне проявлено более отчетливо. Практически в любом лавовом потоке, в любой экструзии наблюдаются полосчатые по текстуре породы, где чередуются разности с различным содержанием летучих. Мощность таких полос может изменяться от долей миллиметра до 1—3 см, достигая в случае крупных полос 1—5 м. В неизмененных стекловатых разностях эти полосы отличаются содержанием летучих и прежде всего H_2O^+ . При этом пористые разности стекол по содержанию воды отвечают перлитам, тогда как плотные — обсидианам. Иногда пористые перлитовые стекла обособляются не в виде полос, а в виде эллипсоидных выделений в массе обсидиановых стекол. Размеры таких выделений могут достигать нескольких метров в поперечнике. Подобные крупные эллипсоиды пористых стекол наблюдались нами в голоценовой экструзии на вулкане Пошкова и голоценовом потоке плато Гейзерного. При этом в экструзии на вулкане Пошкова разница в содержании SiO_2 в разных типах стекол составляет 1,95% (в пересчете на безводный остаток) при разнице в содержании H_2O^+ 0,93%.

В рассмотренных выше случаях связь наблюдающихся неоднородностей в кислых лавах с первичной неоднородностью расплавов кажется очевидной. Однако целый ряд неоднородностей возникает в результате поздних процессов, например вторичной гидратации стекловатых пород за счет грунтовых вод и девитрификации их.

Примером неоднородности, связанной со вторичной гидратацией кислых стекол, является образование так называемых мареканитов — неизмененных ядер плотного обсидиана в пористой перлитовой вмещающей массе, возникшей за счет вторичной гидратации исходных обсидиановых стекол. Характерные примеры мареканитов описаны К. Н. Рудичем (1962), К. Н. Рудичем и Е. К. Устиевым (1963), а генезис их подробно обсужден В. В. Наседкиным (1963).

В химическом отношении вторично гидратированные стекла отличаются от первичных обсидиановых стекол или раскристаллизованных липаритов значительно более высоким содержанием H_2O^+ , Al_2O_3 и нередко K_2O и менее высоким — SiO_2 и Na_2O (Lipman, 1965; Lipman and oth., 1969, и др.). При этом избыток H_2O в гидратизированном стекле связан с насыщением первичного стекла водой, а разница в содержании Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O и K_2O обусловлена избирательным выщелачиванием этих компонентов грунтовыми водами (так Al_2O_3 накапливается в гидратированных стеклах как наименее растворимый компонент).

При девитрификации кислых стекол нередко образуются сферолитовые агрегаты, заметно отличающиеся по составу от вмещающего их стекла. В отличие от сферолитов, связанных с первичной сферолитовой кристаллизацией расплавов или сферолитовой раскристаллизацией одной из стекловатых фаз, возникших при ликвации, сферолиты девитрификации пересекаются линиями течения, характерными для кислых лав, и нередко выражены полосчатым распределением тонкораспыленных окислов железа.

В качестве примера в табл. 1 приведены химические составы сферолитов и вмещающих их стекол из двух образцов стекловатых лав Южно-Купольной экструзии (вулкан Купол, Восточная Камчатка). В образце 5030—А сферолиты составляют 65—70% от массы породы, стекло — 20—25%; в образце 130* соотношение сферолитов и стекла обратное. Кристаллическая фаза в обоих случаях составляет около 10% и при подготовке анализов была удалена.

Как видно из анализов, сферолиты отличаются от стекла более высоким содержанием Na_2O и в меньшей степени SiO_2 при значительно более низком содержании K_2O и близком содержании остальных компонентов. Пересчет химических составов сферолитов по нормативно-молекулярному методу и изучение их с помощью рентгеновского метода порошкограмм показывает, что они состоят из смеси щелочного полевого шпата и одной из высокотемпературных модификаций кремнезема — тридимита или кристабалита.

Подобные данные по составу сферолитов были получены В. В. Наседкиным для кислых лав Армении (1963).

Таким образом, кислые лавы на микроуровне характеризуются широко проявленной неоднородностью составов, обусловленной струйчатым распределением летучих в расплавах и разделением расплавов при охлаждении на две фазы. Наряду с первичной неоднородностью лав, связанной с неодно-

* Результаты анализа обр. 130 любезно представлены автору Ю. П. Масуренковым.

Т а б л и ц а 1

Компо- ненты	Образец 5030—А		Образец 130	
	сферолит	стекло	сферолит	стекло
SiO ₂	75,26	74,64	75,82	73,62
TiO ₂	0,30	0,18	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	12,74	12,56	13,18	13,06
Fe ₂ O ₃	0,41	0,87	0,49	0,19
FeO	0,74	0,77	0,57	0,54
MgO	0,24	0,44	Нет	Нет
CaO	1,01	0,87	1,37	1,43
Na ₂ O	4,91	3,22	6,78	5,19
K ₂ O	3,20	5,73	1,07	3,97
H ₂ O ⁺	0,42	0,78	0,24	0,62
H ₂ O ⁻			0,14	1,00
P ₂ O ₅	0,37	0,31	0,29	0,24
Сумма	99,56	100,36	100,07	99,96

Пр и м е ч а н и е. Аналитики Н. Р. Гусакова, Т. В. Долгова (Институт вулканологии СО АН СССР).

родностью расплавов, на микроуровне проявляется и вторичная неоднородность кислых лав, обусловленная процессами их вторичной гидратации и раскристаллизации.

МАКРОУРОВЕНЬ

На основе наблюдающейся в кислых лавах текстурной неоднородности пород и зонального распределения текстурных разновидностей была предпринята попытка проследить изменение количественно-минералогических и химических составов пород по выделенным текстурным зонам и разрезам потоков и экструзий. Для этой цели были изучены разрезы экструзии Виконта (на вулкане Дзендзур), Южно- и Северо-Купольной (на вулкане Купол), Плоская (на Южно-Камбальном хребте), на вулкане Попкова (вулканическая группа Б. Семячика) и потоков кислых лав в кальдере Узон (плато Круглого, г. Озерной и Гейзерного). Все изученные вулканические образования располагаются в пределах Восточного Камчатского вулканического пояса и имеют плейстоценовый (для большинства экструзий) и голоценовый (для потоков и экструзий

на вулкане Попкова) возраст. Мощность потоков кислых лав достигает 40—60 м, экструзии вскрыты до глубины 100—150 м. Хорошая эродированность экструзий и потоков позволила в большинстве случаев отобрать практически полные разрезы их. Исключение составляет экструзия на вулкане Попкова, где отображенные на диаграмме (см. рис. 2, 3) точки соответствуют не зонам экструзии, а типам пород. Кроме того, обсидиановое стекло в экструзии Плоской отобрано не из коренных обнажений. Для всех потоков, а также экструзий Виконта и Северо-Купольной рассматриваются вертикальные разрезы, а для Южно-Купольной и Плоской — горизонтальные. Сравнение горизонтальных и вертикальных разрезов для экструзий правомочно, поскольку, как указывалось выше, для них характерна концентрическая зональность.

Рассматривается изменение составов пород по следующим текстурным разновидностям, соответствующим определенным зонам в разрезах потоков и экструзий: а) пемзовидные стекловатые липариты перлитового типа, слагающие верхнюю «покрышку» экструзий и потоков; б) плотные массивные стекла обсидианового типа, залегающие под перлитовой «покрышкой»; в) полустекловатые часто сферолитовые полосчатые липариты, слагающие промежуточные зоны; г) массивные или флюидальные раскристаллизованные липариты, развитые в центральных частях экструзий, а также центральных и нижних (до нижней зоны закалки) частях потоков.

Неоднородность количественно-минералогического состава. Распределение вкрапленников в кислых экструзиях и лавовых потоках по выделенным выше зонам не остается постоянным. В изученных разрезах максимальное содержание кристаллической фазы (минимум основной массы) наблюдается для обсидиановых стекол либо полустекловатых сферолитовых липаритов (рис. 2). Однако следует учесть, что в приведенных на рис. 2 результатах количественно-минералогических подсчетов, содержание кристаллической фазы в пемзовидных липаритах заведомо несколько занижено за счет включения в объем основной массы последних весьма обильных в этих породах пор. Сделано это потому, что поры обычно очень мелкие и учесть их при подсчетах крайне трудно. При введении же поправки на пористость количество кристаллической фазы по отношению к собственной основной массе (стеклу) заметно возрастает и, по крайней мере, в ряде случаев превышает содержание ее в соседних с пемзовидными липаритами зонах обсидиановых и сферолитовых лав.

Разница между минимальным и максимальным значениями содержания кристаллической фазы в пределах одной экструзии или потока может составлять от 2 до 10%. Среди вкрапленников в изученных лавах преобладает плагиоклаз. Содержание его колеблется от 7 до 25% против 1—5% темноцветных

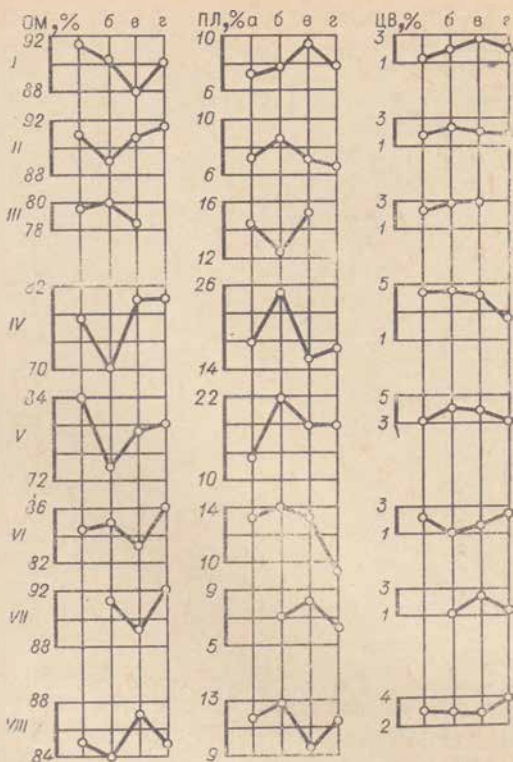


Рис. 2. Количественно-минералогические составы потоков и экструзий кислых лав Восточной Камчатки

I—V — экструзии: I — Виконта (Дзензур); II — Южно-Кушольная (в. Купол); III — Северо-Кушольная (в. Купол); IV — Плоская (Камбальный хребет); V — Попкова (в. Попкова). VI—IX — потоки в кальдере Узон: VI — плато Круглое; VII — г. Озерная; VIII — плато Гейзерное; IX — плато Круглое. а — контактовые стекловатые пемзовидные липариты (перлиты); б — массивные стекловатые лавы (обсидианы) контактовой зоны; в — полустекловатые (сферолитовые) липариты промежуточной зоны; г — раскристаллизованные массивные и флюидальные липариты центральных зон. ОМ — основная масса; Пл — плагиоклаз; ЦВ — темноцветные минералы.

(биотит, амфибол, пироксен) и 0—5% кварца и во всех случаях составляет 70—80% от общего объема кристаллической фазы. Особенности распределения плагиоклаза (см. рис. 2) обуславливают общие особенности распределения кристаллической фазы. Темноцветные минералы, наряду с накоплением в зонах обсидиановых стекол или сферолитовых липаритов (наиболее обычный случай), могут накапливаться в нижних частях потоков (плато Круглое и Гейзерное). Колебания в содержании

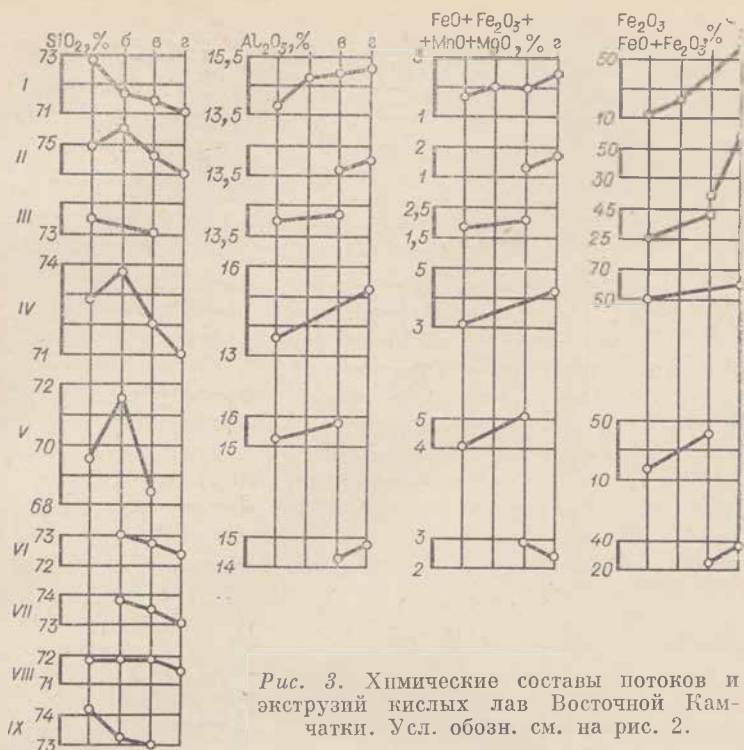
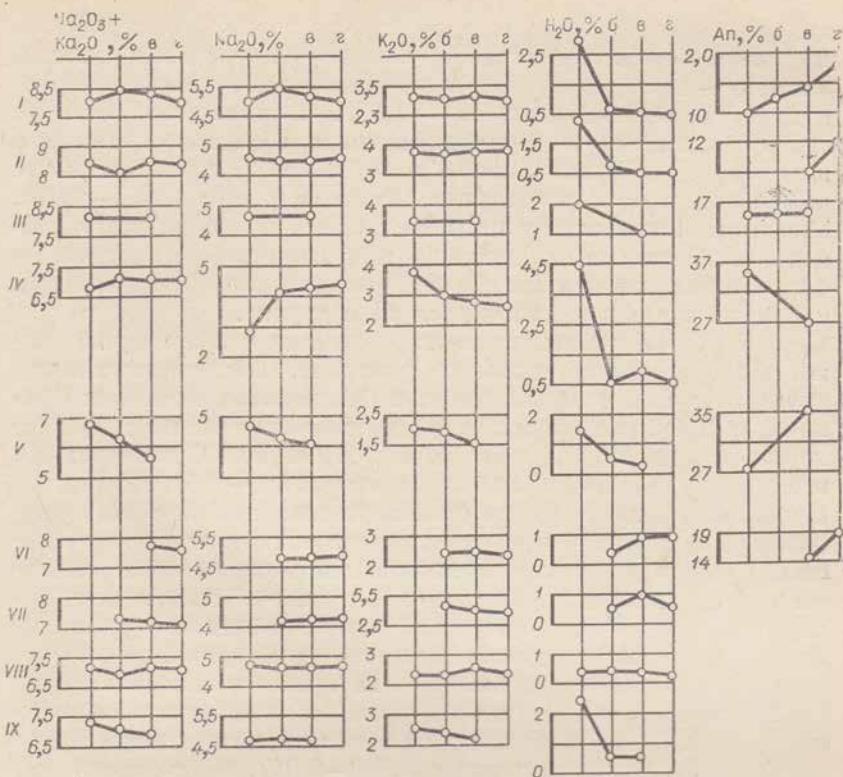


Рис. 3. Химические составы потоков и экструзий кислых лав Восточной Камчатки. Усл. обозн. см. на рис. 2.

плаггиоклаза в отдельных зонах экструзий и потоков аналогичны таковым для кристаллической фазы в целом (2—10%), тогда как для темноцветных минералов они не превышают 1—2%.

Таким образом, в верхних зонах экструзий и потоков кислых лав наблюдается некоторое накопление кристаллической фазы. Мощность этой «зоны накопления» составляет примерно треть мощности изученных вулканических тел. Полученные данные могут быть интерпретированы как результат всплывания вкрапленников (особенно плаггиоклаза) в процессе эффузии. Этот вывод противоречит традиционному мнению об очень высокой вязкости кислых расплавов, нацело исключая подобный механизм перемещения вкрапленников.

Принципиальную возможность перераспределения вкрапленников в движущейся массе кислого расплава подтверждают наблюдения над количественно-минералогическим составом отдельных полосок лав в их полосчатых разностях. Так, в полосчатых липаритах экструзии Виконта (мощность полосок колеблется от 0,5 до 3,0 мм) полосы с микрофельзитовой основной массой содержат 8,7% плаггиоклаза, 1,5% амфибола



и 0,2% пироксена, а полосы с бурым слабо раскристаллизованным стеклом — соответственно 5, 1 и 0,1%.

Неоднородность оптических свойств и состава минералов-вкрапленников. Оптические свойства и в какой-то мере состав минералов по разрезу экструзий и потоков также не остаются постоянными. Особенно это касается амфибола и биотита, степень окисленности которых заметно меняется. При этом в пемзовидных перлитах и плотных обсидианах внешних зон обычно сохраняется зеленая, буровато-зеленая, зеленовато-бурая обыкновенная роговая обманка, тогда как в центральных, раскристаллизованных зонах экструзий и потоков она сменяется бурой базальтической разностью (потоки плато Гейзерного, Круглого; экструзии Виконта, Плоская). Смена одного типа амфибола другим происходит постепенно. Степень опацификации амфибола также растет к центральным частям эффузивных тел.

Измерение показателей преломления биотитов в кислых лавах определенно указывает на изменение степени окисленности железа в них (Островский, Петров, 1940). Так, в одной из липаритовых экструзий на вулкане Хангар наблюдалось сле-

дующее изменение показателя преломления биотита (N_p) по типам пород: обсидиановое стекло — 1,633; сферолитовый липарит — 1,637; пузырчатый липарит — 1,643; пористый раскристаллизованный липарит — 1,670. В липарито-дацитово́й экструзии на том же вулкане биотит из обсидианового стекла имел показатель преломления $N_p = 1,629 - 1,630$, тогда как биотит из фельзитовидных полосчатых разностей — $N_p = 1,669 - 1,670$. Многочисленные измерения показывают, что чаще всего наименее окисленными являются биотиты обсидиановых стекол, в фельзитовых липаритах обычны окисленные биотиты, а в перлитовых стеклах отмечаются те и другие.

В составах плагиоклазов из различных зон экструзий также обнаруживается некоторое различие. Так, статистическое изучение составов вкрапленников плагиоклаза в породах Южно-Кунольной экструзии дает среднее значение для периферической зоны пемзовидных липаритов 37,6 An (по 107 измерениям), тогда как для центральной зоны экструзии — 35,4 An (по 166 измерениям). Наблюдаемое отличие можно связать с более длительным остыванием центральных зон экструзии и, как следствие, обрастанием вкрапленников плагиоклаза более кислыми внешними зонами. Кислый плагиоклаз в пемзовидных липаритах, представляющих собой зону закалки экструзии, не кристаллизуется вследствие быстрого охлаждения.

Наконец, отличия в показателях преломления перлитовых стекол пемзовидной корки экструзий и потоков и обсидиановых стекол более глубоких горизонтов их, достигающие в изученных экструзиях и потоках 0,010—0,012, обусловлены различной гидратированностью стекол (Ross, Smith, 1955; Наседкин, 1963, и др.)

Неоднородность химического состава. При изучении вариаций химических составов в потоках и экструзиях кислых лав по выделенным текстурным зонам использовались как полные силикатные, так и частные анализы на SiO_2 , Na_2O , K_2O , H_2O^+ , H_2O^- и CO_2 . Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии аналитиками Т. В. Долговой, Н. Р. Гусаковой, Н. Я. Монаховой и О. М. Табаковой. При нанесении на диаграмму (рис. 3) все анализы были пересчитаны на безводный остаток, при этом в случае частных анализов общая сумма компонентов в породе принималась за 100%. К сожалению, потоки оказались охарактеризованы менее, чем экструзии, и для них, за исключением одного, имеются лишь частные анализы.

Тем не менее при рассмотрении диаграммы распределения химических составов пород по разрезам как экструзий, так и потоков обнаруживается отчетливая неоднородность изученных магматических образований в отношении ряда компонентов и достаточно четкие закономерности в их распределении.

В первую очередь это касается SiO_2 , содержание которого к контактными зонам потоков и экструзий заметно возрастает. Аналогично ведет себя H_2O^+ в экструзиях и потоке II плато Круглого (в трех других потоках такой закономерности не наблюдается). Содержание Al_2O_3 и суммы ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$) в экструзиях к контактными зонам, напротив, уменьшается, так же как и степень окисленности железа*. Разница между максимальным и минимальным содержанием компонентов в разных зонах одной экструзии колеблется для SiO_2 в пределах 0,5—3,0%, $\text{H}_2\text{O}^+ — 1—4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 — 0,3—1,5\%$, для суммы ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$) — 0,3—1,0%. В потоках: для $\text{SiO}_2 — 0,5—1,2\%$ и для $\text{H}_2\text{O}^+ — 0,3—2,0\%$.

H_2O^+ достигает максимума в зоне контактовых пемзовидных перлитовых стекол, $\text{SiO}_2 —$ там же либо в зоне обсидиановых стекол, а Al_2O_3 и суммы железисто-магнезиальных компонентов — в центральных зонах раскристаллизованных лав.

Суммарное содержание щелочей во всех изученных разрезах потоков и экструзий меняется мало (в пределах 0,3—0,5%). Исключение составляет экструзия на вулкане Попкова, где колебания этой величины достигают 1%. Все же в ряде случаев (например, для потока II плато Круглого и экструзии Виконта) можно заметить некоторое возрастание содержания щелочей в зоне контактовых стекол. При этом максимум может достигаться как в зоне пемзовидных стекол (поток II плато Круглого), так и в зоне массивных обсидиановых стекол (экструзия Виконта). Рассматривая поведение Na_2O и K_2O раздельно, можно видеть, что содержание Na_2O при переходе от центральных зон экструзий и потоков к их контактам может оставаться практически постоянным, увеличиваться или даже уменьшаться, тогда как содержание K_2O либо остается постоянным, либо несколько возрастает. Следует отметить, что наблюдавшееся в ряде случаев уменьшение содержания щелочей в пемзовидных перлитовых липаритах по сравнению с обсидиановыми липаритами связано с поведением Na_2O , так как содержание K_2O здесь даже может возрастать (как, например, в разрезе экструзии Плоской).

Состав нормативного плагиоклаза также не остается постоянным по разрезам экструзий и потоков: содержание An-молекулы во всех случаях (за исключением экструзии Плоской) закономерно увеличивается от контактовых пемз к центральному зонам раскристаллизованных лав.

В содержании CaO и CO_2 каких-либо определенных закономерностей не обнаруживается.

* Полные силикатные анализы имеются только для потока I плато Круглого. Поведение Al_2O_3 и изменение степени окисленности железа здесь аналогично таковому в экструзиях, тогда как сумма железисто-магнезиальных компонентов, наоборот, уменьшается к центральной части потока.

Наблюдаемые неоднородности в распределении различных компонентов по разрезам изученных экструзий и потоков не очень значительны, особенно если сравнивать содержания их в каждом двух попарно взятых расположенных рядом текстурных разновидностях. Однако в целом для большинства рассмотренных компонентов направленность изменения в содержании их вполне определенная. Последнее позволяет, на наш взгляд, достаточно уверенно полагать, что наблюдаемая зональность отражает реально существующую закономерность, обусловленную дифференциацией магматического расплава в период от эффузии до полного затвердевания.

Генезис неоднородности. Процессом, который приводит к появлению неоднородности химических составов пород в пределах потоков и экструзий кислых лав и зональному перераспределению компонентов в них, является, по нашему мнению, эманационная дифференциация. Действительно, наблюдающиеся в изученных вулканических телах распределение воды (H_2O^+) — увеличение содержания ее от центральных зон к периферическим — прямо указывает на значение подобного процесса. Реальность диффузии летучих из более глубоких горизонтов остывающих потоков и экструзий к поверхности их не вызывает сомнений и подтверждается наблюдениями над лавами исторических извержений.

Вместе с тем экспериментальными работами установлена высокая растворимость ряда нелетучих веществ в водяном паре высоких параметров (Стырикович, Хайбуллин, 1957; Стырикович, 1959; Эйтель, 1962, и др.). К таким веществам относятся прежде всего SiO_2 (кремнекислота) и галоидные соединения и гидроксиды щелочей. Эти вещества обладают и наиболее высоким коэффициентом распределения K_p^* . Так, K_p кремнекислоты при давлении $p=200$ ат составляет, по данным М. А. Стыриковича и И. Х. Хайбуллина (1957), 10% и более; $NaCl$, KCl , $NaOH$ и KOH — 0,7—2%, тогда как $CaCl_2$, $Ca(OH)_2$ и $Mg(OH)_2$ при тех же условиях всего 0,1—0,2%. Растворимость SiO_2 , $NaCl$, KCl в водяном паре при $p=200$ ат составляет $n \cdot 10$ мг/кг, тогда как $CaCl_2$ и $MgCl_2$ — всего 1 мг/кг. По данным тех же авторов, силикаты Na , K , Ca и Mg растворяются в водяном паре значительно хуже, чем хлориды и гидроксиды этих катионов, однако силикаты K и Na все же более растворимы, чем силикаты Ca и Mg . Таким образом, различная растворимость веществ в водяном паре и различные коэффициенты распределения обуславливают избирательный вынос их, т. е. при истечении водяного пара в большей степени выносятся SiO_2 , в меньшей — соединения K и Na , а Ca и Mg , как менее растворимые, накапливаются.

* Коэффициент распределения представляет собой отношение концентраций данного вещества в парообразной и жидкой фазах.

Осаждение избытка вещества из перегретого пара должно наблюдаться в том случае, когда содержание его превысит минимальную растворимость этого вещества в перегретом паре данных параметров. М. А. Стырикович и И. Х. Хайбуллин (1957) показали, что содержание некоторых веществ в перегретом паре, в том числе SiO_2 , прямо пропорционально давлению. Таким образом, при уменьшении давления может наблюдаться пересыщение водяного пара относительно SiO_2 и осаждение его.

Изложенные экспериментальные данные, как нам кажется, отчетливо указывают на то, что причиной зональной неоднородности потоков и экструзий кислых лав является избирательный вынос различных компонентов при дегазации остывающих магматических расплавов на поверхности Земли. Действительно, гидростатическое давление, равное на поверхности пстока атмосферному, в основании его при мощности в 50 м и плотности расплава $2,5 \text{ г/см}^3$ должно достигать 125 ат. Подобный перепад давлений создает условия, по-видимому, достаточные для сброса растворенной части вещества в верхней части вулканических тел.

Реально наблюдающееся обогащение SiO_2 и в меньшей степени щелочами контактовых зон потоков и экструзий и, как следствие, более высокие содержания Al_2O_3 и $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$ в центральных частях их прекрасно согласуется с данными эксперимента. При такой роли летучих в перераспределении вещества расплавов становятся понятными большие различия в содержании SiO_2 в экструзиях и потоках: мощность потоков, как правило, меньше, чем «мощность» экструзий; для последних также не исключена более или менее длительная связь с подводящим каналом и дополнительное обогащение SiO_2 за счет миграции летучих оттуда.

Вариации в распределении кремнезема и щелочей в контактовых зонах некоторых экструзий, когда в перлитовых липаритах внешней «покрышки» содержания SiO_2 и Na_2O ниже, чем в предыдущей зоне обсидиановых стекол, хотя концентрация K_2O в них может даже возрасти (например, экструзия Плоская, см. рис. 3), обусловлены, по-видимому, вторичной гидратацией стекловатых пород за счет грунтовых вод. Ранее уже отмечалось, что подобный процесс приводит к дифференциальному перераспределению компонентов за счет преимущественного выноса грунтовыми водами SiO_2 и Na_2O (Lipman, 1965; Lipman and oth., 1969, и др.).

Отмеченная зональность пород в отношении состава нормативного плагиоклаза также хорошо увязывается с проявлением эманационной дифференциации: миграция щелочей к поверхностным зонам экструзий и потоков и обогащение глиноземом центральных зон за счет предпочтительного выноса кремнезема и щелочей обуславливают наблюдающееся изменение основности нормативного плагиоклаза.

Наконец, направленное возрастание степени окисленности железа к центральным зонам экструзий хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями над степенью окисленности амфибола и биотита в шлифах. Таким образом, степень окисленности железа в кислых эффузивных образованиях зависит не столько от соприкосновения формирующих их расплавов с кислородом воздуха, сколько от длительности остывания: поверхностная корка экструзии и потоков испытывает закалку, тогда как в центральных частях длительное время сохраняется достаточно высокая температура. Аналогичные данные приводились ранее Х. С. Вашингтоном (Washington, 1920), который отмечал, что стекловатые участки потоков обычно менее окислены, чем раскристаллизованные. К близкому выводу пришла также О. М. Алыпина (1969), которая показала, что первичный титаномагнетит сохраняется только при быстром охлаждении магмы, тогда как длительное охлаждение ведет к окислению титаномагнетита с образованием вторичного магнетита.

С миграцией летучих из глубинных частей потоков и экструзий к поверхности можно, по-видимому, связать и наблюдающееся обогащение вкрапленниками верхних зон этих вулканических образований (см. предыдущий раздел). Процесс перемещения вкрапленников можно представить себе как флотацию: подъем вкрапленников за счет подъемной силы наличных на их поверхность газовых пузырьков.

Таким образом, на макроуровне в потоках и экструзиях кислых лав наблюдается отчетливая неоднородность составов пород, выраженная в зональном распределении в них таких химических компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$, H_2O^+ , в меньшей степени $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, направленном изменении состава нормативного плагиоклаза, вариациях количественно-минералогического состава и т. д. Указанная зональная неоднородность может быть с успехом объяснена эманационной дифференциацией расплавов, связанной с дегазацией их на земной поверхности.

Естественно, что процесс дегазации расплавов происходит и в подводящих каналах вулканов, поэтому в составе продуктов, поступающих из вулкана в течение более или менее длительного извержения, можно ожидать изменение химизма, в общем сходное с тем, которое наблюдается в потоках и экструзиях кислых лав.

На отчетливое проявление дифференциации вещества, связанной с миграцией летучих при становлении гипабиссальных интрузивных тел, указывали М. А. Фаворская (1956), В. С. Коптев-Дворников (1961) и др. Пример подобной дифференциации описан также и автором настоящего сообщения для одной из гипабиссальных интрузий Центральной Камчатки (Волынец, 1970₂). Во всех упомянутых работах указывает-

ся, что миграция летучих к апикальным и пологим боковым контактам интрузий приводит к перераспределению вещества и обогащению этих зон SiO_2 и K_2O за счет более глубоких частей массивов, которые при этом обогащаются глиноземом, железисто-магнезиальными компонентами и натрием. Таким образом, процесс, который описан как эманационная дифференциация в интрузиях, весьма сходен с тем перераспределением вещества за счет миграции летучих, которое наблюдается в потоках и экструзиях кислых лав.

Существенное значение дегазации летучих из глубоких частей кислых экструзий отмечал В. В. Наседкин (1968), однако роль ее он видел только в первичной гидротермальной гидратации этих куполов. На зональность химических составов кислых экструзий как следствие эманационной дифференциации несколько ранее обратил внимание автор при изучении кислых вулканитов Налачевского района Восточной Камчатки (Волынец, 1970₁).

МЕГАУРОВЕНЬ

В потоках и экструзиях кислых лав, а также среди покровов кислых пемз достаточно часто отмечаются полосчатые разности, химический и минералогический состав полос в которых отличается весьма резко (по кремнезему, например, на 2—10%) и генезис которых не может быть объяснен рассмотренным в предыдущем разделе механизмом эманационной дифференциации. Полосчатые лавы и пемзы подобного типа изучались на позднелейстоценовых вулканах Купол (Волынец, 1970₂), Хангар и в продуктах голоценовых извержений вулкана Малый Семячик (Камчатка). Сходные образования описаны Х. Вильямсом и др. (Williams a. e., 1956), а позднее П. Бордет и др. (Bordet a. e., 1963) в продуктах извержения вулкана Катмай на Аляске (1912 г.); Г. А. Макдональдом и Т. Кацурой (Macdonald, Katsura, 1965) в пемзовых отложениях вулкана Лассен-Пик в Калифорнии (извержение 1915 г.); Г. П. Л. Уокером (Walker, 1966) среди четвертичных эффузивных пород Исландии; К. Н. Рудичем и К. М. Тимербаевой (1965) в голоценовых лавах вулкана Большая Зиминая (Камчатка); Э. А. Лазаренко и К. А. Дейчковой (1969) в неогеновых лавах Закарпатья и многими другими исследователями.

Генезис подобных полосчатых лав объясняется обычно смешением магматических расплавов, установленным при геологических и петрографических наблюдениях, определенно свидетельствующих о резком различии состава полос и возникновении полосчатости в жидкой лаве. Как правило, они описываются для андезит-диоритовых комплексов и составы полос отвечают следующим парам пород: андезит-дацит (андезит,

андезито-дацит-липарит); дацит-липарито-дацит, липарит. Полосчатые лавы состава базальт (или андезитобазальт)-липарит отмечаются обычно реже.

Наряду с полосчатыми лавами, в которых полосы представлены крайними типами пород, соответствующими «чистым магмам», зачастую описываются гомогенные смеси этих магм, соединенных в различных пропорциях. По составу гомогенные смеси могут отвечать либо валовому составу полосчатых разновидностей, либо быть ближе к составу одной из полос в полосчатых разновидностях. В любом случае гетерогенный характер пород подобного типа достаточно определенно устанавливается на основании детального петрографического анализа (Macdonald, Katsura, 1965; Bardet a. e., 1963).

Примером резко неоднородных по составу полосчатых и гомогенных разновидностей эффузивных пород являются изученные нами смешанные лавы и пемзы вулканов Купол, Хангар, Малый Семячик.

Смешанные лавы вулкана Купол. Среди лав, развитых в пределах вулкана Купол, по составу четко выделяются две группы пород: амфиболсодержащие двупироксеновые андезиты и андезито-дациты и амфиболсодержащие биотитовые липариты (Пийп, 1941; Апрельков, 1966; Волюнец, 1970₁). Породы первой группы слагают потоки в постройке вулкана и крупную экструзию на его восточном склоне. Андезитовый состав имеют также игпимбриты, обнажающиеся в основании разреза вулкана у его западного подножия. Липариты слагают экструзии на восточном склоне вулкана (Северо-Купольная, Южно-Купольная) и вблизи восточного подножия его (экструзии г. Шумной и выс. 834). Объем излившихся пород, по приблизительным оценкам, около 7 км³ для андезитов и андезито-дацитов и около 2 км³ для липаритов.

Породы промежуточного состава между андезитами, андезито-дацитами, с одной стороны, и липаритами, с другой — имеют в пределах изученной вулканической постройки крайне ограниченное распространение, и объем их не превышает первых тысячных кубических километров. Они встречены только в контактовых зонах Южно-Купольной и Северо-Купольной экструзий и по составу отвечают липарито-дацитам. По текстурным особенностям это либо полосчатые разновидности, либо гомогенные стекловатые или пемзовидные лавы. Раздельный химический анализ полос в полосчатых лавах показывает, что одни полосы имеют липаритовый состав и весьма близки к среднему липариту экструзий вулкана Купол, другие имеют андезито-дацитовый состав и чрезвычайно сходны со средним составом андезитовых и андезито-дацитовых лав вулкана (табл. 2). Аналогичная картина наблюдается в отношении качественного и количественного минералогического состава и показателя преломления стекла (табл. 3). Специальное ста-

Химический состав лав вулкана Купол в пересчете на безводный состав

Компоненты	Средний состав андезитов и андезито-дацитов	Андезито-дацит из полосчатых лав	Валовой состав полосчатых лав	Гомогенные липарито-дациты	Липарит из полосчатых лав	Средний состав липаритов
SiO ₂	62,33	63,89	69,09	68,40	72,48	73,71
TiO ₂	0,58	0,48	0,46	0,52	0,48	0,28
Al ₂ O ₃	16,80	18,58	15,31	15,56	13,94	13,01
Fe ₂ O ₃	3,00	0,78	0,90	1,07	0,41	0,62
FeO	2,67	2,01	1,95	2,00	1,43	0,83
MnO	0,12	0,12	0,11	0,12	0,10	0,07
MgO	2,77	1,75	1,08	1,13	0,36	0,42
CaO	5,53	6,37	3,24	3,25	1,85	1,73
Na ₂ O	3,90	4,17	4,54	4,64	4,12	4,45
K ₂ O	2,09	2,01	3,16	3,18	4,73	3,63
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,14	0,10	0,27	0,13
С у м м а	99,95	100,34	99,98	99,97	100,27	99,88
Количество анализов	12	1	2	2	1	9
Интервал колебаний SiO ₂ в породах	60—63,5		68,8—69,4	67,8—69,1		72,5—75,2

статистическое исследование составов вкрапленников плагиоклазов в андезитовой, андезит-дацитовой и липаритовой группах пород (отдельно в лавах, экструзии и полосках в полосчатых лавах) показало сходство статистических параметров распределения составов плагиоклазов в породах одной группы и резкое различие для пород разных групп (табл. 4). Парное сравнение дисперсий распределения с помощью *F*-критерия и средних составов плагиоклазов с помощью *t*-критерия (Родионов, 1964; Смирнов, Дунин-Барковский, 1963) показало, что в породах каждой из указанных групп во всех случаях на 2%-ном уровне значимости и в 7 случаях из 9 на 10%-ном уровне значимости отличиями между дисперсиями, равно как и между средними, можно пренебречь как незначимыми, тогда как при сравнении пород из разных групп такие отличия выступают как существенные.

