

Е. К. МАРХИНИН

ВУЛКАНЫ ОСТРОВА КУНАШИР**ВВЕДЕНИЕ**

Согласно последним данным, на Курильских островах вулканов, так или иначе проявлявших в историческое время свою активность, почти в полтора раза больше, чем на Камчатке. Тем не менее, если на Камчатке многие как действующие, так и теперь потухшие вулканы изучены детально, то из вулканов Курильских островов до последнего времени ни один не был описан подробно. Между тем в нашей стране нет другой такой области, где бы молодая вулканическая деятельность играла в геологической истории столь большую роль, как на Курильских островах.

Курильские острова с полным правом могут быть названы вулканическими. Действительно, если по подсчетам, опубликованным В. И. Влодавцем (1946), вулканогенными образованиями на Камчатке занято около 40% всей ее площади, то на Курильских островах ими занято не менее 90% площади. Кроме того, некоторые из осадочных образований, развитых на Курильских островах, такие, как кремнистые сланцы и диатомиты, также генетически связаны с вулканической деятельностью. Геологическая история Курильских островов в значительной мере является историей вулканизма на них.

Остров Кунашир — самый южный из островов Большой Курильской гряды. Площадь его составляет 1548 км², что ставит его на третье место после Парамушира и Итурупа. По длине (123 км) он уступает только Итурупу (Соловьев, 1947).

О-в Кунашир в Курильской гряде — один из наиболее важных и интересных в геологическом отношении. Это обусловлено тем, что на острове из-под продуктов вулканической деятельности четвертичных вулканов нередко выходят на дневную поверхность третичные отложения, имеются выходы молодых кварцево-диоритовых интрузий, разнообразны рудные месторождения, действующие вулканы и многочисленные проявления современных гидротерм. Такая гамма геологических объектов и явлений не может не привлекать к себе внимания многих специалистов. Очень вероятно, поэтому, что именно Кунашир, по мере дальнейших исследований его, явится ключом к пониманию геологической истории всей Курильской гряды. При этом, естественно, вопросы развития вулканизма и в том числе истории формирования современных вулканов острова представляются узловыми проблемами.

На о-ве Кунашир имеются три действующих вулкана: Головнина, Менделеева и Тятя, которые и явились основными объектами проведенного автором изучения. Первые два проявляют в настоящее время интенсивную сольфатарную деятельность.

Опубликованные сведения о вулканах о-ва Кунашир очень скудны (Корсунская, 1948; Горшков, 1954 и 1957; Мархинин, 1956 и 1957); исключение составляет только сольфатарная деятельность вулканов Головнина и Менделеева, отдельные детали которой описаны более подробно (Набоко, 1957, 1958; Набоко и Сильниченко, 1957). Поэтому в настоящей статье сольфатарная деятельность изложена очень кратко.

В процессе работы над публикуемым материалом автор получал ценные советы и консультации В. И. Влодавца, С. И. Набоко, Г. С. Горшкова, Т. Ю. Марениной, Ю. С. Желубовского и Г. М. Власова, которым выражает свою глубокую благодарность.

ПОЛОЖЕНИЕ О-ВА КУНАШИР В СИСТЕМЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ. ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

В 1926 г. японский геолог Токуда (Tokuda, 1926) обратил внимание на эшелонированный характер расположения тектонических структур в Японии.

При рассмотрении карты Курильских островов, особенно при нанесении на нее тектонических элементов, нетрудно заметить, что о-в Кунашир является именно таким эшелонном, крайним юго-западным эшелонном в системе Курильской внутренней дуги.

Внутренняя вулканическая дуга Курильских островов не имеет «а всем своем протяжении однородного строения; в частности, поперечные разломы, фиксирующиеся глубокими проливами, делят ее на три части: северную, среднюю и южную.

В своей геологической истории о-в Кунашир ближе всего связан, очевидно, с лежащими от него к северу островами Итуруп и Уруп, составляющими вместе с ним южную часть вулканической дуги, которая отделяется от средней части глубоким проливом Буссоль. Будучи расположен в непосредственной близости от Хоккайдо и протягиваясь параллельно внешней малой Курильской дуге, Кунашир представлял, вероятно, одно из первых звеньев зарождавшейся новой тектонической структуры — внутренней вулканической дуги.

Эшелонированный характер структуры Курильской гряды выражается в расположении не только островов, но и основных геоморфологических и тектонических элементов на островах.

На о-ве Кунашир можно выделить следующие основные геоморфологические элементы:

1) островершинный древний вулканический хребет, протягивающийся в северо-западной части острова (фиг. 1);

2) высокие выровненные поверхности и мезы, расположенные линейно в средней части острова (фиг. 2);

3) хорошо сохранившиеся или полуразрушенные постройки четвертичных и ныне действующих вулканов Головнина, Менделеева и Тятя. Эти молодые вулканы тоже расположены вдоль одной линии северо-восточного простираания.

Кроме того, характерными морфологическими элементами для острова являются:

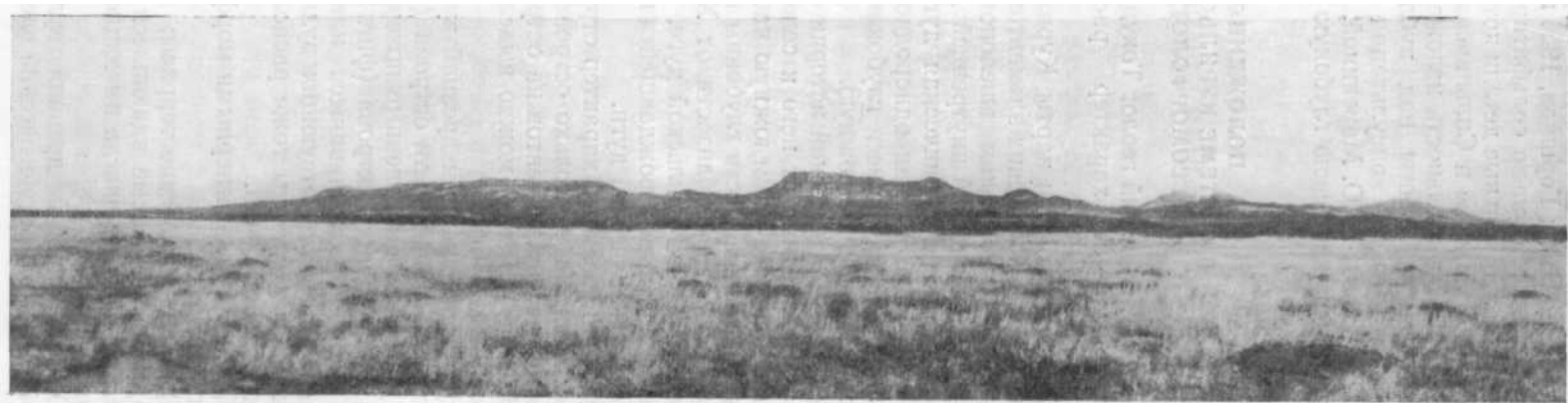
4) молодые морские террасы;

5) многочисленные вдающиеся в море мысы, сложенные магматическими породами и иногда имеющие причудливые формы в виде «шпилей» и «пальцев».

Островершинный древний вулканический хребет, представляющий собой первый морфологический элемент и проходящий через вершины гор



Фиг. 1. Островершинный древний вулканический хребет, протягивающийся вдоль северо-западной части о-ва Кунашир. Снимок сделан с края соммы вулкана Тятя с высоты более 1400 м.
Фото автора



Фиг.2. Высокие выровненные поверхности, занимающие среднюю часть острова,
Фото автора.

Руруй, Сибирцева, Глинки, Морозова и др., имеет максимальную высоту 1486,3 м (гора Руруй). Оба склона хребта местами имеют крутизну до 60—70°. Он сложен вулканическими продуктами. Первоначальные вулканические формы его нигде не сохранились.

Высокие выровненные поверхности (второй элемент), располагающиеся в средней части острова линейно, как бы вторым эшелонном, имеют различные высоты, чаще порядка 400—600 м (столовые горы Фрегат, Треугольник и др.), и иногда наклонены в разные стороны. Возможно, что их неодинаковые высоты, а также наклон объясняются различной интенсивностью вертикальных поднятий на разных участках. Вероятно, чаще всего они представляют собой мезы.

Третий основной морфологический элемент — современные вулканические постройки Головнина, Менделеева и Тятя. Первые две уже основательно разрушены, третья хорошо сохранила свою форму. На их морфологии мы подробно остановимся ниже.

Молодые морские террасы можно наблюдать как на Тихоокеанском, так и на Охотском побережье острова на высотах в пределах 60—120; 20—40; 6—15 и 2—3 м. Особенно широко распространены высокие террасы, низкие занимают малые площади и более характерны для Тихоокеанского побережья. Обычно террасы полого наклонены к морю или периклинально относительно крупных вулканических массивов.

Многочисленные вдающиеся в море мысы, сложенные магматическими породами и нередко имеющие причудливые формы, не представляют генетически однородную группу. Часто это небольшие экструзии, а иногда, вероятно, обнаженные эрозией некки, интрузии или останцы мощных лавовых потоков.

Отмеченное выше линейное расположение древних и современных вулканических сооружений фиксирует наиболее крупные тектонические нарушения на площади острова. Нарушения северо-восточного направления (фиг. 3) подтверждаются соответствующим расположением горячих источников и зон сульфидизации. На приведенной схеме видно эшелонное расположение этих тектонических нарушений.

Очень распространены на острове также разломы северо-западного направления: с ними связаны, в частности, дайки основных пород и кварцево-сульфидные жилы. Тот факт, что эти жилы имеют часто северо-западное простирание, в то время как основным направлением тектонических структур на острове является северо-восточное, свидетельствует о том, что в процессе образования рудных жил трещины северо-западного направления оказывались нередко более доступными для рудоносных растворов, чем северо-восточного направления.

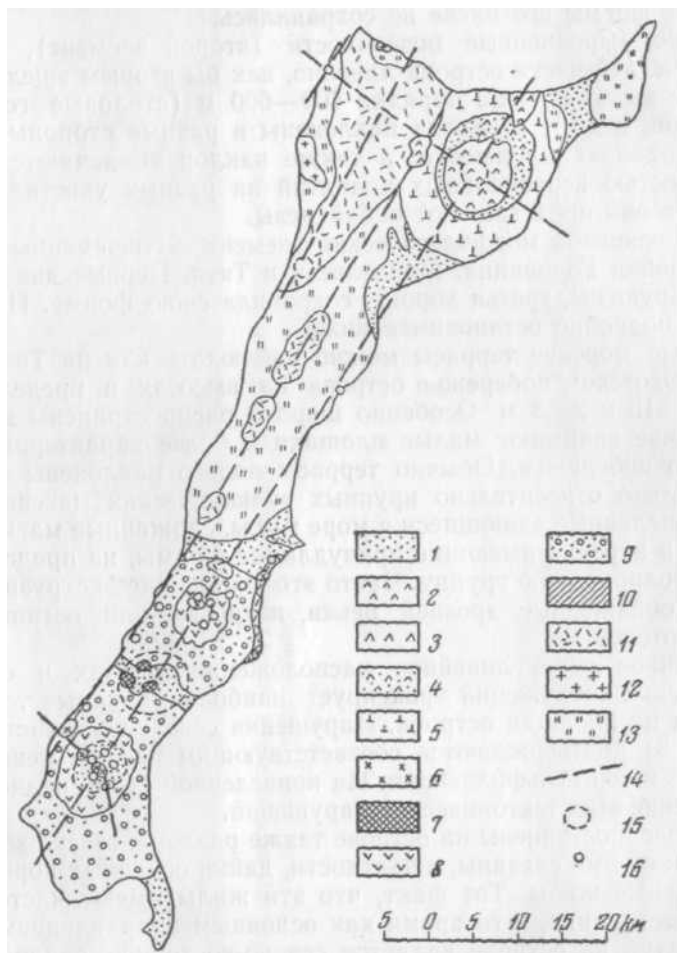
Перемещение зон вулканизма в пределах о-ва Кунашир с северо-запада на юго-восток, возможно, было вызвано соответствующим смещением зон разломов; в таком случае это свидетельствует о разновозрастности показанных на фиг. 3 трех разломов северо-восточного направления.

Извержения вулканов Тятя, Менделеева и Головнина происходили на фоне общего поднятия острова. Свидетельством поднятия является упоминавшийся нами ряд морских террас. Деятельность этих вулканов привела к образованию специфических вулкано-тектонических структур типа кольцевых и радиальных разломов, на которых мы остановимся при описании вулканов.

СХЕМА РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

По геологическим соотношениям и морфологическим признакам на о-ве Кунашир нами устанавливается следующая схема последовательности магматогенных образований.

1. Вулканогенные образования, пестрые по составу (от андезитов до липаритов), детально не расчлененные (нижний — средний миоцен?).
2. Интрузии кварцевых диоритов (верхний миоцен?).



Фиг. 3. Схема геологического строения о-ва Кунашир.
Составил Е. К. Мархинин

1 — современные морские и озерные отложения. Образования вулкана Тятя: 2 — новейшие лавовые потоки и шлаковые конусы; 3 — лавы соммы; 4 — шлаковая толща; 5 — лавы подножья. Образования полуразрушенных четвертичных вулканов южной части острова: 6 — дацитовые экструзии; 7 — пемзовые некки; 8 — лавы и туфы, слагающие соммы; 9 — головнинская туфогенная толща; 10 — нижнеменделеевский эффузивный комплекс; 11 — образования древнечетвертичных вулканов; 12 — кварцево-диоритовые интрузии; 13 — третичные вулканогенные образования; 14 — линейные разломы; 15 — кольцевые разломы; 16 — горячие источники и паро-газовые выходы.

3. Жильная серия пород (верхний миоцен?).
 - а. Жилы и дайки липаритов.
 - б. Жилы и дайки пород из группы андезито-базальта.
 - в. Кварцево-сульфидные жилы.
4. Туфоконгломераты и туфопесчаники основного состава (плиоцен?)
5. Экструзии липарита (плиоценовое — четвертичное время).

6. Потоки, покровы, мезы и некки андезитов и андезито-базальтов (четвертичное время).

7. Образования ныне действующих вулканических центров: базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты (четвертичное время).

Распространение на о-ве Кунашир основных из выделенных нами геологических образований показано на фиг. 3. Стратиграфические границы, особенно в средней и северной частях острова, проведены в значительной степени условно.

*Вулканогенные образования, пестрые по составу,
детально не расчлененные*

Вулканогенные образования, пестрые по составу, особенно широко распространены в средней и северо-западной частях о-ва Кунашир и выходят отдельными пятнами в юго-восточной части острова. Их состав меняется от андезитов до липаритов. Эффузивы прорываются интрузиями кварцевых диоритов и многочисленными дайками палеотипных андезитов и андезитов-базальтов.

Толща эта вызывает особый интерес как вмещающая сульфидное оружие, генетически, вероятно, связанное с интрузиями кварцевых диоритов. Она не представляет собой единого целого и при дальнейших исследованиях будет подразделена. Возможно, что только нижние горизонты толщи прорываются интрузиями кварцевых диоритов, а часть образований является их эффузивными аналогами или даже моложе.

В некоторых случаях эффузивные породы и их туфы сильно дислоцированы и изменены: хлоритизированы, каолинизированы и т. п.

Мощность толщи — не менее нескольких сотен метров.

Аналоги ее, по Ю. С. Желубовскому, Г. М. Власову и др., широко распространены на островах Уруп и Итуруп.

Нижнемиоценовый и среднемиоценовый возраст приписывается нами этой толще условно, по аналогии с так называемой серией Мисака, относящейся к нижнему миоцену и широко распространенной в центральной и северо-восточной Японии (Kato, Yamaguti, Ogawa, Iosida, 1940). Основанием для этого являются территориальная и генетическая близость районов распространения, сходный состав (серия Мисака состоит из андезитов, их туфов, туфобрекчий и сложена дайками и интрузивными залежами долерита), метаморфизованность обеих толщ интрузиями кварцевых диоритов; интенсивная дислоцированность позднейшими тектоническими движениями; размещение обеих толщ в основании молодых конусов линейно расположенных вулканов.

Краткое петрографическое описание. Среди пород, слагающих (условно) нижнемиоценовые образования, основную роль играют палеотипные андезиты, дациты, липариты и липаритовые туфы.

Палеотипные андезиты обнажаются на многие сотни метров вдоль северного берега острова, к востоку от мыса Нелюдимый. Макроскопически породы серого, чуть зеленоватого цвета, с темными пятнами разной величины. Судя по сохранившимся участкам, первоначально порода представляла собой войлок микролитов плагиоклаза, среди которых были размещены крупные (до 2—3 мм в поперечнике) фенокристаллы плагиоклаза и более редкие фенокристаллы темноцветного минерала. В большей части порода интенсивно изменена. Темноцветный минерал, как правило, замещен карбонатом. Полевые шпаты каолинизированы и тоже замещены карбонатом и кварцем.

В некоторых случаях за счет фенокристаллов основного плагиоклаза развивается альбит. Пятнистый характер породы обусловлен неравномерным распределением гидроокислов железа. Близки к описанным палео-

тинные андезиты, вмещающие интрузию кварцевых диоритов у мыса Прасолова (в северной части Охотского побережья). Порода зеленовато-серая, без темных пятен. Фенокристаллы моноклинного ($2V=+56^\circ$) и ромбического ($2V = -68^\circ$) пироксенов образуют гломеропорфиновые скопления. Характерно развитие многочисленных микроскопических кварцевых жил, вытянутых преимущественно в одном направлении. Вероятно, в этом сказалось контактное воздействие кварцево-диоритовой интрузии.

Палеотипные дациты изучены нами на берегу пролива Екатерины, восточнее ручья Свинцовый. Текстура породы флюидальная, структура — порфировая. Фенокристаллы — плагиоклаз № 27. Основная масса, составляющая около 90% всей породы, имеет микрофельзитовую структуру. Полевошпатовая часть микрофельзита, так же как и вкрапленники, сильно пелитизирована.

Палеотипные липариты наблюдаются во многих местах по северо-западному побережью острова. Это светло-серые породы с вкрапленниками кварца и полевого шпата разного размера.

К западу от мыса Докучаева палеотипные липариты вмещают полиметаллическое оруденение (кварцево-сульфидные жилы, ранее разрабатывавшиеся японцами). В их микрозернистой, полностью раскристаллизованной массе включены крупные (до 3—5 мм в поперечнике) фенокристаллы кварца и полевого шпата. Кристаллы кварца имеют сглаженные края; микрозернистая масса иногда образует в них глубокие заливы. Фенокристаллы полевого шпата сильно пелитизированы, реже карбонатизированы. Судя по их двойниковому сложению и по светопреломлению, они представлены альбитом. Немногочисленные зерна темноцветного минерала, по отношению к которым кварц резко ксеноморфен, сильно карбонатизированы, и установить их первоначальную природу невозможно. Основная микрозернистая масса представляет собой агрегат мельчайших зернышек кварца и полевого шпата. Она также сильно пелитизирована и карбонатизирована.

В липаритах, обнажающихся на берегу Охотского моря между мысами Нескучный и Заливный, наблюдаются многочисленные вкрапленники кварца и полевого шпата мельче (до 0,5 мм); распределены они в микрозернистой основной массе, состоящей из полевого шпата и кварца. Полевой шпат как во вкрапленниках, так и в основной массе сильно пелитизирован. Порода подверглась вторичному окварцеванию.

В бортах устьевой части р. Серебрянка обнажаются липариты, в которых вкрапленники кварца образуют между собой сростки до 5—6 мм в поперечнике. Крупные фенокристаллы плагиоклаза (андезина № 34) изменены менее сильно, чем в предыдущих образцах. Основная масса сильно пелитизирована.

Палеотипные липаритовые туфы наблюдались нами на берегу пролива Екатерины, к востоку от выходов кварцево-диоритовой интрузии. Порода представляет собой алевропелитовый лито-кристаллокластический туф. Зерна кварца, полевого шпата и отдельные обломочки микрозернистого кварцево-полевошпатового агрегата заключены в сильно пелитизированную пепловую массу. В образце, взятом в 2—3 м восточнее контакта с кварцево-диоритовой интрузией, очень сильно сказывается процесс окварцевания. Кварц образует многочисленные широкие прожилки и замещает пелитизированную основную массу.

Интрузии кварцевых диоритов

Выходы кварцевых диоритов на о-ве Кунашир изучались нами в трех пунктах: в двух — на Охотском побережье в северо-западной части острова и в одном — на Тихоокеанском побережье в его юго-восточ-

части. Занятые ими площади невелики, но кварцевые диориты во всех грех случаях уходят в море, поэтому действительные размеры их тел неясны.

Наиболее крупным телом является массив, протягивающийся от р. Золотая на юге до мыса Прасолова на севере. Южный и восточный контакты этого массива нам наблюдать не удалось, и восточная его граница показана на фиг. 3 условно. На севере массив контактирует с палеогинными андезитами. Контакт крутой, почти вертикальный. Вмещающие породы близ контакта окварцованы, альбитизированы, хлоритизированы.

Такие же крутые контакты имеет тело, обнажающееся на берегу пролива Екатерины. Непосредственный контакт кварцевых диоритов с вмещающей породой скрыт осыпями и задернован, но образец вмещающей породы, взятый на расстоянии 2 м от контакта, сильно окварцован в результате контактного метаморфизма.

Интрузии несут в себе ксенолиты вмещающих пород. Возраст кварцевых диоритов принимается нами условно как верхнемиоценовый на следующих основаниях:

1) на о-ве Уруп Немото наблюдал перекрытие курильских гранитоидов отложениями неогена, детальнее не определенными (Nemoto, 1933);

2) в северной и центральной Японии кварцевые диориты, прорывающие сильно дислоцированные вулканогенные образования (серия Мисака) и являющиеся основанием современных вулканов, имеют верхнемиоценовый возраст (Kato, Iamaguti, Ogawa, Iosida, 1940).

Краткое петрографическое описание. Макроскопически кварцевые диориты как в трех отмеченных выходах, так и в гальках, встречающихся в различных местах на побережье, — лейкократовые средне- и мелкозернистые. Под микроскопом видно, что породы состоят почти исключительно из плагиоклаза и кварца, а темноцветные минералы, имеющие подчиненное значение, почти всегда полностью замещены хлоритом. Для кварцевых диоритов о-ва Уруп Немото отмечает относительное богатство их темноцветными минералами (Nemoto, 1933). Кунаширские кварцевые диориты, наоборот, отличаются лейкократовым характером. Кроме хлоритов, из вторичных минералов существенно развиты каолин, серицит, в отдельных случаях — карбонат и эпидот. Калиевый полевой шпат присутствует в очень незначительном количестве.

По минеральному составу все три интрузии близки между собой. Характерными структурами являются гранитовая, гранит-порфировая, микропегматитовая и микроаплитовая.

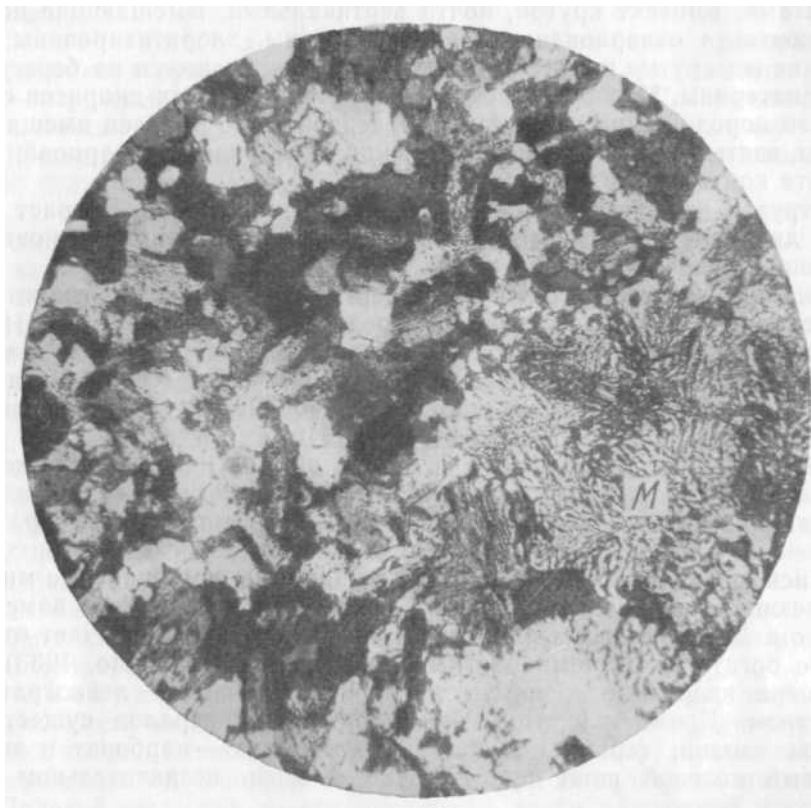
В образце, взятом в интрузии на Тихоокеанском побережье, в районе мыса Мечникова, средний минеральный состав породы следующий: плагиоклаза — 60%, кварца — 26%, калиевого полевого шпата — 2%, хлорита — 8%, магнетита — 4%. Структура породы гранитовая. Плагиоклаз присутствует в двух генерациях. Плагиоклаз первой генерации — андезин № 38, размером 2,5—3 мм, имеет идиоморфные очертания. Плагиоклаз второй генерации характеризуется резкой ксеноморфностью по отношению к крупным зернам плагиоклаза и кварца, но представлен тоже андезином № 38. Кварц присутствует также в двух генерациях: в относительно крупных зернах размером 2—3 мм, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу, и в сравнительно мелких (до 0,2—0,5 мм) зернах, выполняющих промежутки между крупными кристаллами и образующих пегматитовые прорастания с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом.

Калиевый полевой шпат образует мелкие ксеноморфные по отношению к плагиоклазу зерна. Хлорит представлен волокнистыми агрегатами зеленого цвета. По-видимому, он развился по роговой обманке, реликты структуры которой в отдельных случаях сохранились.

Магнетит присутствует в виде сравнительно редких мелких неправильных зерен.

Невдалеке от контакта кварцевый диорит имеет микроаплитовую структуру и включает отдельные диаметром 3—4 мм участки мермекита (фиг. 4).

Кварцевый диорит интрузии мыса Прасолова на Охотском побережье существенно состоит из сильно пелитизированного плагиоклаза и



Фиг. 4. Микроаплитовая структура в гранодиорите. М — мермекитовое образование.

Увел. 45; в скрещенных николях.

кварца с небольшой примесью хлорита и магнетита. Структура породы гранитовая с переходом в гранит-порфировую. Минералы первой генерации — идиоморфный плагиоклаз и кристаллы кварца (1,5—2,5 мм). Вторая генерация представлена мелкозернистой (0,3—0,6 мм) массой, состоящей из плагиоклаза, кварца, небольшого количества калиевого полевого шпата и микропегматита.

Порода (обр. 265) интрузии на побережье пролива Екатерины имеет минеральный состав, аналогичный описанным выше породам. Структура ее гранитовая с переходом в аплитовую.

Сравнение образцов, взятых из разных интрузий, свидетельствует о тождественности их минерального состава, структур и характера измененности.

Развитие таких структур, как гранит-порфировая, микроаплитовая и микропегматитовая, говорит в пользу гипабиссального происхождения интрузий.