Таким образом, полосчатые лавы представляют собой негомогенизированную смесь андезито-дацитового и липаритового материала. Смешение разных по составу лав, как показывают геологические и петрографические наблюдения, происходило в жидком состоянии. Мощность полосок разного

Количественно-минералогический состав лав вулкана Купол

Минералы	Средний состав андезитов и андезито-дацитов	Андезито-дацит из полосчатых лав	Валовой состав полосчатых лав	Гомогенные липарито-дациты	Липарит из полосчатых лав	Средний состав липаритов
Плагиоклаз	25,9	25,4	18,7	18,6	9,0	7,6
Пироксен	9,1	6,7	4,3	5,6	—	—
Амфибол	0,5	1,3	1,0	1,1	0,3	0,1
Биотит	—	0,7	0,7	0,3	1,0	1,9
Магнетит	1,4	—	—	—	—	—
Основная масса	62,9	65,9	75,3	74,3	89,7	90,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Показатель преломления стекла	от 1,519—1,520 до 1,530—1,534	1,525—1,531	1,525—1,531 1,485—1,490	1,517—1,502	1,485—1,490	1,482—1,492 обсидиан, 1,498—1,503 перлит

состава изменяется от 1—3 до 10—30 мм, полоски по простиранию не выдержаны, часто гофрированы, нигде не наблюдается срезания выступающих за пределы полосок вкрапленников, напротив, флюидальное стекло их обтекает. Границы полосок остаются ровными, параллельными, либо наблюдается некоторое вдавливание бесцветного стекла липаритов в буроватое стекло андезито-дацитов. В грубополосчатых разностях на границе полос липаритов и андезито-дацитов иногда образуются породы промежуточного состава, близкие к гомогенным липарито-дацитам. Последние, в свою очередь, по химическому и количественно-минералогическому составу весьма сходны с валовым составом полосчатых разностей (см. табл. 2—3). Указанные обстоятельства позволяют, на наш взгляд, рассматривать гомогенные липарито-дациты как продукт полного смешения липаритовой и андезитовой-андезито-дацитовой магм, причем, судя по данным химического и количественно-минералогического состава, такое смешение произошло в пропорции, почти точно соответствующей отношению 1:1. Та же пропорция сохранялась и при образовании полосчатых липарито-дацитов. Учитывая особенности минералогического состава смешанных лав (в гомогенных разностях качественный и количественный состав вкрапленников является промежуточным между липаритами и андезито-дацитами, а в полосчатых разностях соответствует либо липаритам, либо андезито-дацитам), следует признать, что в момент смешения каждый из магматических расплавов содержал свою кристаллическую фазу.

Статистические параметры распределения составов вкрапленников плагиоклаза
в лавах вулкана Купол

Состав лавы	Среднее, \bar{x}	Дисперсия, σ^2	Стандартное отклонение, σ	Число наблюдений, n	Показатель асимметрии, s_k	Показатель эксцесса, E_k	Оценка отклонения от нормального закона		
							$\frac{s_k}{\sigma_{s_k}}$	$\frac{E_k}{\sigma_{E_k}}$	
Андезиты, андезитодациты	Андезит (поток)	55,5	114,5	10,7	160	0,33	0,70	1,7	1,8
	Андезитодацит (восточная экструзия)	54,7	145,2	12,0	148	0,70	0,90	3,5	2,3
	Андезитодацит (полоса в грубополосчатой лаве)	52,5	194,0	13,9	151	0,42	-0,2	3,0	0,3
	Андезитодацит (полоса в тонкополосчатой лаве)	52,5	164,2	12,8	127	0,07	-0,18	0,33	1,6
	Валовой состав	53,8	151,5	12,3	585	0,22	-0,5	2,2	2,5
Смешанные лавы Липариты Южно-Купольной экструзии	Липаритодацитовая пемза .	45,5	172,5	13,1	107	0,74	0,42	3,2	0,9
	Липарит (полоса в грубополосчатой лаве)	38,0	105,0	10,3	140	1,42	3,32	3,5	15,1
	Контактная пемза	37,6	72,5	8,5	107	1,2	1,05	5,2	2,2
	Центральная зона экструзии	35,4	89,5	9,5	166	2,37	9,21	12,5	25,6
	Валовой состав по всей экструзии	36,7	92,8	9,6	413	1,8	4,7	15,0	19,6
	«Липаритовые плагиоклазы» в валовом составе	34,0	28,0	5,3	347	0,24	0,26	1,8	1,0
	«Андезитовые плагиоклазы» в валовом составе	52,0	154,0	12,4	66	0,51	0,50	1,7	0,8

Химический состав лав вулкана Хангар * в пересчете на безводный остаток

Компо- ненты	Пемза			Дациг главного купола	Липари- то-дациг	Граноди- орит в кальдере	Андезит экструзий (гипер- стен-рого- вообм.)	Липарит	Андезит- гиперсте- новый
	темная	серая	свет- лая						
SiO ₂	64,97	67,90	69,46	65,23	69,04 /69,66/	65,20	62,02	72,95	61,35
TiO ₂	0,53	0,42	0,38	0,60	0,45	0,45	0,72	0,26	1,08
Al ₂ O ₃	15,70	16,02	16,37	16,63	17,40	15,25	17,21	14,56	17,03
Fe ₂ O ₃	1,38	1,32	1,24	3,99	1,64	1,64	1,61	1,08	1,71
FeO	2,90	2,00	1,45	1,11	1,46	2,47	3,73	0,71	3,93
MnO	0,09	0,08	0,08	0,11	0,07	0,09	0,12	0,09	0,11
MgO	3,15	1,83	0,98	1,24	1,00	2,94	1,99	0,47	2,34
CaO	4,98	3,22	2,80	3,78	2,17	4,65	5,49	1,33	5,61
Na ₂ O	4,13	4,42	4,20	4,53	3,81 4,43/	4,58	4,96	4,64	4,67
K ₂ O	1,82	2,38	2,57	2,74	2,77	2,24	2,05	3,83	1,82
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,34	0,27	—	0,26	0,47	—	0,34
Коли- чество анали- зов	2	2	1	5	2/5/	2	2	4	2

* Помимо собственных материалов автор использовал анализы Т. Ю. Маренной (1959), а также Э. Н. Эрлиха, М. Л. Леоновой и Ф. К. Кутыса.

Пемзы смешанного состава на вулкане Хангар. Среди пемзовых отложений последнего катастрофического извержения вулкана Хангар обнаружены полосчатые разности, состав полос в которых существенно отличается. При этом наиболее темноокрашенные разности соответствуют биотит- и амфибол-

Таблица 6

Количественно-минералогический состав лав вулкана Хангар

Минералы	Пемза			Дациг гла- вного купола	Липарито- дациг	Липарит	Андезито- дациг	Андезит- гиперстен- роговообм.	Андезит- гиперстено- вый
	темная	серая	белая						
Плагиоклаз	2,5	11,0	19,2	24,7	16,5	2,3	1,9	8,0	13,1
Пироксен . .	4,3	1,2	—	0,5	—	—	0,2	1,0	1,4
Амфибол . .	1,0	1,6	ед. з.	4,7	1,7	—	1,4	1,1	—
Биотит . .	—	0,2	4,5	2,3	2,3	0,3	—	—	—
Кварц . .	—	ед. з.	2,9	0,5	ед. з.	—	—	—	—
Магнетит	0,4	2,2	0,6	1,2	1,1	0,3	0,3	0,7	0,3
Основная масса . .	91,8	83,8	72,5	66,2	78,4	97,1	96,2	89,5	85,2
Количество анали- зов . . .	2	2	2	2	2	3	1	2	2

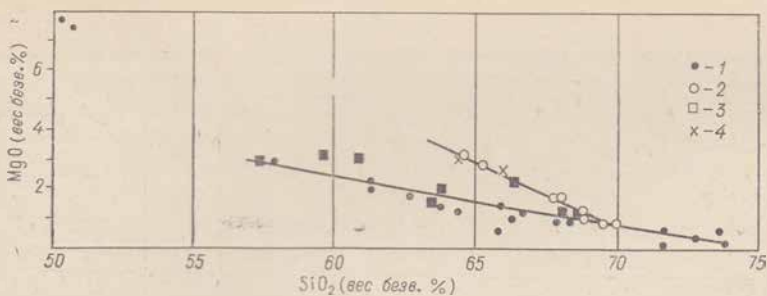


Рис. 4. Вариационная диаграмма $MgO-SiO_2$ для лав вулкана Хангар.

1 — лавы, 2 — пемзы, 3 — включения интрузивных пород в вулканических, 4 — гранодиориты из интрузии в кальдере вулкана.

содержащим пироксеновым дацитам, а наиболее светлые — биотитовым липарито-дацитам (табл. 5, 6). Породы с промежуточной окраской занимают промежуточное положение также по химическому и минералогическому составу. Характерно, что промежуточные разности распространены среди пемз не менее широко, чем крайние по составу типы. Разноокрашенные полосы в отдельных блоках пемз не выдержаны по простиранию и мощности, часто быстро выклиниваются, дают раздувы и пережимы. Заметно отличие пемз по текстуре: светлые разности более пузырчатые, темные — более плотные.

В отношении химического и минералогического составов светлые разности пемз близки к липарито-дацитам некоторых экструзий, закартированных в кальдере вулкана, тогда как для темных пемз подобных аналогов среди лав Хангара не встречено. Хотя темные пемзы по содержанию кремнезема близки к среднему составу дацитов главного купола, содержание остальных петрогенных компонентов в этих разностях пород существенно различается: в пемзах заметно больше MgO , CaO и меньше Al_2O_3 , $(FeO+Fe_2O_3)$, Na_2O и K_2O (см. табл. 5). Наиболее отчетливо отличие темных пемз от остальных лав Хангара видно на вариационной диаграмме $MgO-SiO_2$ (рис. 4). Характерно, что различие между пемзами и лавами в содержании MgO в наиболее основных (темных) разностях пемз максимальное, в промежуточных (смешанных) серых пемзах уменьшается и в светлых сходит на нет. Вместе с тем по химическому составу темные пемзы очень близки к обнажающимся в поднятом блоке южной части кальдеры гранодиоритам и отличаются от последних только несколько пониженным содержанием щелочей.

Специальное статистическое изучение составов вкрапленников плагиоклазов в темных и светлых пемзах показало существенные различия в параметрах их распределения (табл. 7). Вместе с тем статистические параметры распределения состава

Статистические параметры распределения составов вкрапленников плагиоклаза в лавах вулкана Хаигар

Состав	Среднее, \bar{x}	Дисперсия, s_x^2	Стандартное отклонение, s_x	Число наблюдений, n	Показатель асимметрии, s_k	Показатель эксцесса, E_k	Оценки отклонения от нормального закона	
							$\frac{s_k}{\sigma_{s_k}}$	$\frac{E_k}{\sigma_{E_k}}$
Темная пемза	48,3	180,4	13,4	103	0,30	1	1,3	2,0
Светлая пемза	38,5	85,0	9,2	163	3,7	0,66	48,5	1,7
Дацит главного купола . . .	48,3	81,2	8,5	135	-0,49	0,13	2,45	0,40
Липарито-дацит . . .	40,8	110,5	10,5	169	1,16	0,99	6	2,7
Липарит . .	30,9	7,21	2,68	99	-0,05	0,59	0,02	1,2
Андезит гиперстеновый. .	66,5	178,5	13,3	72	0,24	-1,63	0,8	2,7

вов плагиоклазов светлых пемз сходны с таковыми для липарито-дацитов экструзий и на 2%-ном уровне значимости существенно от них отличаются. Средний состав плагиоклаза в темных пемзах аналогичен таковому в дацитах главного купола, однако функции распределения составов не равны, так как отличия между дисперсиями являются существенными на 2,5%-ном и 10%-ном уровнях значимости. Полученные данные позволяют полагать наличие аналогии составов и характера кристаллизации светлых пемз и липарито-дацитов и отсутствие таковой аналогии для темных пемз и дацитов главного купола. Этот вывод соответствует изложенным выше данным по химизму пород.

Помимо отличий в статистических характеристиках составов вкрапленников плагиоклазов (см. табл. 7) и количественном распределении их (см. табл. 6) светлые и темные разности пемз заметно различаются и по морфологическим особенностям вкрапленников этого минерала. Плагиоклаз светлых пемз — кристаллы с четкими кристаллографическими очертаниями, либо обломки крупных зерен с отдельными хорошо сохранившимися гранями, как правило, без следов коррозии и оплавления. Среди плагиоклазов темных пемз наряду с хорошо образованными кристаллами обычны оплавленные зерна, содержащие обильные включения стекла. Первые, как правило, мелкие (не более 0,2—0,5 мм), имеют длиннотаблитчатую форму и состав 40—60% An. Оплавленные зерна с включениями стекла, напротив, достигают 1,5—3,0 мм, среди них обычны также корродированные обломки крупных кристаллов. По составу можно выделить две генерации таких вкрапленников: одну — основную — лабрадор-битовнит (№ 65—75), другую — за-

метно более кислую (андезин № 30—40). Включения стекла в основных плагиоклазах обычно окрашены в буроватый цвет, имеют точечные размеры и приурочены к центральным частям зерен, тогда как внешние зоны их чистые. В плагиоклазах другой генерации включения стекла более крупные, нередко соединяющиеся между собой по трещинкам и достигающие внешних граней зерен. Стекло бесцветное с низким показателем преломления (ниже канадского базальта). Иногда такие плагиоклазы окружены узкой каемкой бесцветного низкопреломляющего стекла, сходного со стеклом включений и четко выделяющегося на фоне буроватого переполненного мельчайшими включениями рудного минерала девитрифицированного базиса темных пемз. Особенности морфологии плагиоклазов с включениями стекла и сравнение их с плагиоклазами из частично плавленых включений в вулканических породах позволяет довольно уверенно интерпретировать сами включения стекла как результат частичного плавления плагиоклазов.

При этом можно полагать, что плавление плагиоклазов андезинового состава произошло непосредственно перед извержением (включения стекла рассеяны по всему объему зерен, не связаны с определенными зонами и достигают поверхности их), тогда как плавление плагиоклазов основного состава отделено от момента извержения периодом кристаллизации чистого плагиоклаза внешних зон, обрастающих плавленые ядра со стекловатыми включениями. Росту внешних зон соответствует во времени кристаллизация мелких хорошо ограненных кристаллов плагиоклаза состава 40—60% An. Первый тип включений стекла может быть назван «открытым», второй — «закрытым».

Характерно, что в пемзах промежуточного состава такие плавленые плагиоклазы столь же, если не более, обычны, как и в темных пемзах.

Особенности распределения плавленых плагиоклазов (практически полное отсутствие в светлых пемзах и широкое развитие в промежуточных и темных позволяют связать процесс плавления их со смещением магматических расплавов: более основного и более нагретого дацитового (аналог темных пемз) и более кислого и более холодного липарито-дацитового (аналог светлых пемз). В образовавшейся смеси кислые плагиоклазы липарито-дацитов оказались неустойчивыми и подверглись плавлению, о чем свидетельствуют плагиоклазы с «открытыми» включениями стекла.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Наличие плавленых кристаллов андезина в темных пемзах указывает на то, что сами они не представляют «чистую линию» более основного ингредиента смешивавшихся расплавов, а содержат примесь липарито-дацитового материала. «Чистый расплав» был более основной, чем дацит.

2. Плаггиоклазы основного состава, если они изначально принадлежали более основному ингредиенту смеси, не могли подвергнуться частичному плавлению за счет примешивания более кислой и более холодной магмы. Плавление их происходило, по-видимому, до смешения расплавов, на что указывает наличие только «закрытых» включений стекла и могло быть связано с перегревом основного ингредиента смеси. Низкое (несмотря на примесь кристаллов из кислого расплава) содержание кристаллической фазы в темных пемзах косвенно свидетельствует о таком перегреве. По составу и морфологическим особенностям основные плаггиоклазы из темных пемз близки к плаггиоклазам из гиперстеновых андезитов, которые и могли быть второй составляющей смешанных лав. В этом случае уменьшение содержания вкрапленников плаггиоклаза в темных пемзах по сравнению с андезитами (см. табл. 6) прямо указывает на перегрев основного ингредиента смеси.

Смешанные лавы вулкана Малый Семячик. При петрологических работах на вулкане Малый Семячик в вулканической бомбе современного извержения было обнаружено включение белой пемзы. Размеры бомбы около 1 м в длину, форма веретенообразная. Включение пемзы располагается в центральной части бомбы, форма его округлая, а размеры достигают 15—20 см в поперечнике. Химический анализ показал, что бомба имеет андезито-базальтовый состав, тогда как пемза — липаритовый (табл. 8). Андезито-базальт, вмещающий пемзу, характеризуется пористой текстурой, причем поры в нем ориентированы совершенно согласно с ориентировкой пор во включении пемзы. Местами андезито-базальтовый материал вдавлен в пемзу в виде узких полос, вытянутых вдоль общей ориентировки пористости. Такая полная согласованность в ориентировке пор позволяет думать, что в момент выброса материала, соответствующий и бомбе, и пемзе, был в расплавленном состоянии. Изучение шлифов из андезито-базальтов и липари-

Т а б л и ц а 8

Компоненты	Бомба	Пемза	Компоненты	Бомба	Пемза
SiO ₂	56,26	70,12	Na ₂ O	3,33	3,76
TiO ₂	0,98	0,73	K ₂ O	1,30	1,75
Al ₂ O ₃	15,85	15,19	H ₂ O	0,14	0,22
Fe ₂ O ₃	2,81	1,23	H ₂ O+	0,39	0,74
FeO	7,43	1,58	P ₂ O ₅	0,33	0,17
MnO	0,21	0,20	CO ₂	0,20	—
MgO	3,32	0,93	Сумма	100,06	99,53
CaO	7,51	2,91			

Примечание. Аналитик О. М. Табакова.

тов показывает, что реакции между кислой и основной магмой не происходило: границы между разностями пород четкие, резкие, без всякого развития пород промежуточного состава. Изучение под микроскопом показало, что пемзы состоят из слабо девитрифицированного стекла, содержащего не более 5% вкрапленников, представленных плагиоклазом. В основной массе пемз обильны мелкие угловатые или оплавленные неправильные зернышки кварца, плагиоклаза и рудного материала. Вкрапленники плагиоклаза сильно трещиноваты, имеют обломочный облик, причем максимальные размеры обломков достигают 1,2—1,5 мм. В плагиоклазах обильны мелкие неправильные включения стекла, часто сообщающиеся со стеклом основной массы. Широко проявлена деанортитизация плагиоклаза, причем она развивается в виде неправильных петель, пятен вокруг включений стекла и т. д. Обычны мелкие включения рудного минерала.

Многие зерна перекристаллизованы с образованием мелкозернистого агрегата, сохраняющего в общем ориентировку первичного зерна. Широко проявлено периклиновое двойникование. Состав плагиоклаза меняется от олигоклаза в деанортитизированных пятнах до андезина и даже лабрадора в сохранившихся участках первичного минерала. Средний состав ядер первичного плагиоклаза по данным 14 измерений — 45,6% An.

Вмещающие андезито-базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (лабрадор-битовинит № 60—90), моноклинного и ромбического пироксена, погруженные в слабо девитрифицированный бурый стекловатый базис. Размеры вкрапленников не превышают 0,5—0,6 мм по длинной оси, количество их 5—10%. Плагиоклазы, как правило, хорошо огранены, имеют таблитчатую или лейстовидную форму. Наиболее крупные из них содержат многочисленные включения основной массы и приобретают ситовидный облик. Обычны в них также включения пироксена.

Андезито-базальты аналогичны другим голоценовым лавам вулкана; для пемз таких аналогов среди лав не известно. Однако по среднему составу первичного плагиоклаза пемзы близки к включениям гранодиоритов, отмеченных в агломератовых туфах, выходящих к кальдере вулкана. Эта аналогия тем более интересна, что некоторые из этих включений подверглись частичному плавлению.

Включения без следов плавления состоят из плагиоклаза (50—55%), кварца (10—20%), калишпата (10—20%), пироксена (до 15%). Плагиоклаз в них довольно крупный (0,7—2,0 мм), зональный, так же как и в пемзах несколько деанортитизированный, трещиноватый с широко проявленным периклиновым двойникованием. Кварц и калишпат встречаются как в виде самостоятельных зерен, так и дают микропегматитовые сростки. Пироксен интенсивно замещается слюдистыми

минералами и рудным веществом, часто нацело перекристаллизован в мелкозернистый агрегат. Местами также перекристаллизован и плагиоклаз.

В частично плавленых включениях стекло составляет до 30—35% общего объема породы. Оно пористое, бесцветное, показатель преломления заметно ниже, чем у канадского балзама. Стекло пропитывает всю породу и разделяет практически все зерна, нередко при этом вторгаясь в зерна кварца и плагиоклаза по трещинкам. Очень обычны в стекле мелкие обломочки кварца и плагиоклаза. Во включениях такого типа калишпат исчезает полностью, количество кварца также заметно уменьшается, что указывает, по-видимому, на предпочтительное плавление их и образование стекла преимущественно за счет этих минералов. Плагиоклаз в частично плавленых включениях имеет те же особенности, что и плагиоклаз включений без плавления.

Статистические оценки параметров распределения составов плагиоклазов из включений разного типа (табл. 9) по критериям Фишера и Стьюдента существенно между собой не различаются. Вместе с тем средние составы плагиоклазов включений очень близки к среднему составу неизмененного плагиоклаза пемз ($\bar{x}=45,6\% \text{ An}$).

Убедительно предположение, что включения гранодиоритов без следов плавления, включения частично плавленых гранодиоритов и включения пемз — это один и тот же тип пород, подвергшийся различной степени пирометаморфизма за счет термального воздействия андезито-базальтовой магмы. Таким образом, можно думать, что пемзы, отмеченные в виде включения в андезито-базальтовой бомбе, представляют собой крайний случай почти полного пирометаморфического переплавления включения гранитоидов в основной магме, в результате чего образуется несмешивающийся объем кислого расплава в основном.

О родстве расплавов, образующих смешанные лавы. Анализ

Т а б л и ц а 9

Статистические оценки параметров распределения составов плагиоклазов из включений гранодиоритов в туфах вулкана Малый Семячик

Характер включений	\bar{x}	\bar{s}^2	\bar{s}	n	s_K	E_K	$\frac{s_K}{\sigma_{s_K}}$	$\frac{E_K}{\sigma_{E_K}}$
Включение без следов плавления . .	45,9	127,5	11,3	55	0,11	-0,66	0,3	1,0
Частично плавленное включение	48,8	115,2	10,7	55	0,34	-0,51	0,9	0,8

собственных и литературных материалов, посвященных проблеме смешанных лав, позволяет наметить, по крайней мере, три возможных варианта взаимоотношений: 1) расплавы, за счет которых образуются смешанные лавы, принадлежат в петрохимическом отношении к одному семейству, и продукты кристаллизации их имеют черты сходства в составе минералов-вкрапленников; 2) расплавы, образующие смешанные лавы, принадлежат в петрохимическом отношении к одному семейству, но продукты кристаллизации их не имеют сходства в отношении минерального состава; 3) расплавы, формирующие смешанные лавы, принадлежат к разным петрохимическим семействам, и продукты кристаллизации их соответственно имеют отличный минералогический состав.

Расплавы первого рода, по-видимому, наиболее обычны и широко освещены в геологической литературе. Так, П. Бордэ и др. (Bordet *э. е.* 1963) при описании смешанных лав катастрофического извержения вулкана Катмаи на Аляске подчеркивали принадлежность всех продуктов извержения к одному петрохимическому типу и указывали на сходство состава и морфологии вкрапленников плагиоклаза в смешанных пемзах и лавах. Аналогичные данные приводят Г. А. Макдональд и Кацура (Macdonald, Katsura, 1965) для смешанных лав и пемз вулкана Лассеп-Пик, а К. Н. Рудич и К. М. Тимербаева (1965) — для лав вулкана Большая Зими́на на Камчатке.

Примером подобного же рода служат изученные нами смешанные лавы вулкана Купол. Принадлежность пород вулкана к одной петрохимической серии наглядно видна на диаграмме химических составов лав этого вулкана (рис. 5), где фигуративные точки липаритов определенно укладываются на продолжении вариационной линии андезит—андезито-дацит. На ту же линию попадают валовые составы смешанных лав, которые по содержанию всех окислов закономерно занимают промежуточное положение. Фигуративные точки составов отдельных полос в полосчатых разностях располагаются соответственно в поле андезитов—андезито-дацитов и липаритов.

Данные о сходстве кристаллической фазы в разных по составу лавах этого вулкана были получены при статистическом изучении составов вкрапленников плагиоклаза в них. Плагиоклазы из андезитовой и липаритовой группы пород этого вулкана характеризуются широким интервалом основности, достигающим по данным оптических измерений 60—70% Al_2O_3 . При этом в существенной части интервалы основности плагиоклазов обеих групп пород перекрываются, хотя роль плагиоклазов разного состава в каждой группе различна. Составы плагиоклазов в андезитах, андезито-дацитах из потоков, экструзии и прослоев в полосчатых лавах распределены нормально *

* Для проверки гипотезы о законе распределения использован критерий Родинонова (Родинонов, 1964).

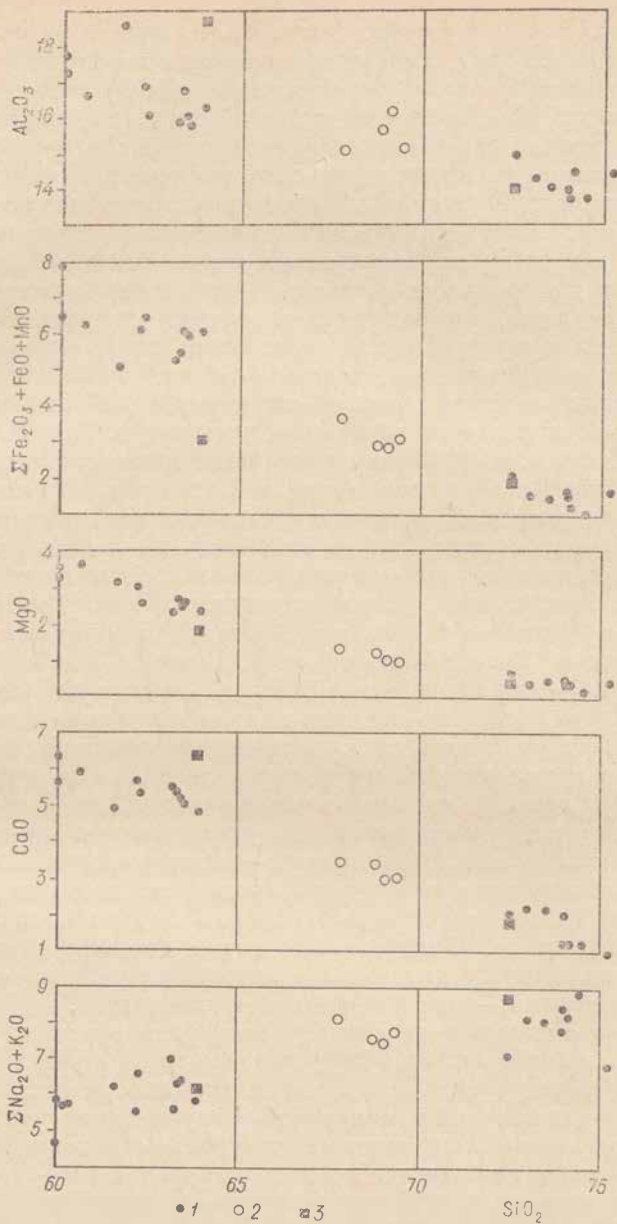


Рис. 5. Вариационная диаграмма химических составов лав вулкана Купол.

1 — лавы, 2 — валовые составы полосчатых и однородных смешанных лав, 3 — полосы в полосчатых лавках.

(за одним исключением), причем среднее составляет 52,5—55,5% An (см. табл. 4). Распределение составов плагиоклазов в липаритах не согласуется, по данным расчетов, с нормальным законом. Построенная по имеющимся данным гистограмма распределения составов плагиоклазов в липаритах имеет две четко выраженные вершины в интервалах 30—35% An и 50—55% An. Проверка унимодальности рассмотренного распределения с помощью критерия Гольдина (1968) показывает неслучайный характер двувершинности его (t вычисленное равно 3,63 при критическом значении t на 5%-ном уровне значимости, равном 1,96).

Таким образом, в данном случае имеет место смесь двух различных распределений. Последнее означает, что плагиоклазы липаритов принадлежат к двум различным совокупностям и что результаты определений составов плагиоклазов могут быть разделены на две выборки. Такое разделение было произведено, и в каждой полученной выборке составы оказались распределены нормально со средними, равными 34% An и 52% An (см. табл. 4). Среднее, равное 34% An, можно, по-видимому, рассматривать как характеристику «собственно липаритовых плагиоклазов», тогда как среднее, равное 52% An, близкое к таковому для андезитов-андезито-дацитов и, судя по критерию t , на 10%-ном уровне значимости существенно от него не отличающееся, — как характеристику «андезитовых плагиоклазов» в липаритах (при этом надо указать, что отличия между дисперсиями по критерию F на том же уровне значимости также являются незначимыми). Помимо того, и в андезитах, андезито-дацитах и в липаритах отмечаются в небольшом количестве (до 10% в породах первой группы и до 2% в породах второй группы) корродированные основные плагиоклазы состава 70—90% An, для которых, как это было показано ранее (Волынец, 1968; Масуренков, Волынец, 1969), можно достаточно уверенно предполагать реликтовое происхождение за счет неполного плавления субстрата, имеющего габброидный состав.

Таким образом, лавы вулкана Купол независимо от их состава принадлежат к одному петрохимическому семейству и содержат по крайней мере, две одинаковые генерации плагиоклаза — «андезитовую» (средний состав 52—55,5% An) и реликтовую (70/90% An).

Примером смешанных лав, принадлежащих к одной петрохимической серии, но резко различных по минеральному составу, могут служить описанные выше смешанные лавы вулкана Малый Семячик. Фигуративные точки, соответствующие обоим ингредиентам смеси (липаритовой пемзе и андезито-базальту) на диаграмме химических составов лав Малого Семячика (рис. 6) четко укладываются на общие для всех пород этого вулкана вариационные кривые. Вместе с тем

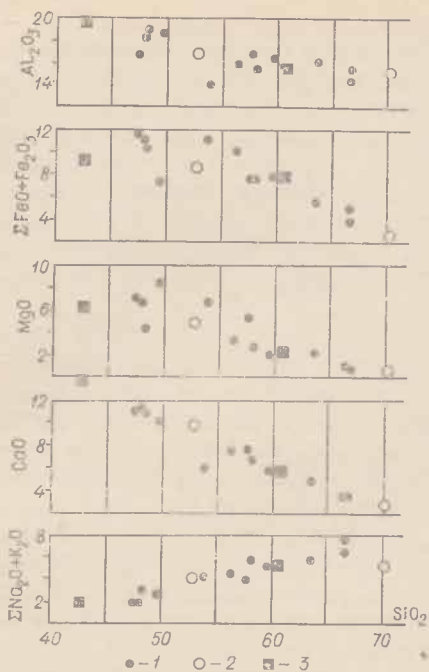


Рис. 6. Вариационная диаграмма химических составов лав вулкана Малый Семячик

1 — лавы, 2 — включения интрузивных пород в вулканических, 3 — разности пород в смешанных лавах.

В предыдущем разделе при описании смешанных пемз Хангара уже отмечалось, что кислый ингредиент смеси — светлая липарито-дацитовая пемза — почти целиком аналогична экструзивным лавам того же состава, тогда как темная дацитовая пемза не имеет аналогов ни в отношении химического, ни минералогического состава (см. рис. 4, табл. 5, 6).

Рассмотренные варианты взаимоотношений пород в комплексах смешанных лав позволяют предполагать, что наиболее вероятным механизмом образования расплавов, являющихся ингредиентами смесей, могут быть: для первого — дифференциация исходной первичной магмы либо кристаллизационная, либо любого другого типа, приводящая к разделению расплавов; для второго — возникновение одного из ингредиентов за счет плавления кристаллических или осадочных пород другим, причем исходный для плавления материал и воздействующий на него расплав принадлежат к одному петрохимическому семейству; для третьего — либо такой же процесс, как для предыдущего случая, но при отсутствии петрохимиче-

по минералогическому составу породы, составляющие смесь, не имеют ничего общего. Единственный минеральный вид, встречающийся во вкраплениях пемз, — плагиоклаз, интенсивно трещиноватый перекристаллизованный, сильно деанортитизированный с практически повсеместно проявленным периклиновым двойникованием, не имеет ничего общего ни с плагиоклазом андезито-базальта — второго ингредиента смеси, ни с плагиоклазом любых других лав вулкана. В то же время минеральный состав андезито-базальта практически не отличается от близких к нему по химизму других лав вулкана.

Смешанные пемзы вулкана Хангар иллюстрируют третий возможный вариант взаимоотношений пород в подобных ассо-

ческого родства между субстратом и плавящей его магмой, либо смешение генетически независимых расплавов.

Помимо перечисленных выше процессов, важное значение в образовании расплавов, формирующих смешанные лавы, может играть также ликвация. Однако неясно, какого типа родственные взаимоотношения между расплавами будут в этом случае проявляться.

ВЫВОДЫ

1. В потоках и экструзиях кислых лав на всем уровне возможных в настоящее время исследований от микронно-до мегауровня обнаруживаются неоднородности составов пород. При этом выделяются как первичные неоднородности, связанные с неоднородным строением магматических расплавов и особенностями эволюции их, так и вторичные, возникающие за счет более поздних процессов.

2. Первичные неоднородности обусловлены: а) струйчатым распределением в магматических расплавах летучих; б) разделением магматических расплавов на две несмешивающиеся фазы вследствие ликвации; в) эманационной дифференциацией вещества, связанной с дегазацией расплавов при резком снятии внешнего давления (в процессе эффузии или экструзии); г) смешением различных по составу магматических расплавов.

3. Неоднородности, возникающие за счет струйчатого распределения летучих и эманационной дифференциации, являются универсальными, повсеместно проявленными, вследствие универсальности вызывающего их механизма — поведения летучих в магматических расплавах при падении ограничивающего давления.

Неоднородности, обусловленные ликвацией и смешением расплавов, кажутся значительно более экзотическими. Однако тот факт, что проявления ликвации на микронноуровне весьма обычны, а на микроуровне достаточно часты, позволяет полагать, что ликвация — явление значительно более распространенное, чем это принято думать. Экспериментальные данные, связывающие ликвацию в расплавах с высоким содержанием летучих, свидетельствуют о том, что и этот процесс зависит прежде всего от режима летучих в расплавах. Что же касается смешения расплавов, то оно проявляется хотя и достаточно часто, но в определенных геолого-тектонических условиях и обычно в определенных комплексах пород. К тому же судить о широте проявления этого процесса трудно, так как достоверно о нем можно говорить только в случае неполного смешения расплавов с образованием полосчатых разностей. При полном же смешении образуются однородные породы, практически неотличимые от продуктов дифференциации единой магмы.

4. Вторичные неоднородности в кислых лавах связаны с процессами вторичной гидратации их грунтовыми водами и поздней раскристаллизацией стекловатого базиса пород. Оба эти процесса прямо связаны с геологическим возрастом лав и, как следствие, должны более интенсивно проявляться в древних образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Алыпova O. M. Особенности ферромагнитных минералов молодых вулканических пород Камчатки по данным термомагнитных исследований и их связь с глубинными условиями кристаллизации магмы. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Апрелков С. Е. Геология поздненеогеновых и четвертичных вулканов хребта Ивулк на Камчатке. — В сб.: Вулканические и вулканоплутонические формации. Тр. II Всес. совещ., т. 2. М., «Наука», 1966.

Волынец O. H. Плагноклазы молодых кислых эффузивов Камчатки и их значение в петрогенезисе. — В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.

Волынец O. H. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Восточная Камчатка). — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

Волынец O. H. О примере вертикальной зональности в гипабиссальной интрузии кислого состава. — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

Глаголев А. А., Белобородова С. С., Бейсеев O. Б. Некоторые особенности кристаллизации силикатных расплавов и гелей. — Тезисы докл. на VII Всес. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрограф. Новосибирск, 1968.

Гольдин С. В. О проверке однородности совокупности геологических объектов. — В сб.: Математические методы при геологических исследованиях в Зап. Сибири. Тр. Зап. Сиб. НИГНИ, вып. 18. Тюмень, 1968.

Григорьев Д. П., Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 1.

Дубик Ю. М., Меняйлов П. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В сб.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.

Ершова З. П., Ольшанская Я. И. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных системах, содержащих щелочные металлы. — Геохимия, 1958, № 2.

Когарко Л. Н. Область расщепления в расплавах системы Si, Al, Na/O, F. — Докл. АН СССР, 1967, 176, № 4.

Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин. — Советская геология, 1961, № 1.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.

Лазаренко Э. А., Дейчовская К. А. Мiocеновые смешанные туфы и лавы липарита и андезита южной окраины Закарпатского внутреннего прогиба. — В сб.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Тезисы докл. к III Всес. вулк. совещ. Изд-во Львовск. университета, 1969.

Марейкина Т. Ю. Вулкан Хапгар в Среднем хребте Камчатки. — В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. Тр. лабор. вул. вып. 17. М., 1959.

Масуренков Ю. П., Волынец О. Н. Реликтовые минералы как источник информации о происхождении известково-щелочных магм. — В сб.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли (материалы к III Всес. вулк. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1969.

Мелещев Б. Н., Делицин Л. М. Проблема ликвации в магме. — Докл. АН СССР, 1969, 168, № 1.

Митрейкина О. В. Об электронно-микроскопическом изучении липаритов. — Докл. АН СССР, 1969, 185, № 4.

Наседкин В. В. Условия образования и природа промышленных свойств вулканических стекол. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. Проблемы генезиса и локализации минеральных месторождений. М., «Наука», 1969.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 98. Изд-во АН СССР, 1963.

Наседкин В. В. Закономерности зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия образования этих месторождений. — В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., «Наука», 1968.

Наседкин В. В., Зиборова Т. А., Короткова О. Н., Савина Е. А., Генштафт Ю. С. Исследование строения и физических свойств стеклообразных пород. — В сб.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла, его свойства и применение. М., «Наука», 1968.

Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. — Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 36, № 11.

Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошны, Гаванки и Налачевой на Камчатке. — Тр. Камч. компл. эксп. АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 2. М.—Л., 1941.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов в минералах и изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.

Рудич К. Н. Мареканиты Охотского побережья. — Тр. лабор. вул. М., 1962, вып. 22.

Рудич К. Н., Устнев Е. К. Мареканиты Ланжинских гор (Охотское побережье). — В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Рудич К. Н., Тимербаева К. М. О полосчатых лавах вулкана Большая Зимица (Ключевская группа вулканов на Камчатке). — В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965.

Смирнов Н. В., Дунин-Барковский П. В. Курс теории вероятности и математической статистики для технических приложений. М., «Наука», 1965.

Стырикович М. А., Хайбуллин П. Х. Общие закономерности растворимости веществ в водяном паре. — В кн.: Внутрикотловые физико-химические процессы, водоподготовка и водные режимы котлов на электростанциях высоких и сверхвысоких параметров. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Стырикович М. А. Растворимость малолетучих соединений в водяном паре. — В кн.: Термодинамика и строение растворов. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. Под ред. М. А. Фаворской. — Тр. ИГЕМ, вып. 70, 1963.

Цветков А. И., Котлова А. Г., Ершова З. П. Экспериментальное изучение расслоения в силикатных расплавах в связи с теорией магматической ликвации. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1958—1959 гг. М., 1961.

Цветков А. И., Котлова А. Г., Ершова З. П. Изучение расслоения в расплавах, близких по составу к естественным породам. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1960 г. М., 1961.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.

Bordet P., Marinelly G., Mittempergher M., Tazieff G. Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des nulles fumées (Alaska). Mem. Soc. Geol. Belgique. Bruxelles, ser. 8, 1963, № 7.

Cahn Y., Charles R. The first studies division on the phase in glasses. Physics and Chemistry of Glasses. (Great Brit. 1965, oct., p. 181—191.

Compton R. R. Manual of field geology. New York, 1962.

Day R. K. Bubbles in glass. The problem some approaches to its solution. Symposium sur l'affinage du verre. Paris, 1955. — Ed. Union Scientifique Continentale du verre.

Friedman Y. Liquid immiscibility in Hydrous silicate Systems. Econ. Geol., 1949, 44, 742—744.

Greig T. W. On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of agate Point, Ontario, Amer. Y. Sci, 15, 1928.

Lipman P. W. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. Geol. Surv. Bull., № 1201-d, 1965.

Lipman P. W., Christiansen R. L., Vandistine R. E. Retention of alkalic rhyolites during crystallisation and hydration. Amer. Mineral., 1969, 54.

Macdonald G. A., Katsura T. Sruption of Lassen-Peak, Cascade Range California, in 1915: example of Mixed magmas. Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, 76, N 5.

Ross C. S., Smith R. L. Water and other volatiles in volcanic glasses Am. Miner. 1955, 40, p. 1071—89.

Trichet Jean, Sella Claude. Etude de la structure des verres volcaniques. Relation avec leur mode de formation et d'alteration. C. r. Acad. sci., 1968, 267, № 13, 1084—1086.

Tuttle O. F., Friedman Y. Liquid immiscibility in the system $H_2O-Na_2O-SiO_2$. Journ. Am. Chem. Soc., 1948, 70, 919—926.

Walker G. P. L. The Breiddalur central volcano eastern Yceland Geol. Soc. London Quart. Yorn, 1963, 119, N 473, pt. 1, 29—63.

Walker G. P. L. Acid volcanic rocks in Iceland. Bull. volcan, 1966, 29, 375—401. Discuss., 401—402.

Washington H. S. The rhyolites of Lipari. Am. Journ. Sci, 1920, 4th ser 50, 446—462.

Wilcox R. E. Rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull, 1944, 55, 1047—1080.

Williams H., Curtis G. and Yuhle W. Mount Katmai and the Valley of ten Thousand Smokes, Alaska (Abstract). Pacific Sci. Cong., 8th, Univ. Philippines, 1953, Proc. 1956, 2, 129.

О НЕКОТОРЫХ ЭКСТРУЗИЯХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

По мнению большинства исследователей, Курильская островная дуга — геосинклинальная система (Горшков, 1960, 1967). Но имеются и другие суждения. Некоторые полагают, что в структурном отношении Курильские острова представляют собою горстантиклинорий (Неверов, 1970).

В пределах Курильской островной дуги отмечаются породы, начиная с мелового периода, но преимущественно здесь развиты неоген-четвертичные вулканогенные образования. Помимо типичных вулканитов — лавовых потоков, пирокластике и отчасти игнимбритов, — здесь распространены и другие магматические образования явно вулканического происхождения. Это прежде всего многочисленные дайковые тела, имеющие в пределах островов широкое распространение и связь которых с вулканогенными образованиями несомненна. Но особенно отчетливо на островах выступают экструзивные тела, отличающиеся от других вулканогенных пород более кислым составом. Некоторые из этих экструзий имеют сходство с экструзиями Камчатки (Тимербаева, 1967). Экструзивные образования и являются предметом дальнейшего обсуждения.

На Курильских островах, и в частности на Уруне, Симушире, Ушишире, Распуа и некоторых других, которые были посещены в летний период 1970 года, экструзии развиты в значительном количестве и нередко выступают довольно отчетливо.

На перечисленных островах экструзивные тела сложены преимущественно среднекислыми породами — андезитами, андезито-дацитами, дацитами, изредка дацито-липаритами. Подобно дайкам, экструзии имеют вулканическое происхождение, образованы тем же магматическим расплавом, которым образованы лавы и пирокластике, но обычно становление их относится к наиболее позднему этапу.

Судя по характеру пород, можно полагать, что формирование некоторых тел происходило в закрытых полостях, без выхода на дневную поверхность. Подобные магматические образования могут быть отнесены к субвулканическим телам.

По морфологическим особенностям на упомянутых островах можно выделить три разновидности экструзий. Для одних,

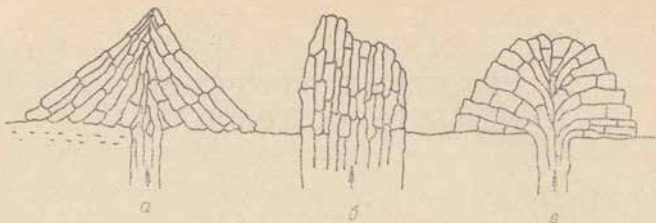


Рис. 1. Формы экструзий Курильских островов.
а — конусовидные; *б* — куполовидные, с равным диаметром купола и подводющего канала; *в* — веерные, диаметр купола в которых больше подводющего канала.

относительно редко встречающихся, свойственна конусовидная форма. Вершины таких экструзий в разрезе напоминают треугольник, одна из сторон которого представляет собою наземное основание. Основание конуса несколько превосходит диаметр подводющего канала (рис. 1, *а*). Вероятно, такая форма обусловлена высокотемпературным режимом расплава и, вследствие этого, относительно небольшой вязкостью последнего.

Другая разновидность, к которой относится большинство экструзий, характеризуется равенством диаметра купола и подводющего канала. Такие экструзии распространены не только на Курильских островах, но нередко встречаются и на о-ве Камчатка (Тимербаева, 1967) (рис. 1, *б*).

Для третьей разновидности, часто встречающейся не только здесь, но и во многих других местах, характерна веерная текстура куполов, что свидетельствует о превосходстве диаметра куполов экструзий над подводящими каналами (рис. 1, *в*).

Некоторые экструзии имеют необычную для них форму, скорее напоминающую дайкообразные тела: иногда они вытянуты в длину на многие десятки метров и имеют мощность несколько десятков метров.

Экструзии первой разновидности встречены в южной половине о. Уруп, по западному его побережью (рис. 2). Другие из них великолепно обнажены на островах Симушир, Ушишир и Расшуа.

Несколько экструзивных тел отчетливо выступают в кальдере Заварицкого (о. Симушир). Здесь же прослеживается экструзия дайкообразной формы, заполняющая крутонаклонную трещину в отложениях стратовулкана. Состав этой экструзии близок дациту. Такой же состав и крупной экструзии, ограничивающей кальдеру с юга, имеющей хорошо выраженную куполовидную форму. Для нее свойственна неравномерная раскристаллизация пород по вертикальному разрезу. Прослежены и другие экструзии, расположенные вдали от кальдеры Заварицкого, но обычно они представлены мелкими телами.

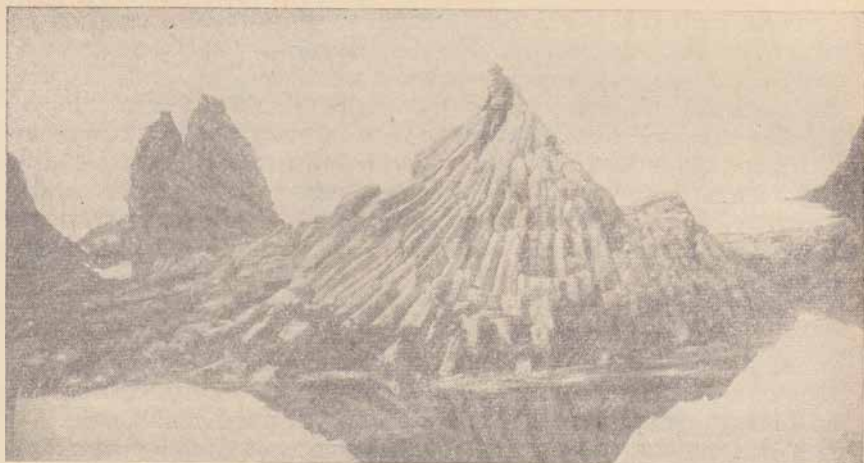


Рис. 2. Деталь экструзии первой разновидности (см. рис. 1, а).

Весьма характерны экструзии для островов Рипонкича и Янкича; эти два острова являются частями единого вулкана (группа Ушишир).

Экструзии на этих островах занимают господствующие высоты и выделяются своими морфологическими особенностями. На острове Рипонкича отчетливо фиксируется южная экструзия, ограничивающая остров крутым и высоким обрывом. Более мелкие экструзии имеются в северо-восточной части острова, явно прорывающие более ранние отложения стратовулкана — лавы и пирокластику.

На острове Янкича, представляющем собою остаток прикратерной части соммы, экструзивные тела выступают более эффективно, занимая относительно большие площади. Одна из них (а возможно, это группа экструзий) протяженностью около 500 м обнажена в восточной части острова. Она имеет полигенный характер, образована несколькими импульсами и в некоторых местах пронизана дайкообразными телами. Юго-западный мыс острова также сложен экструзивным телом, круто обрывающимся к морю. Особенно красива обособленная трубообразная экструзия «Колпак», расположенная юго-восточнее пролива в кратерное озеро; высота ее около 100 м, диаметр 50 м. Необычайно эффектны экструзии кальдерной бухты этого острова. Две из них обособлены и расположены почти в центре кальдерной бухты. Размеры одной из них 100×200 м при высоте 12 м, другой — 200×300 м при высоте 32 м. Две другие, меньших размеров, расположены южнее и причленены к песчаной косе, на которой находятся fumaroles и горячие источники. В общей сложности все эти экструзии образуют полукольцо, обращенное выпуклой стороной к востоку.

Но, пожалуй, наиболее отчетливо выступают некоторые экструзии острова Расшуа. Особенно поражает своим величием экструзия, ограничивающая остров с севера. Это великолепно выраженный обелиск высотой около 300 м и примерно такого же диаметра у основания; диаметр несколько уменьшается к вершине. Экструзия прекрасно обнажена, что позволяет проследить характер слагающих ее пород как от периферии к центру, так и по вертикальному разрезу. Менее выразительны экструзии южной части острова, образующие небольшую гряду.

На других островах — Кетое, Шикотане, Парамушире — тоже имеются экструзии, которые также хорошо прослеживаются, но они, вероятно, более древние по возрасту, сложены породами основного состава и здесь не рассматриваются.

Текстура пород экструзий. В экструзивных телах отмечается несколько текстурных разновидностей. Наиболее ярко выделяется столбчатая текстура, хотя она распространена не повсеместно. Столбчатая отдельность прослеживается по вертикали на несколько десятков метров. Ориентировка столбов самая разнообразная, но большей частью крутонаклонная. Такое расположение их, вероятно, можно объяснить двумя причинами: неодинаковой силой давления в разных участках внедряющегося расплава, а следовательно, и неравномерным напряжением; разным наклоном подводящих каналов. Столбы имеют преимущественно пятигранные призмы, поперечник которых в среднем равен 0,4—0,5 м.

В относительно редких случаях наблюдается искривление (деформация) столбчатой отдельности, а иногда как бы кручение столбов, переплетение их между собой. Вероятно, подобные явления происходили в тот период, когда столбчатая отдельность была не вполне консолидирована, не вышла из стадии остывания и разнонаправленные давления способствовали образованию таких необычных явлений.

Отмечаются еще плитчатая и тонкоплитчатая отдельности, теснейшим образом связанные со столбчатой. В известной мере это фрагменты столбчатой отдельности, однако решающая роль в обособлении на отдельные плиты принадлежит направленному давлению, а хорошая делимость их, вероятно, обусловлена уже внешними причинами.

Очень редко в экструзивных телах выделяется полигонально-глыбовая текстура, присущая обычно более глубоко эродированным телам и сближающая их с интрузивными образованиями.

Встречаются флюидално-плёйчатая и полосчатая текстуры, которые большей частью свойственны слабонераскристаллизованным породам, обычно расположенные вблизи контактов либо фиксирующие завихрение небольших порций относительно кислого расплава.

Помимо отмеченных текстур, имеются всевозможные промежуточные вариации их. Такое разнообразие текстур свидетельствует о том, что расплав находился в мобильной обстановке и остывание его происходило в разном режиме.

Структура пород. Разнообразная структура пород экструзий хорошо выявляется при микроскопическом просмотре шлифов. Она отражает характер внедрения и процесс остывания, и в какой-то мере те изменения, которые произошли уже в постмагматическую стадию. Во многих случаях структура пород, даже если последние имеют разный состав, порфировая, но соотношение базиса и вкрапленников колеблется в широких пределах, хотя основная масса всегда преобладает.

Структура основной массы разнообразна. В стекловатого облика породах она близка к микрофельзитовой. Дальнейшая раскристаллизация приводит к образованию микролитово-сферолитовой структуры, в которой заметны погруженные в нее микролиты, большей частью представленные плагиоклазом и отчасти пироксеном. Ярко выступает флюидальная структура и близкая к ней пилотакситовая. Погруженные в такие структуры вкрапленники, особенно плагиоклазы, слегка оплавлены и приобретают полуовальные очертания. Изредка встречается микропойкилитовая структура пород.

Минералогический состав. Описываемые породы экструзий относятся преимущественно к кислому ряду — дацитам, реже андезитам. Но, как уже отмечалось, на островах встречаются экструзии и основного состава. Следует отметить, что в процессе вулканической деятельности можно проследить смену основных пород более кислыми. Увеличение кислотности может быть либо постепенным, либо скачкообразным, но во всех случаях в группе щелочей преобладает натрий.

Характер изменения состава горных пород отражается и в минералогическом составе их, а также соотношении основной массы и вкрапленников. В породах с плотной фельзитовой основной массой вкрапленники занимают небольшой объем — 5—7%. В более раскристаллизованных, или даже полнокристаллических, количество вкрапленников заметно возрастает, иногда достигая 30—35% объема породы, но всегда уступает объему основной массы.

Господствующим минералом вкрапленников, во всех случаях, является плагиоклаз. Он резко фиксируется на фоне более плотной основной массы, а порой образует гнездовидные скопления. Часто плагиоклаз зонален, некоторые кристаллы его имеют простые двойники, другие полисинтетически сдвойникованы. Можно отметить, по крайней мере, три генерации плагиоклаза: 1) крупные и относительно редкие вкрапленники; 2) часто встречающиеся вкрапленники, но значительно более мелкие, чем предыдущие; 3) входящие в состав основной массы. В такой же последовательности прослеживается уменьшение

анортитовой составляющей в составе плагиоклазов. В общем случае, от крупных вкрапленников до микролитов, это изменение идет в таком порядке: лабрадор→андезин→олигоклаз. В некоторых породах экструзий острова Раснуа изредка встречается альбит. Но, вероятно, появление его в какой-то мере связано постмагматическим процессам.

Нередко плагиоклаз, особенно вкрапленников, интенсивно серицитизирован, хотя породы по внешнему облику кажутся очень свежими.

Среди порфировых выделений важным типоморфным минералом является моноклинный пироксен (авгит, до пижонита) и ромбический (гиперстен). Пироксены обычно имеют удлиненно-призматические кристаллы, окруженные в ряде случаев опацитовыми каемками. Подобно плагиоклазам, пироксены образуют гнездовидные скопления. Некоторые зерна пироксенов изменены и отчасти замещены новообразованиями.

Редко, но довольно отчетливо фиксируются интрателлурические вкрапленники роговой обманки. Зерна ее имеют бурую окраску и большей частью интенсивно опацитизированы. Роговая обманка встречена только в породах внутрикальдерных экструзий острова Якича, в других местах она не обнаружена. Есть ли какая-либо закономерность в ее распространении? Неизвестно, но можно отметить, что она приурочена к наиболее кислым и неглубоко эродированным породам экструзий.

Наименьший объем в породах занимают вкрапленники кварца, принадлежащие к низкотемпературной модификации его. Они наблюдаются либо в виде неправильных, сильно оплавленных зерен, либо небольших гнездовидных скоплений. Наряду с этим в породах экструзий отмечается и вторичный кварц.

Почти повсеместно присутствуют относительно крупные зерна магнетита, в ряде случаев выпадающего одновременно с пироксенами. Но чаще всего он рассеян в породе в виде точечных включений, изредка образует гнездовидные скопления. В единичных случаях отмечаются микропрожилки и гнезда сульфидов (преимущественно пирита), но появление их, вероятно, относится уже к постмагматической стадии.

Минералогический состав основной массы не всегда распознается, но микролиты в ней просматриваются повсеместно. Они относятся преимущественно к плагиоклазу и пироксену, причем плагиоклаз отличается от вкрапленников более кислым составом. Основная масса часто усеяна пылевидным магнетитом. Изредка встречается ланчатый кварц. Бурое стекло, судя по результатам измерений светопреломления, содержит кремнезема несколько больше, чем порода этого же состава в целом.

Постмагматические изменения в породах заметны по слабому окварцеванию, карбонатизации, появлению слабо окрашенной

Химические анализы пород экструзивных тел островов Симушир, Унишир и Раснуа

Компоненты	о. Симушир		о-ва Унишир (о. Янкича)					о. Раснуа	
	38	134	45	46	50	51	127	53	54
SiO ₂	65,52	67,40	59,42	67,36	61,08	61,52	63,40	62,78	60,48
TiO ₂	0,85	0,72	0,77	0,70	0,70	0,70	0,67	0,70	0,77
Al ₂ O ₃	15,41	13,74	17,47	16,23	17,81	17,65	16,37	18,28	17,83
Fe ₂ O ₃	2,22	1,88	1,60	1,83	2,52	2,09	3,54	1,74	0,90
FeO	4,05	3,68	5,49	2,38	3,74	3,97	2,15	2,76	5,23
MnO	0,19	0,15	0,48	0,14	0,20	0,20	0,19	0,22	0,16
MgO	1,19	1,20	1,98	1,21	2,37	2,35	2,31	3,21	3,64
CaO	4,87	3,80	8,74	4,63	7,50	7,15	5,74	3,75	4,30
Na ₂ O	4,36	4,00	3,37	4,15	3,52	3,84	3,50	2,60	2,81
K ₂ O	0,78	0,92	0,70	0,97	0,59	0,51	0,83	1,20	1,39
H ₂ O ⁻	0,10	2,49	0,34	0,02	0,04	0,02	0,93	0,58	0,57
H ₂ O ⁺	0,22	—	0,14	0,08	0,11	0,19	0,96	2,05	1,81
P ₂ O ₅	0,28	—	0,26	0,24	0,20	0,19	0,25	0,21	0,17
Сумма	100,04	99,68	100,46	99,94	100,18	100,38	100,54	100,08	99,76

Примечание. Образцы 38, 45, 46, 51, 53, 54, 60 — из коллекции автора (1970 г.); 127 и 134 — из коллекции Г. С. Горшкова (1967 г.). Аналитики: Г. В. Долгова, В. М. Солдатова, В. П. Эман, Н. Н. Товарова.

баститовидной слюды, серицита и хлорита. Особенно заметны в породах карбонат и серицит.

Химизм пород. В настоящее время очень много химических анализов пород Курильских островов. Но они касаются главным образом эффузивов и пирокластики. Анализы, характеризующие породы экструзий, немногочисленны. В таблице приведены полные силикатные анализы пород экструзий из островов Симушир, Унишир и Раснуа.

Как видно из приведенных анализов, породы экструзий относятся к андезитам, андезито-дацитам, дацитам и дацито-лишаритам. Колебания в составе пород значительные, но повсеместно они кислее вулканических образований — эффузивов и пирокластики, которые по составу в общем относятся к андезито-базальту и базальту.

Не разбирая общих вопросов вулканической деятельности Курильских островов, которые освещены предшествующими исследователями (Горшков, 1960, 1967; Мархинин, 1965; Эрлих, 1966; Неверов, 1970, и др.), можно отметить, что эффузивные, пирокластические, дайковые и экструзивные образования являются производными единой исходной магмы. Время же становления их разное. В частности, экструзии образуются

одними из наиболее поздних импульсов магматического расплава.

Общеизвестно, что вулканическая деятельность в пределах Курильской островной дуги имеет гомодромный характер, т. е. тенденцию к постепенной либо скачкообразной смене основных пород более кислыми. Многочисленные экструзии кислого состава в пределах Курильских островов наглядно подтверждают эту закономерность.

В заключение — о соотношении экструзий и субвулканических тел кислого состава. На Курильских островах, как и в других регионах, развиты субвулканические образования, иногда близкие по составу экструзиям. Напомним, что в общем случае выделяются две группы субвулканических тел. Наиболее широко распространенными и крупными по площади являются те из них, которые формируются в закрытой камере, вне прямой связи с вулканической деятельностью, либо плутоническими интрузиями. Такие субвулканические (или мало-глубинные) тела отличаются от эффузивов и экструзий разным генезисом, а также интрузивным обликом пород, формой залегания, отсутствием туфов в своем составе, наличием кровли и т. д., а от плутонических интрузивов — небольшой глубиной залегания, меньшей насыщенностью летучими компонентами, вследствие чего они более инертно воздействуют на вмещающую их среду, богатыми вариациями текстур и структур пород и некоторыми другими свойствами.

Вторая группа субвулканических тел неразрывно связана с вулканической деятельностью. Она представлена мелкими телами — штоками, куполовидными выступами, силлами, дайками и др., становление которых относится к этапам активизации вулканической деятельности. Формирование их происходит вследствие заполнения расплавом всевозможных мелких полостей, часто примыкающих к жерлам вулканов в нижних структурных этажах. Субвулканические тела этой группы вызывают разноречивые суждения. В одних случаях исследователи считают их поверхностными или близповерхностными образованиями, которые с глубиной переходят в гипабиссальные интрузивы, в других — непрерывной магматической колонной вулкано-плутонической формации, в третьих — интерпретируют как составную часть подводящих каналов вулканов, и т. д. Вероятно, по этой причине они описываются как промежуточные образования в непрерывном ряду от экструзий до глубинных интрузивов. В действительности же, несмотря на то, что как субвулканические тела, так и экструзии имеют одни и те же генетические позиции и близкую (но не одну и ту же) глубину формирования, они различаются между собой. Эти различия заключаются в том, что субвулканические тела обладают большей раскристаллизацией пород, нередко разнофазальным составом, некоторым различием минерального со-

става, формой залегания. Вероятно, это объясняется тем, что они формируются расплавом, который отделяется от общего магматического очага в более глубоких горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов. — В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965.

Неверов Ю. Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. — Автореф. канд. диссертации. Владивосток, 1970.

Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., «Наука», 1966.

Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967.

Б. В. ИВАНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА

*(на примере Карымской кольцевой структуры
на Камчатке)*

Восточно-Камчатская вулканическая зона, в центральной части которой располагается исследуемый район, является крупной наложенной структурой, сформировавшейся в раннечетвертичное время на месте верхнемелового геосинклинального прогиба. Зона представляет собой вулканическое аккумулятивное плато с располагающимися на нем многочисленными вулканическими аппаратами. Формирование этой зоны происходило и происходит под непосредственным воздействием вулканических сил. Проявляясь совместно с тектоническими движениями или действуя совершенно самостоятельно, они образуют целый ряд характерных структур: вулcano-тектонические дисперсии (кольцевые и субкольцевые структуры),

кальдеры сложного генезиса (провального и взрывного происхождения) и чисто взрывные образования, кальдеры диаметром меньше 5 км и маары.

По последним данным (Эрлих, 1966; Иванов, 1970) восточная вулканическая зона представляет собой грабен-синклиналь, т. е. крупный прогиб, ограниченный с бортов либо региональными разломами со значительной амплитудой смещения (до 1000 м), либо серией ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, нарушающих нормальное погружение пород к осевой части структуры. Распределение вулканических аппаратов в пределах грабен-синклиналей контролируется ослабленными зонами, в качестве которых выступают разломы фундамента. В пределах центральной части грабен-синклинали Восточной Камчатки Э. Н. Эрлих (1966) выделил ряд кольцевых структур, из которых одна, располагающаяся на междуречье Жупановой и Нов. Семячик, территориально входит в район наших исследований. Эта структура (мы будем называть ее Жупановской субкольцевой структурой) занимает площадь, примерно 2900 км², при размерах поперечников 57×51 км. Жупановская субкольцевая структура представляет собой куполовидную возвышенность, ограниченную системой кольцевых разломов. Амплитуда смещений по разломам доходит до 400—500 м. Разломы, ограничивающие структуру, прослеживаются по всему правому борту рек Жупановой, Пр. Жупановой и Нов. Семячик. При анализе тектонического строения структуры бросается в глаза ее концентрическое (телескопическое) строение, которое отражает многофазность ее развития.

В северной части Жупановской субкольцевой структуры располагается вторая, отчетливо видимая, кольцевая структура, названная нами Карымской кольцевой структурой (Иванов, 1970). Площадь ее около 1000 км², размеры 36×28 км. В ее пределах располагается Карымская группа вулканов (рис. 1). В целом структура напоминает кратерообразную чашу, ограниченную ясно выраженными в рельефе кольцевыми разломами с амплитудой смещения от 100 до 300 м на юго-востоке, юге и юго-западе и до 40—80 м на севере.

Структурно-тектонические особенности района в пределах Карымской кольцевой структуры прежде всего определяются целым рядом вулканических сооружений, располагающихся по определенным тектоническим линиям, преимущественно субмеридионального простиранья. Намечаются четыре основные зоны разлома. Первая — проходящая через вулканы Соболиной, Двор, Карымский, Академии Наук, Однобокий, Белянкина; вторая — связывающая вулканы Крайний и Разлатый и уходящая за пределы структуры к соп. Жупановские Востряки; третья — субмеридиональная, отделяющая вулкан Карымский от вулкана М. Семячик, фиксируется большим

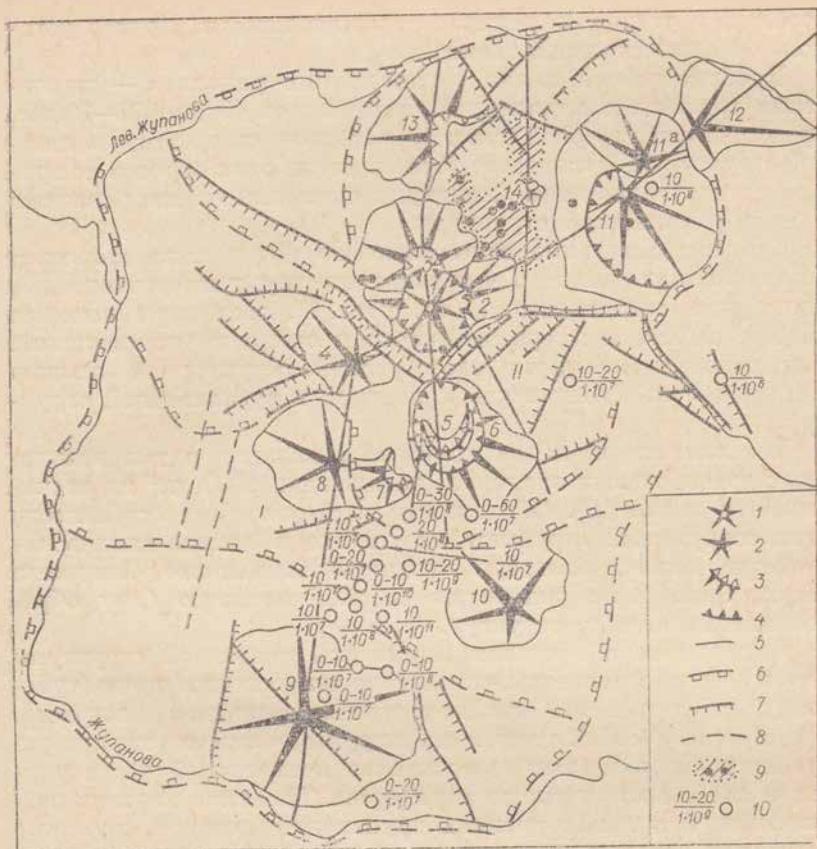


Рис. 1. Тектоническая схема района (составлена с использованием материалов Э. П. Эрлиха).

I — Жупановская субкольцевая структура; II — Карымская кольцевая структура
 1 — вулканические постройки действующие; 2 — вулканические постройки звездчатого типа, разрушенные; 3 — разрушенные вулканические постройки дугообразного типа; 4 — кальдеры преимущественно взрывного типа с последующим сооружением; 5 — разломы фундамента, контролируемые вулканическими группами; 6 — кольцевые разломы; 7 — радиальные трещины с направлением смещения; 8 — разрывные нарушения голоценового возраста; 9 — моногенные вулканические образования; 10 — эпицентры землетрясений (глубина/энергия в Дж). Цифрами на карте обозначены вулканы: 1 — современный конус Карымского вулкана; 2 — древняя постройка Карымского вулкана; 3 — Двор; 4 — Разлатый; 5 — Академии Наук; 6 — Однобокий; 7 — Велянкша; 8 — Крайний; 9 — Жупановские Востряки; 10 — Дитмара; 11 — Малый Семячик; 11а — Древний Малый Семячик; 12 — Березовый; 13 — Соболиный; 14 — Сухой.

количеством шлаковых и лавовых конусов; четвертая — северо-восточного простирания, проходящая через вулканы М. Семячик и Карымский.

Часть названных выше зон отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам и выражается в рельефе местности зонами

дробления, уступами, наличием трещиноватости. Другая установлена аэромагнитной съемкой.

Прослеживается целая серия мелких разломов — ступенчатых грабенов с амплитудой смещения от 40 до 150—200 м, представляющих собой систему радиальных трещин кольцевой структуры. Ступенчатое расположение этих сбросов сопровождается увеличением амплитуды смещения по направлению к центру кольцевой структуры.

Субмеридиональные зоны разломов фундамента являются постоянно живущими, о чем свидетельствуют многочисленные неглубокие землетрясения (см. рис. 1), эпицентры которых падают на линии северо-восточного и северного направлений. Эти разломы являются своеобразной структурной осью Карымской и Жупановской кольцевой и субкольцевой структур.

Имеется значительное количество кальдер и так называемых дугообразных вулканов (на площади 1000 км² их насчитывается около 10). Образование и структурные особенности этих сооружений отражают их генезис и физико-химические свойства магмы. Кальдеры вулканов Карымского, Академии Наук, Однобокого знаменуют собой финальную фазу образования кольцевых структур.

Выделенные в пределах Карымской кольцевой структуры геологические комплексы, слагающие четвертичное плато (туфовый, эффузивный) нижне-среднечетвертичного возраста, представляют собой единый структурный этаж и характеризуются горизонтальным залеганием в центральной части района и слабо наклонным по периферии. Такая же картина наблюдается и в лавах древних эруптивных центров, характер залегания которых определяется неровностями древнего рельефа. Такое периклинальное относительно центральной части кольцевой структуры залегание нижнечетвертичных туфов не может быть объяснено унаследованной складчатостью плиоценового фундамента. По-видимому, мы имеем дело с фрагментами куполовидного поднятия, начало формирования которого следует отнести к нижнечетвертичному времени (Q_1), а конец — к концу нижнечетвертичного (Q_1^1) или началу среднечетвертичного времени (Q_2^1).

Жупановская и Карымская кольцевые структуры образовались на теле этого куполовидного поднятия. Существование подобных куполовидных поднятий, превратившихся затем в кольцевые структуры в результате проседания центральной части, отмечено в Нов. Зеландии (Nealy, 1964), Индонезии (Беммелен, 1956), Северо-Американских Кордильерах (Баддингтон, 1963), Сев. Казахстана (Авдеев, 1965). Материал, собранный в последнее время по кольцевым структурам Сев. Казахстана, показывает, что в ядре кольцевых структур находятся гранитные тела ограниченной вертикальной мощности,

по форме отвечающие лакколито-лопалитам и лопалитам (Авдеев, 1965).

О существовании в районе Карымской кольцевой структуры гранитных тел говорят находки ксенолитов гранитного и гранодиоритового составов в пирокластических отложениях, генетически связанных с образованием кальдер вулканов Карымского, Академии Наук, Однобокого.

Игнимбриды, располагающиеся как за пределами Карымской кольцевой структуры, так и в ее пределах, и многочисленный фактический материал о постоянной взаимосвязи между крупными кальдерами и огромными полями игнимбритов (Авдеев, 1965; Влодавец, 1961; Исикава, Минато, 1963, и др.) позволяют говорить о генетическом родстве этих образований, представляющих собой единый процесс, укладываемый в следующую схему: внедрение кислых масс — образование куполовидного поднятия — растрескивание куполовидного поднятия по системе радиальных трещин — игнимбритовое извержение — образование кольцевых структур — становление близповерхностных кислых малых по объему интрузий.

Из анализа геологического и петрохимического материала видно, что в четвертичной истории рассматриваемого района отчетливо выделяются два самостоятельных вулканических цикла. I цикл — основной вулканизм, охватывающий начальный период формирования четвертичного плато и продолжающийся до среднечетвертичного времени (Q_2). Это период мощных эффузий базальтового и андезито-базальтового состава, период формирования щитовидных возвышенностей; II цикл — субкислый вулканизм, начавшийся с момента образования нового вулкано-тектонического плана (Карымская и Жупановская кольцевые структуры). Начало цикла ознаменовалось колоссальными игнимбритовыми извержениями.

В пределах II вулканического цикла, продолжающегося до настоящего времени, выделяются две вулканические фазы: а) фаза существенно основного вулканизма, охватывающая период от средне- до верхнечетвертичного времени (Q_{2-3}) и по существу являющаяся продолжением цикла основного вулканизма, но уже в условиях новой вулкано-тектонической зоны; б) фаза существенно кислого вулканизма, охватывающая период от среднечетвертичного до настоящего времени ($Q_2^*—Q_1^*$).

К первой фазе относятся лавы стратовулканов и моногенных вулканов средне-верхнечетвертичного возраста ($Q_2—Q_3$). Вторая фаза представлена платоигнимбридами и лавами голоценового возраста. Необходимо отметить, что в течение среднечетвертичного ($Q_2—Q_3$) — голоценового времени (Q_4) мы наблюдаем совмещение двух фаз вулканизма.

Вулканогенный ниже-среднечетвертичный комплекс образовался в результате деятельности многочисленных эруп-

тивных аппаратов центрального или трещинного типа, располагающихся по разломам, ориентированным в субмеридиональном направлении. Характерная черта его — андезито-базальтовый и базальтовый состав продуктов извержений.

Широкое распространение платоигнимбритов не позволяет считать их продуктами локальной дифференциации базальтовой магмы, выполняющей вулканический канал. По-видимому, нужно думать, что они произошли из самостоятельных очагов кислой магмы. По химизму и петрографическим особенностям платоигнимбритам наиболее близки ксенолиты гранитоидного состава. В последнее время в геологической литературе много работ, в которых указывается на отчетливо обнаруживающуюся связь между игнимбритами и интрузиями гранитоидного состава (Brown, 1962; Беммелен, 1963; Turner, 1963; Е. К. Устиев, 1961; И. М. Сперанская, 1963, и др.).

Появление платоигнимбритов знаменует собой начало нового цикла вулканизма и, как считает Г. С. Горшков (1967), обусловлено специфической стадией развития верхней мантии. В этом смысле игнимбритовый вулканизм представляет собой планетарное явление, потому что появление его в Тихоокеанском поясе происходит повсеместно в нижне-среднечетвер-

тичное время (Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х., 1963; Бойд, 1963; Беммелен, 1963; Исикава Т., 1963, и др.). Локально игнимбритовый вулканизм приурочивается к кольцевым структурам.

Генетическая связь продуктов кислого вулканизма с основной магмой устанавливается на примере Кавказа, Дальнего Востока и других районов (Лебедев, 1950; Фаворская, 1965, и др.) и в нашем случае наиболее отчетливо обнаруживается при рассмотрении эффузивов первой и второй фазы (базальты, андезито-базальты, андезиты — кислые андезиты, андезито-дациты, дациты). Эта преемственность выражается целым рядом сходных признаков: минеральный состав, особенности породобразующих минералов, петрохимические и геохимические особенности. Наиболее часто эта преемственность видна на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2).

Для пород второй фазы (сюда попадают лавы вулкана Ака-

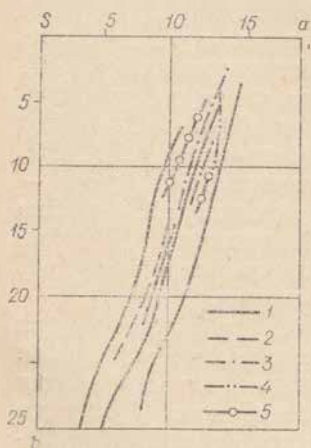


Рис. 2. Диаграмма средних составов вулканических пород и ксенолитов района вулканов Карымской группы.