Жильная серия пород

Дайки и жилы липарита наблюдались нами на северо-западном побережье острова, в районе мыса Прасолова. Они приурочены к массиву кварцевых диоритов. Мощность их различна, составляя от 0,5 до 12 м. Эти тела моложе массива кварцевых диоритов, секут его, но они предшествовали образованию жильной серии андезитов и андезито-базальтов, и этим определяется их положение в схеме (фиг. 5). Простираение многих даек северо-западное. Для большинства характерно крутое (до вертикального) падение. Например, липаритовая дайка мощностью 2,5 м, секущая тело кварцевых диоритов в районе мыса Прасолова, имеет азимут простираения СЗ 310—315°, азимут падения СВ 40—45° и угол падения 70—80°. Некоторые дайки липарита позднейшими тектоническими движениями пережаты, другие разорваны сбросами. Так, отмеченная выше дайка липарита смещена по плоскости сдвига на 10—12 м. Простираение плоскости сдвига СВ 30—40°, азимут падения ЮВ 120—130°, угол падения 70—80°.

Краткое петрографическое описание. Липариты очень светлые, иногда слегка голубоватые, порфировой структуры, с вкрапленниками кварца и полевого шпата, или мелкокристаллически зернистые.

В образце, взятом из 2,5-метровой жилы липарита, структура порфировая с микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники кварц и плагиоклаз № 33 составляют 34% площади шлифа, причем на долю кварца приходится 20%. Кристаллы кварца (размером 0,5—3 мм) имеют большей частью неправильную, округленную форму, вкрапленники плагиоклаза (1,5—2 мм) — короткотаблитчатую.

Основная масса состоит из криптокристаллического кварцево-полевошпатового вещества. Полевошпатовая часть основной массы, а также вкрапленники плагиоклаза сильно пелитизированы.

В образце из 2-метровой жилы липарита структура мелкокристаллически-зернистая, вкрапленники отсутствуют. Порода состоит из более или менее изометричных зерен кварца (размером 0,02—0,05 мм) и сильно пелитизированного полевого шпата. Характерно наличие микроскопических кварцевых прожилков. В 12,5-метровой дайке липарита структура порфировая с фельзитовой структурой основной массы.

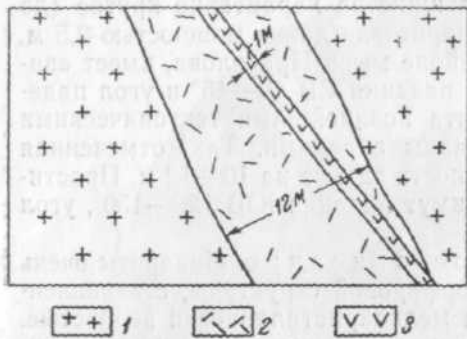
Жилы и дайки палеотипных пород из группы андезита-базальта имеют очень широкое распространение. Возраст их определяется тем, что они пересекают дайку липарита, а их секут кварцево-сульфидные жилы (см. фиг. 5 и 6). Этими наблюдениями, проведенными нами на северо-западном побережье острова, в районе мыса Прасолова, возможно, определяется возраст только определенной группы андезито-базальтовых даек, а не всех встречающихся на острове. Мощность жил и даек самая разнообразная: от нескольких сантиметров до многих метров. Простираение преимущественно СЗ 330—310°. Углы падения крутые.

Краткое петрографическое описание. Породы темные, зеленоватые или зеленовато-серые. В большинстве случаев первоначальную структуру и состав породы определить трудно, поскольку первичные минералы часто полностью замещены вторичными продуктами: клиноцоизитом, эпидотом, карбонатом, вторичным альбитом, иногда вторичным кварцем.

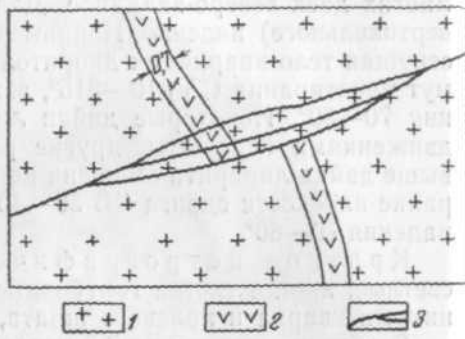
Палеотипный базальт жилы, секущей кварцево-диоритовую интрузию в районе мыса Прасолова, имеет порфирированную структуру. Первоначальная структура основной массы, судя по расположению крупных лейст сосюритизированного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены продуктами разложения темноцветных минералов и рудных, была микроделеритовая. Крупные вкрапленники плагиоклаза,

размером 2—3 мм, альбитизированы и частично замещены минералами из группы клиноцоизита — эпидота.

В образце, взятом на Тихоокеанском побережье, из 60-сантиметровой жилы, секущей интрузию кварцевых диоритов в районе мыса Мечникова, первоначальная структура породы была гиалопилитовая. Порода подверглась в принципе тем же процессам изменения, что и описанная выше, но в меньшей степени. В другом образце структура породы пилотакситовая.



Фиг. 5. Взаимоотношение кварцево-диоритовой интрузии (1) липаритовой дайки (2) и андезито-базальтовой жилы (3). Район мыса Прасолова.



Фиг. 6. Взаимоотношение дайки андезито-базальта (2) и кварцево-сульфидных жил (3), секущих кварцевый диорит (1). Район мыса Прасолова.

Кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы. Хотя кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы не являются образованиями магматическими, а представляют собой продукт гидротермальной деятельности, тем не менее их формирование знаменует собой определенный этап в развитии магматического процесса, и помещение их в нашу общую схему развития вулканизма не лишено оснований.

Сульфидно-кварцевые жилы наблюдались нами в толще липаритов восточнее мыса Докучаева, где их мощность не превышает 10 см. Основными минералами являются кварц, пирит, галенит, сфалерит. Простираение северо-западное, падение крутое (70—80°) как на юго-запад, так и на северо-восток. Существенно кварцевые жилы (разрабатывавшиеся японцами на золото), мощностью до 30—40 см, секут массив кварцевых диоритов в районе мыса Прасолова. Как уже было отмечено, они моложе жил липарита и андезито-базальта. Верхняя граница их возраста остается не определенной. Простираение кварцевых жил в массиве кварцевых диоритов у мыса Прасолова также северо-западное.

Характерно, что дайки липарита и андезито-базальта, а также сульфидно-кварцевые жилы имеют преимущественно северо-западное простираение, тогда как основным тектоническим направлением на острове является северо-восточное. Вероятно, в момент образования жильной серии трещины северо-западного простираения были более доступны для магматических расплавов и гидротермальных растворов. Этот факт нуждается в объяснении.

Туфоконгломераты и туфопесчаники основного состава

Вулканогенно-осадочные образования, относимые Ю. С. Желубовским и другими исследователями к неогену, слагают в северо-восточной части острова мыс Ловцова и территорию между оз. Круглое и пос. Безлесное, а в южной части выходят в районе пос. Алехино и в районе пос. Горячий

пляж. Их неогеновый возраст устанавливается этими геологами на основании того, что: 1) эти породы имеют много сходства с неогеновыми отложениями о-ва Итуруп, охарактеризованными фаунистически; 2) в туфопесчаниках на мысе Ловцова ими встречен отпечаток *Cadulus* sp.

Принимая для нерасчлененной эффузивной толщи, прорываемой кварцево-диоритовыми интрузиями, миоценовый возраст, можем предположить, что эти слои, перекрывающие, как указывал Немото, урупские кварцевые диориты, относятся к плиоцену.

Рассматриваемые вулканогенно-осадочные образования представлены главным образом переслаивающимися туфоконгломератами и туфобрекчиями, состоящими из обломков базальтов и андезито-базальтов, сцементированных мелкообломочным туфогенным материалом. Обломки имеют различную величину: от 2—3 см до 0,5 м и более. Среди них есть как окатанные, так и неокатанные. Туфоконгломераты переслаиваются с мелкозернистым туфогенным материалом — туфопесчаниками и туфоальритами. Мощность их в районе мыса Ловцова, по Ю. С. Желубовскому, не менее 60—100 м. Простираение СВ, падение СЗ с углами 15—16°. Разрез туфогенно-осадочных образований нами изучался в районе пос. Горячий пляж. В нижней части он представлен туфопесчаниками основного состава, которые имеют преимущественно светло-серую и коричневую окраску. Выше лежит толща грубых туфоконгломератов. Простираение пород северо-восточное, угол падения до 25—30°. Эти образования секутся туфовой дайкой (поевдодайкой) и прорываются небольшой экстрюзией липаритов.

Краткое петрографическое описание. Туфопесчаники. Под микроскопом видно, что обломки кристаллов в туфопесчаниках, имеющие максимальную величину 0,1—0,2 мм, представлены Лабрадором № 70 и моноклинным пироксеном. Туфопесчаники сцементированы гидрохимически криптокристаллическим кварцем и гидроокислами железа. Иногда можно видеть тонкие прожилочки криптокристаллического кварца, не имеющие резких границ и вытягивающиеся по направлению. Слоистость в шлифе подчеркивается ориентированным расположением длинных сторон отдельных более крупных кристаллов. В тех случаях, когда окварцованность выражена слабо, в шлифе хорошо видно, что основная масса породы почти исключительно состоит из вулканического стекла с кристаллитами.

Туфоконгломераты представляют собой плохо окатанные обломки и глыбы андезито-базальта, сцементированные туфопесчаником.

Обломки андезито-базальта макроскопически серые и темно-серые, с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза № 70, авгита, гиперстена и рудного минерала. Размеры вкрапленников обычно не превышают 2 мм.

Основная масса имеет структуру, близкую к интерсертальной, и представлена короткопризматическими микролитами плагиоклаза размерами 0,04 мм в длину и 0,02 мм в ширину, а также мельчайшими зернышками (порядка 0,01 мм) пироксена и рудного минерала, сцементированными вулканическим стеклом светло-коричневого цвета.

Экструзии липарита

Нижняя граница возраста молодых экструзий липаритового состава определяется тем, что у пос. Горячий пляж экструзия липарита прорывает вулканогенно-осадочные, условно плиоценовые, образования. Верхняя граница не определена. Площадь липаритовой экструзии, слагающей мыс Горячий, составляет примерно 10 000 м²; абсолютная отметка ее 49 м. Точные размеры экструзии не известны, так как большая часть ее границ

скрыта морем. В краевых частях экструзии встречены ксенолиты туфогенного песчаника. В экструзии наблюдаются линии течения, которые располагаются параллельно контактом ее с вмещающими породами. Выходы липаритовых пород (возможно, тоже характера экструзий) наблюдались нами у мыса Рифы и по течению р. Тюрина.

Краткое петрографическое описание. Породы, слагающие экструзию мыса Горячего, темные, плотные, хрупкие, со сравнительно редкими вкрапленниками полевого шпата и иногда кварца. Структура породы витропорфировая с кристаллитовой структурой основной массы. Иногда структура основной массы усложняется, и тогда она становится близкой к сферолитовой.

Сферолиты представляют собой комочки вулканического стекла округлой формы ($N = 1,505 \pm 0,002$), заполненного кристаллитами, и не имеют радиальнолучистого строения. Они повсюду плотно соприкасаются друг с другом, а иногда сливаются по два, три и более. Кристаллиты имеют форму прямых цепочек, которые состоят из мельчайших продолговатых шариков. Расположение их в сферолитах подчинено общему направлению линий течения, которые видны макроскопически и заметны в шлифе, в частности по ориентировке длинных сторон плагиоклазовых вкрапленников. Вкрапленники — андезин № 38 и кварц — вместе составляют 11% породы. Плагиоклаз — длиннопризматический ($1 \times 0,2$ мм). В отдельных случаях кристаллы его глубоко изъедены основной массой. Особенно сильно корродированы, однако, фенокристаллы кварца (размером в среднем 0,5 мм), имеющие округлую неправильную форму, иногда с, замысловатыми затеками основной массы. Нередко можно наблюдать, что не растворившиеся в основной массе остатки фенокристаллов кварца совершенно не имеют определенных границ с той или другой стороны, а постепенно сливаются с основной массой.

В образце наблюдалось прорастание плагиоклаза, имеющего двойниковое строение, пегматитоподобными вростками кварца. Участок такого прорастания имеет в поперечнике 1 мм и со всех сторон окружен основной массой.

Липариты, обнажающиеся на Тихоокеанском побережье, в районе мыса Рифы, — хрупкие породы, белые, с редкими вкрапленниками кварца, легко раскалывающиеся на раковиноподобные обломки. Под микроскопом видно, что порода представляет собой кислое стекло ($N = 1,488$) с кристаллитами и разбита характерными округлыми трещинами сжатия (перлитовая текстура).

Потоки, покровы, мезы и некки андезита и андезито-базальта

Мы объединяем в эту группу лавы, формирующие склоны древнего вулкана Руруй, лавы плато и древних потоков, подобных тем, какие формируют Южно-Курильский мыс, и лавы, образующие на обоих побережьях острова «шпили» и «пальцы» причудливой формы и представляющие собой зачастую вскрытые эрозией жерла вулканов. Все эти образования по возрасту близки между собой и, вероятно, древним лавовым потокам, обнажающимся в основаниях действующих вулканов Тятя и Менделеева. Последние, по-видимому, представляют собой продукты деятельности «первозданных» вулканов Тятя и Менделеева, продукты, формировавшиеся в тех магматических очагах, жизнь которых оказалась весьма длительной и проявлялась в историческое время, поэтому их мы будем рассматривать вместе с другими продуктами этих вулканов.

Краткое петрографическое описание. Макроскопически рассматриваемые породы зеленовато-серые до темно-серых, большей

частью порфи́ровые, иногда плотные, реже пористые. Минеральный состав их прост: они состоят из основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов или только из ромбического пироксена, иногда из оливина и рудного минерала. Структуры их разнообразны. Наиболее часты гиалопилитовая, пилотакситовая, реже — гиалиновая. По химическому составу они в основном отвечают андезитам и андезито-базальтам.

Лавы, формирующие нижнюю часть северо-западного склона вулкана Руруй, имеют порфи́ровую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном и магнетитом. Основная масса характеризуется гиалопилитовой структурой с переходом в пилотакситовую. Вкрапленники, так же как и микролиты, ориентированы в одном направлении. Они составляют 37% площади шлифа, из них 15% приходится на плагиоклаз (Лабрадор № 54); кристаллы его имеют таблитчатую форму, максимальные размеры 2—2,5 мм в длину и 1—1,5 мм в ширину. Нередко они образуют гломеропорфи́ровые скопления. Вкрапленники ромбического пироксена ($2V = -64^\circ$) составляют 9% породы. Иногда они содержат включения рудного минерала. Моноклинный пироксен ($2V = +56^\circ$, $cNg = 45^\circ$) содержится в количестве 8%. Фенокристаллы пироксенов, достигающие в длину 4 мм, иногда образуют ростки.

Основная масса представляет собой войлок микролитов плагиоклаза, сцементированных стеклом; в ней довольно густо распределены мельчайшие зернышки рудного минерала.

Лавы, слагающие самую верхнюю часть северо-западного склона вулкана Руруй, имеют микролитовую структуру основной массы, в которой кроме плагиоклаза, содержится значительное число зернышек пироксена. Вкрапленники — плагиоклаз № 48—24%, ромбический пироксен ($2V = -64^\circ$)—7,5%, моноклинный пироксен ($2V = 54^\circ$, $cNg = 48^\circ$)—1,6%, магнетит — 1,4% — имеют средние размеры порядка 1 мм, максимальные 2—2,5 мм. Размер микролитов — около 0,1 мм.

Большую часть основной массы составляет стекло ($N = 1,514 \pm 0,002$), имеющее светло-бурый цвет.

Андезиты, слагающие «палец» против пос. Отрадное, характеризуются гиалопилитовой структурой основной массы. Основная масса представляет собой войлок микролитов плагиоклаза и магнетитовую сыпь, сцементированные вулканическим стеклом (94%), и вкрапленники (6%), в том числе плагиоклаз № 56 (4%), моноклинный пироксен ($2V = +56^\circ$, $cNg = 44^\circ$) — (1,5%), магнетит (0,5%). Многие вкрапленники плагиоклаза являются реликтами фенокристаллов, не растворившимися в основной массе.

Образования действующих вулканов Головкина, Менделеева и Тятя

Современный этап развития вулканизма на острове характеризуется извержениями вулканов Головкина, Менделеева и Тятя.

Возникнув, как «эпицентры», зародившихся на глубине магматических очагов, «первозданные» вулканы Головкина, Менделеева и Тятя начали свою деятельность, вероятно, еще тогда, когда на острове происходили извержения других, ныне потухших вулканов, например, таких, как Руруй.

Продукты извержений этих вулканов очень разнообразны; от базальтов до дацитов. Вулканы Головкина, Менделеева и Тятя представляют предмет нашего специального исследования.

Судя по резкому угловому несогласию между отдельными группами описанных выше вулканогенных образований, своеобразию тектоники в каждой из таких групп, большей или меньшей «палеотипности» изверженных пород, в развитии вулканизма на острове мы выделяем три цикла, точные возрастные границы которых, однако, неясны. Первый цикл (миоценовый?) привел к образованию пестрой вулканогенной толщи, кварцево-диоритовых интрузий и жильной серии пород; в результате второго цикла (плиоценового?) образовались слоистые туфопесчаники и туфо-конгломераты; третий цикл (четвертичный) выразился в деятельности четвертичных как потухших, так и ныне активных вулканов.

ДЕЙСТВУЮЩИЕ ВУЛКАНЫ

Вулкан Головнина

Вулкан Головнина расположен в южной части острова Кунашир. Им замыкается с юга цепь вулканов Курильских островов.

Морфология

В настоящее время вулкан Головнина представляет собой обширную кальдеру диаметром порядка 4 км (фиг. 7). Котловина окружена кольцом небольших возвышенностей, средняя высота которых составляет около 300 м. Кольцо этих возвышенностей представляет собой древний гребень соммы, расчлененный эрозией. Наибольшую отметку имеет гора Головнина (542 м). Сомма вулкана возвышается над морской террасой, максимальная высота которой 100—120 м. Склоны соммы постепенно, незаметно сливаются с поверхностью морской террасы. Средняя величина наклона склонов равна 10—12°. Как склоны соммы, так и поверхность морской террасы, на которой она покоится, сильно расчленены разветвленной овражной сетью. Вулкан сильно зарос хвойным и лиственным лесом, кустарником и травой.

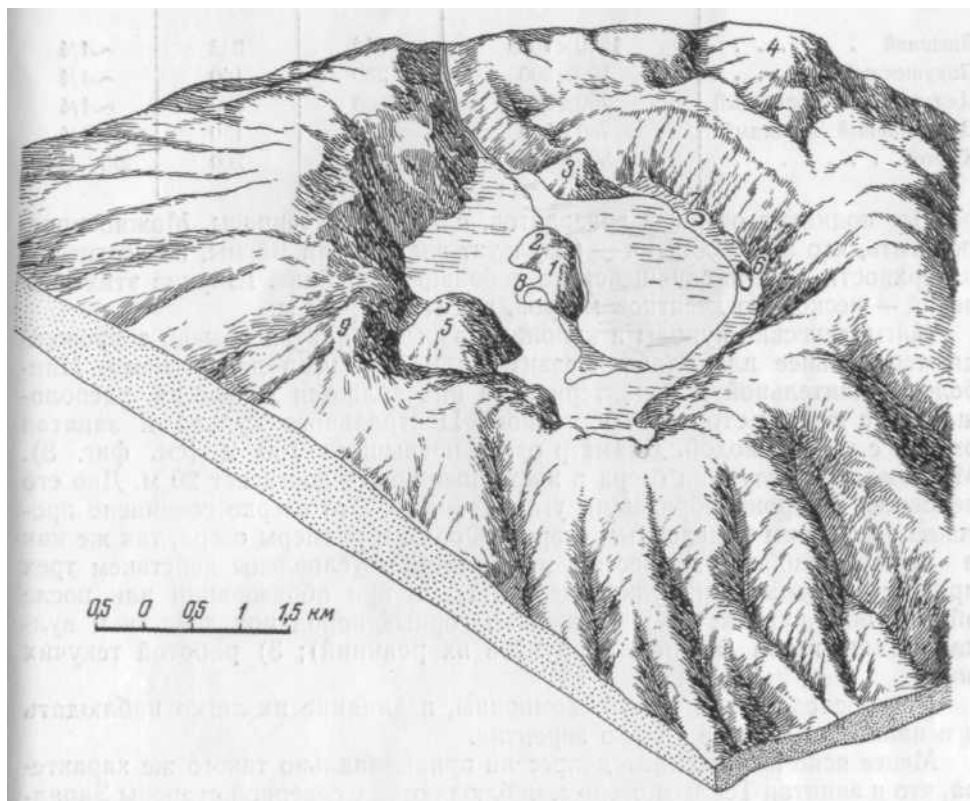
Внутренние стенки кальдеры имеют крутизну порядка 30—35°. Дно кальдеры в основном ровное; под пологом углом (в несколько градусов) оно имеет наклон с юга-запада на северо-восток. Северная, наиболее пониженная, часть кальдеры занята озером неправильной формы. Согласно Мияди (Miyedi, 1938), максимальная глубина этого озера — 62,3 м. Судя по наличию террас с отметками порядка 3—4; 1,5—2 и 0,5 м над уровнем озера, в свое время оно покрывало всю или почти всю площадь кальдеры. Теперь озеро занимает 3,1 км², что составляет только около одной трети всей площади кальдеры. Зеркало озера имеет абсолютную отметку 130 м. Озеро питается родниками и небольшими ручьями. Речка Озерная, шириной 2—3 м и глубиной до 1,5 м, вытекающая из озера, сверху донизу распиливает стенки кальдеры и впадает в Охотское море. Речка течет по узкому ущелью V-образного профиля с крутыми стенками и образует множество водопадов.

Характерным морфологическим элементом для кальдеры Головнина являются магматические куполы, которые образуют резко обособленные небольшие вершины. Самый крупный купол расположен на внешнем северо-западном склоне соммы, примерно на расстоянии 1,5 км от края кальдеры, и вытянут с юго-запада на северо-восток. Купол почти сплошь зарос кустарником и травой, но в обрывах имеет ряд хороших обнажений. Для удобства изложения мы будем в дальнейшем называть этот купол Внешним.

Приблизительно на расстоянии 2 км к юго-востоку от Внешнего купола, внутри кальдеры, рядом с ее северо-западной стенкой, расположен сравнительно небольшой купол, который обнажается только у уреза воды

озера. Характерной особенностью этого купола является наличие подушечной отдельности в лавах, наблюдавшейся нами в его основании. Ниже мы именуем этот купол Подушечным.

В центре кальдеры расположены рядом два купола, похожие один на другой. Мы называем их Западным и Восточным Центральными. Оба они вытянуты в направлении с юга на север. Эти куполы обнажены лучше



Фиг. 7. Изометрическая блок-диаграмма кальдеры Головнина.

1 — купол Центральный Восточный; 2 — купол Центральный Западный; 3 — купол Подушечный; 4 — купол Внешний; 5 — купол Крутой; 6 — местоположение «черепаховой» структуры и связанного с ней сольфатарного поля; 7 — сольфатарное поле Безымянное; 8 — Теплое озеро; 9 — гора Головнина.

других. Они образуют крутые обрывы (фиг. 8), а противоположные склоны их покрыты кедровым стлаником и травой. В направлении к юго-востоку от обоих Центральных куполов, у внутренней стенки кальдеры находится еще одна изолированная вершина, которая, судя по форме и по отдельным обнажениям, также является куполом, который мы будем называть Крутым. На склоне этого купола можно наблюдать только отдельные скальные выходы. В табл. 1 приведены размеры описываемых куполов.

Как это видно на фиг. 7, все упомянутые куполы располагаются приблизительно по одному направлению вдоль ломаной линии с общим простиранием с ЮЮВ на ССЗ. Два из пяти названных выше куполов были отмечены Г. В. Корсунской в 1948 г. под названием «центральные конусы» (которому она, очевидно, не придавала генетического смысла), а в 1954 г. — Г. С. Горшковым. Остальные куполы отмечаются нами впервые.

Морфологическим элементом, чрезвычайно интересным, и генетически, вероятно, связанным с магматическими куполами, являются куполооб-

Размеры куполов кальдеры Головнина

Наименование купола	Размеры основания, м	Высота, м		Отношение относительной высоты к поперечнику в основании
		абсолютная	относительная	
Внешний	1500x1000	342	342	~1/4
Подушечный	500x300	230	100	~1/4
Центральный Восточный	750x500	260	130	~1/4
Центральный Западный	750x500	280	150	~1/4
Крутой	800x500	380	200	2/5—1/4

разные поднятия озерных гравелитов, слагающих террасы. Можно предполагать, что эти поднятия — результат застывания магмы, не достигшей поверхности и остановившейся на небольшой глубине. Ширина этих поднятий — несколько десятков метров, высота — 2—3 м.

Магматические куполы и куполообразные поднятия обычно сопровождаются сильнее или слабее развитыми небольшими депрессиями. Наиболее значительной и характерной из них является депрессия, расположенная с южной стороны Восточного Центрального купола и занятая озером с теплой водой. Диаметр озера превышает 100 м (см. фиг. 8). Максимальная глубина озера в настоящее время достигает 20 м. Дно его неровное, с воронкообразными углублениями. Это озерко соединено протокой с большим кальдерным озером. Форма и размеры озера, так же как и других подобных депрессий, в основном обусловлены действием трех причин: 1) взрывами вулканических газов при образовании или после образования купола; 2) разложением горных пород под действием вулканических газов (вернее, продуктов их реакций); 3) работой текучих вод.

Две последние причины несомненны, и влияние их легко наблюдать и в наши дни, первая только вероятна.

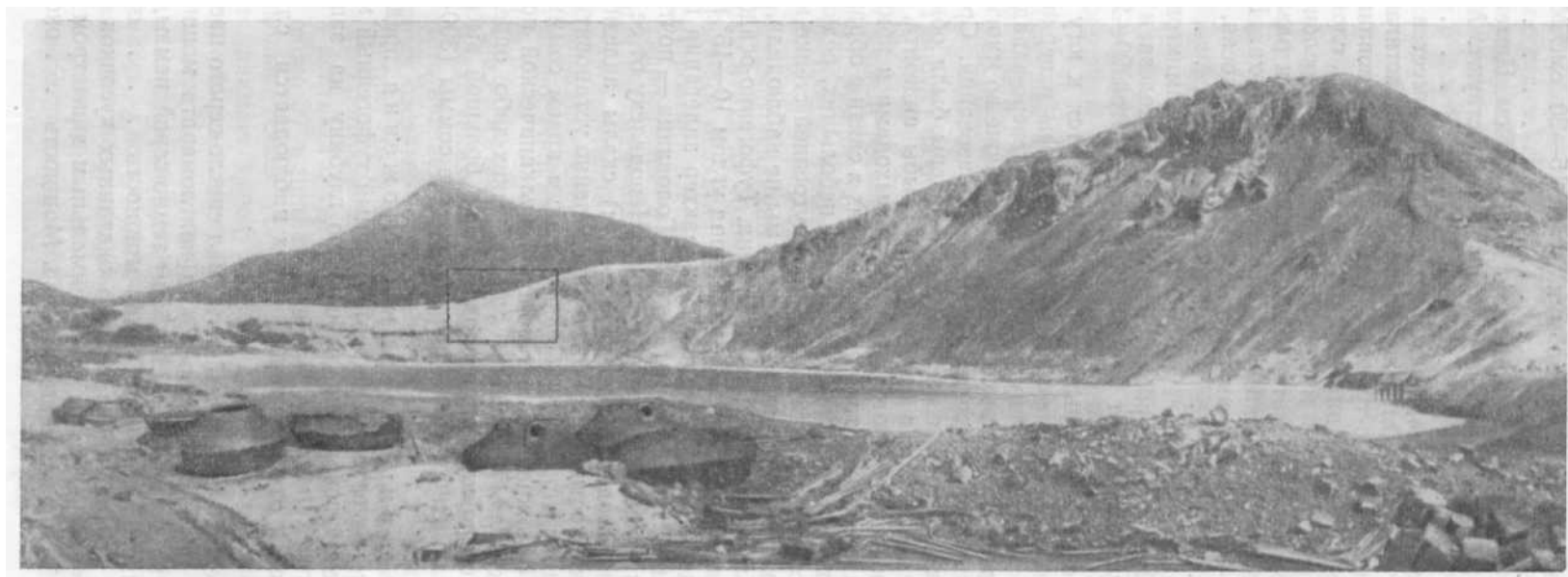
Менее ясно выраженные депрессии принципиально такого же характера, что и занятая Теплым озером, наблюдаются с северной стороны Западного Центрального купола, у Внешнего купола и вдоль западного края куполообразной структуры в озерных гравелитах на северном берегу большого кальдерного озера.

Геологическое строение

Геологический разрез соммы. Сомма сложена в основном туфогенно-осадочными образованиями. Полный геологический разрез ее можно наблюдать там, где сомму прорезает р. Озерная. Этот же разрез вскрыт на побережье Охотского моря в крутых, 120-метровых обрывах. Здесь (снизу вверх) наблюдается следующая смена пород:

1. Обломки андезита и туфа, распределенные в большом количестве в песчано-туфовом, псаммито-алевритовом цементе. Цвет породы светло-серый. Обломки андезита в большей их массе окатаны; диаметр обломков до 5—6 см. С поверхности они обычно окрашены в красные и бурые тона (гидрооксидами железа). Размеры обломков туфа в среднем несколько меньшие. Цвет их желтовато-белый с красно-бурыми подтеками гидроокислов железа. В слое заметна косая слоистость. Мощность слоя. 2,6 м

2. Более крупные обломки андезита и туфа, заключенные в псаммито-алевритовом туфогенном цементе. Некоторые глыбы андезита достигают



Фиг. 8. Купол Центральный Восточный. Уегоподножья — озерс теплой водой (фото А.Т. Куракина)

В прямоугольнике — контакт озерных отложений с породами купола.

0.5 в поперечнике, округлые обломки туфа 15—20 см. Мощность . 12,6 м

1. Обломки андезита и туфа диаметром до 15—20 см. Цемент песчано-туфовый, рыхлый. Крупные глыбы андезита отсутствуют. Мощность слоя . 4,2 м

4. Обломки андезита и туфа, большинство которых имеет в поперечнике 20—30 см. Отдельные окатанные глыбы андезита достигают в поперечнике 1 м. Цемент песчано-туфовый. Среди этих образований встречен валун кварцевого диорита диаметром 15 см. Мощность слоя . 15 м

5. Рыхлый песчано-туфовый материал. Чередуются прослои с более терригенным и более туфовым материалом. Диаметр частиц различен: от алевритового до размера горошины и даже грецкого ореха. Наиболее крупные частицы — обломки андезита. Слоистость косая. Общая мощность слоев . 42 м

6. Плотный андезитовый алевро-псаммитовый полимиктовый туф. Цвет пепельно-серый. Сцементирован гидроокислами железа и кремния гидрохимическим путем, образует крутые обрывы высотой 20—25 м.

Аналогичный, но менее полный разрез наблюдается к югу от устья Озерной, вдоль берега Охотского моря. Плотные туфы в верхней части описанного разреза образуют с внутренней стороны северо-западной и северной стенок кальдеры карниз высотой 25—30 м. Ниже во многих местах здесь наблюдаются рыхлые песчано-пемзовые образования. Среди этих отложений нами на внутренних же стенках кальдеры были обнаружены отдельные крупные (1,5—2 м в поперечнике) глыбы андезита. Возможно, что некоторые из них являются коренными выходами и принадлежат окончаниям языков лавовых потоков, оборванных в связи с образованием кальдеры. То же следует сказать относительно небольших, редких скальных выходов авгитового андезита на южной внутренней стенке кальдеры. Несомненных лавовых слоев в разрезе соммы мы не наблюдали, быть может, потому, что большая ее часть не обнажена. Туфогенно-осадочные образования, вскрытые по р. Озерная, падают под углом 10—15° по радиусу от центра кальдеры. Периклинальный характер залегания пород несомненен. Наивысшая точка соммы — гора Головнина — почти полностью задернована и покрыта растительностью. Неподалеку от ее вершины и на склонах мы наблюдали крупные (2—3 м) скалы андезита. Из-за очень плохой обнаженности нельзя было определенно установить, является ли гора Головнина просто наиболее высоким краем соммы или же здесь сомма была осложнена более молодой вулканической постройкой типа конуса или купола. Во всяком случае, каких-либо определенных признаков такой постройки, кроме сравнительно большой высоты горы Головнина (542 м) по отношению к средней высоте соммы (300—350 м), нет.

Внутрикальдерные озерные отложения представляют собой смытый со стенок соммы и переотложенный туфогенный материал. Разрез этих отложений вскрыт на наибольшую глубину на западном и юго-западном берегах Теплого озера.

Здесь, снизу (почти от уреза воды) вверх наблюдается следующая смена пород:

1. Тонкий туфогенный перемытый материал светло-серого цвета с прослойками суглинка и с тремя прослоями конгломерата мощностью до 0,4 м, состоящего из кусочков светлой и темно-серой пемзы, которые имеют в поперечнике около 5 см. Общая мощность . . . около 3 м

2. Конгломерат, состоящий из хорошо окатанных кусочков черной и белой пемзы различной величины (с максимальным диаметром 5—6 см) и сцементированный гидроокислами железа. Мощность . . . около 1,5 м

3. Светло-серый тонкий перемытый туфовый материал с частыми прослойками глины. Мощность 2 м
4. Чередование озерных песчаников и конгломератов, состоящих из переотложенного туфогенного материала. Отмечено пять прослоев мощностью от 5 до 40 см, обогащенных округлыми обломками черной пемзы. Мощность 5,5 м
5. Белесый переотложенный туффит, весь испещренный мелкими обломками черной пемзы. Мощность 0,05—0,07 м
6. Серый, местами рыжий (от присутствия гидроокислов железа) туфопесчаник с редкими кусочками темно-серой пемзы. Мощность 0,4 м
7. Белесый среднезернистый переотложенный туффит, рыхлый, с многочисленными обломочками темно-серой пемзы диаметром до 3 см. Мощность 0,25 м
8. Озерный гравелит ржавого цвета, переходящий в конгломерат. Мощность 1—1,2 м
9. Рыхлый зеленоватый озерный гравелит. Мощность 0,05 м
10. Озерный мелкозернистый (до среднезернистого) ржавый песчаник, состоящий из переотложенного туфогенного материала. Мощность 0,6 м
11. Озерный крупнозернистый песчаник, переходящий в гравелит ржавого цвета. Мощность 1 м
12. Чередование суглинков и супесей буроватого цвета. Мощность 1 м
13. Темный, видимо, от примеси органических остатков, суглинок. Мощность 0,4 м
14. Озерный песчаник, состоящий из туфогенного материала, ржавого цвета. Мощность 0,1 м
15. Суглинок, темный от примеси органических остатков. Мощность 0,2 м
16. Рыхлый туфогенный материал, состоящий из обломков белой пемзы: диаметром от 0,5 до 10 см. Мощность 1 м
17. Ржавый мелкогалечный конгломерат. Гальки (диаметром от 0,5 м и до 10 см) состоят в основном из обломков белой пемзы. Цементом являются гидроокислы железа. Мощность 0,3 м

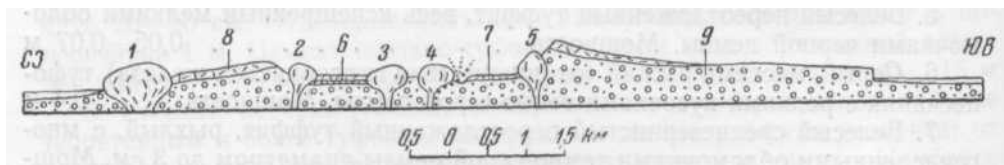
Общая видимая мощность разреза — 17 м.

Там, где залегание внутрикальдерных отложений не нарушено местными подвыжками, озерные отложения залегают горизонтально или почти горизонтально. Например, в описанном разрезе слои падают на СЗ 280° под углом 5°.

Магматические куполы. Головинские андезито-дацитовые куполы представляют собой выжатые на поверхность последние порции магмы этого вулканического центра. Они моложе рассмотренных внутрикальдерных озерных террасовых отложений, о чем наглядно свидетельствует контакт озерных террасовых отложений с андезито-дацитами Восточного Центрального купола (см. фиг. 8). Озерные террасовые гравелиты у контакта с куполом завернуты вверх и образуют угол с горизонтом около 30° и падают на юг по азимуту 185°.

Несколько особое положение среди рассматриваемых магматических куполов занимает купол Внешний. Это сравнительно крупное магматическое тело имеет значительно более основной, а именно андезито-базальтовый, состав. Нельзя говорить об одновозрастности этого магматического тела с внутрикальдерными куполами, так как мы не знаем, когда оно образовалось — до или после отложения озерных осадков. Однако о его очень молодом возрасте свидетельствуют следующие факторы: вне зоны контакта с вмещающими породами породы купола совершенно свежие в зоне контакта с туфогенно-осадочными образованиями соммы породы

купола под действием гидротермальных растворов превращены в глины; в обрыве высоты 342,0 Г. В. Корсунской и геологами Дальневосточного геологического управления (Бочкаревым и др.) отмечена интенсивная фумарольная деятельность. Все это заставляет считать купол Внешний по возрасту близким к внутрикальдерным куполам. С другой стороны, состав слагающих его горных пород, отличающийся от состава в других



Фиг. 9. Профиль через кальдеру Головнина по линии магматических куполов.

1 — купол Внешний; 2 — купол Подушечный; 3 — купол Центральный Западный; 4 — купол Центральный Восточный; 5 — купол Крутой; 6 — вода озера; 7 — озерные отложения; 8 — туфы верхней части соммы; 9 — головнинская туфогенная толща.

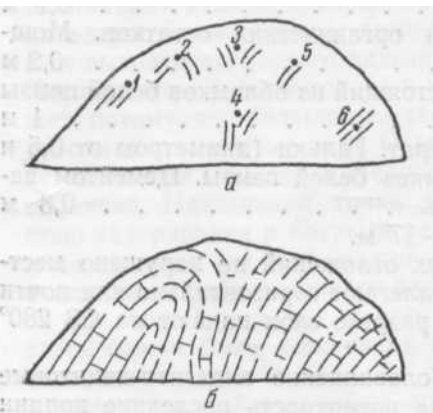
куполах, и микродолеритовая структура позволяют считать его не экстрезивным куполом, а очень молодым гипабиссальным телом. Рыхлые туфогенно-осадочные образования соммы, в которых оно внедрилось, были, очевидно, смыты с него в очень короткое время.

Схематический геологический разрез через кальдеру Головнина по линии магматических куполов представлен на фиг. 9.

Изучение внутреннего строения головнинских куполов затруднено их плохой обнаженностью. Хорошо обнажена только одна из сторон каждого

из Центральных куполов, а именно стороны, обращенные к сольфатарным полям у подножий. Создается впечатление, что соответствующий край каждого из этих куполов был при их образовании сорван взрывом. Наблюдения за характером трещин отдельности возможны только здесь. Результаты произведенных нами замеров трещин на Восточном Головнинском куполе, приведенные в табл. 2, привязаны для наглядности к схеме (фиг. 10).

На вертикальную плоскость (фиг. 10а), простирающуюся с запада на восток, нанесены контур обнаженной «рваной» стенки купола и следы пересечения ее «плоскостями» трещин отдельности по наблюдениям в точках, тоже спроектированных на эту плоскость. Трещины отдельности замерены только в тех точках, где трещины были наиболее отчетливо проявлены.



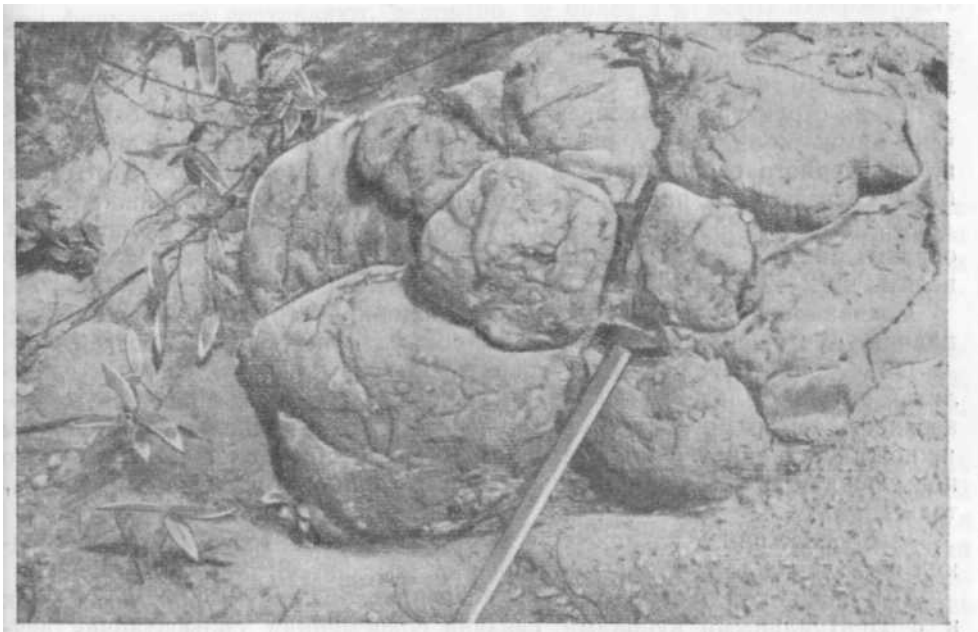
Фиг. 10. Данные по замерам трещин отдельности в Центральном Восточном Головнинском куполе (а); их интерпретация (б).

1—6 — точки замеров.

При интерпретации результатов наблюдений (фиг. 10,б) нельзя забывать, что они проведены на сравнительно ограниченной обнаженной площади купола.

Полученный нами рисунок строения купола в разрезе не соответствует ни луковичной, ни веерообразной структуре.

Своеобразный характер отдельности наблюдается в андезито-дацитовых лавах Подушечного купола (фиг. 11). «Подушечные лавы» обнажены у уреза воды кальдерного озера на очень незначительной площади, в



Фиг. 11. Шаровая отдельность в лавах Подушечного купола.
Фото автора.

остальной части купол зарос густой растительностью. Вероятно, подушечная отдельность характерна только для краев купола. Напрашивается предположение, что лава купола сползала в кальдерное озеро и что это явилось причиной образования «подушек». Размеры подушек различны: от 15—20 см до 0,5 м и больше.

Таблица 2

Результаты замеров трещин на обнажении
Восточного Центрального купола в кальдере
Головнина

Точка	Азимут падения трещины, град.	Угол падения, град.
1	330	80
2	{ 150—130 310—315	{ 70 80
3	{ 260—270 80—90	{ 70 80
4	{ 348 250	{ 80 90
5	10	70
6	260—270	70—80

О внутреннем строении купола Крутого ввиду его плохой обнаженности можно высказать только предположительно. Судя по его форме, очень близкой к форме Центральных куполов, строение Крутого также должно быть близко к строению этих куполов.

У Внешнего купола отмечена довольно четко выраженная вертикальная параллелепипедальная отдельность.

Куполообразные структуры в озерных отложениях. В нефтяной геологии хорошо известна «черепаховая» структура над соляными куполами.

Такая структура над современным магматическим куполом была отмечена нами, по-видимому, впервые (Мархинин, 1957). На северном берегу кальдерного озера куполообразно изогнутые озерные гравелиты разбиты круговыми и радиальными трещинами разрыва. Ширина трещин до 3—4 см. Они достаточно четко наблюдаются на площади около 2000 м, образуя рисунок «черепаховой» структуры. В своде купола озерные гравелиты на 2—3 м приподняты над уровнем озерной террасы.

Сохранилась только юго-западная половина структуры, а северо-западная уничтожена под воздействием сольфатарных газов и эрозией.

Объяснение образования «черепаховой» структуры в озерных гравелитах внутри кальдеры Головнина внедрением не прорвавшегося на поверхность земли магматического купола является наиболее естественным и, пожалуй, единственно возможным. Такое предположение особенно подтверждается наблюдаемыми в этом же районе следующими обстоятельствами:

1) прорвавшийся на поверхность Восточный Центральный купол поднял и «задрал» слои озерных отложений (см. фиг. 8);

2) с описанной куполообразной, «черепаховой» структурой, так же как и с Центральными куполами, связана современная сольфатарная деятельность.

В кальдере Головнина наблюдаются три типа магматических куполов:

1) экструзивные куполы, выжатые на поверхность земли;

2) небольшие приповерхностные интрузии, вскрытые позднейшей эрозией;

3) небольшие неглубокие интрузии типа лакколлитов или бисмалитов, проявляющиеся на поверхности земли только куполообразным поднятием вмещающих пород и сопутствующей сольфатарной деятельностью.

К первому типу мы относим куполы Центральные, Подушечный и Крутой, ко второму — купол Внешний, к третьему — магматический купол под «черепаховой» структурой.

Отложения Теплового озера. Ряд неглубоких буровых скважин, пробуренных непосредственно на Теплом озере геолого-разведочно партией ДВГУ с целью разведки сероносных илов (Бочкарев и др.), выявил следующий разрез.

Основанием для озерных осадков служит андезитово-дацитовая дресва. В пределах глубин примерно до 10 м в южной, западной и восточной частях озера поверх дресвы лежат синие илы. Мощность их — до 4 м. На них, иногда непосредственно, а иногда отделяясь от них прослоем андезитового делювия, залегают сероносные желтые илы мощностью до 4 м. На желтые илы налегает серый озерный ил, слабосероносный с непостоянной мощностью, местами достигающей 4 м. Вдоль берега озера он перекрыт чечевицеобразными серными осадками мощностью 0,30—0,40 м. На западном и восточном участках озера эти осадки образуют неправильные пятна; в основном они распространяются до глубины 0,5 м.

Наибольшая общая суммарная мощность илов — около 9 м. В пределах больших глубин озера суммарная мощность илов уменьшается.

Продукты извержений

Весь изверженный вулканом Головнина материал подразделяется на две группы: на собственно вулканические продукты и на обломки пород фундамента и пород, закристаллизованных на глубине. Хотя обломки по-

род фундамента составляют, вероятно, не более 1% всего изверженного материала, все же они представляют большой интерес как породы, вмещающие периферический вулканический очаг и слагающие стенки канала.

Собственно вулканические продукты

Продукты, формирующие нижнюю часть соммы, Под нижней частью соммы в данном случае подразумевается та часть ее разреза, которая сложена чрезвычайно разнородным по крупности зерна вулканогенно-осадочным материалом, большей частью переотложенным морем. Она охватывает пять описанных выше выделенных по механическому составу слоев (см. геологический разрез соммы).

Во всех этих слоях изверженный материал представлен тремя главными составляющими: а) окатанными глыбами андезита и дацита; б) обломками туфа; в) тонким туфовым цементирующим материалом. Ниже рассматривается каждая из этих составляющих.

а) Крупные обломки андезита и дацита в отдельных слоях составляют иногда до 50% и более от всей туфогенно-осадочной толщи. Величина андезитовых обломков изменяется от 5—10 см до 1 м в поперечнике. Они, так же как и обломки туфа и цементирующая туфовая масса, по-видимому, представляют собой продукты, некогда формировавшие неоднократно возникавший вследствие новых извержений и вновь разрушавшийся морем конус вулкана Головнина.

Среди крупных обломков нижней части туфогенно-осадочной толщи встречен двупироксеновый андезит. Макроскопически он имеет светло-серый цвет, и на свежем его изломе видны светлые таблички фенокристаллов полевого шпата и черные штриховатые зернышки темноцветных минералов.

Фенокристаллы составляют 44% объема образца. Состав их следующий: плагиоклаз № 54—17%; моноклинный пироксен ($2V = 51^\circ$); ($cNg = 44^\circ$)—16%; ромбический пироксен ($2V = -64^\circ$)—9%; магнетит—2%.

Фенокристаллы более или менее равномерно распределены в основной массе, структура которой — частью криптокристаллическая, слабо действующая на поляризованный свет, частью гиалиновая. Вулканическое стекло светло-бурое, местами густо окрашенное гидроокислами железа. В основной массе рассеяны микроскопические зерна рудного минерала.

Среди крупных обломков из верхней части разреза этой же толщи встречается кварцево-пироксеновый андезито-дацит. Макроскопически обломки кварцево-пироксенового андезито-дацита очень трудно отличить от обломков описанного выше двупироксенового андезита. Эта порода тоже имеет цвет от светло-серого до серого, и на свежем изломе можно видеть светлые таблички полевого шпата и черные штриховатые зерна темноцветных минералов, и только при внимательном рассмотрении можно рассмотреть редкие округлые водяно-прозрачные зерна кварца.

Вкрапленники в этой породе представлены плагиоклазом № 47, кварцем, моноклинным ($2V = +52^\circ$; $cNg = 41^\circ$) и ромбическим ($2V = -60^\circ$) пироксеном и магнетитом. Они составляют примерно одну треть всей массы породы. Размеры их 0,5—2 мм. Основная масса представлена главным образом вулканическим стеклом с распределенными в нем микролитами плагиоклаза, отдельными зернышками кварца и пироксенов. Структура основной массы близка к гиалопилитовой в понимании Лодочникова и Лаппарана (Ю. И. Половинкина и др., 1948). В отдельных местах наблюдаются скопления микролитов плагиоклаза, причем в промежутках между ними находятся микроскопические зерна рудного минерала и пироксенов.

б) Обломки туфа, присутствующие в туфогенно-осадочной толще, представляют собой легко разламывающуюся, макроскопически белую или слегка желтоватую пористую породу. Под микроскопом видно, что это алевро-пелитовый витро-кристаллокластический туф.

Слегка хлоритизированный и окрашенный гидроокислами железа вулканический пепел содержит в себе многочисленные, очень мелкие, неправильные зернышки магнетита. Кроме того, в породе кое-где разбросаны или сгруппированы в кучки небольшие кристаллики плагиоклаза № 50, моноклинного ($2V=+55^\circ$; $cNg = 44^\circ$) и ромбического ($2V=-62^\circ$) пироксенов. Величина зерен не превышает 1 мм. Кристаллические вкрапленники составляют не более 20% всей массы породы по объему.

в) Цементирующая туфовая масса обычно составляет менее 50% материала в слоях туфогенно-осадочной толщи. Обычно это довольно рыхлая, легкорассыпающаяся порода белого цвета, гидроокислами железа окрашенная в желтоватые тона. Местами гидроокислы железа образуют бурые прожилки. Под микроскопом видно, что порода представляет собой сплошную пепловую массу — агрегат неиндивидуализированного криптокристаллического вещества — пелитовый витрокристаллокластический туф. Гидроокислы железа, играющие роль цемента, образуют сеть микроскопических прожилок. Отмечено одно зерно кварца размером 1 мм.

Продукты, формирующие верхнюю часть соммы.

а) Андезиты, слагающие скалы и обнажающиеся на внутренней стенке кальдеры, макроскопически представляют собой породы светло-серой окраски с табличатыми вкрапленниками полевого шпата и редкими вкрапленниками темноцветных минералов. Под микроскопом устанавливается, что вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим пироксеном и магнетитом. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру.

Вкрапленники занимают 21% площади шлифа, из них 18% падает на плагиоклаз (№ 63). В большинстве кристаллы плагиоклаза — это правильные таблички размером до 1,2 мм в поперечнике, но встречаются и кристаллики с корродированными краями.

Ромбический пироксен ($2V = -66^\circ$), составляющий 2,5% общего объема, имеет идиоморфные очертания и длину до 0,8 мм. Цвет кристаллов слабо-зеленоватый. Плеохроизм не заметен.

Кристаллов магнетита в породе 0,5%. Они имеют большей частью неправильную форму, и размеры их не превышают 0,6 мм. Основная масса состоит из буроватого стекла, в котором распределены микролиты плагиоклаза (№ 50), пироксена и магнетита. Средние размеры микролитов 0,01—0,02 мм.

В породе наблюдается большое число микроскопических пустот.

б) Туфы, образующие карнизы в верхней части северо-западной стенки кальдеры. Макроскопически породы пепельно-серого (иногда до темно-серого) цвета, различной крупности зерна. Они настолько плотны, что образцы с трудом можно сломать руками. Микроскопически порода представляет собой алевро-пелитовый витро-кристаллокластический туф; состоит из многочисленных кристаллов плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена и магнетита, более или менее равномерно распределенных в основной массе, не обладающей двупреломлением.

Кристаллы в туфе составляют от 40 до 60% всей массы породы. Их поперечные размеры в среднем равны 0,3—1 мм. Большая часть кристаллов плагиоклаза представлена андезином (№ 40); поперечные размеры кристаллов достигают 2 мм. На долю кристаллов плагиоклаза приходится до 80% всех кристаллов, 15% приходится на долю пироксена, причем кристаллов моноклинного пироксена ($2V=+54$; $cNg = 47^\circ$) намного боль-

ше, чем кристаллов ромбического ($2V = -64$) пироксена. Максимальная величина их достигает 2,5 мм. Зерна магнетита не превышают 1 мм в поперечнике. Имеется много зернышек рудного минерала величиной менее 0,05 мм. Основная масса породы представляет собой, по-видимому, вулканический пепел, сцементированный гидрохимически, в частности, гидроокислами железа; последние, судя по интенсивности окраски, очень неравномерно «пропитывают» породу.

В карнизе, заканчивающем разрез по р. Озерная, близ ее устья, порода подобна описанной выше; отличие состоит в том, что, во-первых, кристаллики имеют несколько меньшую величину (0,6—0,7 мм); во-вторых, наблюдаются отдельные комочки пелитового туфа размером 2—3 мм; в-третьих, по проникновению гидроокислов железа местами заметно некоторое подобие неправильной слоистости.

Л а в ы, с л а г а ю щ и е к у п о л ы

Несмотря на различия в составе и в структуре, макроскопически очень хожи. Это светло-серые породы, во всех случаях достаточно плотные; они содержат видимые невооруженным глазом вкрапленники полевого шпата и темноцветных минералов.

Лавы купола Внешнего по химическому составу отвечают анезито-базальтам. Структура их порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном, оливином и магнетитом. Основная масса имеет микроделеритовую структуру (фиг. 12). Лавы в основании купола существенно отличаются от лав верхней части его.

В лавах основания купола вкрапленники составляют 44% объема породы, из которых на плагиоклаз приходится 31%. Кристаллы плагиоклаза (№ 65) имеют в основном правильную таблитчатую форму. Средние размеры табличек — 0,1 мм в поперечнике, 3 мм в длину и 2,2 мм в ширину. Некоторые кристаллы плагиоклаза имеют корродированные края. Фенокристаллов ромбического пироксена ($2V = -65^\circ$) в породе содержится 6%. Максимальная длина фенокристаллов — 2 мм. Вкрапленников моноклинного пироксена содержится 4%. Обычно их поперечные размеры не превышают 1 мм ($cNg = 46^\circ$; $2V = +55^\circ$). Оба пироксена при одном николе чуть-чуть зеленоваты и не проявляют плеохроизма. Оливина ($2V = -85^\circ$) в шлифе около 2%. Обычно в длину зерна его имеют около 1 мм. Как правило, он окружен реакционной каймой из мелких кристалликов ромбического пироксена (см. фиг. 12), в некоторых случаях — опацитовой каймой.