I цикл; 1 — лавы четвертичного плато. II цикл: 2 — лавы четвертичных вулканов Q_{2-3} , первой фазы; 3 — лавы четвертичных вулканов Q_{3-4} второй фазы, 4 — платоигнимбриты второй фазы; 5 — гранитоидные ксенолиты второй фазы.

демии Наук, лавы голоценового возраста современного конуса вулкана Карымского) мы можем провести вариационную линию, фактически продолжая вариационную линию пород первой фазы. В то же время основная масса пород второй фазы сосредоточена на довольно узком участке диаграммы, занимая среднее положение между типом Лассен-Пик и Йеллоустон. Сюда же проектируются и фигуративные точки, отвечающие по составу лавам извержения вулкана Карымского 1962—1965 гг. Все породы этого поля диаграммы резко отличаются от пород первой фазы и достаточно заметно от пород второй фазы, несущих следы явной унаследованности от андезито-базальтов.

Ведущим процессом, обусловившим появление всей гаммы пород первой фазы, включая и андезиты, был процесс нормальной фракционной кристаллизации со всеми присущими ей признаками.

Для эффузивов второй фазы мы не можем говорить о нормальном процессе дифференциации. Довольно широкий разброс фигуративных точек, отвечающих по составу целой группе пород от кислых андезитов до дацитов и относящихся к одним и тем же вулканическим постройкам, не случаен. Если для ряда пород, фигуративные точки которых располагаются по существу на продолжении вариационной линии пород первой фазы (следует обратить внимание на некоторый разрыв вариационной линии), мы можем говорить о продолжающемся после некоторого перерыва процессе нормальной дифференциации, то для пород, фигуративные точки которых располагаются в правом углу диаграммы, имеется некоторое отклонение от нормального хода дифференциации.

Какими причинами определяется здесь, с одной стороны, продолжение после некоторого перерыва как будто нормального хода дифференциации (вулкан Академии Наук), с другой — резкий сдвиг вправо ряда точек, появление нового типа пород, отвечающих типу Лассен-Пик-Йеллоустон? Довольно отчетливо видно, что перерыв вариационной линии соответствует верхнечетвертичному времени (Q_3), в течение которого, по-видимому, качественный и количественный состав магмы претерпел некоторые изменения. Можно предположить, что магма андезито-дацитового состава образовалась не на месте формирования пород первой фазы, т. е. не в первичном пункте магмаобразования, а во вторичном очаге. Действительно, исключая существование промежуточного очага под вулканами Карымским, Академии Наук, Однобоким, трудно объяснить, почему в абсолютно сходных геологических условиях в одних случаях вулканы Соболиный, Двор и др. дают базальтовые и андезито-базальтовые лавы, характеризующиеся рядом признаков, свидетельствующих о начальной дифференциации, а буквально рядом располагающиеся вулканические постройки

дают крайние дифференциации. По-видимому, разрыв вариационной линии как раз и отвечает времени заложения промежуточных очагов под вулканами Карымским, Академии Наук, Однобоким. Геофизические и геологические исследования, проведенные на Карымском вулкане в 1966 г. (Зубин, Иванов, Штейнберг, 1969) подтвердили это предположение и показали, что под современным конусом на глубине 1,5—2 км от уровня моря располагается промежуточный магматический очаг изометрической формы с поперечником 4,5—7 км.

Наиболее сложным является вопрос о генетических связях между эффузивами второй фазы, платоигнимбритами и гранитоидными ксенолитами. Эффузивы второй фазы следует считать происходящими из промежуточных (самостоятельных и связанных с нижними горизонтами земной коры) очагов, возникших в среднечетвертичное время (Q_{2-3}) в верхней части земной коры, в которых кислые и субкислые дифференциаты могли произойти в результате нарушения нормального процесса фракционной кристаллизации (частичная ассимиляция гранитоидных близповерхностных интрузий или меняющегося парциального давления кислорода в магматической камере и быстрого изменения вследствие этого содержания SiO_2 и щелочей). Связаны ли все типы пород района с одной родоначальной магмой основного состава или двумя магмами, основной для эффузивов первой и второй фазы и кислой для платоигнимбритов и интрузий?

На диаграмме А. Н. Заварицкого мы видим, что вариационная линия платоигнимбритов стремится занять крайнее правое положение, но она чрезвычайно близка к эффузивам второй фазы. Для ксенолитов можно провести две вариационные линии, и это будет совершенно справедливо, так как мы имеем два комплекса интрузивных пород, геологически представляющих разобщенные по времени интрузивы (граниты, гранодиориты) и их дайковые образования (диориты, граниты), причем их вариационные линии тяготеют к эффузивам второй фазы.

Геохимические данные свидетельствуют о двойственной природе эффузивов второй фазы платоигнимбритов и гранитоидных ксенолитов. Эта двойственность выражается в унаследованной основности; во всех субкислых и кислых породах определенно улавливается влияние основного вулканизма (аномальные содержания элементов группы железа Mn, V, Ti, Co). Таким образом, можно полагать, что базальты и андезито-базальты I цикла, а также эффузивы II цикла первой фазы являются продуктами дифференциации вещества верхней мантии. Субкислые и кислые продукты района являются продуктами корового магматизма, возникновение которого стимулируется особой активностью верхней мантии.

Начиная с конца среднечетвертичного времени геологическое развитие района, химизм, петрографические и геохими-

ческие особенности пород свидетельствуют о том, что рассматриваемый отрезок геологической истории представляет собой определенный магматический цикл, проявившийся только после возникновения нового вулкано-тектонического плана. Новая вулкано-тектоническая зона, проявившаяся в возникновении Карымской и Жупановской кольцевых структур, коренным образом изменила путь развития вулканизма района.

Каковы особенности вулканизма этой зоны? Первая и важнейшая — существенно кислый характер, выразившийся в появлении огромных (~100 км³) масс платоигнимбритов, существовании полигенных вулканов с субкислым и кислым составом лав и присутствии на глубине интрузий гранитоидного состава. Вторая — двойственный характер продуктов кислого вулканизма, его наложенный характер, проявляющийся в генетической связи с основной магмой. Третья — существование в пределах Карымской кольцевой структуры вулканов, дающих резко различные по кислотности вулканические продукты.

ЛИТЕРАТУРА

А в д е е в А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10.

Б а д д и н г т о н А. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.

Б е м м е л е н Р. В. Горообразование. ИЛ, 1956.

Б е м м е л е н Р. В. Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США. — В сб.: Проблемы палеовулканологии. ИЛ, 1963.

В л о д а в е ц В. И. Проблема туфолав и игнимбритов. — Тр. Лабор. вулканол., АН СССР, вып. 20, 1961.

В у д Б., Г р и н д л и Д ж., Х а р р и н г т о н Х. Геологический очерк Новой Зеландии. ИЛ, 1963.

Г о р ш к о в Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

З у б и н М. И., И в а н о в Б. В., Ш т е й н б е р г Г. С. Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер. — Геология и геофизика, 1969, № 5.

И в а н о в Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1963—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.

И с и к а в а Т., М и н а т о, К у н о Х., М а ц у м о т о Т., Я г и И. К. Спекшиясы туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. — Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.

Л е б е д е в А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрограф., вып. 113, 1950.

У с т и е в Е. К. Петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Игнимбриты и плутоны. — Тр. лабор. вулканол., вып. 20, 1961.

Ф а в о р с к а я М. А., В о л ч а н с к а я И. К., Ф р и х - Х а р, Б а с к и н а В. А., Д у д ь к и н а А. С. Магматизм юго-восточной

Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., «Наука», 1965.

Э р л и х Э. П. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6.

B r o w n M. C. Some ignimbrites of upper devonian age from Victoria, Australia. Bull. Volcanol, 1962.

H e a l y J. Volcanic mechanism in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. N. Z. J. Geol. and Geophys., 1964, 7, N 1.

T u r n e r D. C. Ring-structures in the Sara—Fier Younger Granite complex. Northern Nigeria. «Quart. J. Geol. Soc. London», N 3, 1963.

*В. С. ШЕЙМОВИЧ,
О. А. БРАЙЦЕВА, Т. С. КРАЕВАЯ*

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ИГНИМБРИТЫ СЕМЯЧИКСКОГО РАЙОНА НА КАМЧАТКЕ

Широкое развитие игнимбритов в Восточной вулканической зоне Камчатки впервые отметил Б. И. Пийп (1961), который дал первую схему распространения игнимбритов Кроноцкого района, причем основным центром извержения он считал вулкан Узон, на месте которого образовалась кальдера. Эти же породы под названием «туфолавы» неоднократно рассматривались В. И. Влодавцем (1953, 1957, 1958). Позднее И. В. Мелекесцев (1966), анализируя на аэрофотоснимках направления движения игнимбритообразующей массы, определил, по крайней мере, пять крупных центров извержений, в том числе кальдеры Узон, Большого и Малого Семячиков, и отнес выраженные в рельефе игнимбриты Восточной зоны к молодым, верхнеплейстоценовым образованиям.

Последующие геологические и геоморфологические исследования, проведенные авторами в Семячикском районе (бассейн р. Верхний Стан и береговой Жупановский разрез) позволили расчленить игнимбритовую толщу на несколько самостоятельных разновозрастных горизонтов. Это дает основание полагать, что в данном районе многократно повторялись игнимбритообразующие извержения, продукты которых сформировали «сложные покровы» (по терминологии Р. Л. Смита, 1963).

В пределах площади, изображенной на рис. 1, направления первичных уклонов поверхности игнимбритов позволяют связать их с двумя центрами извержений — Семячикским и Узонским. Покров игнимбритов Узонского центра заходит сюда лишь своим южным краем. К нему относятся также игнимбриты, вложенные в долину р. Верхний Стан. Предположительно

Узонским центром связаны и игнимбриты, образовавшиеся в результате спекания пирокластического потока, затекшего в верховья долины р. Семячик. Остальные игнимбритовые покровы слагают обширные плато, простирающиеся от подножия Валагинского хребта до побережья Тихого океана. По первичному наклону поверхности этих плато определяются направления течения пирокластических потоков, указывающие на связь их с центрами, существовавшими на месте современных вулканов группы Б. Семячика.

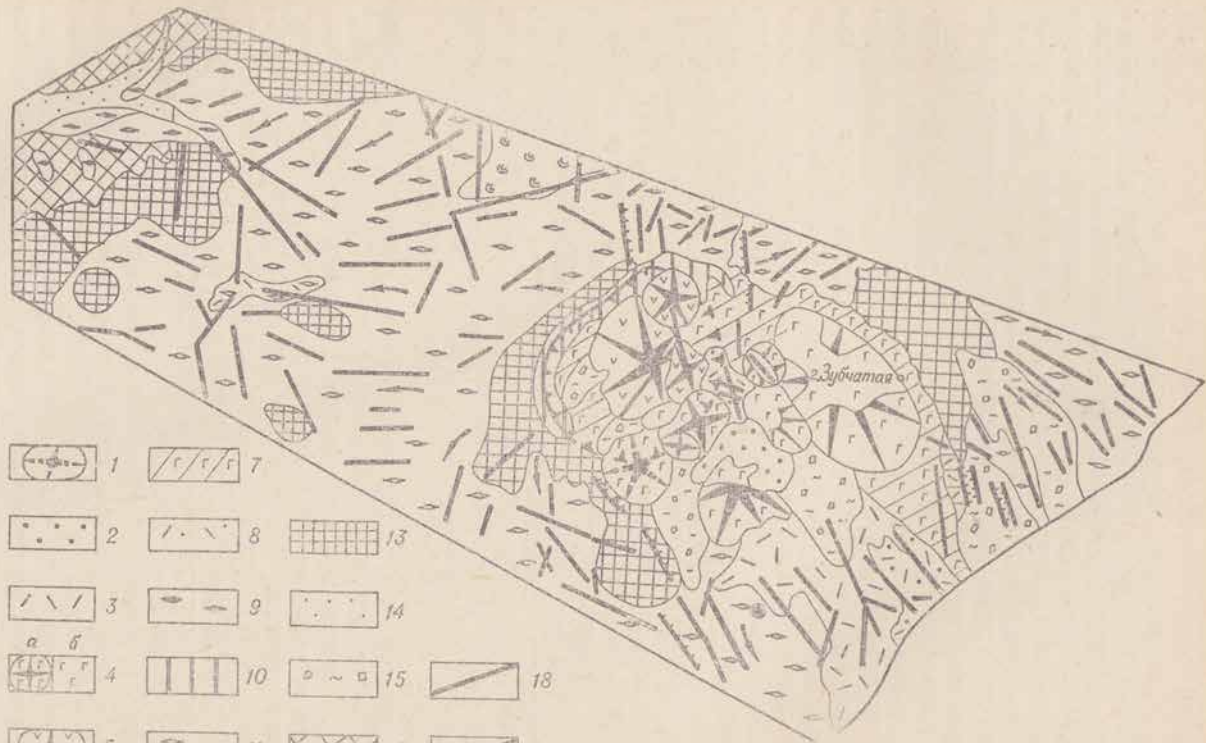
Доигнимбритовые образования района представлены участками вулканических плато и фрагментами разрушенных вулканических сооружений, сложенных лавами в основном базальтового и андезито-базальтового состава (лавовые плато бассейна р. Верхний Стан, г. Выступ, хр. Борт и др.). К ним же относятся и лавовые конуса на вулканических плато — Сопочка-на-Долу, Одноличная и др., которые «обтекаются» игнимбритами.





















Игнимбритовый вулканизм длился, по-видимому, от среднего плейстоцена до начала голоцена. Об этом свидетельствуют следующие факты: а) игнимбритовая толща залегает на нижнеплейстоценовых лавовых плато в районе р. Верхний Стан; б) результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов из погребенных почв, разделяющих игнимбритовые горизонты, позволяют с уверенностью датировать их второй половиной плейстоцена; в) игнимбриты переслаиваются с верхнеплейстоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями; г) абсолютный возраст углей из немз, подстилающих самый верхний игнимбритовый покров, равен $17\ 100 \pm 800$ лет (ГИН-231).

В процессе этого длительного этапа в пределах Семячинского района образовался ряд остывших игнимбритовых единиц* (рис. 2). Естественно, что возникавшие игнимбритовые покровы часто широко не распространялись, а захватывали лишь определенные участки. Поэтому ряд остывших единиц, описанных в бассейне р. Верхний Стан, не отмечается в береговом разрезе, и наоборот. В связи с этим принято следующее обозначение остывших единиц: для всего района римскими цифрами, для берегового разреза — арабскими.

Наиболее древняя I остывшая единица вскрывается в основании берегового разреза (*ig1*) и в эрозионных врезках долин р. Верхний Стан и ее притоков. В игнимбритах этой остывшей единицы наблюдается зональность, выражающаяся в постепенном переходе от умеренно литифицированной несспекшейся разности в основании покрова к спекшейся, представленной в средней его части пористой, непрочной светло-серой породой, почти лишенной макропризнаков флюктуационной текстуры, с грубой призматической отдельностью. Видимая мощность достигает 40 м. В рельефе эти игнимбриты не выражены, и о центрах

* Термин «остывшая единица» заимствован у Р. Л. Смита (1963).



- | | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--|
|  1 |  7 | | | |
|  2 |  8 |  13 | | |
|  3 |  9 |  14 | | |
|  4 |  10 |  15 |  18 | |
|  5 |  11 |  16 |  19 | |
|  6 |  12 |  17 |  20 | |

извержений, с которыми они могут быть связаны, нельзя сказать ничего определенного. Возраст их условно можно считать среднеплейстоценовым.

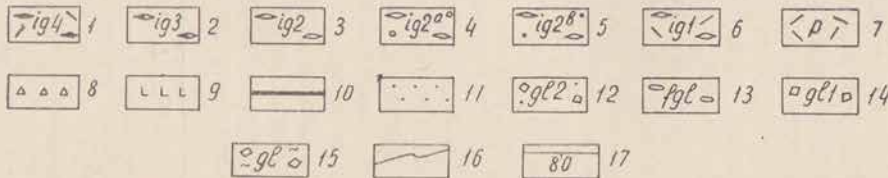
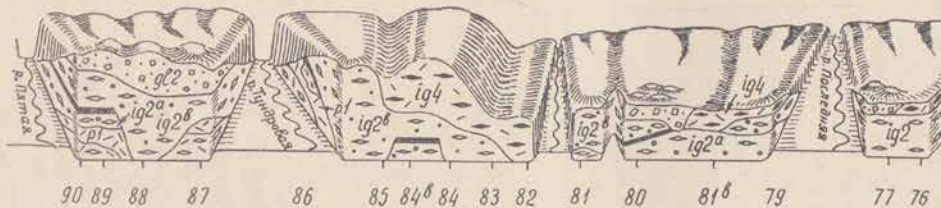
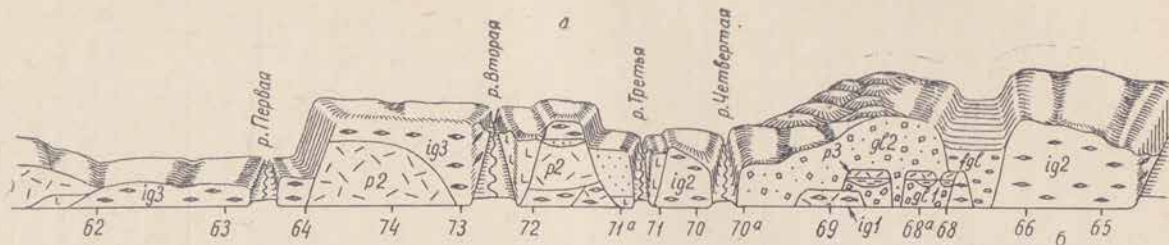
Игнимбриты II и III остывших единиц слагают обширные плато Семячикского района и имеют мощность до 100—150 м. Остывшая единица II обнажается в нижних частях разрезов плато и широко представлена как в бассейне р. Верхний Стан, так и в береговом разрезе (иг2). В последнем случае она распадается местами на два очень близких по своим характеристикам горизонта (2^а и 2^в), разделенных прослоями тефры и погребенных почв. Игнимбриты II остывшей единицы имеют зональное строение; в них наблюдается постепенный переход от слабо уплотненного вулканического песка в основании через умеренно сваренные разности к крепким темно-серым породам с флюидальной текстурой, со столбчатой и блоковой отдельностями. Мощность достигает 50 м.

Игнимбриты III остывшей единицы слагают поверхности игнимбритовых плато; до берега они не доходят, оканчиваясь в верхнем течении р. Пятой. Это серые, умеренно сваренные породы с хорошо выраженной эвтакситовой текстурой и призматической отдельностью. Формирование II и III остывших единиц было, видимо, разделено небольшим интервалом времени, так как в бассейне р. Верхний Стан между ними не наблюдается никаких других образований.

С западом игнимбритообразования парагенетически связано возникновение кольцевой структуры, часть уступа которой сохранилась в виде хр. Борт. Кольцевая структура не приурочена к вершине какого-либо одного вулкана, а «срезает» различные в возрастном и генетическом отношении образования: участки лавового плато, возможно, являющиеся остатками базальтового щитового вулкана, разрушенные вулканические сооружения горы Выступ, участки плато, сложенные кислыми лавово-пирокластическими образованиями. Вряд ли игнимбритообразующие выбросы следует связывать с вулканами цент-

Рис. 1. Геологическая схема Семячикского района:

1 — базальтовые стратовулканы — Q₁; 2 — область андезито-базальтовых и дацитовых эффузивных куполов и их лавовых потоков — Q₂—Q₁; 3 — пемзы пирокластических потоков — Q₃^{а-б}; 4 — базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы — Q₁^{а-б} (а — сохранившиеся части конусов, б — разрушенные); 5 — андезитовые вулканы — Q₃^{а-б}; 6 — базальтовые покровы — Q₁^{а-б}; 7 — базальтовые покровы — Q₁^{а-б}; 8 — игнимбриты, тяготеющие к группе вулканов Б. Семячика — Q₁^{а-б}; 9—12 — игнимбриты; 9 — связанные с Узонско-Гейзерной кольцевой структурой — Q₁—Q₂; 10 — долины р. Старый Семячик — Q₂; 11 — связанные с Семячикской кольцевой структурой — Q₂; 12 — не имеющие видимой связи с какими-либо центрами извержений — Q₂; 13 — лавы и туфы преимущественно основного состава (докальдерный комплекс) — N₂^а—Q₁; 14 — аллювиальные отложения — Q₄; 15 — морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q₃; 16 — миоценовые породы складчатого основания; 17 — кольцевые разломы вулканотектонических депрессий (а — с установленным местоположением, б — с предполагаемым); 18 — сбросы; 19 — трещины и малоамплитудные сбросы; 20 — направления течения пирокластических потоков.



Возраст	РАЗРЕЗ	Мощн. М	Индекс
Q ₄	□ □ □ □	50	gl2
	△ △ △ △	20	ig4
Q ₃	— — — —	20	p4
	LLL	20	β
	△ △ △ △	40	ig3
	— — — —	4	p3
Q ₃	□ □ □ □	5	
	□ □ □ □	12	gl1
Q ₂	△ △ △ △	30	p2
Q ₃	△ △ △ △	30	ig2b
	□ □ □ □	20	ig2a
Q ₂	△ △ △ △	10	gl
	— — — —	35	p1
	△ △ △ △	15	igl

рального типа. Скорее всего это были трещинные извержения, и образовавшаяся в результате их кольцевая структура трактуется нами как кальдера обрушения. Рассмотренный этап формирования игнимбритов II и III остывших единиц и кольцевой структуры падает на конец среднего—начало верхнего плейстоцена.

Последующая история вулканизма Семячикского района относится к посткальдерному этапу. В это время образовалась вулканическая группа Б. Семячика, сложенная серией пород от базальтов до дацитов. Одновременно продолжалось образование пемзовых и игнимбритовых покровов. К этому этапу относятся игнимбриды IV остывшей единицы, отмеченные в центре группы вулканов Б. Семячика и в береговом разрезе (ig3). Этим игнимбридам свойственна зональность, выраженная постепенным переходом от рыхлого бурого агломератового туфа в основании покрова к спекшимся серым разностям с текстурой фьямме и с призматической отдельностью. Мощность их достигает 40 м.

Игнимбриды у остывшей единицы самые молодые. Они очень широко распространены при незначительной мощности (10—20 м). Это темно-бурые, почти черные, как правило, слабо спекшиеся породы с уплотненными, ориентированными субгоризонтально включениями пемзы, перекрывающие маломощным чехлом игнимбритовые плато от хр. Борт до долины р. Верхний Стан. Они залегают на склонах вулкана Бараньего, занимают самое высокое стратиграфическое положение в береговом разрезе и образовались, видимо, в самом конце верхнего плейстоцена. В береговом разрезе, в местах, где резко увеличивается мощность V остывшей единицы (ig4), можно наблюдать четко выраженную зональность игнимбридов. Она выражается в переходе слабо и умеренно спекшихся тонкоплитчатых разностей к черным массивным, с призматической отдельностью, породам.

Игнимбриды IV и V остывших единиц тяготеют к Семячскому центру. Они являются настолько молодыми, что естественно было бы видеть в рельефе центры извержения, с которыми они связаны. Однако увязать их с какими-либо аппаратами центрального типа из вулканической группы Б. Семячика невозможно. Остается предполагать, что они образовались

Рис. 2. Схема строения (а) и сводная колонка отложений (б) участка Жупановского берегового разреза между пос. Жупаново и устьем р. Шумной (римские цифры соответствуют нумерации остывших единиц всего Семячского района).

1—6 — игнимбриды; 1 — V остывшей единицы (ig 4); 2—IV остывшей единицы (ig3); 3 — II остывшей единицы, неразделенные (ig 2); 4 — нижнего горизонта II остывшей единицы (ig 2^A); 5 — верхнего горизонта II остывшей единицы (ig 2^B); 6 — I остывшей единицы (ig 1); 7 — разновозрастные неспекшиеся туфы пемзовых пирокластических потоков (P1, P2, P3); 8 — пемзовые лапилли; 9 — базальты; 10 — погребенные почвы; 11 — флювиальные отложения; 12 — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения; 13 — флювиогляциальные отложения II фазы верхнеплейстоценового оледенения; 14 — морена I фазы верхнеплейстоценового оледенения; 15 — морена (?) среднеплейстоценового оледенения; 16 — границы стратиграфических подразделений; 17 — точки наблюдений.

в результате извержений из трещин, которые позднее были закрыты более молодыми вулканическими продуктами. Для этих игнимбритов характерны в целом небольшие мощности (первые десятки метров), отсутствие связи с кольцевыми структурами, слабая степень спекания. К данному этапу относится также извержение пирокластических потоков, образовавших покровы неспекшихся пемзовых агломератовых туфов на участке от лимана Семячик до устья р. Первой.

Почти сплошная обнаженность абразионного уступа от пос. Жупаново до устья р. Шумной позволяет детально изучить строение сложного игнимбритового покрова, состоящего из ряда спекшихся остывших единиц, разделенных пачками пемзовых агломератовых туфов, горизонтами тефры, погребенных почв, а также отложениями ледникового и флювиального генезиса (рис. 2, а). Благодаря прекрасной обнаженности здесь можно выявить закономерности строения отдельных остывших единиц. Сводный разрез игнимбритовой толщи приведен на рис. 2, б.

Игнимбритовая толща имеет ритмичное строение, которое выражается в чередовании разделенных временными перерывами горизонтов игнимбритов и неспекшихся, преимущественно пемзовых пирокластических отложений. Анализ взаимоотношений выделенных в береговом разрезе остывших единиц показывает, что временные перерывы неравнозначны. Пемзовые отложения отделены от подстилающих игнимбритов эрозионными несогласиями, однако временные перерывы между образованием пемз и игнимбритов были незначительны, так как на контакте между ними не отмечается следов длительного вулканического покоя, зафиксированных почвенно-пирокластическими чехлами, флювиальными или ледниковыми осадками. Таковы взаимоотношения между слоями $ig1$ и $p1$, $ig2$ и $p2$, $ig3$ и $p4$.

Совершенно иной характер взаимоотношений игнимбритовых остывших единиц с подстилающими образованиями. Формированию игнимбритов предшествуют весьма активные эрозионные процессы. В глубоких и широких эрозионных «карманах» в подстилающих вулканитах за время, предшествующее игнимбритообразованию, успевают отложиться аллювиальные, флювиогляциальные и ледниковые осадки, образуется почвенно-пирокластический чехол. Поэтому при рассмотрении игнимбритовой толщи правильнее будет говорить не столько о ритмичности в ее накоплении, выражающейся в чередовании отложений пемз и игнимбритов, сколько о фазности извержений, обусловивших накопление толщи. Фаза представлена игнимбритообразующими эксплозиями и следующими за ними извержениями пемзовых пирокластических потоков. Иногда наблюдаются отклонения от этой схемы, выражающиеся в отложении маломощных пемз и тефры в начале фазы эксплозивной деятель-

ности, после чего формируются покровы игнимбритов и следующие после них неспекшиеся отложения пемзовых пирокластических потоков. Можно выделить, по крайней мере, продукты четырех крупных фаз извержений. Первой фазе соответствуют отложения слоев *ig1* и *p1*, второй — *ig2* и *p2*, третьей — *ig3* и *p4*, четвертой, представленной в разрезе не полностью, — слой *ig4*.

Мощности игнимбритовых горизонтов колеблются от 5 до 40 м, протяженность их вдоль берега достигает 10 км. Они относятся к простым остывшим единицам, за исключением второй, которая является сложной (см. рис. 2). Для всех остывших единиц характерно четко выраженное зональное строение: повсеместно в них наблюдаются переходы от рыхлых неспекшихся разностей до спекшихся, часто гомогенизированных, лавоподобных пород. Это с несомненностью свидетельствует о пирокластической природе игнимбритов Семьячического района, о чем ранее писал Б. И. Пийп (1961) и позднее Е. Ф. Малеев (1969).

Игнимбриты относятся к порфирокластическому типу (Сперанская, 1966). Во всех остывших единицах кристаллокластический компонент представлен одинаковым набором минералов (плагиоклазом-андезином, ромбическим и моноклинным пироксенами, магнетитом); в первой остывшей единице отмечен кварц. Состав плагиоклазов и пироксенов в целом не меняется во всех игнимбритовых горизонтах.

I остывшая единица (*ig1*) отличается весьма резкими колебаниями в содержании порообразующих компонентов (содержание кристаллокластов от 5 до 35%) и максимальным проявлением автопневматолитовой кристаллизации. Для второй остывшей единицы (*ig2*) характерна максимальная мощность зоны сильного спекания и наибольшее содержание кристаллокластов. Третья остывшая единица (*ig3*) отличается повышенным содержанием ксенолитов (20%) и присутствием фьямме черного и бесцветного стекла. Наиболее молодым игнимбритам четвертой остывшей единицы (*ig4*) присуще минимальное содержание кристаллокластов (около 10%) и ксенолитов, отсутствие автопневматолитовой кристаллизации. Показатели преломления стекла всех вулканитов колеблются от 1,500 до 1,516.

Ксенолиты в игнимбритах представлены главным образом базальтами и андезито-базальтами из подстилающей раннеплейстоценовой толщи эффузивов. Часть ксенолитов интенсивно переработана и ассимилирована. Переработка выражается в переплавлении стекла основной массы эффузивных ксенолитов и коррозии вторичным стеклом реоигнимбритов вкрапленников плагиоклазов в них. Встречающиеся ксенокристаллы плагиоклаза-лабрадора в игнимбритах отличаются от андезитов ксеноморфными очертаниями и являются выплавками из ксенолитов.

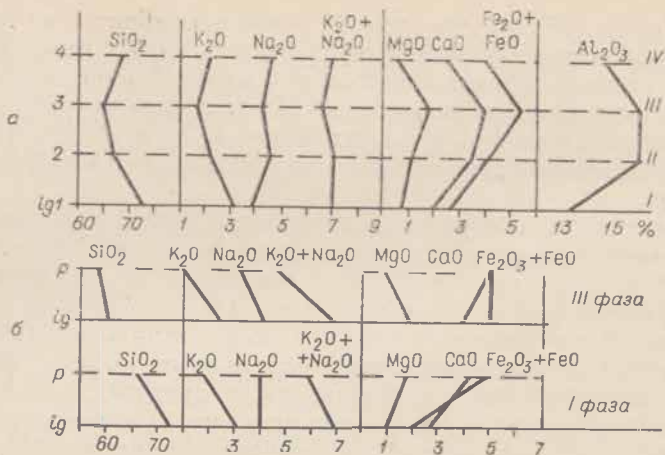


Рис. 3. Эволюция химических составов кислых вулканитов Семьячического района.

a — игнимбриты Жупановского берегового разреза: *ig1*, *ig2*, *ig3*, *ig4* — номера остывших единиц (римскими цифрами обозначены последовательные фазы игнимбриитообразующих извержений); *b* — направленность изменений содержания щелочей и кремнекислоты в вулканитах различных фаз игнимбриитообразных извержений Семьячического района: *ig* — игнимбриты, *p* — неспекшиеся пемзы пирокластических покровов.

Все породы, слагающие игнимбритовую толщу изученного участка в районе Кроноцкого залива, несмотря на довольно широкие колебания химического состава обладают рядом общих петрохимических особенностей. Толща игнимбритов образует единый ряд пород от липаритов до андезитов-дацитов. Совокупность пород слабо пересыщена щелочами, по сравнению со среднемировыми эффузивами по Дэли, а по содержанию Ca в плагиоклазах вполне соответствует им. Содержание щелочей всех вулканитов в целом колеблется от 6 до 7%, почти всегда Na преобладает над K. В породах с высоким содержанием SiO₂ (более 69%) это преобладание выражено слабее, чем в более основных вулканитах.

Имеющийся материал позволяет проследить изменение химизма вулканитов каждой фазы извержения и эволюцию петрохимии пород всей толщи игнимбритов изученного участка. Во время извержения происходит смена кислых вулканитов все более основными, при этом петрохимическое родство между ними сохраняется (рис. 3). Эволюция идет прерывисто: изменения почти не происходит при образовании одного типа вулканитов в рассмотренных фазах, но после прекращения игнимбриитообразующего извержения через определенное время происходит извержение пемз, значительно отличающихся по химизму от игнимбритов. Игнимбриты — наиболее кислые и щелочные продукты извержения. В продуктах последующих этапов извер-

жения последовательно убывает содержание щелочей и кремнекислоты и соответственно увеличивается содержание Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3+FeO . Таким образом при извержениях одной фазы последовательно опустошающийся сверху вниз магматический очаг или колонна поставляет все более основной и менее щелочной материал.

Игнимбриты первой фазы наиболее кислые. В них содержится не менее 70% SiO_2 . Для игнимбритов остальных фаз содержание кремнекислоты меняется очень слабо и в целом колеблется от 64 до 67%. Содержание щелочей постоянно везде, содержание остальных окислов значительно меняется в ходе вулканизма. Содержание CaO увеличивается от первой к третьей остывшей единице, в игнимбритах четвертой единицы оно равно содержанию CaO в первой единице. Так же ведут себя и другие компоненты Fe_2O_3+FeO , Al_2O_3 , MgO . В четвертой единице их еще больше, чем в первой, но меньше, чем во второй и третьей. Общее изменение химизма игнимбритов отражают суммы $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$. Они в среднем составляют для первой единицы 20,5%, для второй — 23%, для третьей — 22,5%, для четвертой — 21%. В целом происходит очень слабое увеличение основности игнимбритов при неизменяющихся содержаниях щелочей. Вообще же химический состав игнимбритов изменяется очень слабо. По-видимому, это объясняется тем, что игнимбритообразующиеся извержения возникают лишь в определенных тектонических и физико-химических условиях, при которых конкретная концентрация щелочей имеет решающее значение. При изменении содержания щелочей и тесно связанных с ними компонентов (воды и летучих) в магме меняется и режим извержения. Образование игнимбритов прекращается и возобновляется лишь после длительного перерыва, когда, благодаря дифференциации и, возможно, иным процессам, восстанавливается приблизительно прежняя обстановка.

Таким образом, накопление игнимбритовой толщи, состоящей из многих остывших единиц, имеет пульсационно-циклический характер. Изменение химизма вулканитов во время каждой из фаз однотипно, а в начальную игнимбритообразующую стадию формируются вулканиты с общими петрохимическими особенностями.

ЛИТЕРАТУРА

Влодавец В. И. О некоторых семячских туфолавах и их происхождении. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. — Тр. Лаб. вулк. АН СССР, вып. 14, 1957.

Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семячского района. — Тр. Лаб. вулк. АН СССР, вып. 15, 1958.

Малеев Е. Ф. Семячские игнимбриты и проблема туфов. Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.

Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1966.

Пийп Б. И. Кронцкие игнимбриты на Камчатке. — Тр. Лаб. вулк. АН СССР, 1961, вып. 20.

Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. — Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.

Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18, 1966.

О. А. БРАЙЦЕВА, И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ

СВЯЗЬ СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

(Восточная Камчатка)

В пределах Восточной и Южной Камчатки установлено широкое развитие молодых пемзовых и игнимбритовых пирокластических покровов, связанных с мощной вспышкой кислого вулканизма во второй половине плейстоцена (Кирсанов, Федоров, 1964; Мелекесцев, 1967; Аверьев и др., 1969; Иванов, 1970). Пирокластические покровы этого возраста обычно хорошо выражены в рельефе, где они образуют обширные плато и равнины, отличающиеся относительно хорошей сохранностью. С этим связано широкое использование аэрофотоснимков при их изучении, неотъемлемым элементом которого является картирование пирокластических покровов.

На первом этапе исследований И. В. Мелекесцеву (1967, 1969) удалось выявить лишь наиболее общие дешифровочные признаки пирокластических покровов. Однако он отметил, что, несмотря на имеющиеся отличия в рельефе игнимбритовых и пемзовых покровов, с одной стороны, а также неодинаковые по строению игнимбритовые покровы с другой, разница в характере их рельефа относительно невелика. Поэтому при мелкомасштабном геоморфологическом картировании отделить эти образования очень трудно. Приходилось картировать поля развития пирокластических отложений, в пределах которых отдельные покровы, тяготеющие к разным центрам, разделились не столько по особенностям их рельефа, сколько по направлению движения пирокластического материала.

В процессе детальных исследований в пределах Узон-Семячического района Восточной Камчатки была сделана попытка выявить различия в рельефе поверхности отдельных участков пирокластических покровов в зависимости от их мощности, строения и литологии пород. Удалось установить, что главное

значение при формировании рельефа покровов, находящихся в сходных тектонических условиях, имеют строение самих покровов и литология слагающих их отложений. При этом важную роль играет степень спекания пород, определяющая их устойчивость по отношению к эрозии, а также мощность пирокластических отложений.

Узон-Семячикский район (рис. 1) располагается в центральной части Восточно-Камчатской грабен-синклипали, где породы складчатого основания не выходят на поверхность. В процессе плиоцен-четвертичного вулканизма здесь было сформировано обширное вулканическое нагорье (вулканическое аккумулятивное плато), осложненное крупными вулкано-тектоническими депрессиями — Узонско-Гейзерной и Б. Семячика. Молодые стратовулканы располагаются либо на поверхности этого вулканического плато (Таунищ, Кихпинич), либо приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям (группа вулканов Б. Семячика и Узонско-Гейзерной депрессии).

В пределах района можно выделить три разновозрастных комплекса форм рельефа и слагающих их отложений: 1) вулканические образования, сформировавшиеся до возникновения вулкано-тектонических депрессий (докальдерный комплекс) (Q_1^* — Q_2); 2) вулканические образования мощного этапа эксплозивной деятельности и формирования вулкано-тектонических депрессий (Q_2 — Q_2); 3) наиболее молодые вулканические образования, возникшие после формирования вулкано-тектонических депрессий (посткальдерный комплекс) — (Q_3 — Q_4).