Вкрапленников магнетита около 1%. Очень часто зерна магнетита включены в пироксены. Размеры их в среднем составляют 0,1 мм.

Основная масса, почти полнокристаллическая, микрозернистая, состоит из крупных (длиной 0,1 мм) лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены пироксеном и магнетитом. Микролиты плагиоклаза отвечают Лабрадору № 50.

В лавах верхней части купола вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном, оливином и магнетитом. Основная масса имеет микроделеритовую структуру. Но вкрапленники составляют не 44%, как в основании купола, а только 21% от объема породы. Вкрапленники плагиоклаза № 65 составляют уже только 10,5%, и размеры их значительно меньше: до 1,2 мм в длину и 1 мм в ширину.

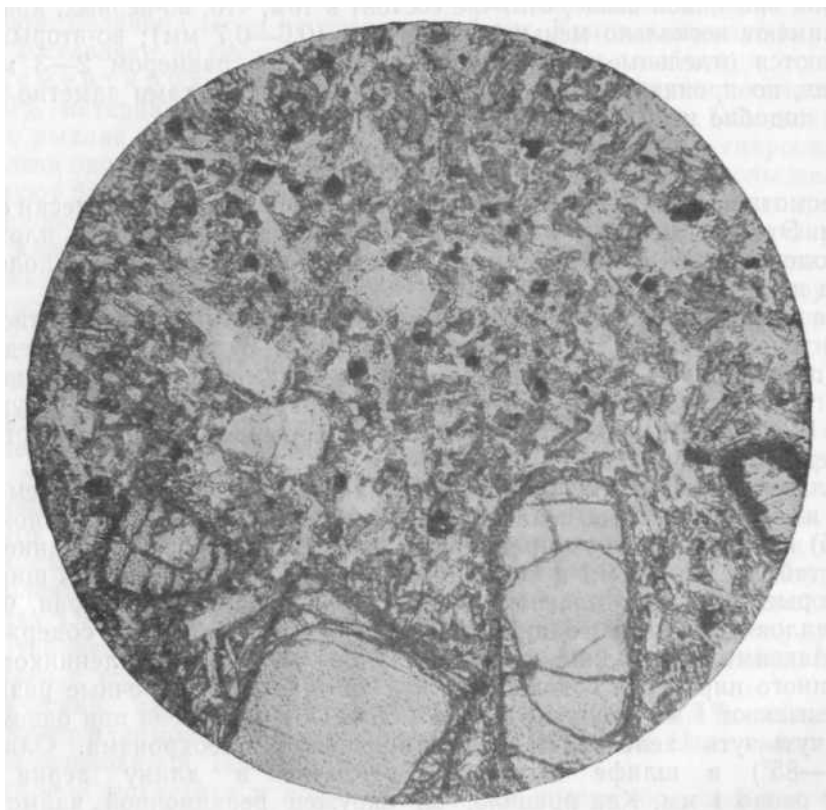
Фенокристаллов ромбического пироксена содержится 4,5%. Максимальные размеры их — 1,2 мм в длину и 0,7 мм в ширину.

Некоторые кристаллы ромбического пироксена содержат включения оливина, который они реакционно замещают, а также включения магнетита. Угол оптических осей у ромбического пироксена: $2V =$

= -66° . Моноклинный пироксен ($cNg=47^\circ$; $2V=+52^\circ$) содержится в количестве 3,5%; длина его зерен достигает 0,6 мм.

Оливина в образце менее 1,5%. Зерна его имеют размеры от 0,1 до 0,6 мм в поперечнике; $2V= -76^\circ$. Магнетит присутствует в количестве не более 1%, главным образом в очень мелких зернах.

Этот образец взят из того же магматического тела, что и предыдущий, но приблизительно на 300 м гипсометрически выше. Сравнение процентного содержания и размеров вкрапленников этих двух образцов выявляет



Фиг. 12. Лава купола Внешнего. Структура основной массы микроклинитовая. Хорошо видно, что фенокристаллы оливина окружены реакционной каймой из зернышек пироксена (обр. 153).

Увел. 45; при одном никеле.

существенную гравитационную дифференциацию при образовании описываемого магматического тела.

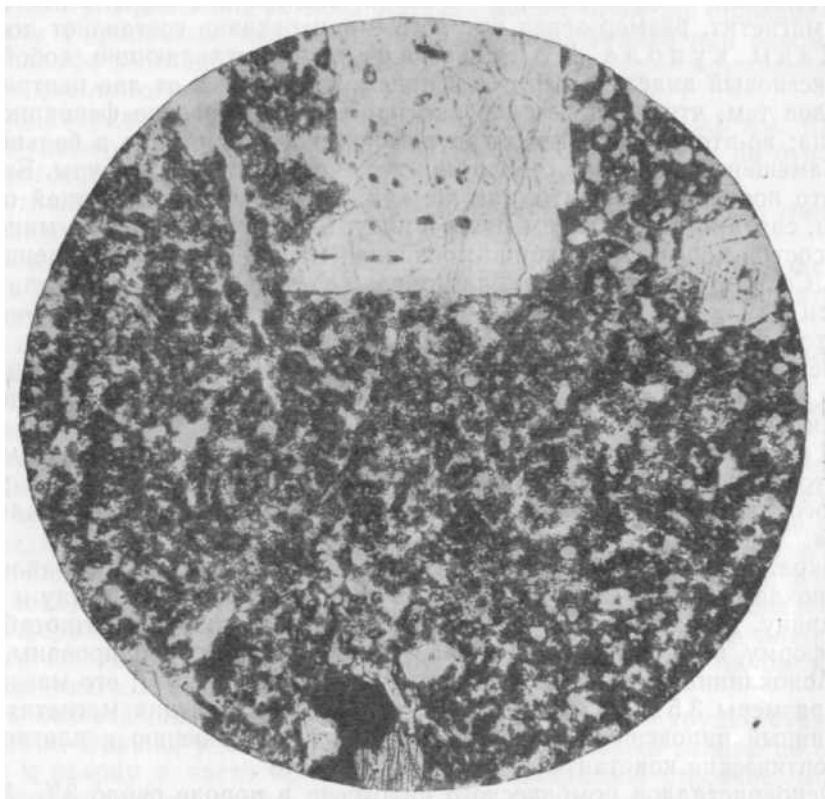
Лавы центральных куполов представляют собой двупироксеновый андезито-дацит.

Порода имеет порфировую структуру. В виде вкрапленников присутствуют плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен и магнетит, составляющие до 25% от всей массы породы.

Основная масса состоит из буроватого стекла и погруженных в него микролитов плагиоклаза. Присутствуют микроскопические зерна рудного минерала. Структура основной массы может быть определена как гиалопилитовая в понимании Лодочникова и Лаппарана.

Стекло часто имеет комковатое строение (фиг. 13). Комочки стекла обычно соприкасаются друг с другом, но между ними имеется и значи-

тельное количество отдельных замкнутых пустоток. В некоторых случаях комковатость стекла выражена очень четко. Некоторые комочки имеют явно радиальную структуру или такую, которую образно можно назвать солнечной: у них в центре расположен комочек стекла (совершенно не действующий на поляризованный свет), а от него радиально, как лучи от солнца, расходятся кристаллиты. В других случаях комковатость стекла выражена хуже, пустоток почти нет, но порода производит впечатление



Фиг. 13. Лава купола Центрального Восточного. Видно комковатое строение стекла и большое число микроскопических пустот (обр. 174).

Увел. 45; при одном николе.

неравномерной (по плотности). При сильном увеличении можно наблюдать, что кристаллиты имеют форму спикулитов и белонитов. Иногда (но редко) в основной массе породы встречаются скопления микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены зернышками пироксена (структура таких участков близка к интерсертальной). В этих участках также наблюдаются пустотки неправильной формы. Длина лейст плагиоклаза 0,05—0,1 мм. Зернышки пироксена в редких участках с интерсертальной структурой имеют также 0,05—0,1 мм в поперечнике. Размер зернышек рудного минерала, рассеянных в основной массе, составляет от 0,01 до 0,1 мм.

Состав вкрапленников (в типичном образце) распределяется следующим образом. Если все их принять за 100, то на долю плагиоклаза падает 80%, на долю моноклинного пироксена приходится 15%, а на долю магнетита и ромбического пироксена — только 5%.

Плагиоклаз представлен андезином № 40. Величина фенокристаллов от 0,02x0,04 до 1x2 мм. Фенокристаллы моноклинного и ромбического

пироксена часто группируются вместе с небольшими зернами магнетита (гломеропорфиновые скопления). Величина фенокристаллов моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$; $cNg = 44^\circ$) в среднем равна $1 \times 0,5$ мм, ромбического ($2V = -63^\circ$) — $0,5 \times 0,30$ мм.

Иногда в шлифе можно наблюдать отдельные участки диаметром до 5 мм, которые полностью раскристаллизованы. Это крупные кристаллы пироксенов (размером $2,5 \times 1,5$), между которыми располагаются небольшие ($0,5 \times 0,3$ мм) ксеноморфные зерна плагиоклаза и резко ксеноморфный магнетит, размер зерен которого в поперечнике составляет до 1 мм.

Лавы купола Подушечного, представляющие собой двупироксеновый андезито-дацит с кварцем, отличаются от лав центральных куполов тем, что, во-первых, в них присутствуют редкие фенокристаллы кварца; во-вторых, вкрапленники ромбического пироксена в большей части замешены хлоритом; стекло не имеет комковатой структуры. Возможно, что появление хлорита, так же как образование подушечной отдельности, связано с излиянием лавы в воду. В типичном образце минеральный состав породы следующий: основная масса — 63%, вкрапленники — 37%. Состав вкрапленников: плагиоклаз (№ 70) — 16%; моноклинный пироксен ($2V = +54^\circ$, $cNg = 44^\circ$) — 6%; ромбический пироксен ($2V = -63^\circ$), вместе с хлоритом, — 9%; рудный минерал — 6,3%.

Основная масса представляет собой бурое стекло с редкими микролитами, и ее структура может быть определена как гиалопилитовая в понимании Лодочникова и Лаппарана.

Лавы купола Крутого представлены двупироксеновым андезито-дацитом с вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена и магнетита. Структура основной массы гиалопилитовая.

Вкрапленники составляют около 34% породы. Из них вкрапленники плагиоклаза № 63 — 20%. Размеры их доходят до 2,5 мм в длину и 1,8 мм в ширину. Большинство кристаллов плагиоклаза имеет короткотаблитчатую форму, но края некоторых кристаллов заметно корродированы.

Моноклинный пироксен присутствует в количестве 9%; его максимальные размеры $3,5 \times 0,8$ мм. Часто он содержит включения магнетита. Моноклинный пироксен заметно идиоморфен по отношению к плагиоклазу. Его оптические константы: $2V = +50^\circ$; $cNg = 48^\circ$.

Фенокристаллов ромбического пироксена в породе около 3%. Максимальный поперечный размер равен 0,8 мм; $2V = -61^\circ$. Магнетита в породе содержится около 2%. Размеры его колеблются от 0,1 до 0,6 мм в поперечнике. Вкрапленники часто образуют гломеропорфиновые скопления. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зернышек магнетита и гранул пироксена, склеенных стеклом. Микролиты плагиоклаза № 40 имеют в длину 0,1 мм и в ширину 0,03 мм. Гранулы пироксена в поперечнике равны в среднем 0,02 мм.

Выбросы продуктов вулканического очага, закристаллизованных на глубине, и обломков пород фундамента

Продукты вулканического очага, раскристаллизовавшиеся на глубине. На южном берегу большого кальдерного озера нами была встречена окатанная галька роговообманкового кварцевого диорита. Макроскопически порода светлая, средnezернистая; даже простым глазом в ней заметны темно-зеленые зернышки роговой обманки. При рассмотрении под микроскопом порода поражает своей свежестью. Она состоит из плагиоклаза (5,6 объемн. %), кварца (II

объемн. %), роговой обманки (24 объемн. %) и магнетита (9 объемн. %), без всяких следов вторичных минералов. Структура породы гранитовая. Плаггиоклаз № 50 присутствует главным образом в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов. Их максимальные размеры 2 мм в длину и 1,2 мм в ширину.

Роговая обманка присутствует тоже в основном в виде идиоморфных зерен. Только в отдельных случаях она ксеноморфна по отношению к полевоому шпату. Кристаллы роговой обманки имеют такие же большие размеры, как и кристаллы полевого шпата. Роговая обманка при одном никеле в шлифе зеленая; обладает плеохроизмом: по Ng — темно-зеленая, по Nr — светло-зеленая; $cNg=14^\circ$; $2V=-78^\circ$.

Зерна кварца в среднем значительно мельче: от 0,2 до 0,8 мм. Кварц резко ксеноморфен как в отношении полевого шпата, так и по отношению к роговой обманке.

Кристаллы магнетита часто бывают включены в зерна других минералов. Максимальные размеры их — 1,1 мм в поперечнике.

Описанный выше образец свежего роговообманкового кварцевого диорита является, по нашему мнению, продуктом Головинского вулканического очага, но закристаллизованным на глубине. Судя по его идеальной свежести, он не сопоставим с кварцевыми диоритами, обнажающимися на обоих берегах острова, а значительно моложе их.

Обломки пород фундамента. Представлены лейкократовым кварцевым диоритом окварцованным андезитом.

Окатанный обломок лейкократового кварцевого диорита диаметром 15 см был встречен в средней части туфогенно-осадочной толщи, в разрезе соммы вулкана Головина по р. Озерная. Макроскопически порода светлая, среднезернистая, чуть-чуть окрашенная гидроокислами железа. Микроскопически она состоит из сравнительно крупных зерен кварца и полевого шпата, промежутки между которыми заполнены микропегматитом и мелкозернистой (с различным размером зерен) массой из кварца и полевого шпата (табл. 3). Крупные зерна полевого шпата идиоморфны по отношению к кварцу.

Весь полевой шпат сильно каолинизирован, поэтому трудно судить о его составе. Однако, учитывая его четкий отрицательный рельеф по отношению к кварцу и часто проявляющееся двойниковое строение, можно предполагать, что это альбит. Вероятно, среди сильно каолинизированных зерен полевого шпата есть и калиевый полевой шпат. Зерна кварца обычно не превышают 1,2 мм в поперечнике; иногда они слабо ксеноморфны по отношению к крупным кристаллам полевого шпата. Но как те, так и другие представляют собой первую генерацию минералов, в отличие от мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массы и микропегматита, кристаллизовавшихся, безусловно, во вторую очередь.

Магнетит в породе присутствует в виде небольших отдельных зерен неправильной формы.

Таблица 3

Количественно-минеральный состав образца кварцевого диорита

Компоненты	Содержание, %			Всего
	в кристаллах >0,5 мм	в кристаллах <0,5 мм	в микропегматите	
Кварц	21	9,1	22	52,1
Полевой шпат	16	7,0	24	47,0
Магнетит		0,9		0,9

Окварцованный андезит был встречен в виде обломка в разрезе верхней части соммы. Макроскопически это серая, слегка зеленоватая мелкозернистая порода. Под микроскопом видно, что она состоит из крупных фенокристаллов плагиоклаза № 52, остатков фенокристаллов темноцветных минералов, полностью замещенных хлоритом и рудным минералом, и из основной массы, представляющей собой агрегат мелкокристаллического кварца с многочисленными рассеянными примазками и отдельными прожилками рудного минерала, а также мелкими участками хлоритизированной массы. Фенокристаллы составляют 30—35% всей массы породы.

Плагиоклаз представлен довольно крупными (до 2,5 мм в поперечнике) таблитчатыми кристаллами. Характерно, что кристаллы плагиоклаза часто бывают окружены каемкой кварца, а тогда, когда они разбиты трещинами, последние также выполнены кварцем. Зерна кварца в основной массе имеют размер 0,05—0,1 мм.

Современная сольфатарная деятельность

Сольфатарная и гидросольфатарная деятельность в кальдере Головина проявляется в трех основных формах: в форме газовых струй, в деятельности грязевых вулканов и в виде горячих ключей. Температура сольфатар нигде не превышает 100°. Разнообразие форм проявлений зависит в основном от условий выхода вулканических газов на поверхность земли.

Связь сольфатар с магматическими куполами

На куполе Внешнем породы под воздействием гидротерм превращены в глины; Г.В. Корсунской и геологами ДВГУ в обрыве высоты 342 отмечены слабые действующие сольфатары. Поле сольфатар, недавно прекративших свою деятельность, расположено у подножья купола Подушечного. Три из четырех полей действующих сольфатар в кальдере Головина расположены в таком порядке: одно (Центральное Восточное) — в депрессии, занятой оз. Теплым, у подножья Центрального Восточного купола, другое (Центральное Западное) — с северной стороны купола Центрального Западного, третье (Черепახовое) — у северо-западной кромки «черепახовой» структуры. Эти три сольфатарных поля, несомненно, генетически связаны с соответствующими магматическими куполами. Четвертое (Безымянное) сольфатарное поле, расположенное на северном берегу кальдерного озера, не имеет видимой связи с экструзивным куполом или куполообразной структурой. Вполне возможно, что, также как и Черепახовое, оно связано с современным лакколитом или бисмалитом.

Описание сольфатарных полей

Центральное Восточное сольфатарное поле (район оз. Теплового). Сольфатары располагаются не только по берегам озера, но и под водой, в его прибрежной части. Температура воды в озере колеблется от нескольких градусов (там, где в него впадают холодные поверхностные ручьи) до 90° и более — в местах выхода сольфатар. Температура воды в протоке, вытекающей из озера, равна 36°. На поверхности озера плавают черная серная пена; берег озера покрыт черным серным песком, а дно — серным илом.

Можно выделить пять (нерезко обособленных) групп сольфатар: три — на северной и северо-западных сторонах озера, две, более слабые, — на юго-западной. На восточной и юго-восточной сторонах озера

действующих фумарол нет. Но, судя по сильно измененным породам на берегу, сольфатары здесь действовали в недавнем прошлом.

Больше всего выходов газов и бурлящих ключей в северо-западном углу впадины. Вода вдоль озера «кипит» вследствие выделения газов со дна озера. Многие струйки газов пробиваются к поверхности через современный озерный песок.

В средней части северного берега озера расположена вторая большая группа сольфатар. Отдельных выходов газа здесь меньше, чем в первой группе, но некоторые сольфатары имеют внушительные размеры. Так, здесь расположен котел с жидкой бурлящей грязью; ширина котла превышает 1 м, глубина составляет около 1 м. Выходы сольфатарных газов приурочиваются преимущественно к осыпи дацитов купола и делювию, причем везде породы сильно изменены.

Такой же характер имеет третья группа сольфатар, меньшая по размерам и расположенная к востоку от предыдущей. Слабые проявления сольфатарной деятельности, отмеченные на юго-западном берегу озера, связаны с глинистым грунтом и заболоченными участками берега. Вероятно, глинистый грунт и заболоченность в значительной степени явились следствием сольфатарной деятельности. По-видимому, сольфатары на южном берегу озера близки к полному угасанию. В некоторых участках на северном берегу отчетливо видна приуроченность выходов газа к тем или иным трещинам и системам трещин. Такие трещины особенно четко фиксируются серными жилами.

Центральное западное сольфатарное поле расположено с северной стороны Западного Центрального купола, где его стенка была, по-видимому, нарушена взрывом вулканических газов. Сольфатары находятся главным образом в нижней части крутого склона купола. Обеленные, разложенные породы, указывающие на наличие сольфатарной деятельности в недавнем прошлом, спускаются со склонов купола к берегу большого кальдерного озера. Характерно наличие в нижней пологой части поля многочисленных пологих воронкообразных депрессий шириной до 3—5 м и глубиной 1—1,5 м, обусловленных, вероятно, разложением подстилающих пород. Вследствие того, что сольфатарное поле занимает крутой склон купола и сравнительно высокое гипсометрическое положение, сольфатарная деятельность здесь проявляется почти исключительно в форме газовых струй, которых насчитываются десятки и, может быть, сотни. Газ выделяется из них спокойно, с давлением в несколько миллиметров ртутного столба. В нижней части поля, в нескольких десятках метров от кальдерного озера из небольшой трещины вытекает совсем небольшой, но очень горячий ручеек ($t = 98,5^{\circ} \text{C}$), вода которого в значительной мере, по-видимому, представляет собой естественный конденсат сольфатарных паров. Химический анализ ее приведен в табл. 4.

Черепашовое сольфатарное поле связано с «черепаховой» структурой. Сольфатарная деятельность его в настоящее время еще довольно интенсивна. Сольфатары и гидросольфатары располагаются на месте северо-западной, разрушенной половины структуры. При этом само разрушение структуры и начало образования депрессии на месте купола обязаны взаимному действию сольфатар и эрозии. Многие сольфатары располагаются линейно вдоль северо-западной кромки структуры среди рыхлых, разрушенных озерных гравелитов. Ниже и далее к северо-западу небольшие горячие источники и многочисленные выходы сольфатар приурочены к сильно разложенным, обеленным, превращенным в глину породам. Многие струйки газа пробиваются со дна кальдерного озера. Состав собранного здесь спонтанного газа приведен в табл. 4.

Безымянное сольфатарное поле расположено на берегу кальдерного озера. Выходы сольфатар сконцентрированы в двух пунктах: непо-

средственно на берегу озера и в нескольких десятках метров от него, на 2—3-метровой террасе. Это сольфатарное поле особенно характерно развитием грязевых котлов, которые имеют в поперечнике 1—1,3 м, в глубину 0,5—1 м.

Химический состав сольфатар

Анализы конденсатов сольфатарных газов и вод горячих источников приведены в табл. 4.

Таблица 4*

Химический состав «конденсатов» сольфатарных паров
и вод горячих источников (г/л)
(Июль 1955 г.)

Компоненты	Конденсаты сольфатарных паров			Воды горячих источников			
	склон Центрального Восточного купола (t=100°)	Центральное Западное поле (t=100°)	Черепашковское сольфатарное поле (t=100°)	Центральное Восточное сольфатарное поле (t=97°)	Центральное Западное сольфатарное поле (t=98,5°)	Черепашковское сольфатарное поле (t=80°)	
Катионы	NH ⁺	0,0061	0,0014	0,0004	0,0045	0,0350	0,0028
	NH ⁺	0,0004	0,0013	0,0015	0,0020	0,0015	0,0020
	K ¹⁺	0,1033	—	—	—	—	—
	Na ¹⁺						
	Ca ²⁺	0,2101	0,0601	0,0708	0,1317	0,1045	0,0564
	Mg ²⁺	0,0537	0,0090	0,0109	0,0283	0,0305	0,0122
	Al ³⁺	0,0300	—	—	0,0160	0,1173	0,0304
	Fe ³⁺						
	Fe ²⁺	—	0,0015	—	—	0,0010	0,0134
	Mn ²⁺	—	—	0,0017	0,0130	0,2070	0,0093
Cu ²⁺	—	—	—	0,0001	0,0002	0,0001	
Ti ⁴⁺	—	—	—	0,0001	—	—	
Сумма катионов	0,4036	0,0733	0,0853	0,2288	0,4970	0,1537	
Анионы	Cl ¹⁻	0,0801	0,0133	0,0133	0,2269	0,0133	0,0200
	SO ²⁻	0,0927	0,1267	0,0748	0,4752	1,5321	0,5088
	HSO ¹⁻	0,0225	0,0077	0,0019	0,08443	2,9876	0,0572
Сумма анионов	0,1953	0,1477	0,0900	0,7864	4,5330	0,5860	
Недиссоциированные молекулы	CO ₂	—	—	—	—	—	
	H ₂ SiO ₃	0,1088	0,0102	0,0102	0,3348	0,4150	0,1400
	H ₂ S	0,0663	—	—	—	—	—
	H ₃ PO ₄	—	—	—	—	—	—
	HBO ₂	—	—	—	0,0309	—	—
	S	—	—	—	—	—	—
Общая минерализация	0,7740	0,2312	0,1855	1,3809	5,4450	0,8797	
pH	2,21	2,85	3,40	2,35	1,31	2,55	

* В этой и следующей таблицах приведены анализы проб, отобранных автором совместно с С. И. Набоко.

Аналитик Е. П. Рябичкина.

Химический состав сольфатар на всех рассмотренных полях в основных чертах является тождественным, несколько варьируя в зависимости от условий выхода вулканических газов. В сольфатарных струях, выходящих в субаэральных условиях, преобладают пары воды и углекислый газ и характерно наличие сернистых газов, сероводорода и хлористого водорода (табл. 5). В спонтанных газах они отсутствуют (табл. 5 а). Очевидно,

Таблица 5

Содержание сероводорода и кислородных соединений серы в сольфатарах на склоне Центрального Восточного купола

Компоненты	Содержание	
	г/л	% от суммы $H_2S+SO_2+SO_3$
H_2S	0,012	5,5
SO_2	0,113	43,5
SO_3	0,133	51,0

Аналитик В. Г. Сильниченко.

проходя через воду, эти газы растворяются в ней, и это определяет, с одной стороны, их отсутствие в спонтанном газе, а с другой — хлоридно-сульфатный состав вод озера и горячих источников. Основными анионами для всех сконденсированных сольфатарных паров и вод горячих источников являются SO_4^{2-} и Cl . Кислые воды интенсивно действуют на соприкасающиеся с ними породы и выносят из них основания. Это существенно определяет катионный состав вод.

Таблица 5а

Состав спонтанных газов

Место взятия пробы	Компоненты, %					
	CO_2	H_2	CH_4	N_2	$\frac{He+Ne}{N_2+i}$	$\frac{Ar}{N_2+i}$
Оз. Теплое	93,42	0,70	0,95	4,33	0,01233	1,802
Оз. Большое кальдерное	93,84	1,20	1,74	3,22	0,02418	1,728

Аналитик К. П. Флоренский.

Таблица 6

Химический состав разложенного андезита с Черепахового сольфатарного поля (силикагель) (вес в %)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_2	$H_2O_{общ}$	Сумма
45,64	0,38	0,17	0,01	Нет	Нет	2,30	51,85	100,35

В процессе изменения пород и «выпаривания» растворов образуются минералы выцветов, в частности галотрихит, пиккерингит, алуноген, сульфаты, квасцы. Вероятно, не только анионы, но и часть катионов (например,

таких элементов, как бор) в составе термальных вод следует считать привнесенными вулканическими газами. Основным же продуктом, постоянно привносимым вулканическими газами, является сера. Она появляется в результате окисления сероводорода на поверхности (или близ поверхности) земли на всех рассмотренных сольфатарных полях. По характеру образования для вулкана Головнина особенно характерны сублимационная и озерно-осадочная сера. Некоторые из сольфатарных полей, поданным геологов ДВГУ (В. В. Бочкарев, Г. М. Власов, А. К. Марков, Н. И. Массеров, Р. Е. Остроумов), являются промышленными месторождениями серы.

История формирования вулкана Головнина

Вулкан Головнина возник и в значительной мере формировался как подводный вулкан. Вероятно, его конус неоднократно появлялся над уровнем моря и вновь разрушался. Так формировалась туфогенно-осадочная толща, слагающая его основание. Периоды более бурной деятельности подводного вулкана сменялись периодами относительного покоя, поэтому в геологическом разрезе соммы прослой существенно вулканогенного материала чередуются с более редкими прослоями существенно терригенного материала. Извержения подводного вулкана, неоднократно разрушавшийся конус его доставляли материал для формирования так называемой головнинской свиты.