Вулканические образования докальдерного комплекса представлены участками лавовых плато и остатками щитовых и существенно лавовых стратовулканов, сложенных лавами и туфами как основного, так и кислого состава. На большей части территории они перекрыты более молодыми отложениями и лишь местами слагают отдельные останцы, возвышающиеся над поверхностью игнимбритовых покровов (плато Широкое, хр. Промежуточный, г. Выступ и др.). Наибольшие площади их развития приурочены к бассейну р. Верхний Стан.

Наиболее распространены вулканические образования второго комплекса, ассоциирующиеся с мощной вспышкой кислого вулканизма. Основные площади заняты пемзовыми и игнимбритовыми покровами. Игнимбритовые плато имеют наклон в сторону Валагинского хребта на западе и Тихого океана на востоке, согласно направлениям движения пирокластического материала, основные центры извержения которого располагались на месте современных депрессий Узон и Семячик. Поверхность пемзовых плато и равнин расчленена многочисленными каньонобразными долинами рек и ручьев, заложившимися по уклону поверхности и направлениям трещиноватости. Абсолютные отметки плато изменяются от 800 м в центральной части района до нуля на побережье Тихого океана.

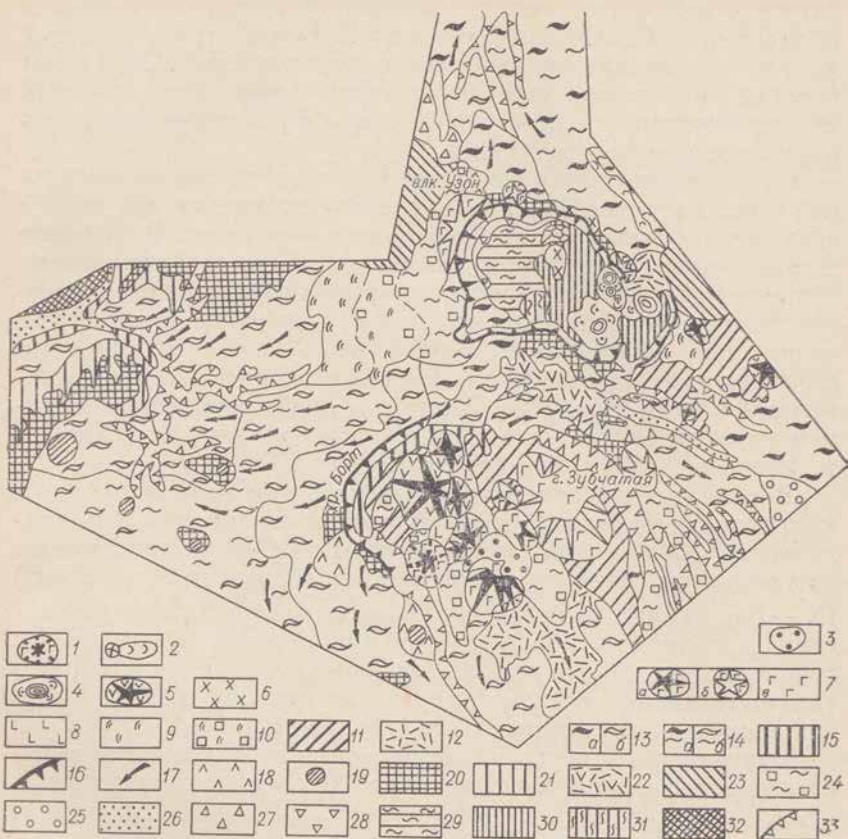


Рис. 1. Геоморфологическая схема Узонско-Семьячикского района. Вулканические типы и формы рельефа:

1 — нерасчлененные эрозией конуса стратовулканов базальтового состава (Q_1); 2 — нерасчлененные эрозией шлаковые конуса и связанные с ними лавовые потоки базальтового состава с хорошо сохранившимся первичным микрорельефом (Q_1); 3 — нерасчлененные и слабо расчлененные экструзивные купола различного состава (от базальтов до дацитов) и связанные с ними лавовые потоки с хорошо сохранившимся

первичным микрорельефом (Q_3-Q_1); 4 — нерасчлененные эрозией экструзивные купола дацитового и липаритового состава и связанные с ними лавовые потоки с хорошо сохранившимся микрорельефом (Q_4-Q_1); 5 — слабо разрушенные вулканы андезитового состава, несущие следы ледниковой обработки (Q_3-Q_4); 6 — экструзии дацитового состава, несущие следы ледниковой обработки (Q_1); 7 — сла-

бо- и среднеразрушенные конуса стратовулканов базальтового и андезито-базальтового состава, несущие следы ледниковой обработки: а — сохранившиеся части конусов верхнеплейстоценового возраста (Q_1-Q_3), б — сохранившиеся части конусов

среднеплейстоцен-верхнеплейстоценового возраста (Q_2-Q_1), в — разрушенные; 8 — фрагменты разрушенных вулканических сооружений (Q_3-Q_2); 9 — базальтовые и андезитовые лавовые плато и лавовые равнины с хорошо сохранившимся первичным мезо-

рельефом (Q_3-Q_4); 10 — лавовые покровы, перекрытые маломощным покровом морены;

С формированием игнимбритовых покровов парагенетически связано возникновение вулканотектонических депрессий (кальдер обрушения). Эти депрессии располагаются в центральной части района; они не приурочены к вершине одного вулкана, а срезают различные по возрасту, генезису и составу вулканические формы. Узонско-Гейзерная депрессия представляет собой замкнутую котловину, дно которой выполнено озерными осадками и осложнено внедрением экстрюзий. Семячикская депрессия выражена хуже: часть борта кальдеры сохранилась в виде кольцевого хребта (хр. Борт), остальная часть борта и дно депрессии перекрыты более молодыми лавами вулканов группы Б. Семячика.

Молодые образования посткальдерного комплекса представлены пемзовыми и игнимбритовыми покровами небольшой мощности, базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми стратовулканами и экструзивными куполами разного состава и облика. Все они отличаются хорошей сохранностью и, несмотря на наличие в большинстве случаев ледниковой обработки, очень слабо изменены экзогенными процессами.

Выраженные в рельефе пирокластические покровы условно можно подразделить на три группы:

-
- 11 — базальтовые и андезитовые лавовые плато и равнины с остатками пирокластических потоков (Q_3^{2-3}); 12 — равнины пемзовых пирокластических потоков (Q_3^{2-3}); 13 — игнимбритовые плато и игнимбритовые равнины, сравнительно слабо расчлененные эрозионными процессами и тяготеющие: а — к Узонско-Гейзерной депрессии ($Q_2^2-Q_3^1$), б — к Семячикской депрессии (Q_2^2); 14 — игнимбритовые плато и равнины, дробно расчлененные эрозией и тяготеющие: а — к Узонско-Гейзерной депрессии ($Q_2^2-Q_3^1$), б — к Семячикской депрессии (Q_2^2); 15 — террасовидные поверхности, сложенные игнимбритами, вложенными в долины рек ($Q_2^2-Q_3^1$); 16 — современное положение уступа кольцевых структур; 17 — направления течения игнимбритообразующей массы; 18 — реликты базальтовых существенно лавовых стратовулканов (Q_1-Q_2); 19 — слабо- и среднерасчлененные вулканические конуса андезито-базальтового состава на поверхности вулканических плато (Q_1-Q_2); 20 — ровные или пологонаклонные поверхности вулканических плато, сложенных лавами различного состава — от базальтов до дацитов, не сохранившие первичного мезорельефа (Q_1-Q_2); 21 — слабо расчлененные, выложенные склоны вулканических плато, сложенные лавами базальтового и андезито-базальтового состава, иногда подстилаемыми породами складчатого основания (Q_1-Q_2); 22 — резко расчлененные склоны вулканических плато, сложенные аффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно кислого состава (Q_1-Q_2); 23 — комплекс вулканогенных образований группы вулканов Тауниц и Кихпинич. Ледниковые формы и типы рельефа: 24 — холмисто-котловинный рельеф II фазы верхнеплейстоценового оледенения (Q_4^1); 25 — флювиогляциальные равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения (Q_4^1). Флювиальные формы и типы рельефа: 26 — пойма, низкие надпойменные террасы рек и привязанные к ним конуса выноса притоков (Q_4^1); 27 — вулканогенно-пролювиальные равнины (Q_4^1); 28 — делювиально-пролювиальные равнины и обвално-осыпные шлейфы ($Q_4^1-Q_4^1$); 29 — слабо расчлененная озерная равнина (дно II озера), перекрытая маломощным чехлом морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения ($Q_4^1-Q_4^1$); 30 — дробно расчлененный холмистый эрозионный рельеф на озерных отложениях I озера ($Q_3-Q_4^1$); 31 — тот же рельеф, перекрытый мореной; 32 — низкотеррасный и среднетеррасный эрозионный тектонический рельеф на дислоцированных миоценовых породах складчатого основания (Q); 33 — эрозионные уступы.

1. Покровы, сложенные средне- и сильносспекшимися туфами (собственно игнимбритами). Среди них имеются покровы сравнительно простого строения, сложенные одной или несколькими близкими по характеру остывшими единицами, и достаточно сложно построенные покровы, представляющие собой «слоеный пирог» из разной степени сваренных и несваренных остывших единиц небольшой мощности. Как правило, покровы, относящиеся к этой группе, являются наиболее древними, доверхчетвертичными.

2. Покровы, сложенные слабоспекшимися черными пемзовыми туфами.

3. Покровы, сложенные неспекшимися белыми и палевыми пемзовыми туфами. Покровы второй и третьей групп наиболее молодые (вторая половина верхнего плейстоцена).

Ниже будут последовательно рассмотрены особенности строения и рельефа различных типов покровов. Особенности рельефа могут быть использованы для решения обратной задачи — картирования покровов и суждения об их внутреннем строении по аэрофотоснимкам.

1. Игнимбритовые покровы, сложенные плотными, сильно спекшимися разностями игнимбритов одной или нескольких остывших единиц, близких по своим литологическим характеристикам, занимают междуречье рек Пятой и Шумной, где они практически не перекрыты никакими более молодыми отложениями, за исключением маломощного чехла морены и слабоспекшихся черных туфов на отдельных ограниченных участках. В районах, примыкающих к хр. Промежуточному, игнимбриты подстилаются лавами более древнего комплекса.

Слагающие плато игнимбриты представлены очень плотными темно-серыми разностями со столбчатой и блоковой отдельностью. Обычно игнимбриты имеют лавоподобный облик и лишь в отдельных случаях заметна флюидальная текстура, обусловленная наличием ориентированных светло-серых линзовидных включений длиной до нескольких десятков сантиметров. Лавоподобный облик пород усиливается благодаря небольшому (до 10%) количеству ксенолитов и наличию весьма крупных кристаллов, которые создают иллюзию порфировой структуры на фоне темной гомогенизированной витрокластической массы. На побережье океана местами наблюдалось зональное строение этих игнимбритов: основание их сложено рыхлым вулканическим песком мощностью 0,2 м, который выше переходит в слабоспекшийся черный туф мощностью 0,25 м, а еще выше сменяется умеренно сваренными разностями мощностью 0,6 м с линзовидными включениями шелковистой пемзы; верхняя часть покрова сложена сильносваренными разностями. Как видно из приведенного описания, слабосваренные разности основания покрова очень маломощны и не влияют на его общие свойства по отношению к эрозии. Иногда описываемые

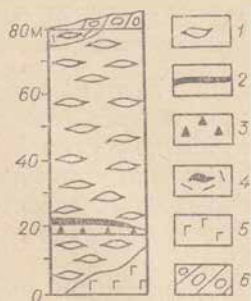


Рис. 2. Строение и характер расчленения поверхности игнимбритового плато, сложенного однородными игнимбритами (междуречье рек Пятой и Шумной).

1 — игнимбриды, 2 — погребенные почвы, 3 — пемзовые лапилли, 4 — слабо спекшиеся черные туфы, 5 — базальты, 6 — морены.

игнимбриды распадаются на две оставшиеся единицы, разделенные маломощными прослоями тефры и погребенной почвы, однако игнимбриды

этих двух горизонтов практически не отличаются друг от друга.

Характер эрозионного расчленения таких игнимбритовых плато, сложенных плотными однородными разностями, весьма сходен с характером расчленения обычных лавовых плато (рис. 2). Хорошо видны немногочисленные, заложившиеся согласно уклону долины рек, наиболее крупные из которых врезаются на глубину до 100 м. Реки почти не принимают притоков, долины их имеют каньонообразный характер. Отличительная особенность покровов — практическое отсутствие эрозионного расчленения междуречий. Это пологонаклонные, согласно первичному направлению течения игнимбритов, равнины, поросшие стлаником и местами перекрытые мореной, создающей

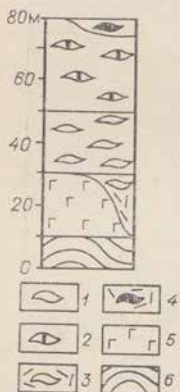


Рис. 3. Строение и характер расчленения поверхности игнимбритового плато, сложенного несколькими разнородными игнимбризовыми горизонтами (бассейн р. Верхний Стан).

1 — массивные лавоподобные игнимбриты, 2 — серые менее плотные игнимбриты с эвтакситовой структурой, 3 — белые туфы и игнимбриты в основании плато, 4 — слабо спекшиеся черные туфы; 5 — базальты, 6 — породы складчатого основания.

холмистый рельеф. В целом можно принять эти поверхности за лавовые плато, но обращает внимание одна особенность: борта долин расчленены многочисленными близко расположенными промоинами, что создает на аэрофотоснимках своеобразную «ребристость» склонов. Такая особенность не характерна для склонов лавовых плато и обычна для пирокластических отложений.

2. Игнимбритовые покровы, сложенные достаточно плотными сильноспекшимися игнимбридами двух или нескольких остывших единиц, отличных по своим литологическим характеристикам, располагаются к северу и востоку от Семячической кольцевой структуры. Здесь игнимбритовый покров обычно состоит из двух основных остывших единиц (рис. 3). Нижняя остывшая единица представлена массивными лавоподобными, очень плотными игнимбридами, описанными выше для игнимбритовых плато междуречья рек Пятой и Шумной. Игнимбриды верхней остывшей единицы отличаются меньшей плотностью и не столь лавоподобным обликом. Это серые или розовато-серые породы с глыбовой отдельностью, обычно с хорошо выраженной эвтакситовой текстурой. Типичные фьямме, представленные черным стеклом, отсутствуют, однако имеются линзо-

видные включения более светлого, чем основная масса, материала. Эти включения сложены мелкозернистым материалом, представленным агрегатом полевого шпата, тридимита и кристаллита, выделившихся при кристаллизации газовой фазы в пустотах пемзовых включений или при перекристаллизации расплюснутых включений той же пемзы. Линзовидные включения имеют размеры от нескольких до десятков сантиметров и обычно хорошо заметны при макроскопическом описании обнажений или в отдельных крупных глыбах игнимбритов. Иногда отмечаются разности игнимбритов, содержащие большое количество ксенолитов (до 30—40%). Обычно игнимбриты верхней остывшей единицы залегают непосредственно на игнимбритах нижней без промежуточных горизонтов. Лишь в единичных случаях можно наблюдать, как они разделены менее плотными, сероватыми игнимбритами с линзовидными включениями пемзы или черного стекла. Однако эти промежуточные остывшие единицы встречаются редко и залегают в виде линз протяженностью в несколько десятков метров, за пределами которых снова наблюдается непосредственный контакт двух основных остывших единиц. Рассмотренные игнимбриты обычно слагают целиком уступы игнимбритовых плато. Но местами удается наблюдать, как они залегают на расчлененной поверхности более древних светло-серых, почти белых туфов, среди которых иногда отмечаются сваренные разности.

Характер эрозионного расчленения первичной поверхности игнимбритовых плато этого типа лучше всего выражен в бассейне р. Верхний Стан. Особенности расчленения отражают двучленное строение игнимбритового покрова. Как и для игнимбритовых плато первого типа характерно наличие нескольких глубоко (до 100 м) врезанных крупных долин рек и ручьев. Обычно это каньоны с крутыми, почти нерасчлененными бортами, пойма отсутствует. Характер рельефа междуречий резко отличается от такового для вышеописанных покровов (см. рис. 3). Если там они практически нерасчленены, то здесь достаточно густое расчленение осуществляется многочисленными неглубокими (10—15 м) долинами логов и временных водотоков, которые производят эрозионную работу в пределах верхнего игнимбритового горизонта. Глубина врезания этих мелких водотоков лимитируется положением плотных подстилающих игнимбритов, вследствие чего эрозионное расчленение междуречий происходит как бы на другом, более высоком уровне по сравнению с главными, глубоко врезанными долинами. Глубокий врез ручьев, собирающих воды с таких междуречий, наблюдается только на ограниченных участках уступов плато при впадении в крупные долины. Все это свидетельствует о большой молодости гидросети, только начинающей вырабатывать продольный профиль.

3. Пирокластические покровы, сложенные многократно че-

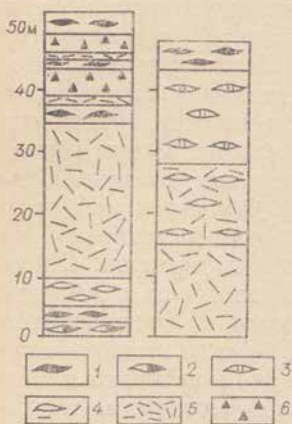


Рис. 4. Строение и характер расчленения поверхности сложнопостроенного игнимбритового покрова (Узонский покров к северу от Узонско-Гейзерной депрессии).

1 — бурые и черные игнимбриты с обсидиановыми фьямме, 2 — красные игнимбриты с обсидиановыми фьямме, 3 — игнимбриты с линзовидными включениями черной пемзы, 4 — слабо спекшиеся туфы с линзовидными включениями светлой пемзы, 5 — неспекшиеся пемзовые туфы, 6 — пемзовые лапилли.

редующимися горизонтами игнимбритов разной плотности и пачками неспекшейся пирокластики (Узонский игнимбритовый покров), располагаются к северу от Узонско-Гейзерной депрессии вплоть до Кроноцкого озера. Здесь пирокластический покров состоит из остывших единиц сравнительно небольшой мощности, разделенных горизонтами неспекшихся пирокластических отложений (рис. 4). В отличие от Семячковского покрова, где остывшие единицы прослеживаются на значительных расстояниях и сохраняют свои отличительные особенности, для игнимбритов Узонского покрова характерно большое разнообразие разновидностей как в одном разрезе, так и по площади. Игнимбритовые горизонты представлены как сильно сваренными породами разного цвета (красными, черными, буросерыми и др.) с линзовидными включениями черного стекла, так и менее спекшимися серыми и розоватыми разностями с линзовидными включениями черной и светлой пемзы. Среди игнимбритов преобладают разности с черными фьямме разной степени гомогенизации — от черной пористой или плотной пемзы до обсидиана, хотя изредка встречаются серые более лавоподобные разности, сходные с таковыми для Семячковского покрова. Обычно хорошо выражено зональное строение остывших единиц даже при небольшой их мощности, что отмечено присут-



Рис. 5. Характер расчленения Узонского игнимбритового покрова, перекрытого маломощным чехлом пемзы.

ствием в подошве и кровле единицы значительно менее спекшихся или почти неспекшихся разностей. Горизонты игнимбритов разделены прослоями неспекшейся пирокластики, представленной лапилли, красными или бурыми агломератовыми пемзовыми туфами, часто с крупными обломками серой или черной пемзы. Никаких ледниковых, аллювиальных отложений или погребенных почв, фиксирующих длительные перерывы в на коплении, отмечено не было.

Неспекшиеся или слабоспекшиеся горизонты пирокластики, присутствующие в игнимбритовом Узонском покрове, являются самостоятельными пачками или частями зональных остывших единиц и делают эту толщу слабоустойчивой по отношению к эрозии. С этим связано очень дробное расчленение Узонского покрова, отличающее его от других изученных игнимбритовых покровов (рис. 4, 5). При расчленении поверхности игнимбритового плато здесь также намечаются два уровня работы рек. Имеется несколько глубоко (до 100 м) врезанных долин, которые представляют собой каньоны с крупными, почти нерасчле-

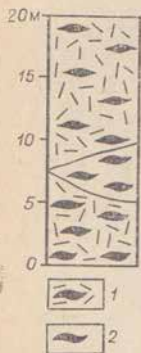


Рис. 6. Строешие и характер расчленения пирокластического покрова, сложенного слабо спекшимися черными туфами (плато к западу от хр. Борт). 1 — черные, слабо спекшиеся туфы с линзовидными включениями пемзы, 2 — сильно сваренные разности с обсидиановыми фыльме.

ненными бортами. Они разделены междуречными пространствами шириной до нескольких десятков километров, в пределах которых глубина врезания речек и ручьев значительно меньшая (первые десятки метров) и на разных участках покрова различна в связи с неодинаковым положением в разрезе более плотных слоев игнимбритов. Однако в отличие от Семячикского покрова густота расчленения междуречий значительно большая: водоразделы между логами и ручьями имеют ширину всего несколько десятков метров, рельеф часто близок к типичному бедленду. На ряде участков плато долины имеют четкое субпараллельное расположение, причем это обычно водотоки близкого порядка, почти не принимающие притоков. Они заложилась по трещинам, образовавшимся в процессе спекания и остывания игнимбритовой массы. Такой облик сети — один из характерных признаков игнимбритовых покровов в отличие от столь же дробно расчлененных покровов пемз.

4. Пирокластические покровы, сложенные слабоспекшимися туфами, располагаются в районе Семячикской кольцевой структуры. Это один из самых молодых (конец верхнего плейстоцена) покровов, который сложен слабоспекшимися породами, получившими условное название «черных туфов». Они маломощным чехлом перекрывают более древние игнимбритовые плато от хр. Борт до долины р. Верхний Стан. Эти же туфы

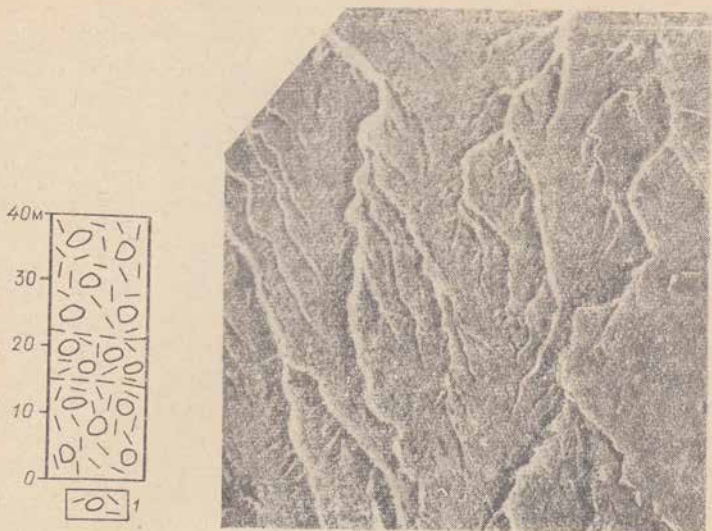


Рис. 7. Стрoение и характер расчлeнения пемзового покрoва (район группы вулканов Б. Семячика). 1 — агломератовый пемзовый туф.

описаны в центре группы вулканов Б. Семячика и занимают самое верхнее стратиграфическое положение в Жупановском береговом разрезе. Мощность их изменяется от нескольких до десятков метров, достигая наибольших значений непосредственно к западу от хр. Борт, где, по-видимому, происходила аккумуляция основной части этого пирокластического материала. Здесь характер поверхности плато отражает особенности расчленения рассматриваемых «черных туфов».

Пирокластические отложения покрова обычно представлены слабоспекшимися черными или бурыми разностями с ориентированными субгоризонтальными линзовидными включениями темной шелковистой пемзы (рис. 6). Для них характерна мелкоплитчатая отдельность. В редких случаях на участках повышенной мощности (до 20 м), приуроченной к древним долинам при слабой в целом степени спекания, отмечены сильносваренные разности. Они залегают в виде линз мощностью 4—5 м среди неспекшейся пирокластики и представлены плотными массивами темных пород с обилием линзовидных включений и полос плотного черного стекла. Спекшиеся разности подстилаются черной пирокластикой псаммитовой размерности (мощность около 7 м) и перекрываются черными туфами с линзовидными включениями плотной шелковистой пемзы (мощностью 8 м). Переходы между описанными разностями постепенные.

Отложения рассматриваемого покрова отличаются небольшой плотностью из-за слабой сваренности в целом и являются



Рис. 8. Характер расчленения игнимбритовых (1, 2) и нефелиновых (3) покровов на участках, прилегающих к бортам кольцевых структур.

как бы переходными между игнимбритами и неспекшимися туфами пемзовых потоков. Это отражается в особенностях расчленения их поверхности. Сохраняется свойственное игнимбрикам субпараллельное расположение водотоков, использующих трещины, образующиеся в результате остывания спекшейся массы. Большая густота расчленения образует рельеф, местами приближающийся к бедленду. При этом обращает внимание особый рисунок гидросети, который можно назвать перистым — склоны основных долин и их междуречья расчленяются многочисленными промоинами, которые почти все являются притоками главного ручья. Характер долин — наличие днища и сравнительно пологие склоны — хорошо отражает общую податливость этих отложений по отношению к эрозии.

5. Пирокластические покровы, сложенные неспекшимися пемзовыми туфами, располагаются юго-восточнее группы вулканов Б. Семячика и выходят к берегу Тихого океана (отложения их условно названы «пемзами Ключа Горячего»). Пирокластический покров сложен типичными пемзовыми агломератовыми туфами с большим количеством обломков желтой плотной пемзы. Отложения в целом очень однородны, лишь местами можно наблюдать несколько пачек разного гранулометрического состава, соответствующих разным порциям пемзового материала.

Пемзы слагают пологонаклонную к океану равнину, расчлененную сетью ручьев и промоин (рис. 7, 8). Характерно, что водотоки заложены в целом беспорядочно, согласно уклону поверхности, лишь местами отдельные участки речных долин используют тектонические нарушения. Долины не образуют каньонов, они имеют днище и относительно пологие склоны, поросшие растительностью. Дробная сеть мелких и относительно неглубоко врезанных ручьев и промоин создает на аэрофотоснимках своеобразный «струйчатый рисунок», характерный для покровов пемзовых неспекшихся туфов.

Последние из описанных пирокластических покровов, сложенные «черными туфами» и пемзами, отличаются меньшей расчлененностью, чем, например, Узонский игнимбритовый покров, сложенный более плотными разностями. Это может быть объяснено разновозрастностью пирокластических покровов (игнимбритовые — доверхнеплейстоценовые, пемзовые — позднеплейстоценовые). Можно ожидать, что в ближайшем будущем расчлененность молодых покровов резко возрастет и здесь также сформируется рельеф типа бедленд. К сожалению, мы не могли выбрать для сравнения близких по возрасту игнимбритовых и пемзовых покровов, так как более древние пемзовые покровы, выраженные в рельефе, в изученном районе отсутствуют.

Описанные выше различия в характере расчленения пирокластических покровов разного строения хорошо выявляются лишь в местах достаточной мощности слагающих их отложений.

На тех же участках, где мощность пирокластических отложений мала, различия в характере расчленения поверхности разных покровов стираются. Таковы участки пирокластических покровов в непосредственной близости от бортов кольцевых структур, где пирокластические отложения обычно подстилаются лавами. Водотоки заходят сюда лишь своими верховьями, поэтому долины имеют неглубокий врез, относительно хорошо выраженное днище и пологие склоны. Для всех покровов на этих участках характерна небольшая в целом густота расчленения, древовидный характер речной сети, представленной «сухими» ручьями и логами. Между водотоками сохранились плоские или слабонаклонные междуречные пространства. Можно отметить одну характерную особенность, отличающую пемзовые покровы на этих участках: борта промоин достаточно круты и на крупномасштабных аэрофотоснимках ясно видна мелкая «ребристость» в виде четкой дробной вертикальной штриховки, которая отражает отдельности в пемзах пирокластических покровов.

Рассмотренные особенности рельефа пирокластических покровов дают возможность отметить ряд черт, которые отличают покровы от других вулканических образований, в частности, от лавовых плато и равнин. Для игнимбритов обычна значительная густота расчленения, местами с образованием рельефа типа бедленд, часто субпараллельное расположение водотоков, иногда перистый рисунок гидросети, кальонобразный характер речных долин, крупная «ребристость» склонов, видимая на аэрофотоснимках даже мелкого масштаба. Пемзовые покровы характеризуются беспорядочным расположением водотоков, более выположенным поперечным профилем речных долин, «струйчатым» рисунком гидросети на аэрофото, иногда мелкой «ребристостью» склонов долин.

Характер расчленения различных игнимбритовых покровов тесно связан с их строением и характером слагающих отложений. В целом можно отметить возрастание густоты и дробности расчленения поверхности игнимбритовых плато с увеличением сложности строения покрова, включающего множество остывших единиц разной степени спекания и плотности при значительной роли слабоспекшихся или неспекшихся разностей. Расчленение меняется от массивного, сходного с таковым на лавовых плато, до крайне дробного, дающего рельеф типа бедленд.

Описанные в данной статье особенности рельефа различных пирокластических покровов могут быть использованы для решения обратной задачи — по аэрофотоснимкам, исходя из характера рельефа, отличить разные пирокластические покровы, представить особенности их внутреннего строения и провести предварительное картирование этих покровов. Для разделения покровов при картировании и установления основных центров, к которым они тяготеют, важную роль играют и направления

течения пирокластических потоков, которые восстанавливаются по уклонам первичной поверхности игнимбритовых плато.

Естественно, что все указанные признаки справедливы для игнимбритовых покровов, выраженных в рельефе, т. е. относящихся к четвертичному периоду.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.

Кирсанов И. Т., Федоров М. В. Игнимбриты вулкана Горелого. — В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.

Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. — В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.

Мелекесцев И. В. Дешифровочные признаки четвертичных вулканических образований Камчатки. — В сб.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969.

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ФАЦИИ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

(на примере Камчатско-Курильской дуги)

Проявление вулканизма на разных этапах развития островных дуг различно. В зависимости от степени развития островной дуги проявляются характер вулканизма и состав вулканических продуктов. Период формирования островных дуг можно разделить на три этапа.

Для раннего этапа характерна земная кора океанического типа; резко преобладают вулканы основного состава; в условиях наземных и подводных извержений формирование вулканических толщ происходит в подводных условиях. Средний этап развития островных дуг протекает в условиях земной коры переходного типа (субконтинентальной или субокеанической); преобладают вулканы андезито-базальтового и андезитового состава, но значительную роль играют продукты кислого сос-

тава; формирование вулканитов проходит в наземных и подводных условиях, при наземных извержениях. Поздний этап характеризуется континентальной земной корой; вулканиты базальт-липаритового состава при широком проявлении кислого вулканизма. Формирование толщ происходит преимущественно в наземных условиях. Каждый этап дает вулканиты разного состава при неуклонном возрастании доли кислого вулканизма.

Изучение вулканических фаций, особенно кислого состава, как завершающих этапы развития островных дуг, поможет в решении вопросов направленности вулканизма.

ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Миоценовые отложения, предшествовавшие образованию Камчатско-Курильской дуги, представлены преимущественно вулканитами и продуктами их переработки, образовавшимися в геосинклинальных условиях*. Они определяются проявлением основной недифференцированной (видимо подкоровой) магмой. Вулканиты основного состава представлены лавами, часто подушечных текстур, подушечными агломератами, разнообразной пирокластикой, в том числе гиалокластитам, тефроидами, вулканотерригенными и нормально осадочными породами: аргиллитами, алевролитами, известняками, кремнистыми сланцами и железисто-марганцовыми породами. Осадочные породы, по крайней мере главная их масса, образованы не за счет привноса материала с континента, а вследствие длительной и сложной переработки продуктов подводного вулканизма.

Вулканизм геосинклинального типа (в областях развития островных дуг) сменяется своеобразной переходной стадией от геосинклинального к орогенному. Этот начальный этап развития островных дуг также характеризуется проявлением основной недифференцированной магмы, но условия накопления вулканических продуктов отличаются тем, что вулканические постройки начинают воздыматься над уровнем моря и это обуславливает целый комплекс своеобразных вулканических фаций. Значительную роль играют вулканогенно-осадочные и вулканотерригенные породы, образующиеся за счет разрушения воздымающихся над уровнем моря вулканических построек. Среди них также присутствуют лавовые потоки, по-

* Мощные толщ вулканогенно-осадочных пород мелового возраста также формировались в геосинклинальных условиях, но они относятся к более ранней геосинклинали, завершившейся в палеогене.

душечные лавы, подушечные агломераты, гналокластиты, отложения сейсмотектонических обвалов и пирокластика, носящая следы наземного происхождения, но отложенная в прибрежно-морских условиях. В конце начального этапа развития островных дуг наблюдается проявление продуктов кислого состава.

В средний этап развития островных дуг (раннеорогенная стадия) происходит неравномерное преобразование земной коры из океанического типа в переходный или континентальный. Земная кора средней части Курильской островной дуги относится к океаническому типу, но по направлению к Японии и Камчатке она постепенно изменяется от океанического типа к переходному и затем континентальному (Аверьянова и др., 1960; Косминская и др., 1964; Беляевский, Борисов, 1964; Фотиади и др., 1965). С увеличением мощности земной коры и переходом ее из однослойной в двухслойную увеличивается соответственно интенсивность кислого вулканизма. Соотношение кислых и основных продуктов вулканизма на южных Курильских островах таково: на Урупке кислые вулканы составляют около 20%, на Итурупке — 40%, на Кунашире — 60% и на Хоккайдо — 80% (Неверов, 1970). Сравнительное изучение кислого вулканизма Камчатки, Японии и Индонезии, где развита земная кора континентального типа, и центральной части Курильской дуги с океанической корой позволяет предполагать, что интенсивность проявления кислого вулканизма зависит от мощности коры и ее «континентальности».

В соответствии с мощностью земной коры изменяется и характер кислого вулканизма. Так, например, в начальную стадию развития островной дуги с земной корой океанического типа кислый вулканизм проявляется весьма ограниченно, в виде редких экструзий, практически без пирокластика. В областях с земной корой переходного типа для кислого вулканизма характерны пемзовые пирокластические потоки и небольшое количество кислых экструзий, на глубине переходящих в гипабиссальные интрузии. Примерами могут служить южные острова Курильской дуги Уруп, Итуруп, Кунашир. В областях с континентальной земной корой (Камчатка, Япония, Индонезия) кислый вулканизм наиболее интенсивный и сопровождается накоплением мощных толщ игнимбритов и большим развитием экструзий кислого состава, на глубине переходящих в гипабиссальные интрузии*.

В средний и поздний этапы развития островных дуг в областях с корой континентального и переходного типов формируются своеобразные вулкано-плутонические формации.

Островная Курило-Камчатская дуга в период миоцен-четвертичного времени формировалась в несколько фаз. На отдель-

* Точнее — породы экструзий в глубоко эродированных участках имеют облик, присущий гипабиссальным интрузивам (Прим. отв. ред.)

ных участках фазы вулканизма настолько часто сменялись, что приобрели характер контрастных серий.

В ранний этап накапливались вулканы, главным образом андезитово-базальтового состава, которые в конце сменялись андезитами, дацитами и липаритами. В среднем этапе вулканизм проявился в верхнем миоцене и в плиоцен-четвертичное время со сменой основного вулканизма кислым. Максимальное количество продуктов кислого состава проявилось на о. Кунашир, где они представлены преимущественно пирокластикой. Мощность толщ кислых вулканокластических пород достигает 300 м.

Мощность миоцен-четвертичных отложений в пределах Курильской дуги неравномерная и возрастает с юга на север (3500 м на Кунашире, 5000 м на Урупе и 7000 м на Парамушире (Неверов, 1970)), в то время как мощность гранитного слоя увеличивается с середины островной дуги на юг (к о. Кунашир).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЯВЛЕНИЮ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА РАННЕГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Для раннего этапа характерен целый ряд специфических фаций, позволяющих по ним диагностировать аналогичные отложения в древних вулканических формациях. К ним относятся отложения сейсмотектонических обвалов, представленных нагромождением грубообломочного материала, образовавшегося в наземных условиях и переотложенного в прибрежно-морских; подводные пирокластические агломератовые потоки и грязевые из наземных центров извержения, скатившиеся в воду, не подвергаясь перемыву. Широко представлены сложные комплексы прибрежно-морских вулканических отложений, пирокластоосадочных и тефроидов вулканомиктовых пород. Характерно отсутствие кремнистых фаций, что является одним из главнейших диагностических признаков раннего этапа развития островной дуги. В конце начального этапа развития островной дуги возникают экструзии липаритов. Так, на восточном берегу о. Каргинского, в пределах мыса Тонс, среди неравномерно обломочных агломератов туфов андезитово-базальтового состава залегает экструзия липарита. В центральной части экструзии порода обладает вертикальной флюиальностью, по периферии переходит в кластолаву, в которой обломки липарита флюиальной текстуры до 10 см в поперечнике сцементированы липаритовой лавой несколько более светлого оттенка. Липарит характеризуется повышенным количеством кремнезема (72,10%) и щелочей (7,46%). В других пунктах также наблюдались

аналогичные экструзии липаритов того же возраста. Общий объем экструзивного кислого материала исключительно мал и, вероятно, определяется тысячными долями процента к общему количеству вулканитов.