Постепенно верхняя часть конуса подводного вулкана окончательно вышла из-под уровня моря. Вулкан рос благодаря накоплению главным образом рыхлого вулканического материала. Судя по углам падения склонов и по диаметру кальдеры, максимальная высота вулкана достигала предположительно 1,5 км.

Важнейшим эпизодом в истории формирования вулкана явилось образование кальдеры. Очень вероятно, что ее образование явилось результатом колоссального взрыва, сопровождавшегося обрушением. На основании того, что известно об образовании кальдер в историческое время (Williams, 1941), можно предполагать, что извержения, которые привели к образованию кальдеры, были отделены от предыдущих значительным промежутком времени. Возможно даже, что именно в этот промежуток времени происходило особенно сильное поднятие южной части острова, приведшее к образованию современной 100-метровой морской террасы, так как внутренняя энергия длительное время не растрчивалась на извержения. Образование кальдеры является естественной вехой, которая делит весь период формирования современной вулканической постройки, на три этапа (не столько по времени, сколько по значению): 1-ый — формирование гигантского конуса с центральным кратером; 2-й — образование кальдеры; 3-й — послекальдерная деятельность.

После образования кальдеры наступил период затухания вулканической деятельности. Кальдера была заполнена озером. Ручьями со стенок кальдеры в озеро сносился рыхлый туфогенно-осадочный материал. Так формировались озерные отложения. Вода в озере стала спадать тогда, когда р. Озерная пропилила выход из кальдеры в Охотское море. Спад воды в озере происходил неравномерно, и это привело к образованию ряда террас. Заключительная стадия деятельности многих вулканов характеризуется образованием куполов, представляющих собой последние магматические выжимки из данного вулканического очага на поверхность земли. Такая стадия развития была характерна и для послекальдерного периода деятельности вулкана Головнина. Образование куполов происходило, по-видимому, тогда, когда запас тепловой энергии в вулканическом очаге был в значительной мере уже исчерпан. Характерно, что формирование

куполов происходило после возникновения кальдеры. Это вполне закономерно, так как формирование кальдеры было связано с образованием кольцевого разлома, радиальных трещин и других вулcano-тектонических разрывных нарушений. Все эти нарушения могли служить путями для подъема магмы. Кроме того, провал кровли магматического очага с необходимостью должен был служить известным механическим импульсом к подъему по образовавшимся трещинам магмы, находившейся в очаге. Магма при своем движении от вулканического очага прогрессивно теряла свое тепло, чему сильно способствовало выделение из магмы большого количества летучих веществ. В результате очень резко возрастала вязкость магмы, особенно в головной части колонны. Эта верхняя часть магматической системы выжималась на поверхность, вздергивая прорываемые ею пласты вмещающих пород, как это можно видеть у контактов Центрального Восточного купола. В том случае, когда магме не доставало энергии, чтобы прорваться на поверхность, она образовывала куполообразное тело на некоторой глубине. Один из таких интрузивных куполов на поверхности земли до сих пор еще дает о себе знать «черепашковой» структурой и сольфатарной деятельностью на северном берегу кальдерного озера. Вскрытые позднейшей эрозией, такие тела трудно отличимы от магматических куполов, выжатых на поверхность. Однако магматическое тело, остывающее даже на небольшой глубине, должно быть более кристаллическим, и поэтому наилучшими критериями, по-видимому, являются наличие и содержание вулканического стекла в породе купола. Можно предполагать, что купол Внешний является именно таким вскрытым интрузивным куполом.

Образование куполов, несомненно, сопровождалось взрывами газов. Вероятно, за счет таких взрывов образовалась в своем первоначальном, отличном от современного, виде депрессия, ныне занятая оз. Теплым. Современные свои очертания она приобрела, по-видимому, главным образом за счет сернокислотного разложения пород и эрозии. Оз. Теплое в прошлом имело значительно большие размеры, покрывая и всю пойменную часть. Спад воды произошел в результате естественного или, может быть, искусственного образования протоки из теплого в большое кальдерное озеро. Со времени образования озера в нем накопился почти 9-метровый слой озерного ила. Современная сольфатарная деятельность в кальдере Головнина является отзвуком извержений, приведших к возникновению магматических куполов.

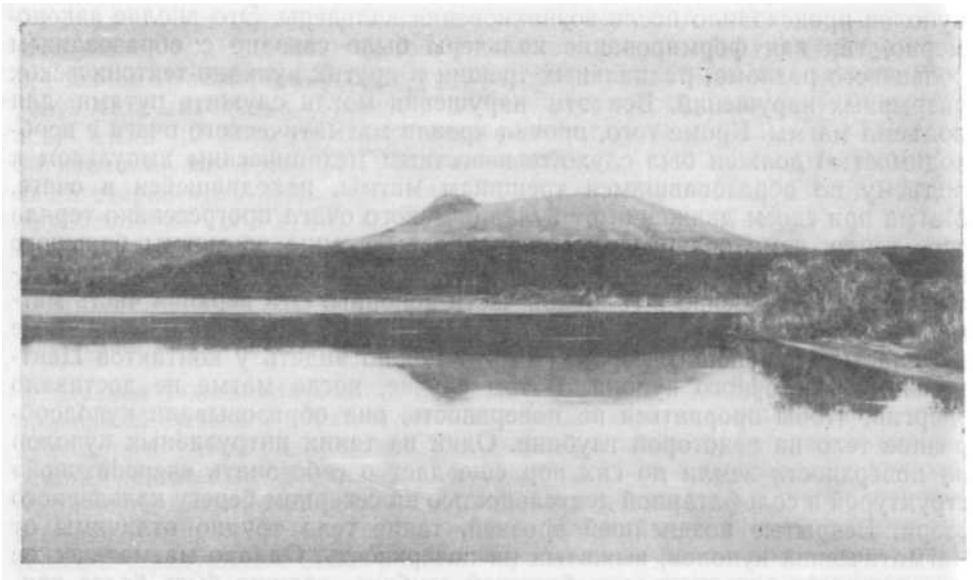
Образование серных месторождений в кальдере Головнина пространственно и генетически связано с их формированием.

ВУЛКАН МЕНДЕЛЕЕВА

Вулкан Менделеева (фиг. 14) — второй (с юга) действующий вулкан в цепи вулканов Курило-Камчатской вулканической дуги. Он расположен в южной половине о-ва Кунашир, приблизительно в 12 км по прямой к юго-западу от районного центра — пос. Южно-Курильск и в 20—25 км к северо-востоку от кальдеры Головнина. Высота вулкана — 896 м. Площадь основания его древнего конуса составляет около 100 км². На восточном побережье острова древние образования вулкана местами погружаются под уровень океана, а на западном — спускаются к Охотскому морю.

Морфология

Морфологически все образования, сложенные продуктами извержений вулкана Менделеева, можно подразделить на три основных элемента:



Фиг. 14. Вулкан Менделеева.
Фото автора.

1) лавовые образования (в частности, окончания лавовых языков, «первозданного» вулкана), обнажающиеся в ряде пунктов из-под отложений морской террасы и образующие мысы на побережье Тихого океана;

2) морская терраса, сложенная туфогенно-осадочным материалом, значительная часть которого является продуктом извержений древнего вулкана Менделеева;

3) современная, наиболее молодая, более или менее сохранившаяся постройка, возвышающаяся над указанной морской террасой.

Лавовые образования «первозданного» вулкана Менделеева. Древние лавовые потоки образуют в ряде случаев круто обрывающиеся в море мысы. Примером может служить мыс Круглый, сложенный в нижней части плитчатыми, а в верхней — массивными лавами. Те и другие образуют отвесный полукруглый обрыв в море. Несколько иного типа, по-видимому, лавовые образования, формирующие мыс с абсолютной отметкой 52,8. Возможно, что он представляет собой не лавовый поток, а экструзию основных лав. Вообще же о формах древних лавовых образований вулкана Менделеева судить трудно, так как они сильно разрушены, и в большей части скрыты туфогенно-осадочными отложениями морской террасы.

Морская терраса, сложенная туфогенно-осадочным материалом, среди которого существенную роль играют выбросы вулкана Менделеева, постепенно сливается с нижней частью склонов современной вулканической постройки. Вокруг вулкана терраса имеет слабо периклинально наклоненную поверхность. Вдоль берега моря она круто (50—100 м) обрывается. На расстоянии 2—3 км от берега отметки террасы постепенно возрастают до 150—200 м. Таким образом, наклон террасы в среднем составляет около 10°. Вокруг вулкана поверхность террасы изрезана глубокими оврагами, расходящимися радиально от современной вулканической постройки. Поверхность террасы почти повсеместно покрыта хвойным и лиственным лесом.

Современная вулканическая постройка. В отличие от кальдеры Головнина вулкан Менделеева имеет морфологически более

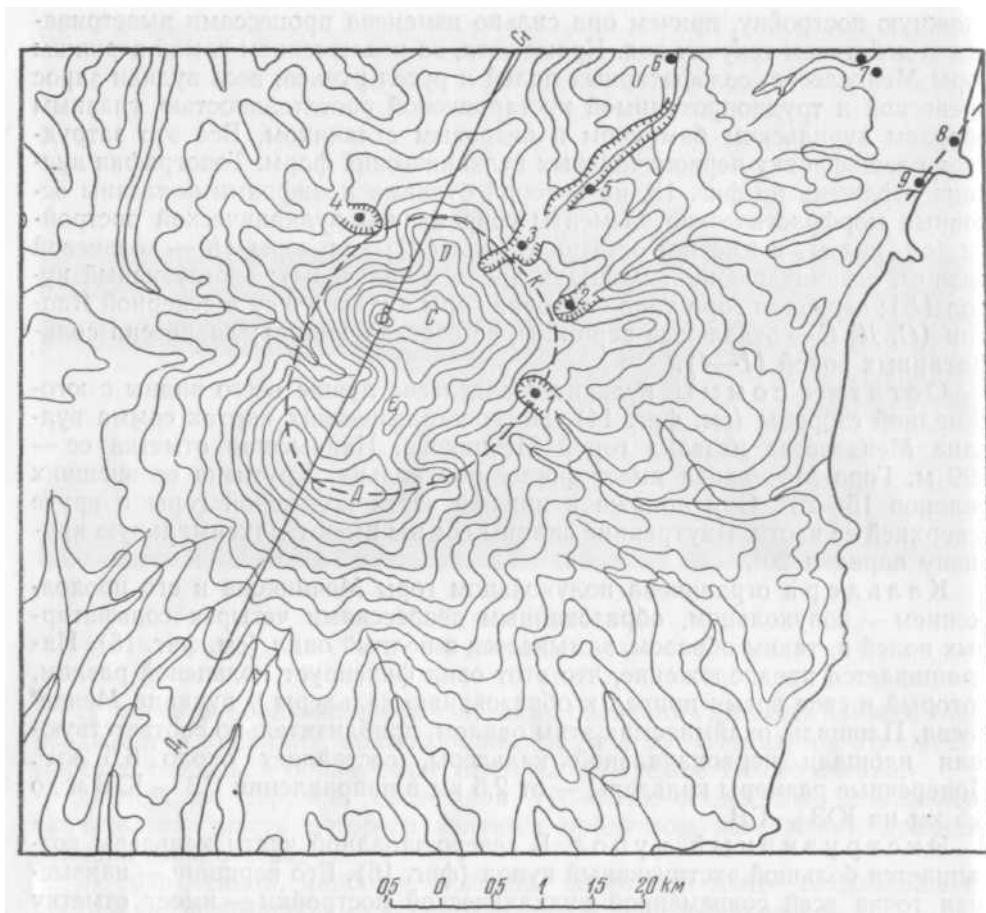
сложную постройку, причем она сильно изменена процессами выветривания и действием текучих вод. Кроме того, за исключением самой вершины горы Менделеева, сольфатарных полей и русел ручьев, весь вулкан зарос древесной и труднопроходимой кустарниковой растительностью, главным образом курильским бамбуком и кедровым стлаником. Все это затрудняет расшифровку первоначальных вулканических форм. Топография вулкана отражена на фиг. 15, на которой буквами и цифрами показаны основные морфологические элементы современной вулканической постройки (см. ниже), а именно: остатки соммы (Л); кальдеры (К — кольцевой разлом, ограничивающий площадь древней кальдеры); экструзивный купол (Б); сводовая гора типа сводовой горы вулкана Усу в северной Японии (С, Д, Е — отдельные вершины, ее составляющие); депрессии сольфатарных полей (1—4).

Остатки соммы вулкана Менделеева лучше всего видны с юго-западной стороны (см. фиг. 14). На топографических картах сомма вулкана Менделеева названа горой Мечникова. Наивысшая отметка ее — 799 м. Гора Мечникова имеет форму полукольца. Крутизна ее внешних склонов 15—20°. Они положе в нижней части кольцевой горы и круче в верхней ее части. Внутренние склоны соммы имеют максимальную крутизну порядка 20°.

Кальдера ограничена полукольцом горы Мечникова и его продолжением — полукольцом, образованным депрессиями четырех сольфатарных полей и, таким образом, замыкается в полный овал (см. фиг. 15). Напрашивается предположение, что этот овал фиксирует кольцевой разлом, который в свое время привел к образованию кальдеры у вулкана Менделеева. Площадь, окаймляемая этим овалом, приблизительно соответствующая площади первоначальной кальдеры, составляет около 6,5 км². Поперечные размеры кальдеры — от 2,5 км в направлении СЗ — ЮВ и до 3,5 км на ЮЗ — СВ.

Экструзивный купол. В северо-западной части кальдеры возвышается большой экструзивный купол (фиг. 16). Его вершина — наивысшая точка всей современной вулканической постройки — имеет отметку 886 м. Площадь основания купола немного превышает 1 км². Высота его от подножья до вершины — около 400 м. Таким образом, отношение высоты к диаметру основания ~ 1 : 2,5. Крутизна склонов 30—35°. Купол, как наиболее молодое лавовое образование вулкана, обнажен значительно лучше других частей вулканической постройки, но и он почти до самой вершины сильно зарос: в нижней части — лесом, в верхней — кедровым стлаником. Только на самой вершине его над относительно плоской, горизонтальной поверхностью выступают многочисленные голые скалы в виде небольших обелисков. У подножья купол, как шлейфом, одет каменными осыпями.

Образования типа сводовой горы вулкана Усу (северная Япония). Если описанные до сих пор морфологические элементы достаточно очевидны, то объяснение морфологического характера вершин, обозначенных на фиг. 15 буквами С — Е, значительно сложнее. Наше объяснение их как образований, аналогичных сводовой горе вулкана Усу в северной Японии, конечно, гипотетично. Как видно из фиг. 15, гора Менделеева двуглава. Главную вершину (В) образует экструзивный купол; побочная вершина (С) более чем на 50 м ниже главной; склоны ее положе, крутизна их нигде не превышает 30°. На японских картах эти две вершины — главная и побочная обозначаются соответственно Раусу и Ко-Раусу. Первая сложена дацитами, вторая почти совершенно не обнажена, но в высипках отмечены почти исключительно обломки аналогичного дацита (сомма вулкана сложена андезитами и андезито-базальтами). Вторую вершину (С), исходя из ее формы, крутизны склонов, положения ее на

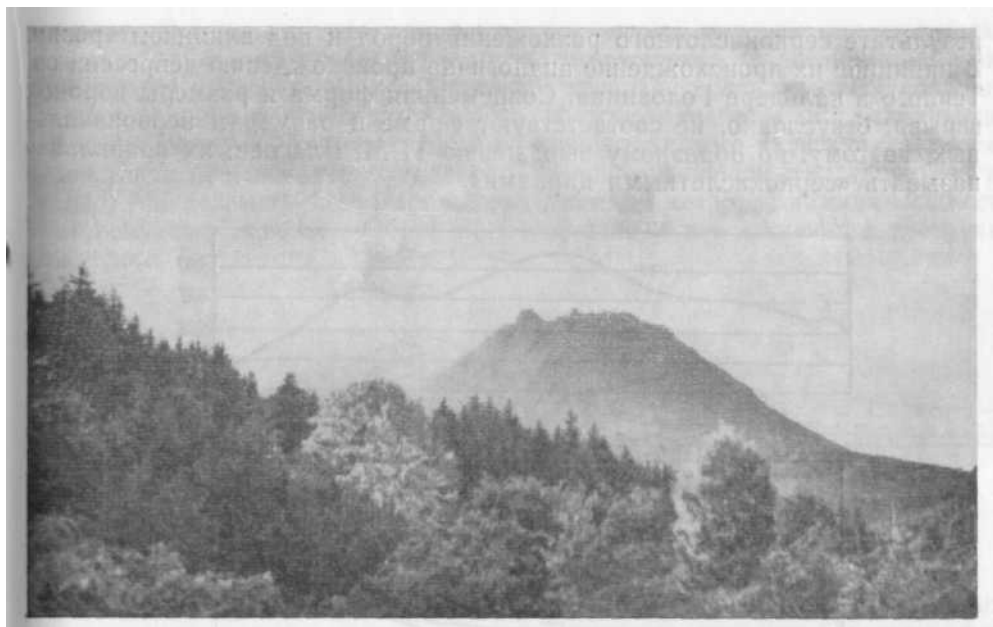


Фиг. 15. Топографическая схема вулкана Менделеева.

A — гора Мечникова (остатки соммы); *B* — вершина купола Менделеева (на японских картах — гора Раусу) экструзивный купол; *C* — вершина, обозначаемая на японских картах как гора Ко-Раусу; *C*, *E* — отдельные вершины; *K* — кольцевой разлом, ограничивающий площадь древней кальдеры. *1* — юго-восточное сольфатарное поле; *2* — восточное сольфатарное поле; *3* — северо-восточное сольфатарное поле; *4* — северо-западное сольфатарное поле; *5* и *6* — гидросольфатары ручья Кислый; *7–9* — горячие источники.

топографической схеме и наличия дацитового делювия, тоже можно было бы рассматривать как экструзивное тело, но значительно более древнее (более пологая, сглаженная форма, отсутствие скальных выходов и обелисков, полное отсутствие обнажений вообще). Однако, по нашему мнению, вероятнее предполагать, что вершина *C* является результатом образования магматического купола, не дошедшего до поверхности земли. В пользу этого предположения говорят следующие обстоятельства.

1. Все четыре основных сольфатарных поля, расположенных полукольцом вокруг двуглавой горы Менделеева, являются образованиями геологически одновозрастными (в пределах нескольких сотен лет). Нет никаких сомнений в том, что образование северо-западного сольфатарного поля (см. фиг. 15, *4*) связано с возникновением экструзивного купола. Естественно считать, что образовавшиеся одновременно (или почти одновременно с ним) три остальных сольфатарных поля (*1–3*) также связаны с внедрением этой же магмы и возникли где-то вблизи границ не прорвавшегося на поверхность магматического тела.



Фиг. 16. Большой экструзивный купол вулкана Менделеева.

Фото автора.

2. Связь сольфатарных полей с не достигшими поверхности земли магматическими куполами была показана нами на примере кальдеры Головнина, где такая связь очевидна.

3. В соседнем районе, в северной Японии, последние извержения вулкана Усу в историческое время происходили таким образом, что сначала образовывалась горбатая сводовая гора без выхода магмы на поверхность земли, возвышавшаяся до 400 м над окружающей местностью, и лишь потом сводовая гора прорывалась и формировался магматический купол. Рост сводовой горы сопровождался взрывами вулканических газов, и по ее окружности возникли сольфатарные поля.

Проведение аналогии с вулканом Усу оправдывается в силу следующих причин:

1) оба вулкана расположены в территориально и генетически близких районах;

2) оба вулкана находятся в одной и той же стадии развития (после-кальдерный период, образование куполов);

3) состав лав обоих вулканов аналогичен;

4) в обоих случаях вокруг сводовой горы по кольцу расположены воронки взрыва — сольфатарные поля;

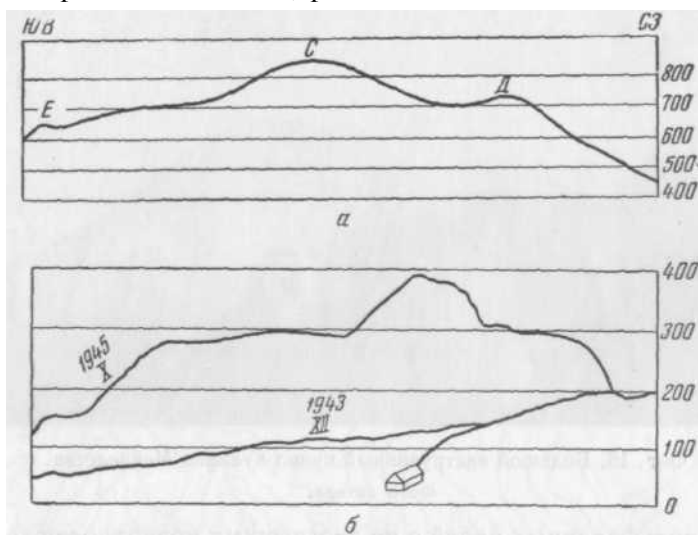
5) сводовые горы приблизительно «а одинаковую высоту возвышаются над окружающей местностью;

6) поперечные профили сводовых гор имеют сходный характер (фиг. 17).

Аналогичную с вершиной *C* природу имеет, по-видимому, вершина *E*. Вершину *D*, как и гору Мечникова (*A*), можно рассматривать как остаток соммы. Вероятно, это так и есть, но морфология горы осложнена приповерхностными внедрениями магмы.

Депрессии сольфатарных полей. Расположенные по кольцу вокруг сводовой горы четыре депрессии, занятые сольфатарными полями, первоначально возникли, по-видимому, как воронки взрыва вулканических газов. Каждая из них в дальнейшем была сильно расширена в

результате сернокислотного разложения пород и под влиянием эрозии. В принципе их происхождение аналогично происхождению депрессии оз. Теплового в кальдере Головина. Современная форма и размеры воронок взрыва, безусловно, не соответствуют форме и размерам первоначальных, поэтому, по образному выражению Г. М. Власова, их правильнее называть «сернокислотными цирками».



Фиг. 17. Поперечные профили через сводовые горы вулкана Менделеева (а) и вулкана Усу (б).

Все четыре «сернокислотных цирка» располагаются примерно на одной высоте, в пределах отметок 350—400 м. Диаметры их составляют 250—350 м, глубины — несколько десятков метров.

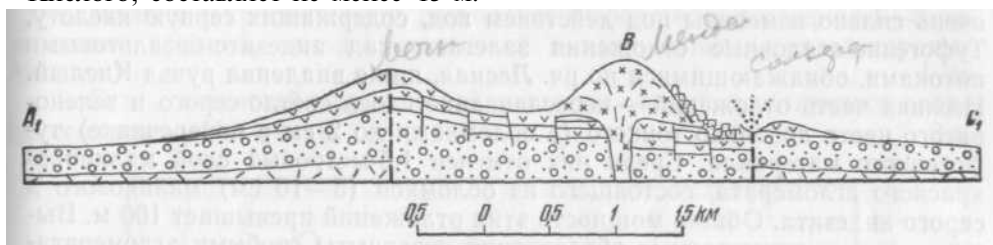
Геологическое строение

Вскрыть детали геологического строения вулкана Менделеева не только чрезвычайно сложно, но и практически невозможно из-за очень плохой обнаженности его и пестроты состава горных пород. Отдельные геологические разрезы, составленные по разным ручьям, даже отстоящим недалеко друг от друга, в деталях трудно сопоставить. Поэтому, чтобы выяснить геологическую историю вулкана, приходится ограничиться выделением основных отражающих главные перемены в жизни вулкана геологических комплексов. Таких комплексов три: нижний эффузивный; средний туфогенный; верхний эффузивный. Особо необходимо выделить дацитовую экструзию и дацитовые пирокласты.

В общих чертах эти геологические образования соответствуют основным морфологическим элементам: нижний эффузивный — лавовым образованиям «первозданного» вулкана Менделеева; средний туфогенный — продуктам, формирующим морскую террасу и нижнюю часть склонов соммы; верхний эффузивный — лавам, формирующим гребень соммы; дацитовая экструзия и дацитовые пирокласты — экструзивному куполу и сводовой горе. Схематический геологический разрез через вулкан Менделеева приведен на фиг. 18.

Нижний эффузивный комплекс. Образования нижнего эффузивного комплекса, представленные главным образом андезито-базальтовыми лавовыми потоками, несогласно перекрывают третичные вулканогенные и интрузивные породы в ряде мест на Тихоокеанском побе-

режье. Кроме того, местами по руслам ручьев и рек ОБИ выступают из-под отложений туфогенно-осадочного комплекса. Залегают эти потоки обычно слабо наклонно по отношению к центру вулканического сооружения или даже почти горизонтально. Иногда, однако, в них заметны довольно значительные отклонения от первоначального залегания. Видимая мощность лав нижнего комплекса, особенно на побережье (например, на мысу Менделеева), достигает многих десятков метров. Видимая мощность ступенчатого лавового потока по рч. Лесная, близ впадения в нее ручья Кислого, составляет не менее 15 м.



Фиг. 18. Разрез через вулкан Менделеева по линии А — С (см. фиг. 15).

Самыми древними лавами из образований нижнего эффузивного комплекса являются, по-видимому, тонкоплитчатые андезиты-базальты, формирующие, в частности, мыс Менделеева. Видимая мощность их — несколько десятков метров. В районе мыса Круглого (большой мыс перед мысом Мечникова) плитчатые андезиты-базальты перекрыты массивными основными андезитами с крупными вкрапленниками полевого шпата. Мощность андезитов — несколько десятков метров. Однако большей частью на тихоокеанском склоне вулкана Менделеева тонкоплитчатые эффузивы непосредственно перекрываются туфогенно-осадочными образованиями в форме террас.