Аналогичные фации раннего этапа развития островной дуги характерны для вулканического массива Карадаг в Крыму. Комплекс вулканических образований Карадага среднеюрского возраста сложен преимущественно грубой пирокластикой (около 80%) и лавами, главным образом андезито-базальтового и андезитового состава. Здесь наблюдается сочетание подводных и наземных вулканитов. Типичные представители подводных образований — подушечные лавы, в которых по периферии подушек отмечена альбитизация плагиоклазов. К наземным относятся отложения агломератовых пирокластических потоков, слагающих верхнюю часть разреза. Агломератовые туфы в районе скалы Чертов Палец (Сфинкс) сложены округлыми и угловатыми обломками до 10—20 см, редко 0,5 м; сортировка и слоистость отсутствуют. Поверхность обломков шероховатая. Участки глыб окислены, вероятно, действием вторичных фумарол. Поэтому при выветривании остаются причудливые останцы, фиксирующие зоны метаморфизованных пород вторичными фумаролами. В заполнителе под микроскопом видны кристаллы с первичными кристаллографическими формами. Вышеперечисленные особенности отложений характеризуют наземные пирокластические агломератовые потоки (Малеев, 1969).

В этом районе, так же как и на о. Карагичском, проявился кислый вулканизм, следствием которого является общеизвестный массив трассов (липарита) Святой горы. Трасс представляет собой своеобразную кластолаву, на 50% состоящую из обломков липарита, угловатой, редко округлой формы размерами от 0,5 до 8 см. К периферии массива приурочены включения обломков туфа и кремней. В центральной части, хорошо обнаженной карьером, угловатые обломки оплавлены и имеют линзовидную форму. В участках интенсивной переработки породы наблюдается полосчатость (светлые полосы представляют переплавленные обломки, а светло-зеленые — основную массу). Породы содержат кремнезема от 69 до 73% и щелочей 5—8%.

По генезису трассов существуют различные мнения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. К. Дьяконова-Савельева (1933) представляли его в виде экструзии, по периферии растрескавшейся и затем снова сцементированной лавой. В. И. Лебединский (1969) отнес эти образования к игнимбрикам. Несмотря на явную обломочную природу трасса, наличие примеси чуждого материала и спекания обломков, описываемые породы нельзя отнести к игнимбрикам. Наиболее вероятно, что трасс представляет собой кластолаву и образовался в результате внедрения в приповерхностную зону дробленного лавового материала и последующего переплавления тонкообломочного материала, сцементировав-

шего крупные. Кислые продукты Крыма и Камчатки относятся к заключительному периоду начального этапа развития островных дуг.

В среднепалеозойских вулканогенных толщах Урала и Средней Азии очень часто встречаются экструзии кислого состава, часть которых, вероятно, также относится к начальному этапу развития островных дуг.

Для кислых продуктов начального этапа развития островных дуг характерно: 1) исключительно малый объем кислых экструзий по отношению к общему объему вулканитов основного состава; 2) экструзии не сопровождаются пирокластикой; 3) судя по Камчатке и Крыму, лавы характеризуются повышенной щелочностью.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЯВЛЕНИЮ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА В СРЕДНЕМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

На о. Кунашир (Курильские о-ва) кислый вулканизм развивался в пределах земной коры переходного типа (субконтинентальной). По составу вулканические отложения варьируют от основных (преимущественно андезито-базальтовых) до кислых. Продукты основного состава представлены главным образом грубообломочной пирокластикой и в меньшей степени лавами (эксплозивный индекс 80—90%). Вулканиты формировались в наземных условиях при интенсивном разрушении морской абразией вулканических построек и накоплении мощных толщ вулcano-терригенных и вулcano-осадочных пород. Вулканические постройки обычно представляют моногенные вулканы высотой 0,5—1,5 км. Несмотря на преобладание пирокластики, лавовые потоки играют существенную роль. В дальнейшем с проявлением кислого вулканизма формируются стратовулканы с кальдерами.

Средний этап островной дуги, обусловившей накопление значительного количества продуктов кислого состава, начался в среднем миоцене. Комплекс вулканогенных отложений среднемиоценового возраста распространен почти по всей Курильской дуге и часто залегает с небольшим угловым несогласием на нижнемиоценовых отложениях. В верхней части разреза значительно распространены пемзовые, пирокластические потоки, иногда с переходом в игнимбриты. Им сопутствуют вулcano-терригенные и диатомовые породы. Верхнемиоцен-плиоценовые породы часто залегают несогласно на более древних отложениях. В нижней части разреза залегают лавы и грубая пирокластика андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава. Верхняя часть разреза, так же как и плиоценовые отложения, сложена пирокластикой, в том числе пемзами кис-

лого состава. Верхнеплиоценовые и четвертичные вулканы имеют основной состав.

Протяженные береговые разрезы о. Кунашир и разведочные скважины на гидротермальном месторождении Горячий пляж показали, что фации кислого вулканизма островной дуги представлены экструзиями кислых пород, игнимбритами, наземными и подводными пирокластическими потоками, горизонтами туфов, тефрой, лахарами, отложениями сейсмотектонических обвалов, фациями оползней и сложными комплексами вулканотерригенных, тефроидных и пирокласто-осадочных пород, образованных за счет перемива вулканитов.

И г н и м б р и т ы развиты среди пемзовых пирокластических потоков плиоценового возраста к северу и западу от Южно-Курильска и подсечены скважинами на Горячем пляже. Они залегают в виде горизонтов мощностью в несколько метров. Степень переплавления пемзового материала невелика, и хорошо видна пирокластическая природа породы и постепенные переходы в спекшуюся пемзу (рис. 1)*.

Н а з е м н ы е п и р о к л а с т и ч е с к и е п е м з о в ы е потоки нижнечетвертичного возраста, развитые к юго-западу от г. Южно-Курильска и на склонах кальдеры Головинна, нивелируют размытую поверхность андезито-базальтового агломератового потока. Видимая мощность пемзовых потоков 5—8 м. Поверхность их близка к горизонтальной. Слоистость и сортировка обломочного материала отсутствуют. По крупности материал разнородный: наблюдаются скопления крупных (5—15 см) обломков пемзы и андезито-базальта, но преобладают обломки 2—10 см в поперечнике. Крупные обломки пемзы имеют округлую форму, мелкие — угловатую с «рваными» поверхностями. Поверхность округлых обломков отсутствует. Пемза светло-серая, с желтым оттенком. Цвет обломков размерами 5—15 см к центру изменяется от розового до красного и фиолетового. Объемный вес пемзы 0,5—0,7; поры обычно вытянутые и имеют неправильную форму. Порфиновые выделения в ней представлены плагиоклазом и пироксеном. Чуждые обломки составляют 5—20%; размеры их 2—5 см, редко 0,5 м, форма угловатая, редко округлая. Они представлены диоритом, андезитом, кристаллами плагиоклаза и кварца. В результате обжига они окрашены в красный цвет.

П о д в о д н ы е п и р о к л а с т и ч е с к и е п о т о к и в плиоценовых отложениях (головнинская свита) фиксируются к югу от пос. Серноводск. Центры извержения, вероятно, находились над уровнем моря, но потоки формировались в прибрежных условиях, так как залегают среди осадочных пород и по-

* Количество игнимбритов гораздо меньше, чем предполагалось прежде (Дуничев, 1969), так как за игнимбриты принимались пемзы, метаморфизованные гидротермальными растворами со сплюснутыми обломками пемзы, напоминающими фьямме.

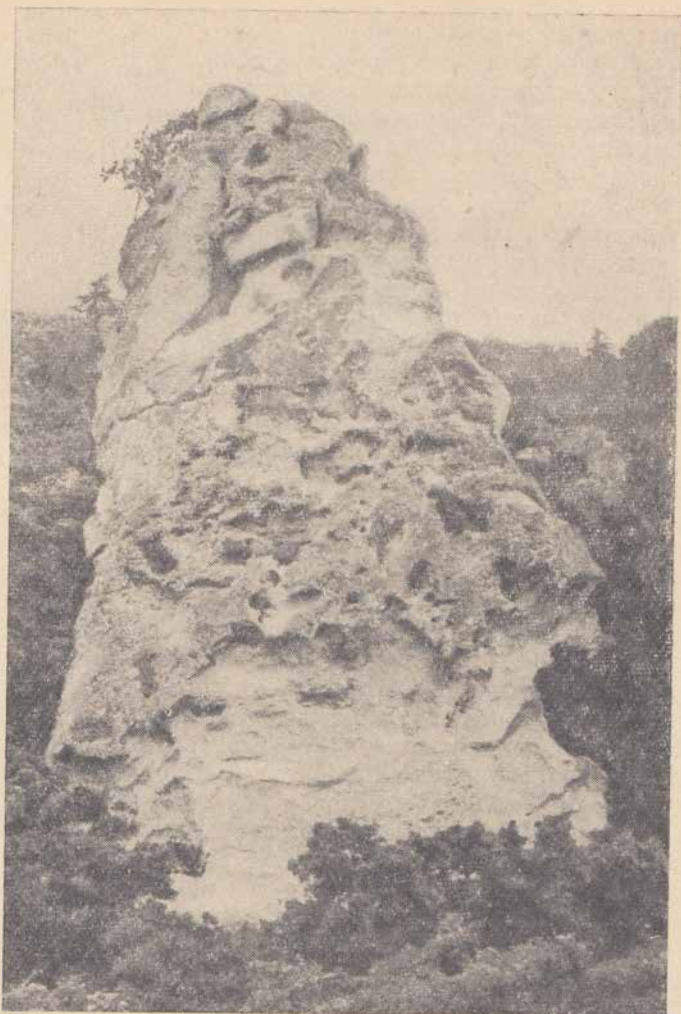


Рис. 1. Пемзовые туфы плиоценового возраста в результате гидротермального метаморфизма приобрели облик игнимбри-тов (о. Кунашир, мыс Столбчатый).

верхности их размыты (рис. 2). Текстурные и структурные признаки подводных потоков близки к таковым наземных потоков. В них также отсутствуют слоистость, сортировка материала. Крупные обломки округлые. В потоках отсутствуют следы обжига, чуждый материал и окисление обломков пемзы. В них нет следов изменений пород вторичными фумаролами и спекания мелкообломочного материала. Объемный вес породы подводных потоков гораздо выше наземных вследствие более плотной укладки мелкообломочного материала.



Рис. 2. Подводные пемзовые пирокластические потоки частично пере-
мыты (о. Кунашир, пос. Серноводск).

Перемытые подводные пирокластические потоки встречаются часто. Иногда в подошве их обнаруживаются остатки пирокластического потока с исходным материалом. Для перемытого пирокластического потока характерны слабая окатанность и полированность обломков. Материал потока расслаивается на пласты мощностью 0,3—0,4 м, в которых отсутствуют слоистость и сортировка. На контакте пропластков материал обогащается окислами железа, увеличивается водная обработка и сортировка обломочного материала.

Лахары распространены среди пемзовых отложений головнинской свиты. Они так же, как и пирокластические потоки, состоят из обломков слабопористой пемзы светло-серого, почти белого цвета. По текстурно-структурным признакам лахары близки к подводным пирокластическим потокам, но в них наблюдается более плотная укладка мелкообломочного материала, а примесь терригенного материала достигает 30%. Крупнообломочный материал часто создает порфирокластическую структуру.

Фация оползней. В прибрежно-морских условиях островных дуг формирование осадков происходит на склонах островов, благодаря чему очень часто происходят подводные оползни, образующие своеобразные текстуры пород (рис. 3).

Прибрежно-морские фации пирокластических, пирокласто-осадочных и вулкано-терригенных пород составляют большую часть разреза. Крупность материала, слагающего головнинскую свиту, колеблется от лапиллевого и гравийного до пелитового. Формирование толщи происходило в результате сноса в море



Рис. 3. Подводные оползни, образовавшиеся во время формирования туффитовой толщи головнинской свиты (юго-восточная часть о. Кунашир).

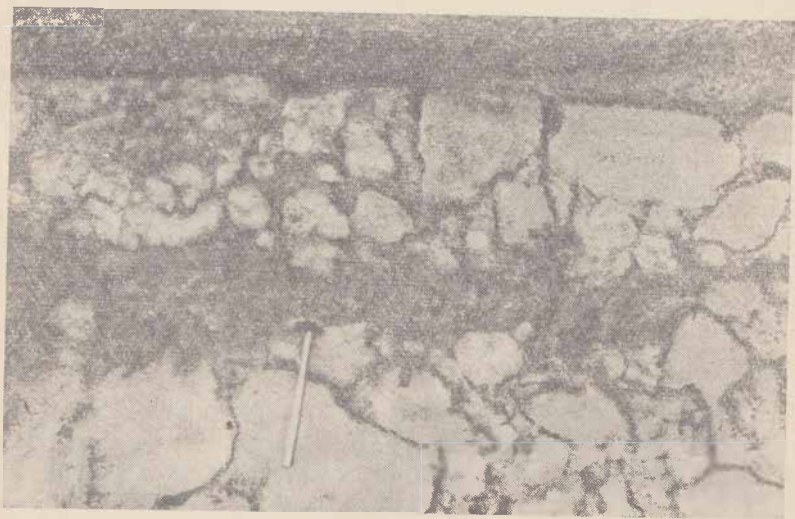


Рис. 4. Отложения сейсмотектонических обвалов в головнинской свите (юго-восточная часть о. Кунашир).

пирокластики различными временными потоками вплоть до лахар, выпадением его в виде тефры и перемывом ранее отложенного материала пирокластических потоков и лахар и уже сцементированных вулканитов. Часто среди них встречаются пизолитовые туфы, отложенные в прибрежно-морских условиях.

Фа́ция сейсмотектонических обвалов. Эти отложения, имеющие большое распространение в отложениях островных дуг, изучены еще слабо. Описываемая нами область головнинской свиты обнажается на берегу океана высотой до 40 м. Описанные выше слабосцементированные отложения образуют вертикальный обрыв, подмываемый прибоем (рис. 4). В сентябре 1969 г., во время 10-балльного землетрясения с эпицентром к востоку от о. Хоккайдо, произошел грандиозный обвал берегового обнажения и разнос глыбового материала на значительное расстояние от берега. Вдоль берегового обрыва образовалась протяженная полоса крупнообломочного материала, который впоследствии был частично перемыт прибоем. Таким образом сформировался сложный пласт гигантобрекчии, состоящий из глыб туфа в несколько метров в поперечнике, туффита и вулкано-терригенных пород, промежутки между которыми выполнялись перемытым материалом из тех же глыб. Точно такие отложения, но уже литифицированные, наблюдались нами в разрезе головнинской свиты в ряде пунктов. Аналогичные отложения миоценового возраста обнаружены на о. Карагинском, в вулканогенных отложениях раннего этапа развития островной дуги. И. В. Мелекесцев (1965) в пределах Восточной Камчатки констатирует около 60 наземных сейсмотектонических обвалов голоценового возраста. В Восточной Словакии в с. Среда Подрогом автором обнаружены сходные отложения в сарматских вулканогенных образованиях. В карьере обнажена толща слоистых липаритовых туфов, переходящая в разрушенную и перемытую зону с угловатыми глыбами диаметром 3—4 м. На левом берегу р. Куры, в пределах г. Тбилиси, возле древней Метехской церкви в обрыве высотой 30—40 м обнажается глыбовая брекчия, известная под названием конгломератов запутанного напластования (Джанелидзе и др., 1955). Слоистая толща туфов, туффитов, аргиллитов и мергелей эоценового возраста разрушена с образованием глыб до 10—20 м в поперечнике. Промежутки между глыбами выполнены тем же, но раздробленным материалом. Г. С. Дзодендзе (1969) полагает, что силой, вызвавшей толчки, разрушившие слоистую толщу, явились подводные извержения вулканов. Эоценовые вулканогенно-осадочные отложения Грузии и сарматские туфы Словакии формировались в условиях близких к островным дугам, и эти образования можно отнести к фации сейсмотектонических отложений. Таким образом, сейсмотектонические отложения представляют типоморфную фацию островных дуг, однако в древних вулканических областях они не распознава-

лись. К «запрещенным» фациям позднего этапа развития островных дуг относятся кремнистые, железистые и марганцовые отложения и глубокоководные подушечные лавы.

Экструзии. Средний и поздний этапы развития островных дуг характеризуются развитием кислых экструзий. В областях, подвергшихся более интенсивной эрозии, наблюдается переход их на глубине в гипабиссальные и близповерхностные интрузии. В период формирования Курильской островной дуги установлено три интрузивных комплекса: 1) нижнемиоценовый; 2) средне-верхнемиоценовый; 3) верхнемиоцен-плиоценовый. Первый представлен породами основного состава, второй — преимущественно среднего (диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов) и третий — среднего и кислого.

Типы вулканических построек. По вулканическим фациям позднего этапа развития островных дуг определяются типы вулканических построек. Они формировались в наземных и подводных прибрежно-морских условиях; последние по мере роста вулканов поднимались над поверхностью. В период основного вулканизма формировались моногенные вулканы высотой 0,5—1,5 км, небольшие стратовулканы, лавовые покровы и пирокластические потоки. В прибрежных условиях стратифицировались горизонты туфов, пирокластоосадочных и тефрогенных пород. В областях проявления дифференцированной магмы формируются полигенные стратовулканы. Вершины вулканов обезглавливаются в результате катастрофических взрывов и обрушения построек после опустошения магматических очагов. В результате образуются двойные и тройные вулканы (типа Сомма-Везувий), кальдеры без внутренних вулканических построек, кальдеры с куполами (кальдера Головина) или шлаковыми конусами (кальдеры Заварицкого, Тао-Русыр). Проявление средней и кислой пирокластике сопровождается разнообразными экструзиями. Они обычно возникают во время формирования кольцевых вулкано-тектонических структур и располагаются вблизи крупных центров извержения. Под экструзиями эрозией иногда вскрываются близповерхностные интрузии. Комплекс вулканических образований, заключающих слабо вскрытые эрозией близповерхностные интрузии, образует своеобразные неэродированные вулкано-плутонические формации.

К областям развития экструзий и близповерхностных интрузий приурочиваются поля гидротермально измененных пород. Как правило, в верхней части развиты фации аргиллизированных пород вторичных кварцитов, в нижней — пропилиты. С ними связан комплекс рудных и нерудных полезных ископаемых. В частности, на южных Курильских островах проявилось медно-полиметаллическое оруденение. В пределах Камчатско-Курильской вулканической гряды действует целая серия современных гидротермальных систем, связанных с проявлением

последней фазы кислого вулканизма. Современные гидротермы несут медь, свинец, цинк, мышьяк, ртуть, цезий и др., и происходит отложение реалгара, аурипигмента, антимонита, метастибнита, киновари, метацинобарита, борнита, галенита и др. (Набоко, 1970; Набоко, Главатских, 1970). Восточная Камчатка является продолжением Курильской дуги. Но здесь более мощная земная кора (проявлен более интенсивно и кислый вулканизм), поэтому ее можно отнести к позднему этапу развития островной дуги. Кислый вулканизм Восточной Камчатки отличается более крупными кальдерами и мощными покровами игнимбритов. По характеру вулканизма эту область можно отнести к орогенной стадии развития геосинклинали.

ДРЕВНИЕ АНАЛОГИ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Изучение вулканических фаций Урала (Магматические формации, 1963, 1969) показало, что в пределах Урала очень четко выделяются два магматических цикла: кембрий—силур и девон—карбон. В пределах каждого цикла выделяется несколько этапов или фаз. Каждый цикл начинается типичным геосинклинальным вулканизмом, который в конце приобретает все особенности вулканизма островной дуги, раннеорогенной стадии. В конце каждого цикла появляются вулканы кислого состава. Площади их развития относительно невелики, но в пределах Магнитогорского мегасинклинория, по данным Т. И. Фроловой (1969), они составляют 5—30% к объему всех изверженных и пирокластических пород. Среди них значительную роль играют пемзовые туфы, игнимбриты* и экструзии, характерны отложения пирокластических потоков, пизолитовые туфы, наземные отложения, прибрежно-морские, сложные наземно-водного происхождения и другие, типичные для островных дуг, в том числе и среднего этапа развития островной дуги. Кальдеры и кольцевые вулкано-тектонические структуры Урала, сопровождающиеся кислой (пемзой) пирокластикой и экструзиями, также характерны для островных дуг. В завершающих этапах вулканизма распространены экструзии и субвулканические интрузии, описанные Г. Ф. Червяковским и К. Н. Рудичем (1970) из среднепалеозойской геосинклинали. По их данным эти образования составляют не менее 50% общего объема кислых вулканических продуктов.

Таким образом, и на Урале формировались такие же вулкано-плутонические формации, характерные для среднего этапа

* Просмотр коллекций игнимбритов показал, что часть из них представляет собой деформированные и метаморфизованные пемзовые туфы.

развития островных дуг. Колчеданное оруденение Урала и медно-полиметаллическое Курильской островной дуги имеют много общего. Следовательно, в пределах Урала в заключительные этапы магматических циклов формировались островные дуги. Образование их начиналось после проявления геосинклинального вулканизма в период ранней стадии орогенного вулканизма. Широкое проявление кислого вулканизма Урала приурочивается к среднему этапу развития островных дуг, а медно-колчеданное оруденение связано не с геосинклинальным, а с раннеорогенным типом вулканизма. Орогенный вулканизм с обширными полями игнимбритов на Урале не проявился; видимо, мощность и тип земной коры того времени не способствовали дифференциации соответствующих количеств расплавов кислого состава.

Как было показано выше, вулканогенные образования Карадага (Крым) относятся не к геосинклинальному типу вулканизма (Лебединский, 1969), а к раннеорогенному, и накопление вулкаников происходило в ранний этап развития островной дуги.

Анализ вулканических фаций в древних вулканических областях позволит определить геоструктурную приуроченность их и перспективность на поиски полезных ископаемых.

О ХИМИЗМЕ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ

Магматические комплексы Камчатки и Курильских островов относятся к нормальному известково-щелочному ряду, характеризуются высокой глиноземистостью и резким преобладанием калия над натрием, что было установлено большим количеством (более 1200) химических анализов изверженных горных пород Камчатки (Петрохимия кайшовской Курило-Камчатской вулканической провинции, 1966).

В пределах магматических комплексов преобладают андезиты-базальты и андезиты, базальты и липариты находятся в подчиненном количестве. Нами приводятся неопубликованные анализы кислых вулкаников (табл.). В кислых вулканиках раннего этапа развития островной дуги, судя по анализам пород о. Карагинского и Крыма, повышено содержание кремнезема и щелочей. Плиоценовые вулканики о. Кунашир (головинская свита), слагающие пемзовые пирокластические потоки, содержат относительно немного кремнезема. Натрий в них резко преобладает над калием. Интересно отметить, что самые молодые наземные пемзовые пирокластические потоки, слагающие внешние склоны кальдеры, относятся к породам среднего состава ($\text{SiO}_2 = 58,33\%$).

Химические анализы вулканитов островных дуг

Компо- ненты	№ образца				
	48	54	113н	108а	120
SiO ₂	72,10	72,24	68,48	69,18	58,33
TiO ₂	0,64	—	0,54	0,24	0,62
Al ₂ O ₃	14,66	8,83	14,38	13,16	16,41
Fe ₂ O ₃	1,32	0,24	2,03	1,47	2,24
FeO	1,12	1,58	2,36	1,72	4,63
MnO	—	0,04	0,09	0,08	0,24
MgO	0,36	0,34	1,36	0,63	2,33
CaO	1,60	2,70	4,83	3,58	6,39
Na ₂ O	4,64	2,63	3,86	3,70	2,76
K ₂ O	2,82	3,13	0,54	1,40	0,52
H ₂ O ⁻	0,24	2,89	0,50	0,32	1,28
H ₂ O ⁺	0,39	3,50	0,86	3,56	2,94
P ₂ O ₅	—	0,03	0,33	0,29	0,31
CO ₂	—	0,59	0,12	0,32	0,57
SO ₃	—	0,02	—	—	—
Сумма	99,89	99,36	100,28	99,65	99,57

Примечание. 48 — липарит о. Карагинского (аналитик М. И. Миловидова); 54 — крупнообломочный трасс из кратера (заимствован из диссертации А. В. Гривакова); 113н и 108а — пемза подводных пирокластических потоков с о. Кунашира; 120 — пемза четвертичного наземного пирокластического потока кальдеры Головнина (аналитик Т. В. Долгова).

ВЫВОДЫ

1. На разных этапах формирования островных дуг проявляется кислый вулканизм, завершающий вулканические этапы.
2. Абсолютное и относительное количество продуктов кислого вулканизма возрастает в каждом последующем этапе.
3. Интенсивность кислого вулканизма увеличивается по мере утолщения земной коры и появления гранитного слоя.
4. Характер проявления кислого вулканизма зависит от мощности и «континентальности» земной коры. В областях с океанической земной корой кислый вулканизм ограничивается редкими экструзиями липаритов. В условиях коры переходного типа широко развиты пемзовые потоки. В областях с континен-

тальной корой имеют место обширные поля игнимбритов и экструзии, переходящие на глубину в гипабиссальные интрузии.

5. С кислым вулканизмом сопряжены гидротермальные процессы и формирование полиметаллических и золоторудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. В кн.: Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Беляевский П. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Сов. геология, 1964, № 9.

Джанелидзе А. И., Схиртладзе Н. И., Рубинштейн М. М. О конгломератах запутанного напластования в зоэне окрестностей г. Тбилиси. — Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. серия, 8 (13), 1955.

Дзоцепидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Дуничев В. М. Неогеновые осадочно-вулканогенные формации о. Кунашра (Курильские острова) и связь с ними эндогенной минерализации. — Геология и геофизика, 1969, № 1.

Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулица Ю. В. Общие черты строения земной коры переходной зоны. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.

Лебединский В. И. Некоторые особенности строения и генезиса вулканогенных толщ Горного Крыма и Донбасса. — В кн.: Магматические формации метаморфизма и металлогения Урала. Свердловск, 1969.

Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. I, II. Свердловск, 1963.

Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. III. Свердловск, 1969.

Малеев Е. Ф. Агломератовые пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.

Мелекесцев И. В. О сейсмостектоических обвалах и оползнях на Камчатке. — Вопросы географии Камчатки, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965.

Набоко С. И. Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970.

Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная ртутная минерализация в кальдере Узон на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1970, 191, № 3.

Неверов Ю. Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. — Автореф. дисс., 1970.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М., «Наука», 1966.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко П. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры

территории СССР в свете геофизических данных. — Геология и геофизика, 1965, № 10.

Фролова Т. Н. Количественная характеристика вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклиория и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.

Черняковский Г. Ф., Рудич К. Н. Субвулканические интрузии Уральской среднепалеозойской геосинклинали и соотношение их с вулканизмом. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

О. И. ВОЛЫНЕЦ

О ВОЗНИКНОВЕНИИ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПИРОМЕТАМОРФИЗМА

В геологической литературе широко распространилось мнение о «сквозькоровом» характере вулканизма и об отсутствии заметного взаимодействия магмы эффузивов с вмещающей средой (Горшков, 1960, 1963, 1967; Мархинин, 1967, и др.). При этом кислые расплавы рассматриваются либо как дифференциаты первичной базальтовой или первичной андезитовой магмы (Горшков, 1967; Грин, 1968, и др.), либо как прямые выплавки из вещества мантии (Matsumoto, 1965; Грин и Рингвуд, 1968).

Однако геологические наблюдения свидетельствуют, что кислые расплавы нередко могут возникать и другим путем — за счет термального воздействия основных магм на кислые магматические, метаморфические и осадочные породы. На подобные процессы в пределах земной коры указывают частично плавленые включения кислых полнокристаллических пород в эффузивах, а также частичное плавление вмещающих пород вокруг некоторых субвулканических образований. При этом в участках максимального плавления возникают породы, практически неотличимые от обычных кислых эффузивов. Такие явления описываются в любой сводной работе общего плана по петрографии магматических и метаморфических пород, как результат пирометаморфизма (Розенбуш, 1934; Лучицкий, 1949; Заварицкий и Соболев, 1961; Елисеев, 1963; Половинкина, 1966, и др.). Существует даже специальный термин для обозначения таких частично плавленых пород — бухит, правда, применяемый только для плавленых песчаников (Петрографический словарь, 1963).

Несмотря на обширные геологические данные по этому вопросу, в отечественной литературе, имеющийся материал не обобщен, что и послужило поводом для написания данного реферативного обзора.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД. МАСШТАБЫ ПЛАВЛЕНИЯ

Наиболее известны случаи плавления аркозовых песчаников и в меньшей степени пелитовых пород в экзоконтактных зонах долеритовых и диабазовых силлов, пекков и даек (Young, 1920; Davidson, 1934; Poldervaart, 1946; Frankel, 1950; Уокер и Полдерваарт, 1950; Ackermann, Walker, 1960; Butter, 1961; Wilson, 1964; Жабин и Черешневская, 1964; Половинкина, 1966; Васильев, 1967, и др.) в областях широкого проявления траппового магматизма, особенно в Южной Африке. Почти столь же обычно частичное плавление осадочных, а также кислых интрузивных, метаморфических и пирокластических пород в связи с базальтами и андезито-базальтами субвулканической фации (Rinne, 1895; Thomas, 1922; Hawkes, 1929; Розенбуш, 1934; Knopf, 1938; Korting, 1954, 1955; Brousse, Rudel, 1964; Fialla Frantisek, 1965; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Sigurdsson, 1968; Масуренков, Вольнец, 1969; Остапенко, 1969; Родиопова, 1970, и др.). Более редки случаи плавления в контактах с ультраосновными породами (Wyllie, 1961 — плавление аркозов в экзоконтактах пикритового силла на Гебридах), щелочными базальтоидами (Fleet, 1908 — частичное плавление филлита на контакте с дайкой камптонита; Holmes, Harwood, 1932 — плавленные ксенолиты микроклинового гнейса в мелилитовых базальтах Уганды; Richarz, 1924 — плавленные включения гранита, песчаника и глинистого сланца в нефелиновом базальте, Северная Бавария) и породами нормального ряда, более кислыми, чем андезито-базальт (Brouwer, 1925 — плавленное включение гранита в бронзит-биотитовом даците; Larsen and Switzer, — 1939 — плавленное включение граиодiorита в андезите; Бузкова, 1969 — плавленные включения грацитов в андезитах Bogoyavlenskaya, 1969 — плавленные включения грацитов в пемзах и игнимбритах дацитового состава).

Изложенные данные показывают, что наиболее часто плавление наблюдается, когда магмы основного состава контактируют с кислыми породами, что вполне естественно и связано с высокой температурой первых и относительной низкотемпературностью вторых.

Масштабы плавления далеко не всегда можно установить, анализируя реферируемые работы, так как во многих случаях описываются плавленные ксенолиты. Однако некоторые данные все же имеются. Так, Knopf (1938) отмечает наличие стекла

в гранодиоритах, вмещающих базальтовый некк диаметром около 50 футов, на расстоянии до 7 футов от контакта. По данным Батлера (Butler, 1961), частично плавленые аркозовые песчаники (бухиты) встречаются на расстоянии до 6 футов от контакта с долеритовым некком (некк образует неправильное тело с максимальной длиной 145 футов при ширине в 85 футов). Askermann, Walker (1960) описывают вокруг силла долеритов мощностью в 50 футов зону бухитов, достигающую 20 футов. Наконец, Al-Rawi, Carmichael (1967), описавшие частичное плавление гранита 200-футовым некком андезито-базальтов, указывают, что первое появление стекла во вмещающих породах происходит на расстоянии примерно 35 футов от контакта с некком (рис. 1).

Таким образом, прямая зависимость между мощностью субвулканических образований и шириной зон частично плавленых пород не установлена. Более того, Б. С. М. Батлер (Butler, 1961), специально отмечает, что витрифицированные породы наблюдаются только в связи с самым небольшим по размерам некком среди аналогичных образований, развитых в изученном им районе. Он полагает, что плавление вмещающих пород обусловлено продолжительным прогревом их при длительном истечении магмы через некк, а сохранение стекла в бухитах связано с резким прекращением притока магмы и быстрым остыванием небольшого объема ее в пределах наблюдаемого некка. В случае же более крупных субвулканических тел остывание фикси-

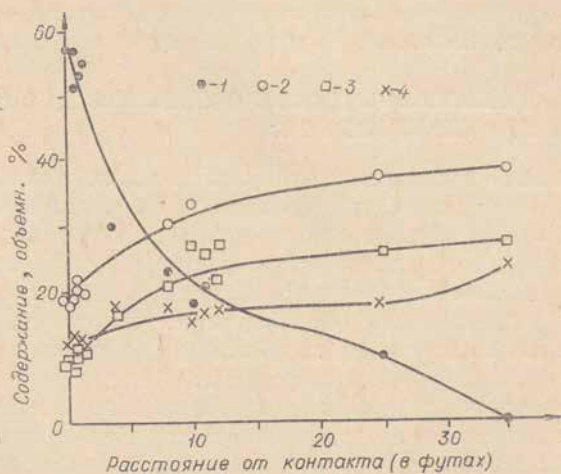


Рис. 1. Распределение стекла и породообразующих материалов в частично плавленых гранитах на контакте с 200-футовым некком андезито-базальтов (Сьерра-Невада, Калифорния, по Al-Rawi and Carmichael, 1967).

1 — стекло, 2 — калиевый полевой шпат, 3 — плагиоклаз, 4 — кварц.

рованных размерами камер объемов расплавов идет достаточно медленно, а следовательно, медленно остывают и контактовые бухиты, что приводит к полной раскристаллизации в них жидкой фазы.

Предполагая, что плавление в контактах некка было обусловлено длительным истечением большого объема магмы через этот канал, Б. С. М. Батлер исходил из практически полного отсутствия ксенолитов и ксенокристаллов вмещающих пород в долеритах некка. Однако в ряде других известных случаев частичного плавления такие ксеногенные включения обычны (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Knopf, 1938). Более того, по данным Кнопфа (Knopf, 1938), описавшего плавление гранодиоритов небольшим некком базальтов, среди последних не встречается разностей, хоть в незначительной мере не контаминированных, а преобладающие содержат такое большое количество ксенолитов и ксенокристаллов, что местами приобретают облик густопорфировых полевошпатовых андезитов. И если вслед за Б. С. М. Батлером заключить, что субвулканические тела, в связи с которыми известны случаи пирометаморфизма, завоевывали себе пространство скорее проплавлением, чем продавливанием, то весьма вероятно, что в случае, описанном Кнопфом, наблюдается как раз подобный фронт проплавления.

Говоря о мощности зон частичного плавления вокруг субвулканических тел, необходимо подчеркнуть, что наблюдаемые зоны витрификации образовались в условиях малых давлений на очень небольших глубинах, где расплавы, застывая, давали породы эффузивного облика с порфировой структурой и тонкокристаллической основной массой, нередко содержащей стекло.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАСТИЧНО ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД

Термальное воздействие субвулканических тел на вмещающие породы выражается прежде всего в изменении текстур пород. Песчаники (Розенбуш, 1934), а иногда и магматические породы (Knopf, 1938), вмещающие некки и силлы, в ряде случаев приобретают столбчатую отдельность, хотя она может и не проявляться в вулканических образованиях. Аркозы становятся более темными, со стекловатым обликом и хрупким изломом, пелитовые сланцы — более плотными.

Даже за пределами зоны витрификации во вмещающих породах и центральных частях некоторых крупных ксенолитов, как следствие термального метаморфизма, происходит изменение оптических свойств, структур и строения минералов. Так, угол оптических осей калишпата и кислого плагиоклаза уменьшается, причем первый, независимо от начального состояния, переходит в сапидин при приближении к контакту (Richardz, 1924; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Butler, 1961). Подобное из-

менение оптических свойств полевых шпатов и переход их в менее упорядоченные состояния наблюдаются в ксенолитах вмещающих пород в субвулканических и гнэбиссальных образованиях и в экзоконтактовых зонах их и в тех случаях, когда следов плавления не отмечается (Wright, 1967; Steiger, Hart, 1967; Индолев и Жданов, 1967).

Полевые шпаты и кварц становятся трещиноватыми, а некоторые крупные зерна их гранулируются. В ряде случаев отмечается перекристаллизация краевых частей зерен кварца в гранобластовый агрегат; при этом показатель преломления кварца понижается, а $2V$ возрастает (Бузкова, 1969). При соответствующей перекристаллизации калишпата образуются микрогранофировые, аксиолитовые и фельзосферитовые срастания его с кварцем. Плагноклаз, если он изначально был сосюритизирован, очищается от продуктов изменения и частично регенерируется (Бузкова, 1969). В аркозах при приближении к контакту с интрузивными породами границы зерен кварца и полевых шпатов становятся диффузионными (Butler, 1961).

Биотит сначала изменяет цвет до коричнево-красного, а затем быстро мутнеет за счет развития окислов железа. В зоне, предшествующей плавлению, он обычно целиком опацизируется либо распадается на тонкозернистый агрегат окислов железа, титана, ортопироксена и натрового плагноклаза (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Butler, 1961). Мусковит желтеет, иногда в базальных пластинках его обнаруживаются сростки игольчатых кристаллов муллита (Butler, 1961). В пелитах на границе между пластинками слюды и зернами кварца возникают реакционные каймы калишпата. Роговая обманка замещается пылевидными окислами железа, размеры зерен которых растут при приближении к контакту. По аксессуарному гранату развиваются окислы железа и тонкозернистый слюдистый материал; сфен также окружен каймами окислов железа.

Первые следы стекла в породах появляются на границах зерен кварца и калиевого полевого шпата (Knopf, 1938; Askermann, Walker, 1960) или практически одновременно на границах зерен кварца — калишпата, кварца — плагноклаза, кварца — слюды (Butler, 1961; Al-Rawi, Carmichael, 1967). Некоторые авторы, изучавшие подобные частично плавленные породы в ксенолитах, полагают, что первое стекло образовалось за счет водных железисто-магнезиальных минералов (биотита и амфибола), а уж потом плавилась полевые шпаты и кварц (Sigurdsson, 1968). Однако выше (на основании материалов по разрезам контактово-метаморфизованных пород вокруг интрузий) было показано, что биотит и амфибол опацизируются еще до начала плавления в зоне, предшествующей ему.

Увеличиваясь, расплав пропизывает всю породу и фиксируется в виде жилок и залежей стекла. Наконец, в зоне максимального плавления количество стекла достигает 40—75%, и породы

приобретают вид настоящих эффузивов, вкрапленники в которых являются реликтовыми минералами материнских пород.

Характерной особенностью реликтовых полевых шпатов в этих зонах (равно как и ксенокристаллов их в вулканических породах) является широкое развитие ситовидных, губчатых, сотовидных структур и структур типа отпечатков пальцев (рис. 2). Такие структуры развиваются сначала в краевых зонах кристаллов, но постепенно захватывают их целиком. Появление их знаменует, по мнению большинства исследователей, начало плавления полевых шпатов и обусловлено предпочтительным плавлением вдоль плоскостей спайности кристаллов, трещинок в них, а в калишпатах, кроме того, вдоль пертитовых вростков минерала-хозяина (Richardz, 1924; Guppy, Hawkes, 1925; Tidmarsh, 1932; Holmes, Harwood, 1932; Davidson, 1935; Knopf, 1938; Larsen, Switzer, 1939; Reynolds, 1952; Wyllie, 1961; Butler, 1961; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Бузкова, 1969, и др.). Кристаллы полевых шпатов приобретают при этом мозаичный облик и состоят из отдельных маленьких кристалликов, сохраняющихся тем не менее даже в участках максимального плавления как единое целое с единой оптической ориентировкой.

Наблюдающееся явление весьма сходно с плавлением плагиоклаза и оливина в метеоритах (Чирвинский, 1935; Григорьев

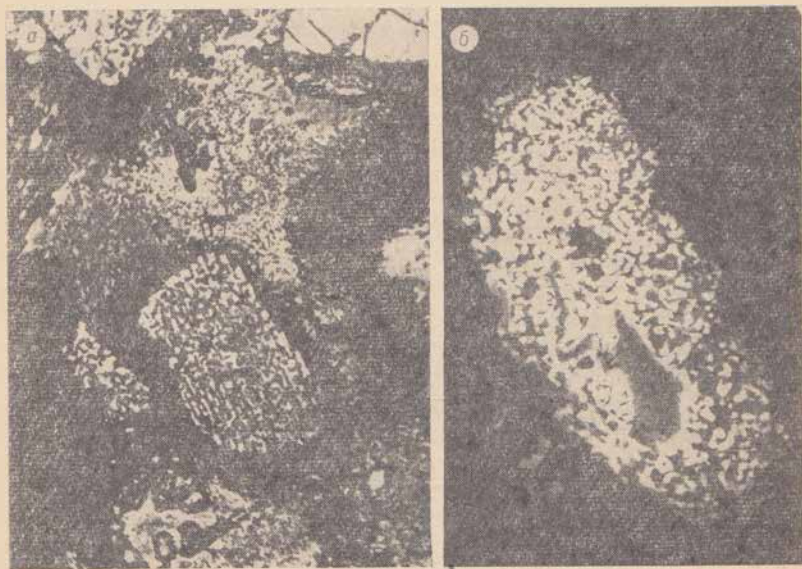


Рис. 2. Кристаллы плагиоклаза с губчатой структурой в породах, претерпевших частичное плавление:

а — из плавленого ксенолита тоналита в андезитовом некке (по Larsen and Switzer 1939, fig. 3); б — из плавленого ксенолита гранита в андезите.

ев и Язлыкская, 1967) и полевых шпатов во взрывных кратерах (Шорт, 1968; Bunch, 1968). Губчатые и ситовидные ядра плагиоклазов могут быть окружены тонкими чистыми каймами новообразованного плагиоклаза.

Во все стадии плавления кварц остается чистым с резкими, но неправильными границами со стеклом и обычными бухтообразными заливами его. Трециноват кварц заметнее, чем в материнской породе, и нередко жилки стекла проникают в зерна кварца, причем образуются отдельные изолированные островки с единым угасанием. В ряде случаев на границе зерен кварца со стеклом обнаруживаются каймы тридимита (Wilson, 1964; Wyllie, 1961; Butler, 1961; Knopf, 1938; Thomas, 1922), обычным является обрастание реликтовых зерен кварца бахромой мелких кристалликов клинопироксена (Larsen, Switzer, 1939; Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961, и др.) или ортопироксена (Al—Rawi, Carmichael, 1967; Knopf, 1938).

В участках максимального плавления циркон корродируется и округляется, шпинель окружается каймами кордиерита, последний иногда в смеси с пироксеном развивается также вокруг губчатых кристаллов граната (Ackermann, Walker, 1960).

В зонах интенсивного плавления калишпат в породах полностью исчезает нередко раньше плагиоклаза (Larsen, Switzer, 1939; Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961). Однако это не всегда так. Например, У. Эл-Рауи и И. С. Е. Кармихаэл (Al—Rawi, Carmichael, 1967) указывают, что по разрезу от пеметаморфизованного грашита до зоны максимального плавления в контакте с нечком андезито-базальтов наблюдается прогрессивное и параллельное уменьшение содержания калишпата и плагиоклаза, указывающее на то, что оба полевых шпата растворяются в равной мере. В то же время кварц не переходит в расплав так же быстро, как полевые шпаты, и по сравнению с последними обогащает остаточную кристаллическую ассоциацию, что особенно хорошо заметно в непосредственном контакте с нечком (см. рис. 4). С другой стороны, в экспериментах Е. Х. Кранка и Р. В. Оджи (Krank, Oja, 1960) по частичному плавлению грашитов, наблюдалась более высокая по сравнению с полевыми шпатами скорость перехода в расплав кварца. Очевидно наиболее раннее исчезновение того или иного силикатного минерала в частично плавленной породе (т. е. более быстрый переход одного из минералов в расплав по сравнению с другими) обусловлено первичным составом ее и может быть предсказано, исходя из положения фигуративной точки состава породы в том или ином поле системы $Or—Ab—SiO_2—H_2O$.

Стекло плавленных пород черное или коричневое, чистое или мутное, полностью изотропное или частично девитрифицированное с показателем преломления 1,495—1,511. Характерна высокая пористость стекла и наличие в нем трецинок перлитовой отдельности. При девитрификации стекла образу-

ются фельзитовые, фельзосферитовые или сферолитовые агрегаты, представляющие собой тонкие сростания кварца и полевого шпата. Как правило, в стекле содержится новообразованная кристаллическая фаза, иногда достаточно крупная, чтобы ее можно было идентифицировать (микролиты), а иногда слишком мелкая, чтобы определить минеральный состав (скопулиты, глобулиты, маргариты, трихиты). Среди микролитов чаще всего отмечаются иголки гиперстена, призматические кристаллы клинопироксена, лейсты плагиоклаза (Rinne, 1895; Knopf, 1938; Larsen, Switzer, 1939; Butler, 1961; Бузукова, 1969, и др.), реже кордиерит (Thomas, 1922; Korting, 1954; 1955; Wyllie, 1959; Ackermann, Walker, 1960; Остапенко, 1969), секториальные двойники тридимита, еще реже в бухитах по глинистым сланцам шпинель, силлиманит, корунд (Thomas, 1922; Korting, 1954, 1955; Butler, 1961).

СОСТАВ СТЕКОЛ В ЧАСТИЧНО ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОДАХ

Стекла частично плавленых пород являются типичными перлитами, содержащими до 4—6,5% H_2O^+ . Б. С. М. Батлер (Butler, 1961), изучая изменение показателя преломления стекла по отношению к общему содержанию воды в образце (согласно методике Ross and Smith, 1955), пришел к выводу, что большая часть воды, содержащейся в стекле, имеет вторичное происхождение, обусловлена поздней гидратацией его и не связана прямо с количеством водной составляющей в жидкой части бухита во время метаморфизма. Отсюда следует важный вывод, что содержание воды в стекле не может быть использовано для определения температуры и давления метаморфизма.

Химические составы стекол из частично плавленых осадочных пород и гранитов (табл. 1—3) близки между собой, а также сходны с составами природных остаточных стекол из некоторых андезитов (Elliott, 1956) и обсидианов (Carmichael, 1960). Пересчет анализов стекол и содержащих их частично плавленых пород на нормативные составы и нанесение их на треугольную диаграмму $Oz-Or-Ab$ (Tuttle, Bowen, 1958) показывают приближение составов стекол по сравнению с составами плавленых пород к котектическим составам при давлении от 500 до 2000 кг/см² (рис. 3). Однако лишь некоторые фигуративные точки составов стекол ложатся вблизи точек низкотемпературного тройного минимума при этих давлениях.

У. Эл-Рауи и И. С. Е. Кармичаэл (Al-Rawi, Carmichael, 1967) указывают, что расплавы, возникшие при частичном плавлении гранитов, больше обогащены ортоклазом, чем породы, за счет которых они образовались. Последнее подтверждается также данными Larsen and Switzer (1939), тогда как материалы других авторов (Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961) приво-

Таблица 1

Химические составы пирометаморфических пород, стекла из них и исходных неметаморфизованных пород

Компо- ненты	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	78,86	71,88	71,93	73,88	70,41	78,02	74,44	71,60	70,15	70,42	71,41	69,97	69,83	72,72	69,26	67,62	71,29	72,60
TiO ₂	0,16	0,44	0,40	0,31	0,22	0,21	0,35	0,32	0,75	0,28	0,31	0,32	0,26	0,17	0,53	0,77	0,29	0,20
Al ₂ O ₃	10,43	12,00	12,02	11,64	14,14	9,86	11,71	12,14	13,24	12,54	14,43	14,48	13,36	12,34	14,22	14,22	12,69	13,1
Fe ₂ O ₃	0,88	1,19	1,12	0,90	0,70	0,63	1,14	0,79	1,90	0,89	0,97	1,23	0,88	0,85	1,23	2,25	1,22	0,90
FeO	0,29	1,87	0,86	1,29	1,37	0,43	0,85	0,80	1,43	0,67	1,01	0,82	0,70	0,24	2,94	1,92	0,69	0,5
MnO	0,01	0,03	0,03	0,04	n/o	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	—	—
MgO	0,10	0,10	0,06	0,11	0,27	0,10	0,75	0,62	1,08	0,52	0,55	0,55	0,43	0,12	1,54	1,78	0,41	0,10
CaO	1,28	1,84	1,00	1,50	0,53	1,44	1,98	0,79	2,58	0,96	1,66	1,92	0,60	0,38	3,52	3,34	0,77	1,1
Na ₂ O	1,15	3,50	4,00	3,75	4,00	2,75	2,97	3,68	2,88	3,29	3,39	3,27	2,95	2,68	3,59	7,92	4,19	3,8
K ₂ O	5,70	2,30	3,40	1,85	2,56	3,20	1,85	2,97	2,25	3,00	4,68	4,42	6,42	5,72	2,34	1,69	3,54	2,30
P ₂ O ₅	0,11	0,23	0,21	0,16	0,12	0,13	сл.	сл.	0,05	0,04	0,09	0,08	0,06	0,04	0,03	0,08	—	0,20
H ₂ O ⁺	0,59	4,00	5,00	4,26	5,04	2,97	3,86	6,07	3,03	6,43	1,68	3,00	4,06	4,46	0,42	2,11	4,57	5,40
H ₂ O ⁻	0,23	0,25	0,35	0,29	0,22	0,33	0,48	0,36	0,84	0,77	0,12	0,16	0,07	0,12				
Σ	99,79	99,68	100,38	99,98	99,59	100,09	100,43	100,16	100,21	100,44	100,36	99,97	99,68	99,82	99,57	99,73	99,66	99,70

Химические составы пирометаморфических пород, стекол из них
и исходных неметаморфизованных пород в пересчете на безводный остаток

Компо- ненты	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	79,7	75,3	75,7	77,4	74,5	80,6	77,46	76,40	72,82	75,53	72,45	72,28	73,08	76,30	69,85	69,26	74,96	76,5
TiO ₂	0,16	0,40	0,40	0,20	0,20	0,21	0,36	0,34	0,78	0,30	0,31	0,32	0,26	0,17	0,53	0,77	0,29	0,2
Al ₂ O ₃	10,5	12,5	12,7	12,2	15,0	10,2	12,19	12,95	13,74	13,45	14,64	14,95	13,98	12,94	14,24	14,56	13,34	13,8
Fe ₂ O ₃	0,88	1,2	1,2	0,9	0,7	0,63	1,19	0,84	1,97	0,95	0,97	1,27	0,88	0,85	1,24	2,30	1,28	1,0
FeO	0,29	2,00	0,9	1,4	1,5	0,43	0,89	0,85	1,48	0,72	1,01	0,83	0,70	0,24	2,96	1,94	0,71	0,5
MnO	0,01	0,03	0,03	п/о	п/о	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	—	—
MgO	0,40	0,10	0,1	0,20	0,3	0,1	0,78	0,66	1,12	0,56	0,55	0,55	0,43	0,12	1,55	1,79	0,41	0,1
CaO	1,28	1,9	1,1	1,6	0,6	1,45	2,06	0,84	2,68	1,03	1,66	1,98	0,60	0,38	3,55	3,41	0,78	1,2
Na ₂ O	1,15	3,8	4,2	3,9	4,2	2,81	3,09	3,93	2,99	3,53	3,44	3,37	3,08	2,81	3,61	3,94	4,39	4,00
K ₂ O	5,70	2,5	3,6	2,0	2,7	3,24	1,93	3,17	2,34	3,86	4,75	4,56	6,72	6,00	2,36	1,71	3,67	2,5
P ₂ O ₅	0,11	0,2	0,2	0,1	0,1	0,13	сл.	сл.	0,05	0,04	0,09	0,08	0,06	0,04	0,03	0,08	—	0,2
Σ	99,88	100,2	100,4	100,2	99,8	99,82	99,97	100,0	100,0	100,0	99,93	100,24	99,85	99,89	99,95	99,79	99,83	100,0

Нормативные составы пирометаморфических пород, стекол из них и исходных неметаморфизованных пород

Элементы	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Q	47,5	38,6	33,7	41,2	35,0	47,2	44,6	36,4	37,6	34,8	29,0	28,9	26,0	34,3	23,38	26,64	30,34	39,8
Or	33,9	13,3	20,0	11,1	15,6	18,9	10,9	17,6	13,3	21,2	27,8	26,2	37,8	34,0	13,90	10,04	21,43	13,36
Ab	10,0	29,3	34,1	32,0	34,1	23,1	25,1	31,2	24,1	27,9	28,8	27,8	25,2	22,6	30,39	33,01	35,63	31,93
An	5,6	8,1	4,2	6,7	2,0	5,3	9,8	3,9	12,8	4,7	7,8	8,9	2,8	1,7	15,29	16,69	3,89	4,73
C	0,2	0,9	0,2	0,9	3,9	—	1,2	1,4	1,4	1,5	0,9	1,0	0,5	1,1	—	—	0,51	2,65
Wo	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
En	0,3	0,3	0,2	0,3	0,7	0,3	1,9	1,5	2,7	1,3	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Fs	—	1,7	—	1,1	1,5	—	—	—	—	—	2,1	1,4	1,4	0,3	6,47	5,89	—	—
Mt	0,5	1,9	1,6	1,4	0,9	0,7	1,7	1,1	2,5	1,3	1,4	1,8	1,4	0,5	1,86	3,25	1,39	0,93
Hm	0,6	—	—	—	—	0,2	—	—	0,2	—	—	—	—	0,5	—	—	0,32	0,32
Il	0,3	0,8	0,8	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	1,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,3	0,91	1,52	0,61	0,46
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—	—	—	0,2	0,2	0,1	0,1	—	—	—	0,34
Ol	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,53	—	—	—
Mg met	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
H ₂ O	0,8	4,2	5,4	4,5	5,3	3,3	4,3	6,4	3,9	7,2	1,2	3,2	4,1	4,6	0,42	2,11	4,57	5,4
Σ	100,0	99,4	100,5	100,1	99,8	100,1	100,1	100,1	100,0	100,5	100,4	100,0	99,7	100,0	99,15	99,12	99,89	100,25

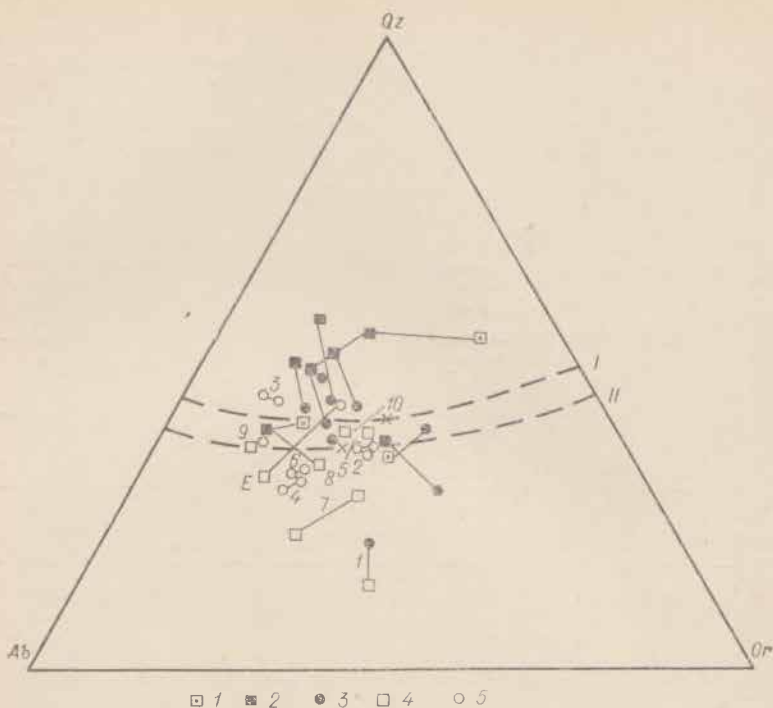


Рис. 3. Нормативные составы неметаморфизованных пород, частично плавленных пород и стекол из них, а также некоторых эффузивных пород и их стекол на фазовой диаграмме QZ—Ab—Or (по Tuttle end Bowen, 1958):

1 — неизменные родоначальные породы; 2 — частично плавненные породы; 3 — стекла из них; 4 — эффузивные породы, 5 — стекла из них (1—3 — анализы из табл. 1—3); 4—5 — по Carmichael, 1960 и Elliot, 1956). Пунктиром показаны граничные кривые для различных давлений водяного пара (I — 500 кг/см², II — 2000 кг/см²).

дят к прямо противоположному выводу. Тем не менее, расчеты на основе анализов из табл. 4—3 показывают, что в регенерированных расплавах общее количество нормативного щелочного полевого шпата, отнесенное к количеству нормативного кварца, прямо связано с этой величиной в исходных породах. Чем выше значение отношения $\frac{Ab+Or}{Q}$ в исходной породе, тем выше оно в выплавках (стеклах) из этой породы. При этом при увеличении количества расплава увеличивается величина $\frac{Ab+Or}{Q}$ (табл. 4).

Отчетливая корреляция прослеживается также между составами стекол и частично плавненных пород, из которых эти стекла выделены в отношении содержания ортоклаза и величин отношений $\frac{Ab}{An}$, $\frac{Ab}{Or}$, $\frac{Q}{Or}$ (рис. 4), причем содержание ортоклаза и значения $\frac{Ab}{An}$ в стеклах выше, чем в плавненных породах,

Значение $\frac{Ab+Or}{Q}$ в метаморфизованных породах и стеклах, возникших при частичном плавлении их

Исходная порода	Среда		
	в исходной породе	в стекле при кол-ве его	
		40%	60%
Гнейс*	0,82	—	1,30
Аркоз	0,92 (№ 1)	1,43 (№ 5)	1,61 (№ 3)
Тоналит	1,56 (№ 15)	—	1,84 (№ 17)
Гранит	1,95 (№ 11)	1,73 (№ 13)	2,42 (№ 14)

* Рассчитано из диаграммы, приведенной в работе Г. фон Платена (1967). Цифры в скобках—номера анализов в табл. 1—3.

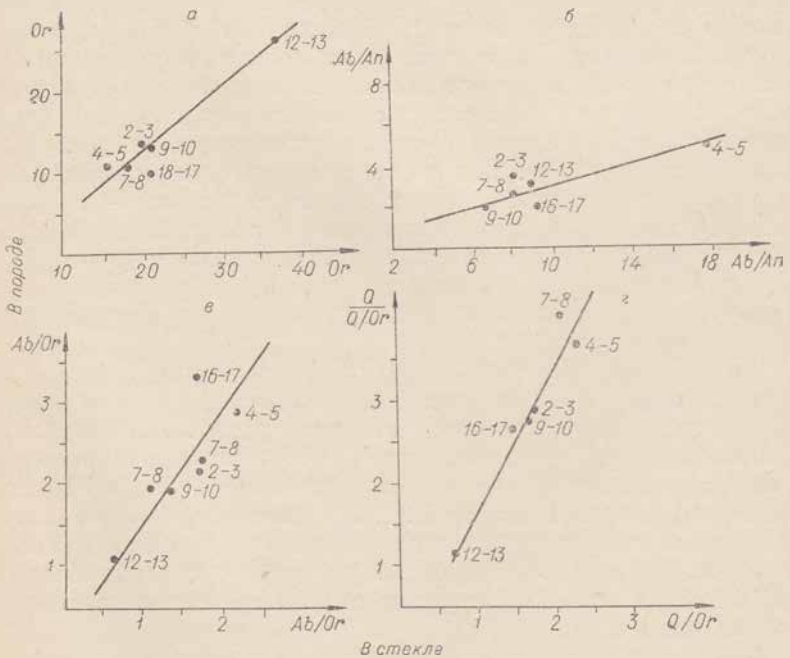


Рис. 4. Диаграммы, показывающие связь между нормативными составами частично плавленных пород и стекол из них:

а — содержание ортоклаза; б — отношение Ab/An ; в — отношение Ab/Or ; г — отношение Q/Or . Цифры у фигуративных точек соответствуют номерам анализов в табл. 1—3.

а Ab/Og и Q/Og шже. Таким образом, учитывая высокую степень плавления в анализированных образцах (20—60% стекла), можно отметить, что при достаточно большом количестве регенерированного расплава состав последнего зависит от состава плавящегося субстрата.

ПРИЗНАКИ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПЛАВЛЕНИЯ В ПОЛНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Непременным ингредиентом всех описанных выше частично плавленных пород является более или менее девитрифицированное вулканическое стекло, что собственно и дает возможность определенно говорить о плавлении первично полнокристаллического магматического, метаморфического или осадочного субстрата за счет термометаморфизма. Однако стекло в породах может сохраниться только в случае быстрого остывания их. Последнее возможно, если вызывающие плавление магматические тела сами остывают быстро, т. е. если образование их происходит в условиях малых глубин, а размеры пегматитов велики. Действительно, во всех известных случаях частичное плавление описывается только в связи с небольшими по размерам субвулканическими интрузиями, некками, дайками, силлами, сложенными породами эффузивного облика. Возникающая в контактах более глубоинных или более крупных субвулканических тел жидкая фаза должна быть полностью раскристаллизована вследствие более медленного остывания их, и поэтому в таких случаях зафиксировать признаки плавления в контактово-метаморфизованных породах очень трудно, зачастую невозможно. Тем не менее в ряде петрографических работ приводятся достаточно убедительные геолого-петрографические данные, свидетельствующие о происхождении некоторых полнокристаллических контактово-метаморфизованных пород за счет раскристаллизации гранитных расплавов, возникших при тепловом воздействии основных интрузий на вмещающие их породы.

Такие породы описаны, например, А. А. Полкановым (1913) в контактовых ореолах жил докембрийских диабазов среди гнейсо-гранитов на Кольском полуострове; М. А. Фаворской (Белянкин и др., 1943; Фаворская, 1947) в контактах мезозойской интрузии диабазов с палеозойскими гранитами в Верхней Сванетии (Большой Кавказ); Н. Г. Судовиковым (1939) в контактах докембрийских диабазов с гранитами на о. Еловом (Белое море); А. Кахма (А. Kahma, 1951) в связи с докембрийскими диабазами по исходным породам состава гранита и песчаника в Финляндии и др.

При этом в двух первых случаях палингенные породы локализуются в виде залежей у контактов интрузий и имеют постепенные переходы к неметаморфизованным породам, а в двух

последних — слагают маломощные (до 3 см) короткие жилы, нередко секущие основные интрузии. Все перечисленные авторы указывают, что контактово-измененные породы характеризуются наличием микропегматитовой, микрографической или гранофировой основной массы, в которую погружены оплавленные зерна кварца и полевых шпатов, в то время как неметаморфизованные исходные породы имеют обычные структуры магматических пород, например аллотриоморфнозернистые для гранитов, описанных А. А. Полкановым, аллотриоморфнозернистые и местами катакластические для гранитов, описанных М. А. Фаворской. При этом А. А. Полканов указывает на такие характерные особенности пород, как возникновение гранофировых сростков прежде всего на границе кварца и полевого шпата, одинаковую ориентировку кварца сростков и недоплавленного кварца зерен, неизменяемость состава полевого шпата при образовании гранофировых сростков, сходное количественное соотношение кварца и полевого шпата в таких сростках и т. д. Большинство перечисленных авторов полагает, что микропегматиты и гранофиры образовались за счет раскристаллизации эвтектоидного расплава, выплавленного из вмещающих пород при тепловом воздействии основных интрузий.

Рассматривая особенности геологического положения таких контактово-метаморфизованных пород, их структуры, морфологию минералов и т. д. совместно с аналогичными данными по плавленным породам, в которых стекло сохранилось и где факт плавления не вызывает сомнения, можно заключить, что приводимые доказательства палингенного генезиса контактово-метаморфизованных пород во всех упомянутых выше случаях являются достаточно убедительными. Изложенные сведения по раскристаллизованным палингенным породам представляют тем больший интерес, что такие породы, претерпевшие вторичное плавление за счет контактового пирометаморфизма, а позднее полностью раскристаллизованные, обычно пропускаются при геологических исследованиях, а наблюдающиеся в них весьма характерные микропегматитовые и гранофировые структуры основной массы рассматриваются либо как нормально-магматические, либо, в лучшем случае, как структуры перикристаллизации в твердом состоянии.

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ГЕНЕРИРУЮЩЕГО И ГЕНЕРИРУЕМОГО РАСПЛАВОВ

Образовавшиеся в результате пирометаморфизма расплавы в большинстве случаев практически не смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы, может быть вследствие своей высокой вязкости. Так, Б. С. Батлер (Butler, 1961) отмечает лишь двухсантиметровую зону гибридных пород

на контакте долеритового некка с бухитами. Нацело отсутствуют породы смешанного состава на контакте некка андезитобазальтов с плавленными гранитами в случае, описанном У. Эл-Рави и И. С. Е. Кармихаэлом (Al-Rawi, Carmichael, 1967). Обычно четкие контакты с вмещающими породами имеют плавленные включения (Larsen, Switzer, 1939; Бузкова, 1969; Масуренков, Волюнец, 1969, и др.). Наконец, по данным П. Б. Аккермана и Ф. Уокера (Ackermann, Walker, 1960), зоны гибридных пород на контакте долеритов Хейлбронского силла с аркозами достигают местами двух футов, причем под микроскопом гибридные породы выглядят как механические смеси двух полужидких—полутвердых масс.

Ассимиляция (т. е. прямое усвоение) вмещающих пород магмой наблюдается достаточно редко. Так, Б. С. М. Батлер (Butler, 1961) описал в эндоконтактной зоне долеритового некка небольшие овоидные выделения фельзитового материала, которые он рассматривал как продукт ассимиляции аркозов. По данным Кнопфа (Knopf, 1938), в интенсивно контаминированных интрузивных базальтах, с которыми связано частичное плавление гранодиоритов, за счет ассимиляции последних появляется большое количество кислого стекла с показателем преломления 1,505. Отчетливые признаки плавления и растворения обнаруживаются также в ксенокристаллах в вулканических породах (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Reynolds, 1952; Holmes, Harwood, 1932; Guppu, Hawkes, 1925, и др.).

Довольно противоречивы данные о наличии или отсутствии обмена веществом между внедрившейся магмой и генерируемым во вмещающих породах расплавом.

Е. С. Ларсен и Ж. Швитцер (Larsen, Switzer, 1939), а также У. Эл-Рави и И. С. Е. Кармихаэл (Al-Rawi, Carmichael, 1967), основываясь на высокой сходности составов частично плавленных пород и соответствующих им неметаморфизованных пород, приходят к выводу об отсутствии сколь-либо существенного привноса—выноса при формировании вторичных расплавов*. Отличия плавленных и исходных пород заключаются только в более высокой степени окисленности железа в первых и большей насыщенности их водой (см. анализы 10—11 и 15—16 в табл. 1—3). Высокое содержание воды в плавленных породах и стекле из них послужило Е. С. Ларсену и Ж. Швитцеру основанием для вывода о необходимости привноса летучих (особенно воды) для того, чтобы плавление имело место. Однако выше было показано, что большая часть воды в стеклах может быть образована за счет вторичной гидратации их (Butler,

* Особенно наглядно это видно по нормативным⁷ составам пород (табл. 3) и химическим составам их, пересчитанным на безводный остаток (табл. 2).

1961) и, во всяком случае, нынешнее содержание воды в стеклах не соответствует истинному содержанию ее в расплаве. Что касается более высокой степени окисленности железа в плавленных породах, то последняя, по-видимому, обусловлена окислительной обстановкой при плавлении и не связана с привнесом (общее содержание железа в метаморфизованных и исходных породах идентично).

Однако в ряде случаев трансфузия элементов магмы во вмещающие породы, по-видимому, сопровождается плавлением. К такому выводу, например, пришли П. Б. Аккерманн и Ф. Уокер (Ackermann, Walker, 1960), основываясь на некотором увеличении показателя преломления стекла в витрифицированных аркозах при приближении к контакту с долеритовым некком (от 1,498 до 1,511). Б. С. М. Батлер (Butler, 1961) указывает, что в плавленных аркозах на контакте с долеритовым некком происходит уменьшение содержания K_2O и увеличение Na_2O , тогда как в ассоциирующих пелитовых сланцах — увеличение K_2O и незначительное уменьшение Na_2O . Этот автор полагает, что щелочной метасоматоз — обычная особенность термального воздействия интрузий основной магмы на кварц-полевошпатовые породы и местная миграция щелочей тесно связана с процессами плавления.

Обзор литературы показывает, что реоморфизм, т. е. контактово-метасоматический метаморфизм с частичным переводом вещества в жидкое состояние, как правило, значительно более обычен, чем простое плавление. Так, Ф. Уокер и А. Полдерваарт (1950) указывают на широкое проявление реоморфических процессов в связи с долеритами Карру, при значительно более редких случаях прямого расплавления или ассимиляции. Когда реоморфические явления проявлены интенсивно, порода приобретает способность к текучести и может давать реоморфические жилы как во вмещающих породах, так и в вулканических, которые обусловили их появление (Уокер и Полдерваарт, 1950; Butler, 1961; Жабин и Черепивская, 1964, и др.). При реоморфизме обычно возникают гранофиры, весьма сходные по структурам с продуктами раскристаллизации вторичного стекла в контактово-метаморфических зонах вблизи крупных или достаточно глубинных основных интрузий. Не исключено, что в последнем случае роль контактового метасоматоза также существенна.

ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Результаты, полученные при изучении природных объектов, где проявлено частичное плавление кислых пород, хорошо согласуются с данными по плавлению кислых пород в лабораторных условиях. При этом наблюдаются аналогии не только

в особенностях состава выплавленных жидкостей, но и в морфологии плавящихся образцов. В то же время эксперимент дает возможность оценить PT -условия плавления и пути его.

Е. Г. Кранк и Р. В. Оджа (Krank, Oja, 1960), изучая в шлифах образцы гранитов, граувакк и диабазов, которые они нагревали в бомбах высокого давления при P_{H_2O} до 2800 кг/см^2 , показали, что первые признаки стекла отмечаются в породах между зернами калишпата и кварца, несколько позднее — между зернами плагиоклаза и кварца. На границе одноименных зерен (кварц—кварц, полевой шпат—полевой шпат) стекло не появляется до тех пор, пока значительное количество его не будет образовано в контактовых зонах кварца и полевых шпатов. Чем больше границ между зернами кварца и полевых шпатов, тем большее количество расплава генерируется в начальную стадию плавления, тем раньше порода начинает плавиться. При плавлении диабазов стекло вокруг плагиоклаза отмечается при температуре на $100\text{—}150^\circ$ выше, чем в гранитах (800° против 700° в гранитах).

Перед началом плавления полевые шпаты нередко становятся трещиноватыми. При возрастании степени плавления стекло появляется в них по трещинам и вдоль плоскостей спайности. Возникают весьма характерные губчатые, сотовидные и дактилоскопические структуры, описанные выше для плагиоклазов, подвергшихся частичному плавлению в природных условиях, и полученные в экспериментах по частичному плавлению альбита (Day, Allen, 1905) и битовнита (Reynolds, 1952).

Что касается темпоцветных минералов, то, по данным Е. Г. Кранка и Р. В. Оджи (1960), продолжительное нагревание биотита и амфибола в сухих условиях вызывает опацизацию их еще до того, как будет достигнута точка плавления. При нагревании же в атмосфере водяного пара эти минералы остаются чистыми вплоть до достижения точки плавления и лишь потом опацицизируются, причем на границах их со стеклом нередко появляются новообразования слюды (вблизи биотита), слюды и ромбического амфибола (вблизи амфибола). Г. фон Платен (1967), исследуя анатектическое плавление биотитовых, и двуслюдяных гнейсов, не содержащих калиевого полевого шпата, показал, что при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и $T = 690\text{—}760^\circ$ слюды в присутствии кварца и плагиоклаза инконгруентно плавятся с образованием калишпатового компонента и некоторых минералов, среди которых им отмечены в гнейсах без избытка глинозема шпинель (в окислительных условиях), гиперстен (в восстановительных), а в глиноземистых гнейсах кордирит (по биотиту) и силлиманит (по мусковиту). Анатектические расплавы формируются при этом за счет калишпатового компонента слюд, кварца и плагиоклаза. Однако в условиях малых

давлений, по-видимому, должно наблюдаться не плавление слюд, а опацификация и разложение их Дж. Рогерс (Rogers, 1965) указывает, что стекло, полученное при частичном плавлении граувакк и аргиллитов, обладает заметной пористостью. С помощью рентгеновского дифрактометра он определил в стекле новообразования гиперстена, кордиерита, скаполита и слюды.

Температуры плавления гранитов, обсидианов, гнейсов, граувакк, аргиллитов, глин в присутствии воды изучались в последнее время экспериментально Tuttle, Bowen, 1958; Krank, Oja, 1960; Rogers, 1965, 1966; Winkler, Platen, 1961; Platen, 1965; 1967, и др. По данным этих авторов, при увеличении давления водяного пара от нуля до 2000 кг/см^2 температура инициального плавления гранитов быстро падает от 960 до $670-700^\circ$ и при дальнейшем увеличении давления вплоть до 7000 кг/см^2 уменьшается весьма незначительно (до $640-660^\circ$). Кривая начала плавления осадочных пород ведет себя подобным же образом, но температуры плавления их несколько выше (например, для граувакк \cong на $40-50^\circ$, по Е. Г. Кранку и Р. В. Оджа), причем аргиллит плавится при более высоких температурах, чем плавление граувакк (Rogers, 1966). Основываясь на экспериментальных данных, Г. фон Платен (1967) приходит к выводу, что при давлении водяного пара выше 2000 кг/см^2 в любых породах, содержащих кварц, плагиоклаз и какой-либо калиевый минерал (калиевый полевой шпат, биотит или мусковит), при температурах $700 \pm 40^\circ$ должно наблюдаться начальное апатектическое плавление, причем при наличии фтористого водорода точка плавления может быть еще ниже.

Г. фон Платен (1965, 1967) установил, что порядок кристаллизации основных компонентов гранита (кварца, калишпата и плагиоклаза), а также состав эвтектических смесей при постоянном $P_{\text{H}_2\text{O}}$ зависят от величины отношения Ab/An в породах. Г. фон Платен экспериментально определил положение котектических линий и точек эвтектоидных расплавов при различных значениях отношения Ab/An и показал, что чем ниже отношение Ab/An в исходных расплавах, тем выше содержание ортоклаза и кварца в эвтектоидных расплавах. Так как полученные Г. фон Платеном диаграммы могут быть использованы для объяснения не только кристаллизации, но и плавления, то, следовательно, и состав первых апатектических расплавов (эвтектоидных расплавов) зависит от отношения Ab/An в исходных породах. На состав их влияют также находящиеся в газовой фазе минерализаторы, такие как HCl или HF , причем присутствие последних увеличивает роль калишпата в апатектических расплавах и уменьшает роль кварца. При увеличении количества расплава до 50% и более исходного образца (конечная стадия апатексиса по Г. фон Платену) на со-

став расплава существенное влияние оказывает состав исходных пород.

Г. Винклер (1965, 1969), обсуждая экспериментальные работы Г. фон Платена, заключил, что эвтектоидные расплавы Г. фон Платена являются не истинными эвтектиками, а расплавами, появляющимися при температуре, на $10-15^\circ$ превышающей температуру начала плавления («расплавы-минимум»). Составы последних занимают промежуточное положение между истинными расплавами-минимум (т. е. эвтектоидными расплавами) и несколько более нагретыми расплавами, с которыми еще сосуществуют три твердые фазы.

К сожалению, на изученных к настоящему времени природных объектах пирометаморфического плавления отсутствуют данные о составах первых расплавов (соответствующих составу стекла из образцов с минимальным содержанием его), что не позволяет оценить сходимость результатов экспериментальных работ с результатами процессов плавления, протекающих в природных условиях. Однако вывод Г. фон Платена о влиянии состава пород на состав расплавов при генерации достаточно большого количества их действительно подтверждается на имеющихся материалах по частично плавленному породам (см. выше).