Средний туфогенный комплекс. Разрез среднего туфогенного комплекса можно проследить, в частности, там, где он вскрыт ручьем Четвериковой. В устьевой части этого ручья на эффузивах нижнего комплекса залегают толща (мощностью в несколько десятков метров), состоящая из слоистого, переотложенного морем вулканогенно-осадочного материала. Обломки пород большей частью не превышают 1 см в поперечнике. Цемент преимущественно тонкий, пепловый. Азимут пад. толщи 90° под углом 10°. Выше по ручью в туфогенном материале увеличивается грубая фракция, но встречаются отдельные прослои (мощностью до 1 м) тонкого вулканического пепла. В средней части ручья в туфогенной толще отмечены два слоя (мощностью 3 и 1,5 м) черного андезито-базальтового шлака. Слои туфогенного материала в верхней части ручья, перед слиянием его истоков, отличаются большой величиной обломков и окраской. Наиболее крупные обломки принадлежат плотному малиново-красному андезиту. В верхней части ручья, до и после слияния истоков, пирокластический материал приобретает особенно грубый характер. Это преимущественно обломки андезита, может быть, бомбы, имеющие диаметр в 10—20—30 см и сцементированные вулканическим пеплом. Мощность грубых пирокластических отложений достигает многих десятков метров. Падение их значительно более крутое, чем ниже лежащих более тонких туфогенных образований, и достигает 20°. Общая мощность среднего туфогенно-осадочного комплекса по ручью Четвериковой 150—200 м. Приблизительно такова же мощность этих отложений по ручьям Ростовский, Лечебный, Кислый и др. В устьевой части ручья Ростовский туффиты залегают на массивных андезитах с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Они обнажаются в левом борту ручья, а выше — в русле

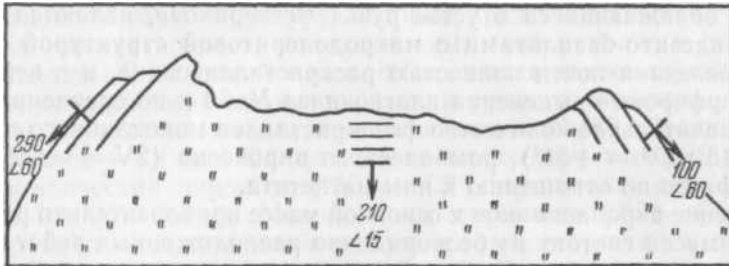
его. Видимое падение туффигов в сторону моря равно 10° . Контакт туффигов с нижележащими лавами неровный; туффиговиты выполняют неровности в лавах. Близ контакта в туфовом материале большое количество неокатанных обломков андезита. Выше туфогенный материал в основном тонкий. Диаметры обломков андезита не превышают 1 см. Еще выше по ручью в верхней части туфогенной толщи материал становится более грубым: диаметр обломков достигает 5—10 см. В верхней части ручья туфогенный материал перекрыт андезитами верхнего комплекса. Туфогенно-осадочный комплекс хорошо обнажен по ручью Кислый, но здесь породы очень сильно изменены под действием вод, содержащих серную кислоту. Туфогенно-осадочные отложения залегают над андезито-базальтовыми потоками, обнажающимися по рч. Лесная, ниже впадения ручья Кислый. Нижняя часть отложений — переслаивание слоев светло-серого и зеленоватого цвета довольно тонкого (с обломками до 2 см в поперечнике) туфогенного материала. Среди них отмечен 1,5-метровый слой малиново-красного агломерата, состоящего из обломков (5—10 см) малинового и серого андезита. Общая мощность этих отложений превышает 100 м. Выше по ручью описываемые образования перекрыты грубыми агломератами с бомбами и обломками малинового андезита (до 0,5 м в поперечнике). Мощность их составляет примерно 50 м. Над ними залегают маломощный (30—40 см) слой сланцеватого тонкого серого туфа, с остатками растений. Выше лежат светло-серые агломератовые туфы, сильно измененные, обеленные. Мощность их 15—20 м. Они перекрываются малиново-красными агломератами мощностью около 10 м, а последние, в свою очередь, — грубыми, рыжеватого цвета агломератами, включающими глыбы андезита, имеющие в поперечнике 30—50 см. В верхней части ручья Кислый среди туфогенных образований среднего комплекса широко развиты оползневые явления, в силу чего в отдельных случаях породы приобретают как бы обратное падение (под вулкан). По ручью Лечебный туфогенно-осадочные образования обнажены во многих пунктах, но так же как и по ручью Кислый, во многих местах эти породы сильно изменены. Здесь намечается та же общая тенденция, что и по другим ручьям: более тонкозернистый материал слагает борта ручья в нижней его части, более грубый — в верхней части. Аналогичный в общих чертах характер имеют туфогенно-осадочные образования по ручью Школьный, р. Серединка, верховьям Лесной и т. д.

Верхний эффузивный комплекс. Основные андезиты и андезито-базальты, формирующие верхнюю часть современной вулканической постройки, мы объединяем здесь под названием верхнего эффузивного комплекса. Основное значение здесь имеют лавовые потоки, подчиненное — агломераты. Граница лав верхнего эффузивного комплекса отбивается довольно резким перегибом в рельефе. Лавы почти целиком слагают гору Мечникова. Хорошие обнажения их приурочены к северному склону вулкана около западной границы северо-восточного сольфатарного поля. Эти же лавы обнажаются в верховьях ручья Лечебный, непосредственно у восточного сольфатарного поля. Падение их повсюду периклинальное, под углом $15\text{--}20^\circ$; видимая мощность в обнажениях (например, по ручью Лечебному) составляет многие десятки метров. Действительная их максимальная мощность, судя по высоте горы Мечникова, вероятно, не меньше 200 м.

Дацитовые пирокласты и дацитовая экструзия. Обломки очень своеобразного дацита с крупными водяно-прозрачными кристаллами кварца, которые по своему положению не могут быть обломками пород дацитового купола, формирующего главную вершину вулкана, встречались нами как непосредственно на вершине С (см. фиг. 15), так и в ее окрестностях. Вершина С повсюду полностью задернована и по-

крыта растительностью. О самых верхних образованиях, формирующих эту вершину, можно, по-видимому, судить по обнажениям вдоль северной кромки юго-восточного сольфатарного поля. Здесь (сверху вниз) наблюдается следующая смена пород:

1. Делювий — мелкие обломочки и довольно большие (до 20—30 см) куски измененных пород, главным образом кварцевого дацита. Мощность 0,5 м
2. Слой, состоящий из обломков кварцевого дацита. Кварц при выветривании выпадает, и обломки напоминают пемзу. Мощность . . . 1,5—2 м
3. Малиново-красный слой, состоящий из обломков размером 1—3 см и мелче красной, сильно измененной выветриванием рыхлой породы. Мощность 1 м
4. Слой, состоящий из различной величины обломков обеленного кварцевого дацита. Мощность 2 м



Фиг. 19. Данные замеров трещин отдельности близ вершины Дацитового купола.

Таким образом, вершина *С* и, вероятно, большая часть ее склонов на глубину до нескольких метров состоят из рыхлых дацитовых пирокластов, выбросы которых, по-видимому, предшествовали формированию дацитового купола и сопровождали его.

Дацитовый купол. Судя по форме купола, очертаниям его вершины и наличию обелисков, образование его близко к образованию возникшего в недавние годы купола Суелич вулкана Шивелуч на Камчатке. Плохая обнаженность купола не позволяет уверенно говорить о его строении. Проведенными на самой вершине купола наблюдениями выявлено, что в восточной его части плоскости отдельности совпадают с плоскостями течения вязкой лавы, которые фиксируются линейным расположением кварцевых вкрапленников и падают под углом 60° по азимуту ЮВ 100°. В центральной части вершины зафиксировано падение по азимуту 210° под углом 15°, а в западной части — на запад под крутыми углами — порядка 50—70° (фиг 19). Следует отметить четко выраженный сферический характер трещин отдельности.

Продукты извержений

Собственно вулканические продукты

Лавы нижнего эффузивного комплекса. Плитчатые лавы, формирующие основания мыса Менделеева, представлены основными андезитами с пилотакситовой структурой. Макроскопически они темно-серые. Эти лавы с трудом можно назвать порфиоровыми, так как вкрапленники в них редки, небольшой величины и подчинены общей структуре течения основной массы.

Большинство вкрапленников образует плагиоклаз № 58. Средний размер их — около 1 мм. Второе место по количеству занимают вкрапленники моноклинного пироксена — авгита с $2V = +48^\circ$ (по одной оси) и $cNg = 45^\circ$. Размеры их несколько меньше размеров плагиоклаза. Еще меньше в породе кристаллов ромбического пироксена ($2V = -58^\circ$) и магнетита, средняя величина которых равна 0,5 мм. Сравнительно часты гломеропорфировые скопления фенокристаллов размером 2 x 3 мм. Характерно, что и эти гломеропорфировые сростки расположены согласно с линиями течения. Однако все вкрапленники в породе составляют только 5%. Основная масса, имеющая пилотакситовую структуру, состоит из мелких, прилегающих друг к другу и ориентированных примерно в одном направлении лейст плагиоклаза и мельчайших зернышек пироксена и рудного минерала, сцементированных стеклом. Максимальная длина лейст плагиоклаза — около 0,25 мм. Зернышки пироксена и рудного минерала обычно равны 0,02—0,03 мм в поперечнике.

Лавы, обнажающиеся в устье ручья Четверикова, являются пироксеновыми андезито-базальтами с микролеритовой структурой основной массы. Последняя почти полностью раскристаллизована, и в ней распределены порфировые выделения плагиоклаза № 60 и по сравнению с ними очень незначительное количество фенокристаллов моноклинного пироксена ($cNg = 43^\circ$; $2V = +51^\circ$), ромбического пироксена ($2V = -64^\circ$) и явно ксеноморфного по отношению к ним магнетита.

Отношение вкрапленников к основной массе приблизительно равно 1 : 5. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, мелких зерен пироксена и еще более мелких зернышек рудного минерала.

Кристаллы имеют следующие размеры: фенокристаллы плагиоклаза — максимум 1,5 X 2 мм, большинство лейст плагиоклаза (№ 48) ~ 0,1 мм, фенокристаллы пироксена — до 1 мм в поперечнике, большинство микролитов пироксена — 0,05 мм в поперечнике, большая часть зернышек рудного минерала — порядка 0,02 мм.

Некоторые разности породы отличаются тем, что основная масса их содержит микролиты значительно меньшего размера и включает заметное количество стекла.

Лавы, слагающие мыс с абсолютной отметкой 52,8, являются пироксен-оливиновыми андезито-базальтами с гиалопилитовой основной массой, которая представляет собой войлок микролитов плагиоклаза № 43, сцементированных стеклом; в последнем рассеяно большое количество мельчайших зернышек рудного минерала. В качестве фенокристаллов в породе присутствуют оливин ($2V = -85^\circ$), плагиоклаз № 50, моноклинный пироксен ($2V = +56^\circ$; $cNg = 43^\circ$), ромбический пироксен ($2V = -66^\circ$) и магнетит.

Фенокристаллы составляют от 20 до 30% от всей породы. Часто они образуют гломеропорфировые скопления. На плагиоклаз падает до 18% всех вкрапленников. Максимальные размеры отдельных вкрапленников — 1,5 мм, гломеропорфировых скоплений — 3 мм. Средний размер микролитов плагиоклаза в основной массе — 0,01 мм.

Оливин присутствует как в виде отдельных хорошо ограненных фенокристаллов, так и в гломеропорфировых скоплениях. В кристаллах оливина иногда хорошо заметна спайность. Поперечник их — до 1,1 мм. На оливин приходится 2,8% объема породы. Моноклинный пироксен составляет 3,2% площади шлифа. Размеры его кристаллов не превышают 0,5 мм. Такую же величину имеют кристаллы ромбического пироксена, на который приходится 3% объема породы. Зерна магнетита, преимущественно ксеноморфные, занимающие около 1% площади шлифа, не превышают в поперечнике 0,4 мм.

Пирокласты среднего туфогенного комплекса. Пирокластические породы, формирующие средний (туфогенный) комплекс, разнообразны по механическому составу, петрографически же в них можно выделить две основные составляющие: 1) обломки горных пород, вулканические бомбы и лапилли, входящие в состав агломератов; 2) туфы, образующие цемент в агломератах или слагающие самостоятельные слои.

Обломки горных пород, вулканические бомбы и лапилли, входящие в состав агломератов, петрографически очень однообразны. Это двупироксеновые андезиты, макропетрографически свегло-серые, с вкрапленниками полевого шпата и темноцветных. Под микроскопом (образец из агломерата с ключа Лечебный) видно, что вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном и магнетитом.

Вкрапленники составляют до 40% объема породы. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, которая представляет собой множество микролитов плагиоклаза, расположенных беспорядочно и сцементированных стеклом. В основной массе наблюдаются также зернышки пироксена и многочисленные мелкие зернышки рудного минерала. Основным минералом вкрапленников является плагиоклаз № 78. Средний размер его кристаллов— 1,1 мм. Следующее по количеству в породе место занимает ромбический пироксен ($2V = -62^\circ$), кристаллы которого имеют в поперечнике 0,7—0,8 мм. Моноклинного пироксена ($2V = +56^\circ$; $cNg = 45^\circ$) в породе меньше, чем ромбического, и зерна его имеют меньшие размеры (максимальный диаметр 0,4—0,5 мм). В еще меньшем количестве присутствует магнетит; зерна его имеют небольшой размер (0,2 мм) и обычно ксеноморфны по отношению к другим минералам. Вкрапленники часто образуют гломеропорфировые скопления, состоящие из пироксена и магнетита.

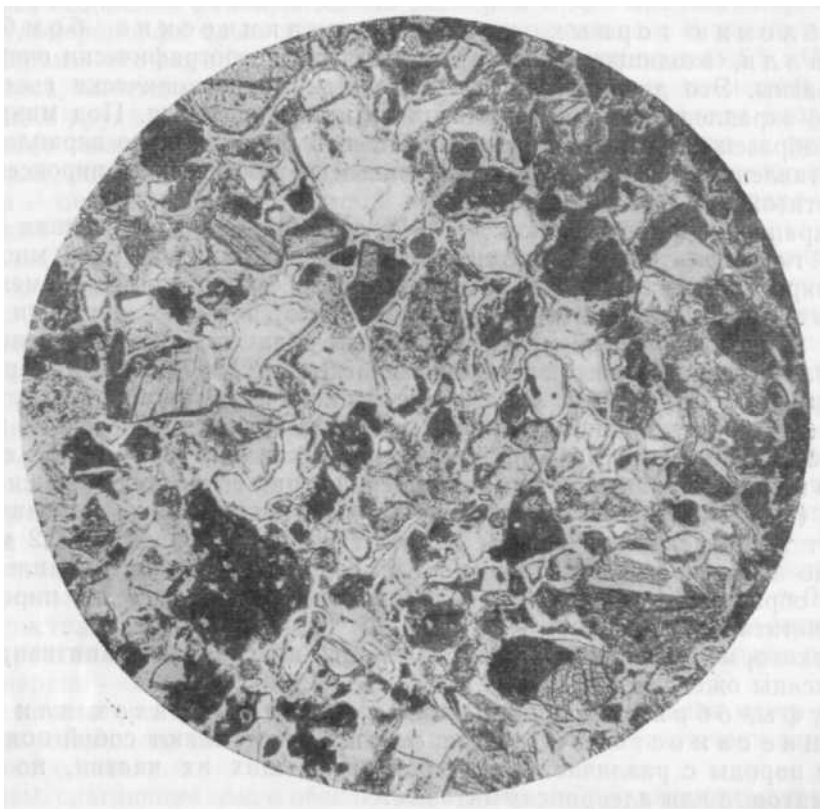
Некоторые минералы заметно изменены: плагиоклаз опациitized, пироксены ожелезнены.

Туфы, образующие цемент в агломератах или слагающие самостоятельные слои, представляют собой полимиктовые породы с различной величиной слагающих их частиц, но чаще псаммитовые или алевропсаммитовые.

Относительное количество обломков горных пород, стекла и кристаллов сильно колеблется. Превалируют все же кристаллы. Частички, слагающие туфы, обычно сцементированы кремнеземом и гидроокислами железа. Минералогически туфы однообразны и соответствуют двупироксеновым андезитам.

Там, где туфы обнажены наилучшим образом (ручьи Кислый и Лечебный), они, как правило, сильно изменены гидротермально. В качестве характерного примера наличия слагающих туф свежих частиц можно привести образец из туфового пласта с ручья Кислый и почти аналогичный образец с ручья Ростовский. Макроскопически породы темно-серые, плотные. Под микроскопом (фиг. 20) видно, что порода представляет собой смесь обломков кристаллов и эффузивных пород, а также кусочков вулканического стекла, частично сцементированных гидроокислами железа, но главным образом, по-видимому,— гелем кремнезема. Вероятно, эта порода возникла в результате цементации продуктов золотой дифференциации вулканического пепла, так как алевро-пелитовая фракция частиц в ней почти отсутствует. Кристаллы составляют до 40—50% объема сцементированных частиц. Это плагиоклаз № 72, пироксен моноклинный ($2V = +56^\circ$, $cNg = 44^\circ$) и ромбический ($2V = -66^\circ$) и рудный минерал. Формы кристаллов иногда остроугольные, иногда как бы оплавленные и окатанные. Размеры их—от 0,1 до 1 мм. Среди обломков горных пород

преобладают кусочки (размером от 0,5 до 3 мм в поперечнике) породы с гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза. Основная масса представляет собой тесно расположенные микролиты плагиоклаза, иногда ориентированные в одном направлении, среди которых рассеяны многочисленные мелкие зернышки рудного минерала. Обломки вулканического стекла, иногда с обильными кристаллитами



Фиг. 20. Литокристаллокластический туф с ручья Кислый (обр. 72).

Увел. 45; при одном никеле.

большой частью в виде спиккулитов, достигают в поперечнике 1,5 мм. При большом увеличении четко наблюдается масса, цементирующая туф. Она выполняет все промежутки между зернами, а отдельные зерна окаймляет целиком. Цементирующая масса имеет резко отрицательный рельеф ($N = 1,474$); она прозрачна, изотропна, и, по-видимому, представляет собой опал.

Основными отличиями пород среднего комплекса от пород нижнего и верхнего комплексов (см. ниже) является отсутствие в первых оливина (по крайней мере как основного минерала) и иногда преобладание ромбического пироксена над моноклинным.

Лавы верхнего эффузивного комплекса. Лавы, слагающие верхнюю часть современной соммы вулкана Менделеева, довольно однообразны. Их минералогический состав в общем тождественен. Отклонения в количественном составе незначительны. Структурные особенности, проявляемые в отдельных случаях, отражают не различия в химическом составе лав, а только конкретные условия их течения и застывания. В целом можно говорить о едином генетическом комп-

лексе пироксен-оливиновых андезитов-базальтов с гиалопилитовой и микроделеритовой структурами основной массы как преобладающими.

Лавы, формирующие гребень соммы — верхнюю часть горы Мечникова, представляют собой андезитов-базальты. Коренных выходов их на горе Мечникова мы не наблюдали, но русла ручьев и речек загромождены обломками этих пород.

Макроскопически это породы серые, иногда малинового оттенка, с вкрапленниками полевого шпата и темноцветных минералов. Различаются две основных разновидностей лав: 1) лавы с долеритовой структурой и 2) лавы с андезитовой структурой. Примером первых может служить обр. 77. Под микроскопом видно, что в полностью раскристаллизованной основной массе распределены отдельные фенокристаллы и гломеропорфиновые скопления кристаллов плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов и оливина.

Основная масса состоит из смеси микролитов плагиоклаза, зерен пироксена и рудного минерала. Местами слабо выражена ориентированность лейст плагиоклаза.

На вкрапленники падает около 40% всей породы. Плагиоклаз во вкрапленниках представлен битовнитом № 80, микролиты — Лабрадором № 60. Фенокристаллы плагиоклаза достигают 2—2,5 мм, гломеропорфиновые сростки 3—4 мм. Вкрапленники плагиоклаза, часто сдвойникованные по альбитовому закону, составляют в породе около 25%. Фенокристаллы моноклинного пироксена имеют максимальный размер 1,5 X 1 мм. Они представлены авгитом ($cNg = 46^\circ$, $2V = +54^\circ$); в породе их содержится около 9%. Фенокристаллы оливина имеют небольшие размеры — максимум до 1 мм. Они всегда окружены реакционной каймой из кристаллов пироксена. В породе их содержится около 2—3% ($2V = +88^\circ$).

Судя по взаимоотношениям между минералами, первым кристаллизовался оливин, вторым — плагиоклаз, затем — пироксен.

Примером лав с андезитовой структурой могут служить образцы 78 и 79.

В основной массе породы, которая представляет собой войлок микролитов плагиоклаза, сцементированных вулканическим стеклом, распределены многочисленные фенокристаллы плагиоклаза, оливина, моноклинного и ромбического пироксена (фиг. 21).

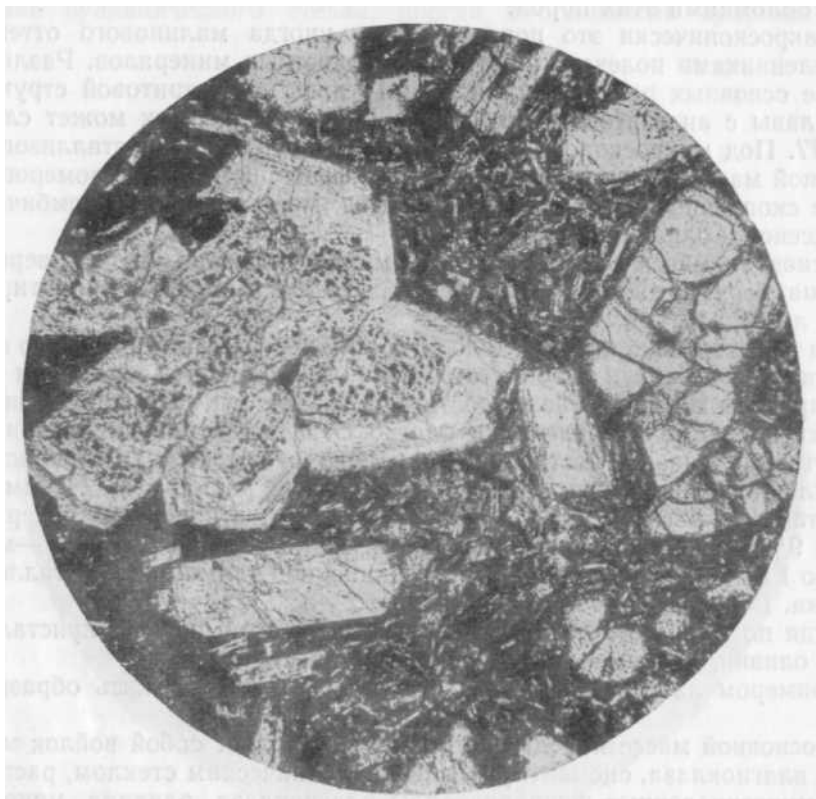
Вкрапленники составляют всего до 20—25% породы, из них плагиоклаз № 61 — около 15%. Кристаллы его часто сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам. Их обычная величина 1—2 мм. Размеры микролитов плагиоклаза (№ 48) колеблются от 0,01 до 0,1 мм и крупнее. Оливин присутствует иногда в виде прекрасно ограненных кристаллов. Чаще он имеет характерные для этого минерала сглаженные очертания. Размер их, как правило, не превышает 1 мм. Иногда наблюдается довольно ясно выраженная спайность. Обычны характерные для оливина неправильные трещинки. Оливина ($2V = -86^\circ$) содержится в породе около 2%. Моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$; $cNg = 46^\circ$) в породе в 2—2,5 раза больше, чем оливина. Фенокристаллы его крупнее фенокристаллов оливина и достигают 2 мм. Иногда можно наблюдать, как пироксен развивается по оливину. Ромбического пироксена ($2V = -61^\circ$) в породе меньше, чем моноклинного. Размер его фенокристаллов 1—2 мм.

Для породы характерно почти полное отсутствие крупных выделений рудного минерала, который рассеян в основной массе в виде мельчайших частичек размером около 0,01 мм.

Близки к описанному выше лавы с верховьев ручья Школьный, лавы, обнажающиеся на северном склоне вулкана у западной кромки северо-восточного сольфатарного поля, и лавы, выходящие в виде отдельных скал в седловине между двумя вершинами горы Менделеева. Значительно

отличаются от предыдущих по своей структуре лавы с верховьев ручья Лечебный.

В основной массе, представляющей собой вулканическое стекло с довольно редкими микролитами плагиоклаза и еще более редкими гранулами пироксена (гиалопилитовая структура в понимании Лодочникова



Фиг. 21. Лава с гребня соммы вулкана Менделеева. Андезито-базальт. Кристаллы плагиоклаза и оливина в гиалопилитовой основной массе (обр. 78).

Увел. 45; при одном никеле.

и Лаппарана), распределены многочисленные вкрапленники плагиоклаза № 67 и сравнительно более редкие вкрапленники пироксена моноклинного ($2V = +54^\circ$) и ромбического ($2V = -62^\circ$), а также магнетита и оливина. Вкрапленники составляют до 40% всей массы породы.

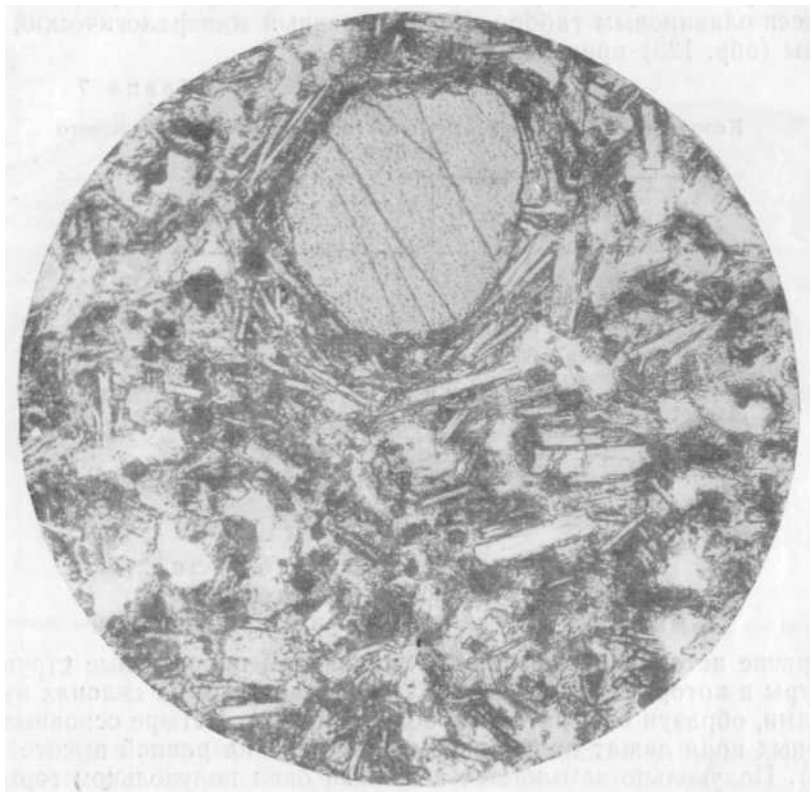
Дациты экструзивного купола. Большой экструзивный купол, представляющий собой последние магнетические выжимки вулкана Менделеева, сложен очень своеобразной горной породой, в которой наряду с большим количеством кварца содержится оливин. В ней макроскопически часто бывают видны более темные по сравнению с основной породой включения от 2—3 мм до 10—15 см в поперечнике. Они менее поддаются выветриванию, чем включающая их порода, и в обнажениях выделяются в виде отдельных выступов.

Макроскопически сразу бросается в глаза четко выраженное порфиоровое строение кварцевого дацита, причем на фоне сравнительно темной основной массы резко выделяются крупные (до 3—4 мм) водяно-прозрачные идиоморфные фенокристаллы кварца и белые — плагиоклаза.

При рассмотрении породы в шлифах, кроме крупных фенокристаллов кварца и плагиоклаза, обнаруживаются вкрапленники моноклинного и ромбического пироксена, магнетита и оливина.

Вкрапленники составляют около 40% всей массы породы.

Основная масса представлена главным образом микролитами плагиоклаза, в небольшой мере — зернышками пироксена и оливина, сцементированными стеклом с $N = 1,505-1,526$. Структура основной массы породы близка к гиалопилитовой (по Розенбушу), но отличается от последней



Фиг. 22. Фенокристалл оливина с реакционной каемкой из зернышек пироксена. В основной массе видно большое число микроскопических пустот (обр. 294).

Увел. 90; при одном никеле.

тем, что в основной массе присутствуют (правда, в небольшом количестве) гранулы пироксена, а в отдельных случаях и оливина. В порах породы иногда встречаются чешуйки кристобалита. Более подробное описание этой породы было опубликовано ранее (Мархинин, 1957₁). Наличие зерен оливина в кварцевом даците проще всего может быть объяснено ассимиляцией слагающих значительную часть вулканической постройки андезито-базальтов кислой дацитовой магмой при движении ее к поверхности. Такое предположение подтверждается тем, что все включения в кварцевом даците являются андезито-базальтами, которые не успели полностью ассимилироваться. Характерно и то, что фенокристаллы кварца, изредка наблюдающиеся во включениях, приурочены к их краевым частям и одеты реакционной оторочкой из кристаллов пироксена, тогда как в основной породе реакционные оторочки имеют кристаллы оливина (фиг. 22).

Выросы пород, раскристаллизовавшихся на глубине

В средней части ручья Ростовский, выше туфогенно-осадочного комплекса, среди многочисленных глыб андезито-базальтов, загромождающих русло ручья, нами были встречены небольшие (до 30—40 см в поперечнике) валуны очень свежей кристаллической породы, лейкократовой, но с многочисленными кристаллами и скоплениями кристаллов темноцветных минералов. При микроскопическом исследовании порода оказалась пироксен-оливиновым габбро. Количественный минералогический состав породы (обр. 123) приведен в табл. 7.

Таблица 7

Количественный минералогический состав пироксен-оливинового габбро

Минерал	Величина выделения, мм	Содержание, %
Плагиоклаз № 80	До 1	58,6
Авгит ($2V = +46^\circ$; $cNg = 48^\circ$)	До 1,2	13,5
Гиперстен ($2V = -60^\circ$) . .	< 1	6,5
Оливин ($2V = 88^\circ$)	$< 0,8$	15,4
Магнетит	0,1—0,5	6,0

Современная сольфатарная деятельность и ее продукты

Связь сольфатарных полей с разрывными нарушениями и внедрением кварцевых дацитов.

Горячие источники, грязевые вулканчики и парогазовые струи, температуры в которых достигают 100° , располагаются на склонах вулкана группами, образуя сольфатарные поля (фиг. 23). Четыре основных сольфатарных поля лежат полукольцом, примерно на равной высоте (350—400 м). Полукольцо замыкается в полный овал полукольцом горы Мечникова. Очевидно, эти четыре сольфатарных поля приурочены к кольцевому разлому, приведшему в свое время к образованию кальдеры.

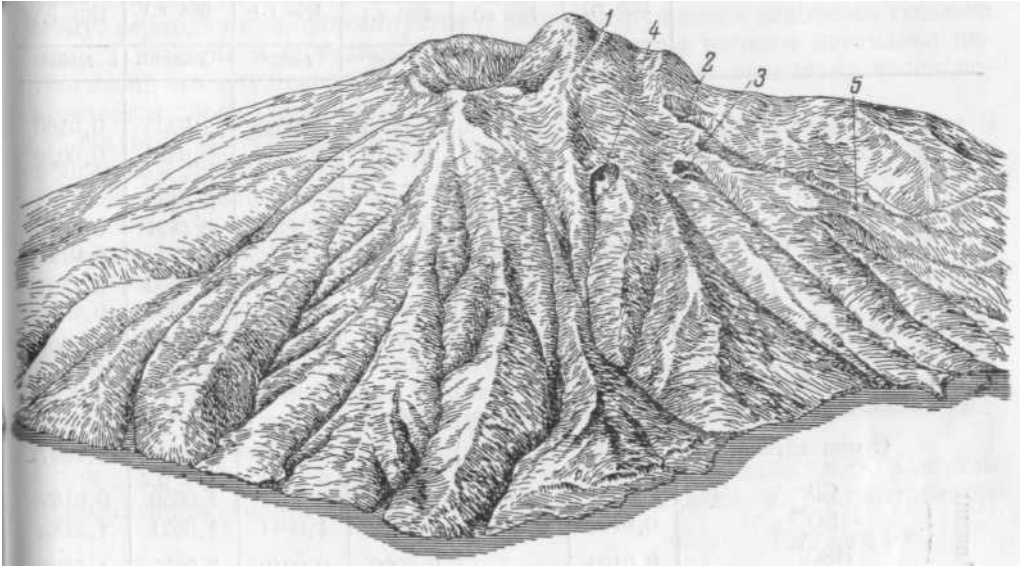
Расположение северо-западного поля у подножья дацитового купола свидетельствует о непосредственной связи возникновения этого сольфатарного поля с образованием купола. Расположение северо-восточного, восточного и юго-восточного сольфатарных полей у подножья сводовой горы наводит на мысль о возможной связи их с внедрением не вышедшей на поверхность дацитовой магмы. Слабые сольфатарные проявления, места недавно потухшей сольфатарной деятельности и горячие источники отмечены в обоих бортах в прирусловой части ключа Кислый. Вероятно, они приурочиваются к радиальному разлому, простирающемуся в северо-восточном направлении. В пользу этого предположения свидетельствует прямолинейный характер ручья Кислый в его верхнем течении.

Описание сольфатарных полей.

Юго-восточное сольфатарное поле расположено в истоках ручья Четверикова. Оно имеет циркообразную форму и вытянуто по направлению этого ручья. Его поперечные размеры 250—350 м. В верхней части поля много мелких газовых струй. Выходы газа приурочены к трещинам и тре-

шинкам в андезитах и их туфобрекчиях. Преобладающие направления трещин— СЗ и СВ. Левый исток ручья Четверикова берет начало из-под этого сольфатарного поля; температура воды истока в самой верхней части составляет несколько десятков градусов.

Восточное сольфатарное поле находится в истоках ручья Лечебный. Здесь сольфатары наблюдаются по обеим сторонам ручья, образуя два горячих озерца. Кроме них, существует еще несколько отдельных выходов газа и горячей воды по берегам и в прирусловой части долины ручья.



Фиг. 23. Блок-диаграмма вулкана Менделеева.

Сольфатарные поля: 1 — северо-западное; 2 — северо-восточное; 3 — восточное; 4 — юго-восточное; 5 — гидросольфатары долины ручья Кислый.

Вода в горячих озерцах в отдельных местах вследствие бурного газовыделения «кипит». Кое-где со дна озерца спокойно, но непрерывно поднимаются газовые пузырьки. Во многих местах породы, будучи, вероятно, первоначально представлены главным образом андезитом, изменены до состояния глины. Это вызвало образование нескольких грязевых вулканчиков, высота которых достигает 1 м.

Северо-восточное сольфатарное поле представляет собой, по-видимому, несколько слившихся воронок взрыва, в дальнейшем увеличенных эрозией. Это поле расположено в истоках ручья Кислый; площадь его — около 2 км². Здесь отмечено очень большое число выходов газа, который использует для выхода всевозможные трещины и трещинки, особенно пересечения трещин. Разрушая и выбрасывая породу отдельными крошками, он сам создает поры и пустоты, часто прикрытые только корками пирокластической породы. Там, где имеются выходы газов, порода сплошь пронизана серой, цементирующей отдельные кусочки породы и выполняющей трещины в ней.

В нескольких сотнях метров ниже северо-восточного сольфатарного поля по ручью Кислый, параллельно его течению, много мелких газовых струй, выходов горячей воды и небольших (до 0,5 м в поперечнике) грязевых котлов. Выходы их приурочены к сильно измененным, иногда полностью разложенным агломератам. Через жидкую грязь в грязевых котлах пробиваются струйки газа.

Таблица 8

Состав конденсатов сольфатарных паров и вод горячих источников, г/л

Компоненты		Конденсат сольфатарных паров			Вода горячих источников		
		юго-восточное сольфатарное поле (июль 1955 г.)	северо-восточное сольфатарное поле (июль 1955 г.)	северо-западное сольфатарное поле (июль 1955 г.)	восточное сольфатарное поле (июль 1954 г.)	левый борт ключа Кислый (июль 1954 г.)	северо-западное сольфатарное поле (июль 1955 г.)
		$t=100^\circ$	$t=100^\circ$	$t=100^\circ$	$t=97^\circ$	$t=98^\circ$	$t=98^\circ$
Катионы	H^+	0,0027	—	0,0003	0,0023	0,0235	0,0166
	NH_4^+	0,0002	Следы	0,0020	0,0317	0,0328	0,0020
	K^+	0,0637	0,0654	—	—	0,1480	—
	Na^+	—	—	—	0,0105	0,0967	—
	Ca^{2+}	0,1648	0,2018	0,0412	0,1235	0,1871	0,1030
	Mg^{2+}	0,0165	0,0353	0,0157	0,0218	0,0847	0,0122
	Al^{3+}	0,0260	0,0280	—	0,0360	0,0300	0,1231
	Fe^{3+}				0,0351	0,0050	0,0074
	Fe^{2+}	—	—	0,0010	0,1068	0,2450	0,0006
	Mn^{2+}	—	—	—	Следы	—	—
Ti^{4+}	—	—	—	0,0014	—	0,0001	
Сумма катионов		0,2739	0,3305	0,0602	0,3688	0,853	0,2637
Анионы	Cl^-	Следы	Следы	0,0066	0,0144	1,0650	0,0167
	SO_4^{2-}	0,0767	0,0493	0,0809	1,0041	1,0521	1,2182
	HSO_4^-	0,0106	—	0,0009	0,0940	0,9835	1,0625
Сумма анионов		0,0873	0,0493	0,0884	1,1122	3,101	2,2974
Недиссоциированные молекулы	CO_2	—	—	—	—	0,0250	—
	H_2SiO_3	0,0207	0,0622	0,0128	0,4292	0,3372	0,3657
	H_2S	0,0190	—	—	—	—	—
	H_3PO_4	—	—	—	Следы	—	—
	HBO_2	—	—	—	—	0,0508	—
	S	—	0,1193	—	—	—	—
Общая минерализация		0,4009	0,5613	0,1614	1,9102	4,3670	2,9268
pH		2,56	5,65	3,46	2,63	1,63	1,65

Аналитик Е. П. Рябичкина.

Приблизительно в 1,5 км от грязевых вулканчиков, в левом борту долины ручья, имеется еще два горячих источника с общим дебитом в несколько литров в секунду и температурой до 98° .

Северо-западное сольфатарное поле расположено в истоках правого верхнего притока рч. Лесная. В отличие от описанных выше сольфатарных полей, в пределах которых не было кварцевых дацитов купола, северо-западное сольфатарное поле находится непосредственно на контакте пород купола и прорываемых им туфобрекчий. В пределах сольфатарно-

го, поля занимающего площадь около 0,05 км², разбросано большое количество глыб кварцевого дацита, иногда размером до нескольких метров в поперечнике. Северо-западное поле характеризуется небольшим количеством отдельных газовых струй, но зато здесь имеются две, расположенные по соседству, очень сильные газовые струи, причем давление паров в них таково, что они отбрасывают обломки породы. Пары иногда выбрасывают здесь мелкие брызги расплавленной серы.

Деятельность одной из двух больших сольфатар привела к образованию довольно глубокой ямы (диаметром 1—1,5 м), над которой, по-видимому, периодически, формируется и вновь разрушается некоторое подобие конуса из серы и обломков породы. Вынос серы парами настолько интенсивен, что опущенная в сольфатару палка через несколько часов покрывается слоем серы в палец толщиной.

На всех сольфатарных полях горные породы разложены, обелены и обогащены опалом и серой. На северо-западном сольфатарном поле при разложении кварцевых дацитов высвобождается кварц, поэтому на поверхности его, особенно в промоинах, много белого кварцевого песка. На северо-восточном и юго-восточном сольфатарных полях эрозией вскрыты своеобразные черные породы, обогащенные сульфидами железа. Среди них, помимо пирита, много мельниковита.

В нишах сульфидных тел и на поверхности обнажений породы, обогащенной мельниковитом, образуются налеты игольчатого прозрачного зеленовато-голубого сульфата железа — мелантерита. В ряде случаев в парагенезисе с ним встречаются и другие сульфаты железа: копиапит и желтые выцветы ремерита.

Химический состав сольфатар (см. табл. 8²). Составы сольфатар и гидросольфатар вулкана Менделеева и рассмотренного

Таблица 9

Состав гидротермально измененных пород, %

Компоненты	Юго-восточное сольфатарное поле. Относительно мало измененная порода (андезито-базальт)	Глыбы измененного андезита с ключа Кислый	
		внутренняя часть	наружный слой
SiO ₂	57,88	79,22	90,92
TiO ₂	0,80	0,98	1,08
Al ₂ O ₃	15,56	2,50	2,87
Fe ₂ O ₃	—	6,26	0,25
FeO	0,7 ¹	—	—
MgO	—	0,14	0,34
CaO	2,73	0,20	0,06
Na ₂ O	0,67	0,65	—
K ₂ O	0,19	0,38	—
SO ₃	14,79	—	—
S	—	1,67	0,09
H ₂ O ⁺	} 6,05	8,06	1,37
H ₂ O ⁻			3,11
Сумма	99,41	100,06	100,09

Аналитик В. Г. Сильниченко.

¹ Определения С. И. Набоко.

² Сборы С. И. Набоко и автора.

выше вулкана Головнина чрезвычайно близки. Вероятно, это объясняется тем, что в обоих случаях сольфатары связаны с близкими по составу экструзиями кислой щелочноземельной магмы приблизительно одинакового возраста. Так же как и у вулкана Головнина, основными анионами сконденсированных паров и вод горячих источников на всех сольфатарных полях являются SO_4 , HSO_4^{1-} и иногда Cl , которые мы считаем продуктами дегазации остывающей на некоторой глубине магмы. Эти анионы и обуславливают специфический состав сольфатар. Катионный состав вод существенно определяется разложением соприкасающихся с ними горных пород. Разложение пород идет в направлении постепенного выноса из них всех элементов, за исключением кремния и титана (табл. 9).

«Выщелоченные» из горных пород элементы в больших концентрациях сохраняются в горячих водах источников только при определенных значениях pH и температуры; при разбавлении и охлаждении из них выпадают гидроокислы железа с примесями других окислов, а иногда калиево-натриевые ярозиты, образующие травертины (ключ Кислый).

Присутствие на некоторых сольфатарных полях вулкана Менделеева тел, обогащенных сульфидами, объясняется соответствующей глубиной эрозии. На некоторой глубине от поверхности они, возможно, присутствуют и на сольфатарных полях вулкана Головнина. С. И. Набоко объясняет их образование осаждением сульфида железа при встрече нисходящих растворов с сульфатным железом и восходящих растворов с сульфидным ионом.

Основным продуктом сольфатарной деятельности вулкана Менделеева, так же как и вулкана Головнина, является сера. Согласно данным геологов ДВГУ В. В. Бочкарева, Г. М. Власова, А. М. Маркова, Н. И. Массерова, Р. Е. Остроумова, залежи серы на некоторых сольфатарных полях имеют промышленное значение.

История формирования вулкана Менделеева

Из анализа морфологии и геологического строения вулкана Менделеева вырисовываются следующие основные черты его истории.

Этот вулканический центр, как «эпицентр» магматического очага, по-видимому, возник одновременно с вулканами, которые ныне представлены такими вулканическими сооружениями, как мезы, некки и т. п. и были нами коротко описаны в первой части. Вероятно, лавы нижнего комплекса по времени сопоставимы с этими образованиями. Сейчас трудно говорить достаточно определенно о местоположении «первозданного» кратера, из которого эти лавы излились, но наиболее вероятно, что он был где-то поблизости от центра кальдеры современной вулканической постройки. В пользу такого предположения свидетельствуют сохранившиеся кое-где элементы периклинального залегания. Однако некоторые мысы на побережье (в частности мыс с отметкой 52,8), возможно, представляли собой местные экструзии основной лавы.

Образование пирокластов среднего туфогенного комплекса происходило в значительной мере в водной среде, подобно тому, как образовывалась туфогенно-осадочная толща вулкана Головнина. Возникавший, — вероятно, неоднократно, — при эксплозивных извержениях конус, вершина которого могла возвышаться над водой, с течением времени разрушался морем. Поднятие участка местности, приведшее к образованию морской террасы, на которой покоятся современные вулканические постройки Головнина и Менделеева, произошло, очевидно, в продолжение очень короткого срока благодаря глыбовым подвижкам вдоль плоскостей разломов. Последние, по-видимому, в какой-то мере фиксируются ныне крутыми и прямолинейными обрывами морской террасы. Вероятно, время

интенсивного поднятия местности было временем сравнительного затишья вулканической деятельности, и энергия, которая в ином случае могла быть израсходована на вулканические извержения, использовалась на поднятие.

Образование верхней части туфогенных отложений шло уже в наземных условиях, о чем можно судить по найденным нами по ключу Кислый захороненным в обохренных туфах остаткам еловых шишек, стеблей и листьев бамбука.

В формировании современной вулканической постройки вулкана можно выделить три главных, но неравноценных по времени этапа.

Первый этап, наиболее длительный, заключался в сооружении древнего конуса вулкана с центральным кратером. Первоначальная высота конуса доходила, вероятно, до 1500 м. Судя по тому, что гора Мечникова почти полностью сложена лавами, при формировании соммы деятельность вулкана заключалась главным образом в излиянии лав. Однако так как самая верхняя часть древнего конуса вулкана Менделеева была уничтожена в результате провала, вызвавшего образование кальдеры, у нас нет данных для суждения о характере деятельности вулкана в последнее время существования конуса с центральным кратером; поэтому неясно, произошло ли образование кальдеры вслед за значительными излияниями лавы, формирующими гору Мечникова, или же характер деятельности вулкана изменился.

Образование кальдеры было вторым (после образования центрального конуса) важнейшим этапом в жизни вулкана Менделеева. Механизм образования кальдеры мы представляем себе следующим образом. В результате излияния на поверхность большой массы лавы уменьшилась магматическая поддержка на глубине, вследствие чего часть вулканической постройки опустилась над магматическим очагом вдоль кольцевой трещины. Объем провалившейся части конуса грубо оценивается нами в 3 км.

Третий этап жизнедеятельности вулкана Менделеева начался после образования кальдеры. Сброс по кольцевому разлому вызвал, вероятно, внедрение магмы по этой трещине. Очень возможно, что магма проникала и по древнему жерлу вулкана. Внедряясь с нескольких сторон более или менее одновременно, магма заняла всю северо-восточную часть кальдеры и образовала своеобразное полужесткое тело типа горбатой сводовой горы вулкана Усу в северной Японии. Рост сводовой горы, вздернувшей и поднимающей более древние вулканические продукты, предшествовал выбросам дацитовых пирокластов или сопровождался ими; ныне они покрывают рыхлым плащом побочную вершину вулкана Менделеева, а первоначально, возможно, образовывали даже небольшой внутренний конус. Формирование сводовой горы завершилось прорывом дацитовой магмы на поверхность и образованием крупного купола. Рост последнего, вероятно, происходил подобно образовавшемуся в недавнее время куполу Суелич вулкана Шевелуч на Камчатке и сопровождался каменными лавинами.

Образование воронок взрыва, ныне представляющих сольфатарные поля, произошло, вероятно, вслед за внедрением дацитовой магмы и явилось следствием прорыва газов в отдельных местах по линии кольцевого разлома. Образовавшиеся воронки взрыва (кратеры взрыва) в дальнейшем служили как бы отдушниками, через которые прорывались и до сих пор выходят вулканические газы. Последующая эрозия сильно изменила форму и размеры воронок взрыва. Во время пребывания И. Мильна (Milne, 1886) на этом вулкане в 1882 г. им в районе северо-восточного сольфатарного поля было отмечено большое число убитых деревьев, лежащих *in situ*. Причину гибели деревьев Мильн видел в возникновении

сольфатар или по крайней мере определенной части их. Мильн указывает на извержение вулкана в 1880 г. (Milne, 1886). Вероятно, это извержение носило характер взрыва вулканических газов без выброса свежего пирокластического материала.

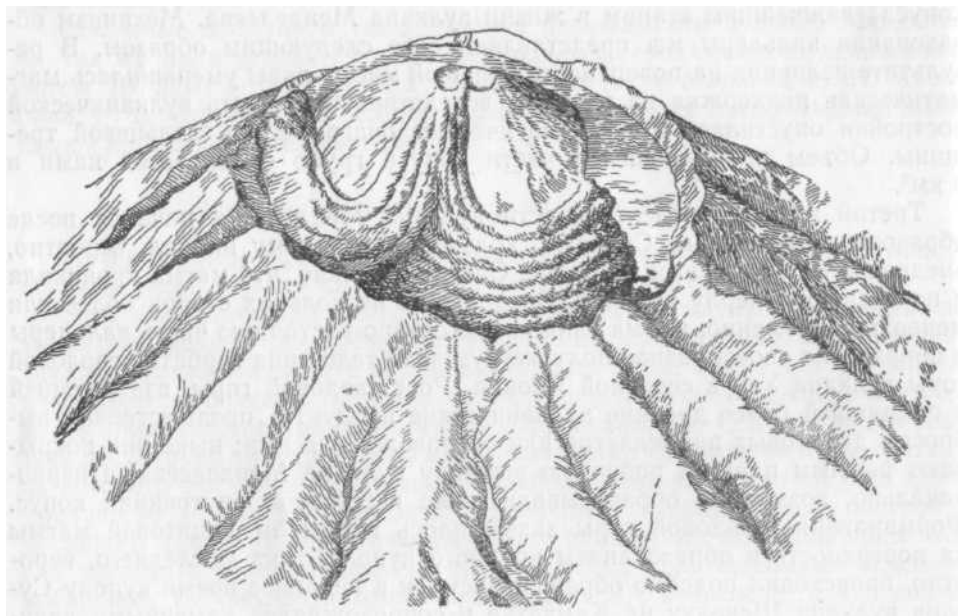
ВУЛКАН ТЯТЯ

Вулкан Тятя — один из наиболее крупных и красивых вулканов в системе Курило-Камчатской вулканической дуги. Его вершина, достигающая 1822 м, является самой высокой точкой на острове. Из числа курильских вулканов по высоте он уступает только Алаиду (2334 м).

Вулкан Тятя расположен в северо-восточной части о-ва Кунашир, приблизительно в 60 км от вулкана Менделеева. Склоны вулкана спускаются с одной стороны к Тихому океану, с другой — к Охотскому морю. Площадь его основания составляет около 200 км².

Морфология

В отличие от вулкана Головнина и Менделеева, современные постройки которых уже сильно разрушены, вулкан Тятя прекрасно сохранил свою форму. Это «вулкан в вулкане», т. е. вулкан типа Сомма — Везувий (фиг. 24).



Фиг. 24. Вулкан Тятя.

Основными морфологическими элементами современной вулканической постройки вулкана Тятя являются сомма, кальдера, внутренний конус с двойным кратером, небольшие паразитические конусы и молодые лавовые потоки.

Сомма представляет собой правильный усеченный конус, наибольшая высота которого 1486,4 м, наименьшая—около 1400 м. В верхней части склоны соммы крутые (до 30—35°). Они постепенно выполаживаются и около берега моря имеют крутизну уже менее 5°. В верхней части

соммы имеется ряд глубоких баранкосов, часть которых ниже по склону теряется, а часть переходит в ключи с постоянными водотоками.

Для верхней части соммы, особенно для ее северной и восточной сторон, характерны шлаковые осыпи, перекрывающие лавовый панцирь вулкана. Ручьи в этих осыпях теряются, ниже появляясь из-под них еще более водообильными. Из-под лавового плаща, покрывающего верхнюю часть соммы с ее северной и восточной сторон, выступает мощная толща шлаков. Переход от вышележащей лавовой толщи к залегающей в средней части шлаковой — крутой и знаменуется высокими (в несколько десятков метров) водопадами. Баранкосы, пропиливая эту мощную толщу шлаков, образуют широкие и глубокие «шлаковые» ущелья с совершенно ровным, плоским дном, по которому обычно протягивается узкая и неглубокая русловая промоина. Глубина таких ущелий доходит до многих десятков метров, ширина колеблется от 10 до 20; в ущельях могут свободно разойтись грузовые автомобили. Они, так же как и упомянутые выше шлаковые осыпи, характеризуются почти полным отсутствием постоянных водотоков. Зато в нижней части соммы из-под шлаковой толщи выходят сразу же водообильные ручьи. Лавы, формирующие основание вулкана Тятя, местами близ моря образуют высокие, красивые водопады. Таков, например, один из самых живописных курильских водопадов — Птичий.

Кальдера, которая венчает сомму, неглубока, по-видимому, потому что она заполнена образованиями внутреннего конуса; но ее неглубокие внутренние стенки местами обрывисты. Глубина кальдеры относительно наиболее высокого края соммы (1486 м) составляет несколько десятков метров. Диаметр кальдеры достигает 2,5 км, а площадь, занятая основанием внутреннего конуса, может быть оценена в 4 км². Площадь же кальдеры между основанием внутреннего конуса и краем соммы составляет около 2 км².

Вся западно-юго-западная часть площади кальдеры занята молодым лавовым потоком, а восточно-северо-восточная представляет собой сравнительно ровную поверхность, покрытую шлаком. Кальдера не является замкнутой, — она открыта в северной части.

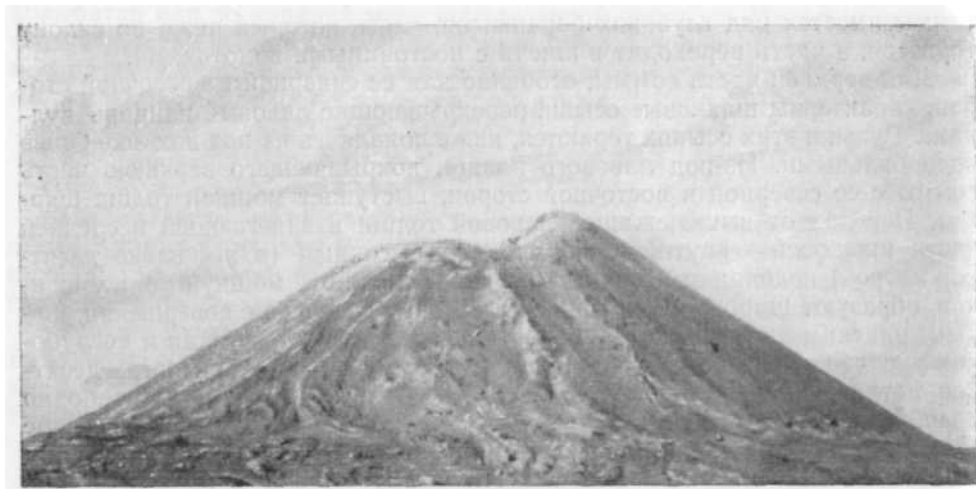
Внутренний конус. Форма внутреннего конуса исключительно правильная; он еще совершенно не подвергся действию эрозии (фиг. 25). Высота внутреннего конуса относительно дна кальдеры — около 370 м, диаметр основания — около 1,8 км, средняя крутизна склонов внутреннего конуса — 25°, максимальная 35—40°. Юго-западная сторона конуса сложена молодым глыбовым лавовым потоком, вся остальная основная теть конуса покрыта рыхлым шлаком.

Кратер, венчающий внутренний «конус, двойной, вытянутый в направлении СЗ—ЮВ (фиг. 26). Глубины обеих воронок близки между собой и равны нескольким десяткам метров, диаметры их 70—80 м. Отделены они друг от друга шлаковой перемычкой. Стенки кратера в основном крутые и даже обрывистые. Абсолютная высота стенок кратера изменяется в пределах от 1770 до 1822 м.

Паразитные конусы. Некоторые самостоятельные вершины на склонах соммы вулкана, по-видимому, можно рассматривать как небольшие паразитные конусы. Мы предполагаем, что такими паразитными конусами являются, в частности, вершины с отметками 1353,7 и 752 м, расположенные на северо-восточном склоне соммы.

Молодые лавовые потоки. Мы наблюдали два самостоятельных очень молодых лавовых потока вулкана Тятя. На один из них, очевидно, указывал Гублер (Gubler, 1932).