Теоретические расчеты плавления кислых пород основными интрузиями были проделаны Ф. Г. Смитом (1968). Задавшись определенными параметрами состава, температуры магмы и вмещающей породы до внедрения интрузии, температуры и теплоты плавления и кристаллизации их, теплоемкости и теплопроводности, он показал, что может происходить частичное плавление гранитных пород на контакте с габброидным интрузивом, мощность зоны боковых пород с обоих контактов интрузива, подвергшихся частичному плавлению, приблизительно равна ширине интрузива (рис. 5). Еще более интенсивного плавления в контактовых зонах основных интрузий следует ожидать, если вслед за Н. R. Shaw (1965) и А. А. Кадиком (1969, 1970) принять, что в магматических телах достаточно большой протяженности неизбежно проявляется естественная конвекция. Ф. Г. Смит полагает, что вряд ли следует ожидать смещения первичной и вторичной магм, которому должна препятствовать высокая вязкость гранитного расплава и отсутствие перемешивающего механизма. Однако здесь налицо две различные магмы, которые после фильтр-прессинга способны к дальнейшей дифференциации и даже излиянию на поверхность.

Можно, по-видимому, полагать, что при возникновении кислых расплавов за счет термального воздействия масс базальтовой магмы на породы коры (равно как и при анатектических процессах) плавление субстрата вряд ли будет полным. Если это так, то в лавах, образовавшихся при застывании

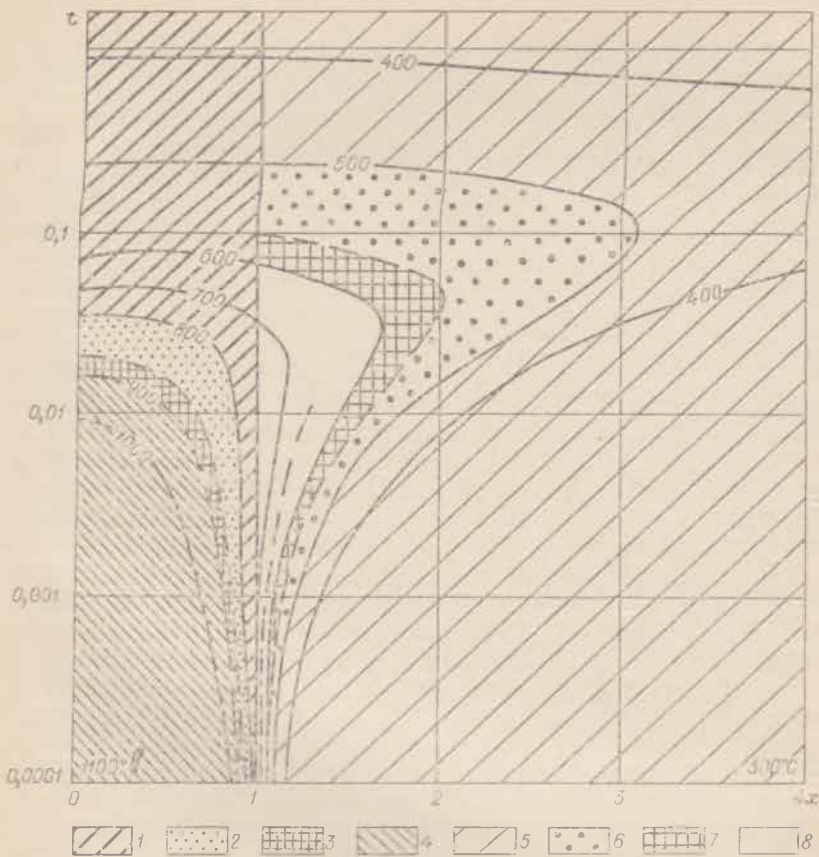


Рис. 5. Взаимоотношение между временем t , пространством x и температурой вблизи дайкообразного габброидного интрузива, залегающего во вмещающих породах гранитного состава (по Смиуту, 1968).

1—4 — габброидный интрузив: 1 — твердая часть, 2 — пластичная часть, 3 — флюидная часть, 4 — габброидный расплав; 5—8 — вмещающие породы гранитного состава: 5 — твердая часть, 6 — пластичная часть, 7 — флюидная часть, 8 — гранитный расплав. $x = 1/2$ ширины интрузива, м; x^2 — время после внедрения в годах.

подобных расплавов, надо ожидать присутствия значительного количества вкрапленников, являющихся недоплавленными остатками пород среди магмообразования (реликтовых минералов). Многие исследователи, основываясь на геолого-петрографических наблюдениях считали фенокристаллы кислых вулканических пород реликтовыми. Наиболее известными в этом отношении являются, пожалуй, взгляды А. Ритмана (1964).

Результаты проведенных в последние годы экспериментальных работ по плавлению и кристаллизации природных образ-

цов гранитоидов свидетельствуют в пользу подобной точки зрения. Так, опыты А. Дж. Пивинского и Р. Дж. Уайлла (Piwinski and Wyllie, 1968; Piwinski, 1968) по плавлению гранодиоритов и тоналитов при давлении 2 кбар в присутствии избытка воды показывают, что кальциевый плагиоклаз и амфибол сохраняются как твердые фазы при температуре 900°. Указанные авторы приходят к выводу, что если эти породы были образованы в результате анатексиса, то либо в основании коры должны существовать температуры значительно выше 900°, либо магмы должны представлять собой эвтектоидные гранитные жидкости со взвешенными в них кристаллами.

К близким выводам можно прийти, обсуждая экспериментальные данные Н. И. Хитарова, Л. В. Нагапетяна и Е. Б. Лебедева (1969_{1,2}) по кристаллизации расплавов дацитового и гранитного составов при давлении паров воды 2 кбар. По данным этих авторов, температурный интервал кристаллизации исследованных ими расплавов лежит в пределах 225°, однако 65—70% гранитного и 50—55% дацитового расплавов кристаллизуются в интервале всего 25°. Если кристаллизация и плавление — процессы обратимые, требуется повышение температуры всего на 25° выше температуры солидуса, чтобы перевести в расплав большую часть породы, тогда как для полного плавления необходим куда более значительный нагрев.

Как показывают экспериментальные и расчетные данные, для перемещения лишь части, а не всей расплавленной породы не существует каких-либо трудностей. Так, по данным М. Мак Грегора и Г. Вилсона (Mac Gregor, Wilson, 1939), порода, состоящая из круглых зерен, может стать мобильной, если жидкость составляет всего 26% ее объема. К тому же многие излившиеся на поверхность лавы нередко содержат 20—40% и более вкрапленников, тогда как афировые разности лав, наоборот, редки.

ВЫВОДЫ

1. Плавление кислых пород коры основными магмами — реальный процесс. Незначительные в общем масштабы проявления плавленных пород (т. е. пород со стеклом) на контактах с телами основных пород, известные в природных условиях, легко объяснить, если учесть, что стекло в породах сохраняется только в случае быстрого остывания, т. е. частичное плавление можно наблюдать только в контактах маломощных субвулканических тел, либо в ксенолитах в эффузивах. В случае же более крупных и более глубинных тел плавленные

породы такого типа не могут быть отмечены из-за более медленной потери тепла и, как следствие, полной кристаллизации регенерированных расплавов. Однако и здесь иногда можно достаточно надежно выделять породы, прошедшие стадию пирометаморфического плавления.

2. Признание реальности процессов плавления приводит к аналогичному выводу относительно возможности существования вторичных очагов кислой магмы, ибо, следуя теоретическим расчетам, нужно ожидать значительно более интенсивного плавления кислых пород коры в глубинных условиях на контакте с крупными массами базальта (Кадик, 1970).

3. Отличить кислые породы, образовавшиеся за счет регенерированных расплавов, от кислых пород, образовавшихся за счет дифференциации более основных расплавов, по-видимому, не всегда возможно. Большую роль в этом отношении может играть изучение плавленных включений в эффузивах и выделение среди кристаллической фазы лав реликтовых минералов, сходных по составу с минералами плавленных включений (Ритман, 1964; Волюнец, 1969; Масуренков, Волюнец, 1969). Ожидать присутствия реликтовых минералов в кислых породах, образовавшихся за счет регенерированных расплавов, кажется весьма логичным исходя из имеющихся экспериментов по плавлению кислых пород и кристаллизации кислых расплавов.

4. Образовавшиеся за счет пирометаморфизма расплавы в большинстве случаев практически не смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы.

5. Составы регенерированных кислых расплавов по сравнению с составами исходных пород приближаются к котектическим составам. При этом при достаточно высокой степени плавления (20—60%) наблюдается отчетливая корреляция между составом регенерированного расплава и составом плавящегося субстрата по целому ряду компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А. О неинтрузиях Бакского (Эдзерского) типа на Кавказе. — Зап. Всерос. минер. об-ва, 1943, ч. 72, № 3—4.

Бузкова Н. Г. О пироморфизме обломков гранита в андезите (Рудный Алтай). — Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 98, вып. 1, 1969.

Бузкова Н. Г. Петрология позднепалеозойской интрузивно-вулканической ассоциации юго-западного Алтая. — Автореферат дисс. Л., 1961.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Васильев Ю. Р. Особенности минералогии гибридных образований интрузии Норильск-П. — В сб.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967.

В о л ы н е ц О. Н. Корродированные кристаллы в лавах, их происхождение и петрогенетическое значение. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (Матер. к III всес. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1969.

Г о р ш к о в Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. — Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Г о р ш к о в Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структурные элементы Земли. — В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.

Г о р ш к о в Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Г р и г о р ь е в Д. П., Я с и н с к а я А. А. Признаки плавления минералов в некоторых метеоритах. — Докл. АН СССР, 1967, 173, № 3.

Г р и н Т. Х. Экспериментальные исследования генезиса анортитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Г р и н Т. Х., Р и н г в у д А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Ж а б и н А. Г., Ч е р е п и в с к а я Г. Е. Реоморфические жилы расплавленного песчаника, фенитизированного песчаника и дайки туфо-песчаников из Маймеча-Котуйской петрографической провинции Полярной Сибири. — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.

З а в а р и ц к и й А. Н., С о б о л е в В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Е л и с е е в Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963.

И н д о л е в Л. Н., Ж д а н о в Ю. Я. Термальный метаморфизм полевых шпатов из ксенолитов гранита в дайках основных пород. — Зап. всес. минералог. об-ва, вып. 3, 1967.

К а д и к А. А. Вынос тепла из глубинных очагов вулканов в условиях естественной конвекции магмы. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (Матер. к III всес. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1969.

К а д и к А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции. — Геохимия, 1970, № 4.

Л у ч и ц к и й В. И. Петрография, т. II. М.—Л., Госгеолгиздат, 1949.

М а р х л и н и н Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

М а с у р е н к о в Ю. П., В о л ы н е ц О. Н. Реликтовые минералы как источник информации о происхождении известково-щелочных магм. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Матер. к III Всес. вулканолог. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., С т р у в е Э. А. Петрографический словарь. М., Госгеолгтехиздат, 1963.

О с т а п е н к о В. Ф. Геологическое строение кальдер Медвежьей

и Заварицкого и связь с ними полезных ископаемых (Курильские острова). Автореф. дисс. Южно-Сахалинск, 1969.

Платен Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и гезиса мигматитов. — В сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Полканов А. А. О контактном взаимодействии диабазы с гнейсогранитами на Кольском полуострове. — Тр. Сиб. об-ва естествоиспытателей, 44, вып. 1, 1913.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II. Метаморфические породы. М., «Недра», 1966.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Родионова Р. И. Включение в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение и геологическое значение). — Автореф. дисс. М., 1970.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.—М., Горгеонефтиздат, 1934.

Смит Г. Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрографии Западного Беломорья. — Тр. Ленингр. гос. университета, вып. 19а, 1939.

Уокер Ф., Погдерваарт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапзовых формаций. М., ИЛ, 1950.

Фаворская М. А. Неонитрузии Верхней Сванетии. — Тр. ИГиН, 1947, вып. 84, петр. сер. (№ 27).

Хитаров Н. И., Нагапетян Л. В., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². — Геохимия, 1969, № 1 (1).

Хитаров Н. И., Нагапетян Л. В., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). Геохимия, 1969, № 3 (2).

Al-Rawi; Carmichael I. S. E. A note on the natural fusion of granite. — «Amer. Mineralogist», 1967, 52, N 11—12, p. 1806—1814.

Askermann P. B., Walker F. Vitrification of arkos by Karoo dolerite near Neilbron Orange Free State. — Quart. J. Geol. Soc. 1960, 116, N 463, London, p. 239—254.

Bogoyavlenskaya G. E. Partly fused xenoliths of intrusive rocks in pyroclastic deposits of Uzoh and Semiachinsk ring structures (Kamchatka) — Vol. of abstr. Symposium on volcanoes and their roots. Oxford, England, 1969.

Brousse R., Rudel Aimé. Bombers de peridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du Puy Beaunit. — C. r. Acad. Sci., 1964, 259, N 1, p. 185—188.

Brouwer H. A. Over Institutsels on Cordieriet ge halt van Bronziet-Biotiet Dacieten van Het Eiland Ambom. — Verh. v. h. Geol. Mijnb. voor Nederland en kol. Geol. Ser., 1925, t. 8, p. 73—80.

Bunch T. E., Alvin J., Conen and M. R. Dence. — Shock induced structural disorder in plagioclase and Quartz. — In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.

Butler B. C. M. Metamorphism and metasomatism of the Moine Series by a dolerite plug in Glenmore, Ardnurchan. — Mineral. Mag., 1961, 32, p. 866—897.

Carmichael I. S. E. The feldspar phenocrysts of Some Tertiary acid glasses. — Min. Mag., 1960, 32, p. 587—608.

Davidson C. F. The Tertiary geology of Raasay, inner Hebrides. Trans. Roy. Soc. Edinburgh., 1934, 58, p. 2, p. 398.

Day A. L. and Allen E. T. The isomorphism and thermal properties of the feldspars. — 1905, Carnegie Inst. of Washington Publ. N 31 Amer. J. Sci., 1905, ser. 4, 19.

Elliot R. B. The Esdalmuir tholeit and its contribution to an understanding of tholeit genesis. — Min. Mag., 1956, 31, p. 245—254.

Fiala Frantisek. Welding of rhyolite tuffs at the andesitiid basalt dykes near Bartosova Lehotka. — «Geol. prace. GUDS. SAV, Zpravy», 1965, № 35, p. 105—118.

Fleet J. S. The geology of the country near Oban and Dalmally, Mem. — Geol. Surv., 1908, p. 124.

Frankel J. J. A note on the vitrification of Karroo sediments by dolerite intrusion. — Trans. Roy. Soc. S. Afr., 1950, 32, p. 287—297.

Guppy F. M. and Hawkes L. A composite dyke from eastern Iceland Quart. J. Geol. Soc. London, 1925, vol. 81, part 2, p. 324—340.

Hawkes L. On a partially fused quartzfeldspar rock and glomero-granular texture. — Min. Mag. 1929, vol. XXII, p. 163—173.

Holmes A. and Harwood H. F. Petrology of the Volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1932, vol. 88, N 351, part 3.

Kahma A. On contact phenomena of the Satakunta diabase. Bull. Comm. Geol. Finland, 1951, N 152.

Knopf A. Partial fusion of granodiorite by intrusive basalt, Owens Valley, California. — Am. J. of Sci., 1938, 36, N 215, p. 373—376.

Korting S. Dic. Vorgänge bei der Kontaktbildung im Buntsandstein durch die Basalte der Blauen Kuppe und des Alpstein, Nordhessen-Heilelb, Beitr. Miner., Petrogr., 1954, 4, 89.

Kranck E. H., Oja R. V. Experimental studies of anatexes. — «21st Internat. Geol. Congr., 1960. Part 14». Copenhagen, 1960, p. 16—29.

Larsen E. S., Switzer G. An obsidian — like rock from the melting of a granodiorite. — Am. J. of Sci., 1939, 237, N 8, p. 562—568.

Luth W. C., Tuttle O. F. The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. (Abstr.) «Trans. Amer. Geophys. Union.», 1967, 48, N 1, 245.

MacGregor M., Wilson G. On granitisation and associated processes. — Geol. Mag., 1939, 76, p. 193—215.

Milton Daniel J. Fused rock from Kofels, Tyrol «Tsohermaks mineral. und petrogr. Mitt.», 1964, 9, N 1—2, p. 86—94.

Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. The upper Mantle Symposium New Delhi, Copenhagen, 1965.

Piwiński A. Y., Wyllie P. Y. Experimental studies of ig-

neous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Journ. Geol.*, 1968, 76, N 2, 205—234.

P i w i n s k i i A. Y. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. — *Journ. Geol.*, 1968, 76, N 5, 548—570.

P l a t e n H. Von Kristallisation granitischer Schmelzen. — *Beitr. Mineral. Petrolog.* 1965, 11, p. 334—381.

P o l d e r v a a r t A. The Petrology of Mount Arthur Dolerite Complex, East Griqualand. — *Trans. Roy. Soc. S. Afr.*, 1964, v. XXXI, p. 83—110.

R e y n o l d s D. L. Partially fused plagioclases in the rock of Slieve Gullion. — *Edinburgh Geol. Trans.*, 1952, 15, p. 280—296.

R i c h a r z S. Some inclusions in Basalts. — *J. Geol.*, 1924, 32, N 8, p. 685—689.

R i n n e F. Urber rhombischem Augit als Kontaktprodukt. — *Neues Jahrb. f. Geol., Min. and Paleontol.*, 1895, Bd. 2, s. 229.

R o g e r s J. Hydrothermal melting of some New Zealand graywackes and argillites. — *Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., New Zealand*, 1965, abstr. Wellington, 1965.

R o g e r s J. Hydrothermal melting of some New Zealand graywackes and argillites. — *Bull. volcanol.*, 1966, t. XXIX, p. 173—175.

R o s s C. S., S m i t h R. L. Water and other volatiles in volcanic glasses. — *Am. Miner.* 1955, 40, N 11—12.

S h a w H. R. Comments on viscosity, crystal setting and convection in granite magmas. — *Am. J. of Sci.*, 1965, 263, N 2, p. 120—152.

S i g u r d s s o n H. Petrology of acid xenoliths from Surtsey. — *Geol. Mag.*, 1968, 105, N 5, p. 440—453.

S t e i g e r R. H., H a r t R. The microcline — orthoclase transition within a contact aureole. — *Amer. Min.*, 1967, 52, N 1, 87—116.

T h o m a s H. H. On certain xenolithic Tertiary Minor Intrusions in the island of Mull, Argylshire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1922, 78, N 311, part 3, p. 229—250.

T i d m a r s h W. G. The Permian lavas of Devon. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1932, 88, N 352, pt 2, p. 712.

T u t t l e O. F. and B o w e n N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . — *Geol. soc. Amer. Mem.*, 1958, 74, p. 1—153.

W i l s o n R. L. The Tertiary dykes of Maho Mountain, Co. Fermanagh Irish Natur. Journ., 1964, 17, p. 254—257.

W i n k l e r H. C. F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* — 1965, Springer—Verlag, New York.

W i n k l e r H. C. F. and P l a t e n H. v o n. Experimentell Gesteins metamorphose. — *Y. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung.* — *Geochim. at cosmoch. Acta*, 1961, 24, 250.

W r i c h t T. L. The microcline — orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora stock, Colorado. — *Amer. Min.*, 1967, 52, N 1—2, p. 117—136.

W y l l i e P. J. Microscopic cordierite in fused Torridonian arkose. — Amer. Min., 1959, 44, N 9—10, p. 1039—1046.

W y l l i e P. J. Fusion of Torridonian sandstone by a picrite sill in Soay (Herbrides). — J. Petrology, 1961, 2, p. 1—37.

Y o u n g A. Fusion of Karroo grits in contact with dolerite intrusions. — Proc. Roy. Soc. S. Afr., 1920, 8, XXIX

О. М. АЛЫПОВА, К. М. ТИМЕРБАЕВА

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ОТЛОЖЕНИЯ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ ПО ИХ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Генезис сходных по облику грубообломочных вулканогенных и терригенных образований в некоторых случаях может быть определен путем распределения в них вектора естественной остаточной намагниченности \vec{I}_n (Арамаки и Акимото, 1963)*.

Необходимой предпосылкой использования вектора \vec{I}_n в качестве генетического критерия отложений является термоостаточная природа естественной остаточной намагниченности и ее стабильность. В то же время известно, что в изверженных породах, наряду с термоостаточной намагниченностью, которая образуется при охлаждении породы от точки Кюри в магнитном поле Земли, могут присутствовать иногда значительные по величине «низкотемпературные» компоненты — вязкая и химическая. Последние, суммируясь с термоостаточной намагниченностью, могут искажать первоначальное распределение направлений вектора \vec{I}_n в породе (в случае, если первичное направление термоостаточной намагниченности в обнажении не совпадает с направлением вектора земного магнитного поля в момент образования вторичных намагниченностей, как это имеет, например, место для отложений, образовавшихся при атмосферной температуре). Степень отличия направлений векторов \vec{I}_n в породе от их первоначального направления будет определяться количественным соотношением между разными видами намагниченности, присутствующими в образце. Относительная роль различных по происхождению компонент намагниченности в суммарной намагниченности породы зависит от особенностей состава и структуры присутствующих в ней ферромагнитных минералов (т. е. от типа породы), ее геологической истории (степени и характера вторичных изме-

нений ее) и возраста. Таким образом, естественно предположить, что в различных по составу, происхождению, возрасту и условиям своего существования вулканических породах степень соответствия направлений вектора естественной остаточной намагниченности его первоначальному направлению будет различной и, следовательно, возможность использования этого параметра в качестве генетического критерия для определения природы отложений может быть неодинаковой в разных группах пород.

В отмеченной выше работе Арамаки и Акимото, где впервые было предложено использовать направление вектора \vec{I}_n для оценки температуры пирокластических отложений, приводятся результаты определения \vec{I}_n в образцах андезитов и базальтов, обладающих высокой намагниченностью, в которых ферромагнитные минералы представлены титаномагнетитом и стабильность естественной остаточной намагниченности предполагается авторами достаточно высокой. Рассмотренные в данной работе примеры пирокластических и грязевых потоков характеризуют лишь узкую группу пород этого класса, так как в преобладающем большинстве случаев (в частности, для Камчатки и Курильских островов) отложения пирокластических потоков, направленных взрывов, раскаленных лавин и сходные с ними по облику терригенные отложения образованы породами более кислого состава (дациты, липариты). Последние, как правило, характеризуются более низкой величиной естественной остаточной намагниченности, чем породы андезитового и базальтового состава, а также меньшими значениями фактора ($Q = \frac{I_n}{\chi H}$, где χ — магнитная восприимчивость, H — напряженность геомагнитного поля), что является показателем относительно низкой стабильности естественной остаточной намагниченности. Характер и происхождение намагниченности этой группы вулканических пород, степень сохранности в них первичной термоостаточной намагниченности требуют специального изучения, которое до настоящего времени не проводилось.

Данные, изложенные в настоящей статье, в какой-то мере восполняют этот пробел и дают представление о распределении вектора естественной остаточной намагниченности в отложениях пирокластических потоков, раскаленных лавин, озерных отложениях (грубообломочных), материале, переотложенном грязевыми потоками Камчатки и Курильских островов. Содержание кремнекислоты в исследованных породах изменяется в пределах 58—72%. Приведенная таблица содержит основные сведения об изученных объектах — их местоположении, гене-

* В кн. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.

Магнитные характеристики кислых грубообломочных вулканитов Камчатки и Курильских островов

Объект, район	Генетический тип	Возраст	Название породы	SiO ₂ , %	Колич. образцов	Направление \vec{I}_n				
						$\alpha_{ср}^0$	$S_{ср}^0$	K	α^0	Q
Вулкан Безымянный	Пирокластический поток	Извержения 1956 г.	Роговообманково-пироксеновый андезит	59—61	44	198	81	3,1	22,2	1,7
„	Раскаленные лавины	1962—1964 гг.	То же	58—60	41	354	72	29	9,1	2,3
Вулкан Шивелуч	Пирокластический поток	1964 г.	Роговообманковый андезит . . .	58—60	10	3	72	43	7,4	0,8
Вулкан Авачинский	„	5500 лет	Роговообманково-пироксеновый андезит	61	19	220	-72	12,5	10,9	0,2
Район вулкана Б. Семячик	„	17 000 лет	Двупироксеновый дацит	63—69	48	8	75	27	4,2	1,3
Вулкан Карымский	„	7500 лет	Гиперстеновый дацит	63—69	15	68	70	5	19,2	0,6
Район Курильского озера	„	8000 лет	Роговообманковый липарито-дацит	70—72	53	4	68	22,8	13,7	2,0—22,1

О. Итуруп	'	менее 40 000 лет	Дацит	68	25	33	40	20	6,7	0,3	
Вулкан Голо- вина	Взрывные отло- жения	менее 10 000 лет	Гиперстеновый липарито-дацит	70	20	339	66	7,1	13,2	0,5	
	Озорные отложе- ния				8	52	51	3,0	38,7	1,3	
Вулкан Менде- леева	„	менее 4000 лет	Дацит	67	10	30	58	4,4	25,8	0,4	
О. Кунашир, Го- ловнинская свита	Пирокластиче- ские потоки, из- лившиеся в воду (?)		Гиперстеновый липарит	66—69	10	20	66	41,3	7,6	0,4	
			Роговообманково- пироксеновый ли- парит		10	14	65	63,0	6,1	0,3	
„	Переотложенные пемзы	Q ₂ —Q ₃	Гиперстеновые ли- парито-дациты п дациты	66—68	10	7	57	5,6	22,5	1,0	
					10	6	59	27,3	9,5	0,4	
					70	10	9	56	10,4	15,8	0,9
					66	10	5	71	29,4	9,1	0,4
					66—68	10	18	58	3,9	28,0	0,4

тическом типе отложений, возрасте, составе пород, а также магнитные параметры, характеризующие закономерности распределения в них вектора \vec{I}_n (a° и S° — соответственно средние для обнажения значения склонения и наклонения вектора \vec{I}_n ; $K = \frac{N-1}{N-R}$ — коэффициент кучности векторов \vec{I}_n в обнажении, где N — число векторов, R — геометрическая сумма нормализованных векторов \vec{I}_n ; $\alpha \arccos \left[1 - \frac{N-R}{R} \left(20^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \right]$ — радиус круга доверия среднего направления вектора \vec{I}_n ; $Q = \frac{I_n}{\chi H}$ — величина, характеризующая соотношение между остаточной и индуктивной компонентами намагниченности породы).

Все изученные породы характеризуются относительно низкими значениями величины Q (в большинстве случаев $0,2 \leq Q \leq 2$). Величина магнитной восприимчивости пород $(2-10) \cdot 10^{-4} \text{ cgs/cm}^2$ остаточная намагниченность изменяется в пределах $(0,5-2) \cdot 10^{-4} \text{ cgs/cm}^3$. Исключение составляют породы пирокластического потока и раскаленных лавин вулкана Безымянного, для которых I_n составляет несколько единиц 10^{-3} cgs/cm^3 . Таким образом, изученная группа пород характеризуется величиной I_n почти на два порядка более низкой, чем близкие по генезису отложения вулкана Асама, рассматривавшиеся в работе Арамаки и Акимото.

Низкие значения величин I_n и Q свидетельствуют о том, что в рассматриваемом классе вулканических пород заметную роль в общей величине намагниченности могут играть «низкотемпературные» компоненты и распределение направлений \vec{I}_n в обнажениях может не соответствовать их первоначальному направлению. На это же указывает то, что, как видно из таблицы, среднее направление вектора \vec{I}_n для всех обнажений, кроме двух (пирокластические потоки Безымянной и Авачи), близко к направлению современного геомагнитного поля, независимо от генезиса отложений. Анализ величин K (коэффициент кучности) векторов \vec{I}_n также свидетельствует о том, что та четкая зависимость величины коэффициента кучности от особенностей генезиса пород, которая отмечалась в работе Арамаки и Акимото для рассматриваемых отложений не наблюдается. Так, заведомо высокотемпературные образования — пирокластические потоки вулканов Безымянного Карымского и Головнина — характеризуются относительно низкими значениями величины K (соответственно 3, 5, 7). В то же время явно переотложенным отложениям пемзовых галек из Головинской свиты Кунашира соответствуют высокие значения величины K (27, 10, 29).

Отмеченные факты свидетельствуют о том, что характер распределения векторов \vec{I}_n в отложениях грубообломочных вулканитов не является однозначной функцией их генезиса (температуры отложения материала) и не может быть непосредственно использован для выяснения природы отложений без дополнительных исследований.

Если исключить из рассмотрения отмеченные выше случаи несоответствия значений величины K представлениям о природе отложений, то для остальных изученных групп кластических пород выполняются условия: $63 > K > 12$ $\alpha \leq 14^\circ$ — для заведомо высокотемпературных отложений и предполагаемых таковыми $3 < K < 6$, $\alpha > 22^\circ$ — для переотложенных пород.

Таким образом, для большинства из изученных грубообломочных вулканитов кислого состава наблюдается тенденция к более тесной группировке векторов \vec{I}_n вокруг среднего направления для высокотемпературных отложений по сравнению с низкотемпературными. Это позволяет надеяться, что в принципе метод, предложенный Арамаки и Акимото для оценки температуры отложения вулканокластических пород, может быть распространен на породы кислого состава (дациты, липариты). Однако необходимы дальнейшие детальные исследования природы и стабильности естественной остаточной намагниченности этого класса вулканитов для выявления четких методических критериев, позволяющих использовать вектор \vec{I}_n в качестве генетического признака отложений.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Э. П. Эрлих, И. В. Мелекесцев.</i> Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца	4
<i>Ю. П. Масуренков.</i> Реконструкция состава среды и условий магмаобразования по включениям в вулканогенных породах	39
<i>О. П. Вольнец.</i> О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав	57
<i>К. Н. Рудич.</i> О некоторых экструзиях Курильских островов	93
<i>Б. В. Иванов.</i> Некоторые особенности зон кислого вулканизма (на примере Карымской кольцевой структуры на Камчатке)	101
<i>В. С. Шеймович, О. А. Брайцева, Т. С. Кравая.</i> Четвертичные игнимбриты Семячикского района на Камчатке	110
<i>О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев.</i> Связь строения и рельефа поверхности четвертичных пирокластических покровов (Восточная Камчатка)	120
<i>Е. Ф. Малеев.</i> Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг (на примере Камчатско-Курильской дуги)	135
<i>О. Н. Вольнец.</i> О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма	151
<i>О. М. Алыпина, К. М. Тимербаева.</i> К вопросу об определении температуры отложения грубообломочных вулканитов по их естественной остаточной намагниченности	178

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Ответственный редактор
Кирилл Никифорович Рудич

Редактор *Г. А. Есева*
Художник *В. И. Шумаков*
Художественный редактор *В. А. Бурлачук*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *Н. Н. Тясто, М. П. Фомина*

Сдано в набор 24 января 1973 г. Подписано в печать 24 сентября 1973 г.
МН 01089. Бумага № 2 60×90/16. 11,75 печ. л., 12,5 уч.-изд. л. Заказ 16н.
Тираж 1100 экз. Цена 1 р. 06 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск-77, Станиславского, 25.

Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 4—39.

Рассматривается геологическое положение центров кислого вулканизма, устанавливается зависимость проявлений кислого вулканизма от этапа развития структур. Сделан вывод о пульсационном характере проявлений кислого вулканизма во времени, приуроченности главных вспышек к заключительным стадиям вулканического цикла, соответствие вспышек эпохам резкого воздымания структур. Геологические и петрологические данные приводят к выводу о мантийном источнике кислых магм и параллельности кислого вулканизма и метаморфических процессов в верхней части мантии. Внедрение интрузий гранитоидных магм, связанное с главным моментом вспышки кислого вулканизма, приводит к формированию периферических очагов. Устойчивое существование этих очагов обуславливает специфику посткальдерного этапа кислого вулканизма. Табл. 1, илл. 4, библи. 75.

УДК 552.331 : 552.111

Ю. П. Масуренков. Реконструкция состава среды и условий магмообразования по включениям в вулканических породах. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 39—56.

На основе данных по распределению и корреляции петрогенных окислов вулканитов и содержащихся в них включений установлены парагенезисы вулканических пород включений в расплавах. Предполагается, что основная причина разнообразия петрографических типов вулканитов — плавление различных пород коры и мантии при участии кремнезема и калия для мантийных и нижнекоровых горизонтов. Табл. 4, илл. 5, библи. 36.

УДК 552.331 : 552.111

О. Н. Волынец. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 57—92.

Опыт петрологического изучения четвертичных кислых лав Камчатки показывает, что повсеместно наблюдаются неоднородности вещественного состава пород. Выделяются первичные неоднородности, связанные с неоднородным строением магматических расплавов и особенностями эволюции их в процессе транспортировки и становления магматических тел; вторичные, возникшие за счет более поздних процессов изменения уже консолидированных пород. Первичные неоднородности могут быть обусловлены следующими причинами: 1) струйчатым распределением летучих в магматических расплавах; 2) эманационной дифференциацией вещества, связанной с дегазацией расплавов при резком снятии внешнего давления (в процессе эффузии или экструзии); 3) разделением магматических расплавов вследствие ликвации; 4) смешением различных по составу магматических расплавов. Вторичные неоднородности связаны с поздней раскристаллизацией первичного стекловатого базиса пород и процессами гидратации их грунтовыми водами. Табл. 9, илл. 6, библи. 52.

УДК 552.311

К. П. Рудич. О некоторых экструзиях Курильских островов. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 93—101.

На Курильских островах выступают многочисленные экструзивные тела, становление которых в общем относится к поздним этапам вулканической деятельности. По морфологическим особенностям выделяется три разновидности экструзий: 1) конусовидные, в которых основание конуса превосходит диаметр подводного канала; 2) равенство диаметра купола и подводного канала; 3) верная текстура купола и превосходство последнего над подводным каналом. Табл. 1, илл. 2, библи. 6.

УДК 552.331

Б. В. Иванов. Некоторые особенности зон кислого вулканизма. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 101—110.

На примере Карымской кольцевой структуры на Камчатке рассматриваются особенности зон кислого вулканизма. Отмечается наложенный характер кислого вулканизма, проявляющийся в генетической связи его продуктов с основной магмой. Высказывается предположение, что кислый вулканизм есть отражение коровых процессов, возникновение которых стимулируется особой активностью верхней мантии. Илл. 2, библи. 17.

В. С. Шеймович, О. А. Брайцева, Т. С. Краева. Четвертичные игнимбиты Семьячинского района на Камчатке. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1972, с. 110—120.

Рассматриваются закономерности строения игнимбитовой толщи на примере Жупановского берегового разреза и бассейна р. Верхний Стан. Показано, что толща сформировалась в результате четырех крупных фаз извержений, начинающихся игнимбитообразованием и заканчивающихся извержением пемзы. Игнимбиты являются наиболее кислыми и щелочными породами, пирокластические отложения конечных этапов фаз характеризуются пониженным содержанием щелочей и кремнекислоты. Фазы извержений разделены длительными перерывами, во время которых накапливались почвенно-пирокластические чехлы, аллювиальные, ледниковые и водноледниковые отложения. Наличие в погребенных почвах пыльцы и диатомовых позволяет датировать игнимбитовую толщу второй половины плейстоцена. Зональное строение игнимбитов четко свидетельствует об их пирокластической природе. Илл. 3, библи. 8.

УДК 551.217+528

О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев. Связь строения и рельефа поверхности четвертичных пирокластических покровов (Восточная Камчатка). «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1972, с. 120—135.

На примере Узонско-Семьячинского района Восточной Камчатки делается вывод о тесной связи между рельефом поверхности и особенностями строения четвертичных пирокластических покровов. Показывается возможность получения данных о строении покровов по материалам дешифрирования аэрофотоснимков. Илл. 8, библи. 5.

УДК 551.217+552.113

Е. Ф. Малеев. Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг (на примере Камчатско-Курильской дуги). «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1972, с. 135—151.

Проявление вулканизма островных дуг зависит от мощности земной коры и соотношения гранитного и базальтового слоев. На начальном этапе развития островной дуги, при океаническом типе земной коры, проявление кислого вулканизма незначительно. В областях развития земной коры переходного типа проявляются пирокластические потоки кислого и среднего составов, а на островах с континентальной корой широко развиты игнимбиты; при этом продукты кислого состава обладают значительными мощностями. Табл. 1, илл. 3, библи. 17.

УДК 551.21 : 552.11 : 323.1

О. И. Волюнец. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука», 1972, с. 151—178.

Анализ геологической литературы показывает, что возникновение кислых расплавов за счет высокотемпературного термального воздействия основных по составу субвулканических образований (силлов, некков, даек) на кислые магматические, метаморфические и осадочные породы коры — реальное и достаточно распространенное явление. Признаки плавления фиксируются в появлении в породах, вмещающих субвулканические образования или отмечающихся в них в виде ксенолитов кислого стекла. Результаты экспериментальных работ позволяют оценить PT -условия плавления и пути его, а теоретические расчеты — возможные масштабы этого процесса в геологических явлениях. Табл. 4, илл. 5, библи. 85.

УДК 550.38 : 551.21

О. М. Алыпина, К. М. Тимербаева. К вопросу об определении температуры отложения грубообломочных вулкаников по их естественной остаточной намагниченности. «Кислый вулканизм». Новосибирск, «Наука». 1972, с. 178—183.

Распределение направлений вектора естественной остаточной намагниченности \vec{I}_n в грубообломочных вулканиках кислого состава не является однозначной функцией их генезиса. Использование направлений вектора \vec{I}_n в качестве генетического признака рассматриваемых отложений возможно лишь при условии детального изучения происхождения и стабильности естественной остаточной намагниченности. Табл. 1.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ
СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

1. А. С. Дагис. Триасовые брахиоподы (морфология, система, филогения, стратиграфическое значение и биогеография).
2. Ю. П. Ивенсен, В. А. Амузинский, Г. Г. Невойса. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны.
3. Е. М. Филиппов. Ядерная геофизика. Т. П.
4. Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока.
5. Тектоника Сибири. Т. VI.
6. О. Н. Толстихин. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР.
7. Общее мерзлотоведение.
8. Соляная тектоника Сибирской платформы.
9. Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы).
10. Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры.
11. В. А. Бернштейн. Цунами и рельеф океанического дна.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630099, г. Новосибирск, 99, Советская, 18. Сибирское отделение издательства «Наука».