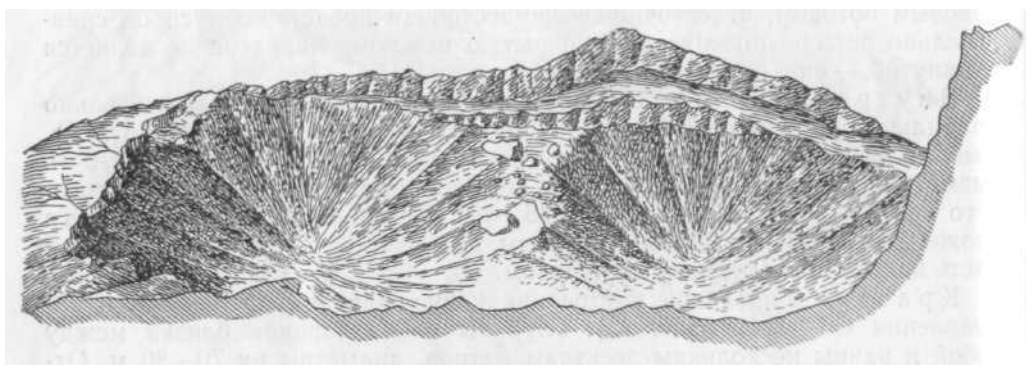
Этот лавовый поток излился из кратера и, достигнув дна кальдеры, разлился симметрично в обе стороны (фиг. 27). По более или менее



Фиг. 25. Внутренний конус вулкана Тятя.

Фото автора.

горизонтальной поверхности дна кальдеры поток продвинулся в юго-восточном направлении приблизительно на 1,5 км, а северо-северо-западном — на 1,5—2 км и, достигнув места, где гребень соммы не замкнут, несколькими языками спустился на несколько сот метров вниз по склону. Мощность описанного лавового потока 6—7 м. Он состоит из глыбовой лавы с мощной шлаковой коркой.



Фиг. 26. Кратер вулкана Тятя.

Рисунок В.В.Куприна.

Второй молодой лавовый поток аналогичного строения образует «кекурник» на побережье пролива Екатерины, между ручьями Колодным и Змеиным. Примерная ширина его здесь 1 км. Несомненно, он излился из паразитного конуса на склоне вулкана, возможно, с высоты 752,4. Весь вулкан, за исключением внутреннего конуса, кальдеры и частично двух упомянутых молодых лавовых потоков, густо зарос растительностью. Наиболее проходимыми и обнаженными являются русла ручьев, поскольку они периодически «прочищаются» временными потоками.



Фиг. 27. Окончание лавового потока в кальдере вулкана Тятя.
Фото автора.



Фиг. 28. Смятые в складки слои лавы на западном краю гребня соммы вулкана Тятя.
Фото автора.

Геологическое строение

Вулкан Тятя — слоистый вулкан, причем слоистое строение характерно как для соммы, так и для внутреннего конуса.

В строении соммы выделяются три основных геологических единицы, нижний эффузивный комплекс, средняя шлаковая толща, верхний эффузивный комплекс.

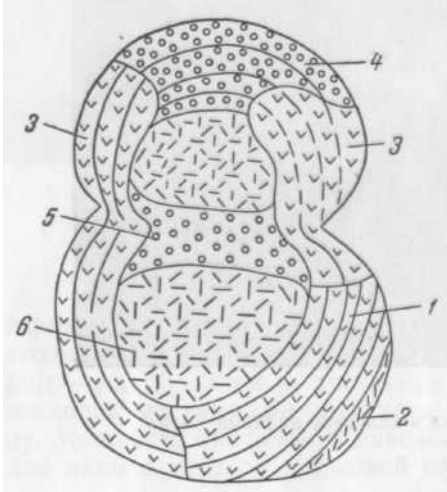
Шлаковые осыпи, местами перекрывающие лавы верхнего комплекса, являются продуктами извержений уже внутреннего конуса.

Андезиты и андезит-обазальты нижнего эффузивного комплекса, обнажающиеся в устьевых частях многих ручьев, слагают основание вулкана. Мощности их — несколько сот метров. К ним относятся лавы, образующие водопад в устье р. Птичьья, лавы в нижнем течении р. Роща и лавы, обнажающиеся в бортах левых притоков Тятиной. По-видимому, лавы нижнего комплекса образуют сплошной плащ у подножья вулкана.

Шлаковая толща, формирующая среднюю часть вулкана, залегает на лавы нижнего эффузивного комплекса. Она не была встречена нами на южных и юго-западных склонах вулкана; по-видимому, там она перекрыта панцирем из лав верхнего эффузивного комплекса. Мощности толщи на северном склоне достигает нескольких сот метров. Состав ее чрезвычайно однообразен: она почти полностью состоит из кусочков черного, очень пузыристого шлака (диаметром 2—3 см). Шлаки совершенно не сцементированы. В нижней части толщи имеются отдельные редкие прослои пеплового материала.

Плитчатые, частично массивные андезит-обазальты и андезиты верхнего эффузивного комплекса сплошным плащом покрывают верхнюю часть соммы. Местами они перекрыты молодыми шлаковыми осыпями, а в ряде мест (на западных склонах) — языками молодого потока. Общая мощность лав верхнего комплекса превышает 100 м. Плитчатые лавы в верхней части южного склона вулкана местами по левому притоку Тятиной образуют крутые обрывы высотой до 25 м. Толщина отдельных плит колеблется от нескольких миллиметров до 1 м. Выше по тому же притоку плитчатые лавы перекрыты темно-серыми массивными лавами, большей частью хорошо раскристаллизованными, реже — стекловатыми. Рваный гребень соммы, разомкнутый с северо-западной стороны, сложен гиперстеновыми андезитами. Местами здесь можно наблюдать слоистые лавы (западный край гребня соммы), смятые в складки при течении потока (фиг. 28).

Строение кратера внутреннего конуса на глубину до нескольких десятков метров можно наблюдать со стороны внутренних стенок кратера. Здесь отчетливо проявляется вулканическая «косая слоистость», — лавы различных излияний перекрывают друг друга «косослоисто» (фиг. 29). Юго-западная половина кратера существенно сложена из лав (базаль-



Фиг. 29. Схема строения кратера вулкана Тятя:

1 — плотные лавы молодого потока; 2 — пузыристые лавы молодого потока; 3 — лавы предыдущих извержений; 4 — шлаки предыдущих извержений; 5 — шлаковая насыпь; 6 — шлаки и осыпи.

тов), в строении северо-восточной половины значительную роль играют шлаки. Самый молодой базальтовый лавовый поток излился из юго-западной половины кратера. Видимая мощность его со стороны внутренней стенки кратера 10—12 м. Дно в обеих кратерных воронках заполнено шлаком.

На дне кратера и на склонах внутреннего конуса разбросаны многочисленные вулканические бомбы различной формы: витые, веретенообразные, сплюснутые и т. д.; преобладают веретенообразные. Длина их иногда достигает 1 м. Многие из бомб разломаны (вероятно, при ударе о землю).

Продукты извержений вулкана Тятя

Лавы нижнего эффузивного комплекса

Нижний эффузивный комплекс формируется целым рядом лавовых потоков, определенную последовательность в образовании которых установить сейчас невозможно. Лавы, обнажающиеся в разных местах нижних склонов соммы, не являются идентичными.

Оливиновые андезитобазальты, обнажающиеся вдоль берега пролива Екатерины, между ручьями Колодный и Змеиный (основание северного склона вулкана), на выходах имеют плитчатую отдельность и темно-серую окраску. Характер лавы изменяется от средней части потока к его поверхности. Образец, взятый в средней части потока, имеет более плотное сложение и лучшую раскристаллизованность, чем образец, отобранный в 20 см от кровли, который более порист и менее раскристаллизован. Порфировая структура породы выдерживается на всем протяжении обнажения.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином и магнетитом.

В образце из средней части потока вкрапленники составляют 18% (объемн.). Цифра эта, однако, условна, так как есть все переходы между, например, микролитами плагиоклаза и его фенокристаллами. Все же в общем случае фенокристаллы имеют в несколько раз большие размеры, чем кристаллы из основной массы. Из 18% вкрапленников 11% приходится на плагиоклаз № 80. Размеры фенокристаллов плагиоклаза достигают 2 мм в длину и 1 мм в ширину.

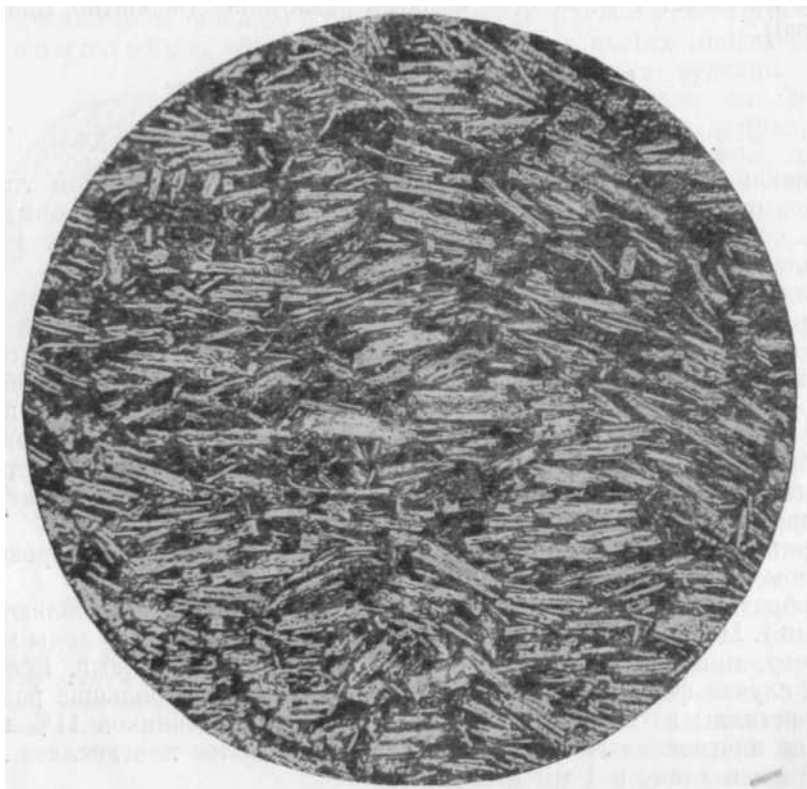
Фенокристаллы моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$; $cNg = 46^\circ$) едва заметно зеленоватые; они занимают около 2,5% площади шлифа. Размеры их не превышают 0,5 мм в поперечнике.

Оливин ($2V = -84^\circ$), составляющий 2 объемн.%, встречается тоже преимущественно в мелких зернах (до 0,5 мм в поперечнике). На фенокристаллы рудного минерала приходится около 2% площади шлифа. Некоторые из них имеют четко выраженную кристаллическую форму. Размеры их обычно не превышают 0,5 мм в поперечнике.

Структура основной массы в образце из средней части потока близка к интерсертальной. Она образована многочисленными, крупными короткопризматическими таблицами плагиоклаза № 65, между которыми заключены многочисленные гранулы пироксена, стекло и более мелкие микролиты плагиоклаза. Таким образом, в данной породе выделяются две генерации микролитов плагиоклаза: более ранняя и более поздняя.

Основная масса в образце, взятом близ кровли потока, имеет несколько отличный характер. В ней приблизительно вдвое меньше крупных микролитов плагиоклаза и больше стекла, чем в основной массе предыдущего образца из средней части потока. Фенокристаллы также несколько мельче. По-видимому, это результат гравитационной дифференциации в потоке.

Андезито-базальты, обнажающиеся в ряде мест в основании юго-юго-восточного склона вулкана, в частности, по ручью Роцца, очень близки к тем, которые выходят в основании северного склона между ручьями Змеиный и Колодный. Это темно-серые породы, различно раскристаллизованные, но всегда в основной массе содержащие стекло. Во вкрапленниках всегда присутствуют плагиоклаз, авгит, оливин и магнетит. Структура основной массы чаще гиалопилитовая, реже интерсертальная и пилотакситовая.



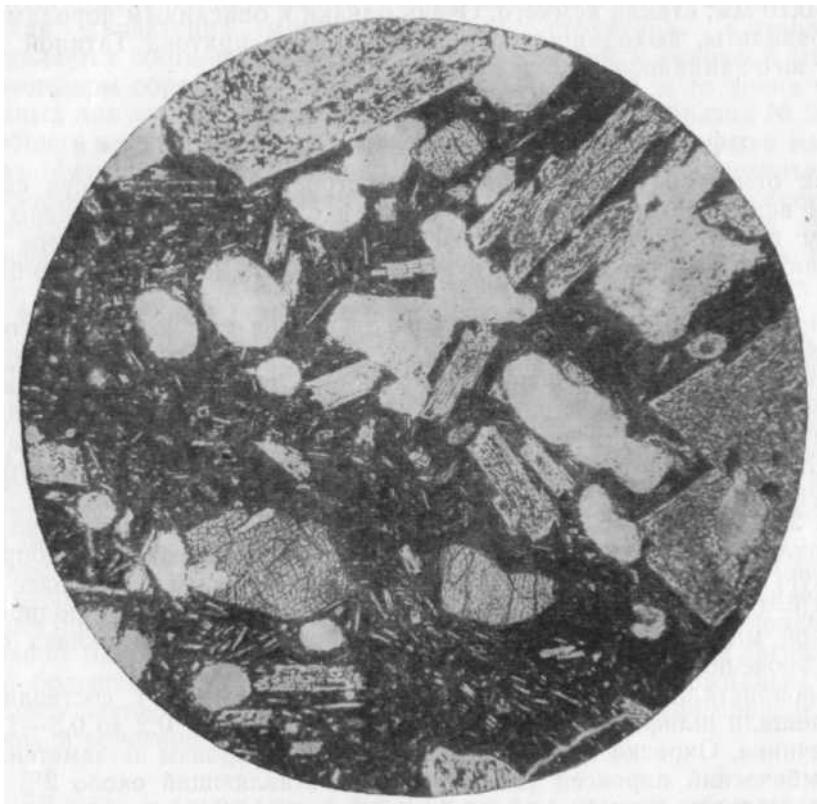
Фиг. 30. Андезито-базальты с пилотакситовой структурой, слагающие русло р. Птичья в ее нижнем течении (обр. 251).

Увел. 45; при одном никеле.

В типичном образце фенокристаллы составляют около 40 объем.%. Основная масса гиалопилитовая с переходом в пилотакситовую. Из минералов-вкрапленников основным является плагиоклаз, на долю которого приходится около 30% породы по объему. Вкрапленники плагиоклаза № 75 имеют короткотаблитчатую форму. Размеры отдельных кристаллов колеблются от долей миллиметра до 1,2 мм в поперечнике. Некоторые крупные фенокристаллы плагиоклаза содержат включения стекла; многие с краев корродированы. Фенокристаллы моноклинного пироксена составляют около 5% породы по объему. Они присутствуют в хорошо ограниченных, не подвергшихся действию коррозии зернах, максимальные размеры которых обычно не превышают 0,6 мм в поперечнике. Цвет пироксена чуть зеленоватый. Плеохроизм заметно не проявляется; $2V = +56^\circ$; $cNg = 48^\circ$. Вкрапленники оливина, составляющие около 3% объема породы, имеют обычную характерную для них форму зерен. Размеры их от 0,2 до 0,5 мм в поперечнике; $2V = -86^\circ$. В отдельных случаях фенокри-

сталлы оливина содержат включения стекла. Фенокристаллов магнетита в породе содержится около 2% по объему. Некоторые из них имеют четко выраженную кристаллическую форму, большинство же резко ксеноморфно по отношению к фенокристаллам других минералов. Размеры фенокристаллов магнетита большей частью колеблются в пределах от ОД до 0,5 мм.

Основная масса составляет около 60% объема породы. Она представлена преимущественно микролитами плагиоклаза № 45, в небольшой



Фиг. 31. Базальт из кровли молодого потока. Пузыристая текстура лавы (обр. 244).

Увел. 45; при одном никеле.

мере гранулами пироксена и многочисленными мелкими зернышками магнетита (магнетитовая сыпь). Средний размер лейст плагиоклаза $0,03 \times 0,01$ мм. Микрокристаллики моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$) имеют средние размеры $0,03 \times 0,02$ мм. Вулканическое стекло характеризуется светло-бурым цветом и показателем преломления, близким к показателю преломления канадского бальзама.

Андезито-базальты, слагающие ложе водопада Птичий (основание северного склона вулкана), существенно отличаются от описанных выше андезито-базальтов как по минералогическому составу, так и структурно. Макроскопически это серые, даже светло-серые породы, без каких-либо крупных вкрапленников. Под микроскопом видно, что основная масса имеет пилотакситовую структуру и состоит из четко ориентированных в одном направлении лейст плагиоклаза и более или менее беспорядочно расположенных зерен пироксена и магнетита

(фиг. 30). В основной массе заключено очень немного (примерно 2% по объему) мелких фенокристаллов плагиоклаза № 63.

Фенокристаллы плагиоклаза обычно имеют тонкотаблитчатую сильно вытянутую форму; их длина, как правило, не превышает 0,8 мм. Средние размеры лейст плагиоклаза № 52 в основной массе 0,15—0,25 мм, редко до 0,4 мм в длину и 0,02—0,04 мм в ширину. Некоторые крупные микролиты плагиоклаза содержат мельчайшие включения рудного минерала. Зернышки моноклинного пироксена ($2V = +54^\circ$) имеют размеры 0,05—0,10 мм; стекла немного. Очень близки к описанным породам андезито-базальты, выходящие по бортам правого притока Тягиной (основание юго-западного склона вулкана Тятя).

Лавы среднего

эффузно-туфогенного комплекса

Как отмечено выше, геологическое строение средней части склонов соммы асимметрично: северные склоны в средней части сложены в основном шлаковой толщей, южные, вероятно, соответствующими ей по времени, а может быть, отчасти и перекрывающимися ее андезито-базальтами.

Андезито-базальты со средней части юго-восточного склона соммы, выходящие по ручью Роша, содержат многочисленные мелкие перламутровые вкрапленники плагиоклаза. Под микроскопом видно, что вкрапленники, помимо плагиоклаза, представлены также моноклинным и ромбическим пироксеном, оливином и магнетитом. Структура основной массы гиалопилитовая с переходом в интерсертальную.

Из 25% общего количества вкрапленников 17% приходится на долю плагиоклаза № 69. Фенокристаллы плагиоклаза имеют короткопризматическую форму. Их максимальные размеры 1,5 X 1 мм, а наиболее обычные 0,5—0,6 X 0,4 мм. Многие кристаллы плагиоклаза корродированы основной массой. Нередко крупные фенокристаллы плагиоклаза содержат включения стекла.

Фенокристаллы моноклинного пироксена ($2V = +56^\circ$), составляющие 4% площади шлифа (обр. № 177), имеют размеры от 0,2 до 0,5—1 мм в поперечнике. Окраска их чуть зеленоватая. Плеохроизм не заметен.

Ромбический пироксен ($2V = -62^\circ$), составляющий около 2% породы, представлен зернами, редко превышающими 0,2 мм в поперечнике. Иногда небольшие зерна ромбического пироксена содержат мельчайшие вкрапленники рудного минерала. Ромбический пироксен, по-видимому, развился как реакционный минерал по оливину, и в некоторых случаях заметно, что он образует псевдоморфозы по оливину. Фенокристаллы оливина ($2V = -78^\circ$), составляющие около 1% площади шлифа, имеют округлую форму; размеры их редко превышают 0,1 мм. Фенокристаллы магнетита, имеющие большей частью размеры от 0,1 до 0,6 мм, составляют до 2% породы. Большинство зерен магнетита резко ксеноморфно по отношению к другим минералам-вкрапленникам. Нередко в породе наблюдаются гломеропорфировые скопления фенокристаллов моноклинного пироксена и плагиоклаза. Размеры их составляют обычно несколько квадратных миллиметров.

Гиалопилитовая, с элементами интерсертальной, основная масса состоит главным образом из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза и более редких зернышек пироксена, сцементированных стеклом.

Лейсты плагиоклаза (№ 50) имеют в длину максимально 0,05 мм.

Оливиновые андезито-базальты со средней части юго-западного склона встречаются в русле левого притока Тягиной в виде многочисленных крупных глыб. Они существенно отличаются

от андезито-базальтов, встреченных нами на юго-восточном склоне вулкана по ручью Роша.

Макроскопически эти массивные темно-серые породы с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных. Под микроскопом (обр. № 232) видно, что как и в описанной выше породе, вкрапленники, кроме плагиоклаза (№ 85), представлены моноклинным и ромбическим пироксеном, оливином и магнетитом. Основное же отличие заключается в их количественном соотношении и в структуре. В отличие от описанных лав, характеризующихся гиалопилитовой структурой, для этих лав характерна микродолеритовая структура. Совершенно иным является соотношение между вкрапленниками и основной массой. В приведенном образце это соотношение равно 70 : 30, в то время как у описанных лав оно составляет 25 : 75 (обр. № 177). В образце № 232 из 70% общего количества фенокристаллов около 50% приходится на плагиоклаз. Фенокристаллы плагиоклаза характеризуются короткотаблитчатой формой. Обычно их размеры не превышают 1,5 мм в поперечнике.

Фенокристаллы моноклинного пироксена, составляющие 10% площади шлифа, обычно не превышают в поперечнике 1 мм. Для него характерна чуть зеленоватая окраска, без заметного плеохроизма; $2V = +54$; $cNg = 46^\circ$. Кристаллы ромбического пироксена очень редки, и их поперечные размеры, как правило, не превышают 0,5 мм.

Оливина ($2V = -84^\circ$) в шлифе содержится 3 объема. %. Размеры их от 0,1 до 0,3 мм. В большинстве случаев зерна оливина окружены тонкой ©пацитовой каймой. По трещинкам развиты бурые гидроокислы железа.

Магнетит не образует крупных вкрапленников и редко встречается в зернах крупнее 0,1 мм в поперечнике. В шлифе содержится около 2% магнетита. Нередко зерна магнетита включены в фенокристаллы плагиоклаза и пироксена.

Микродолеритовая основная масса состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, многочисленных микроскопических зернышек пироксена и рудного минерала. В незначительном количестве в основной массе присутствует стекло. Длина микролитов плагиоклаза (№ 45) большей частью составляет до 0,02 мм. Микрокристаллы пироксена имеют размеры порядка 0,01 мм в поперечнике, а зернышки рудного минерала в основной массе — 0,01—0,02 мм.

Лавы верхнего эффузивного комплекса

К лавам верхнего эффузивного комплекса мы относим лавы, несомненно залегающие над шлаковой толщей, формирующей среднюю часть северных склонов вулкана. Среди них выделяется два основных типа: оливиновые андезито-базальты и гиперстен-авгитовые андезиты.

Оливиновые базальты, выходящие непосредственно над шлаковой толщей и формирующие высокие водопады на северных склонах вулкана, представляют собой массивные темно-серые породы с характерной порфировой структурой. Петрографически они близки описанным выше оливиновым андезито-базальтам со средней части юго-западных склонов вулкана. Не исключено, что их можно сопоставлять и по времени образования. Фенокристаллы в них представлены плагиоклазом, оливином и магнетитом. Основная масса микродолеритовая.

В типичном образце вкрапленники составляют 50% всей массы породы. Из них 46% приходится на плагиоклаз № 70. Размеры его зерен сильно варьируют: от 0,1—0,2 мм до 3 мм в поперечнике.

Зерна оливина ($2V = -88^\circ$) обычно не превышают 1 мм в поперечнике. Они составляют до 4% площади шлифа. Нередко в фенокристаллах оливина наблюдаются включения рудного минерала.

Микродолеритовая основная масса состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, микроскопических зернышек оливина и рудного минерала. Стекло в основной массе присутствует в незначительном количестве. Микролиты плагиоклаза № 55 в основной массе большей частью имеют длину 0,02—0,01 мм. Микрокристаллики оливина имеют преимущественно размеры около 0,01 мм.

Гиперстено-авгитовые андезиты слагают самую верхнюю часть соммы и ее гребень. Они представляют собой светло-серые, по первому впечатлению афанитовые, а на самом деле порфиновые породы, но несравненно хуже раскристаллизованные, чем описанные выше. Вкрапленники, составляющие весьма незначительный процент этой породы, представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном и магнетитом. Оливин отсутствует.

В типичных образцах вкрапленники составляют 14% породы, из них 8% приходится на плагиоклаз № 70. Размеры их, как правило, не превышают 1 X 0,5 мм. Некоторая часть фенокристаллов плагиоклаза заметно корродирована. Ромбического пироксена ($2V = -41^\circ$) в породе содержится около 3%. Зерна его имеют слабо зеленоватую окраску. Плеохроизм не заметен. Размеры зерен колеблются от 0,3 до 1 мм в поперечнике. Зерна моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$; $cNg = 45^\circ$), составляющие около 2% площади шлифа, характеризуются едва заметным буровато-зеленоватым цветом. Обычные размеры фенокристаллов моноклинного пироксена 0,3—0,4 мм. Иногда в них наблюдаются мельчайшие вкрапленники рудного минерала. Зерна магнетита, обычно имеющие размеры 0,1—0,2 мм, имеют неправильную форму, и иногда можно наблюдать их ксеноморфность по отношению к пироксену.

Гиалопилитовая с переходом в пилотакситовую основная масса в значительной степени состоит из стекла и разбросанных в нем микролитоплагиоклаза, а также редких зернышек пироксена и рудного минерала. Микролиты плагиоклаза (№ 52) обычно имеют размеры порядка 0,1 мм в длину, 0,02 мм в ширину. Обычные размеры гранул пироксена 0,02 мм в поперечнике; $2V = -64^\circ$. Зернышки рудного минерала в основной массе имеют еще более мелкие размеры. Характерно значительное количество пустоток неправильной формы.

О л и в и н о в ы е базальты молодых потоков

Самые молодые лавы вулкана Тятя представлены оливинными базальтами. Возможно, что это наиболее основные лавы всех действующих вулканов не только Курильских островов, но и Японии.

Оливиновые базальты последнего лавового потока, излившегося из внутреннего конуса представляют собой темно-серые, почти черные породы различной степени плотности, в которых видны сравнительно редкие таблички фенокристаллов плагиоклаза. При рассмотрении под микроскопом обнаруживаются также многочисленные вкрапленники оливина и сравнительно редкие вкрапленники моноклинного пироксена. Структура основной массы обычно гиалиновая.

В типичном образце вкрапленники составляют 27%, из них на фенокристаллы плагиоклаза (№ 90) приходится около 20%. Фенокристаллы плагиоклаза длиннотабличчатые. Обычная длина их 1—1,5 мм, ширина 0,2—0,5 мм. Нередко таблицы фенокристаллов корродированы стеклом. Вкрапленники оливина составляют около 6%. Размеры некоторых из них достигают 1 мм в поперечнике. Для них характерна опацитовая кайма. Нередко фенокристаллы оливина ($2V = -85^\circ$) содержат включения черных точек магнетита.

Моноклинный пироксен ($2V = +52^\circ$) присутствует в виде единичных зерен (не более 1% площади шлифа); размеры их—от 0,2 до 1,5 мм в

поперечнике. Гиалиновая основная масса, составляющая 73% породы, представляет собой бурое вулканическое стекло, в котором кое-где разбросаны лейсточки плагиоклаза, гранулы пироксена и мельчайшие зерна рудного минерала. Микролиты плагиоклаза, имеющие форму брусочков и достигающие в длину 0,1 мм, соответствуют по составу битовниту № 82. Обычные поперечные размеры зернышек пироксена в основной массе 0,03—0,04 мм. Вулканическое стекло характеризуется $N = 1,551$. Ближе к шлаковой корке порода приобретает пузыристую текстуру (фиг. 31).

В образце, взятом в 20 см от явственно выраженной шлаковой корки пустоты, следы газовых пузырьков составляют более половины объема образца. Наибольшее количество пустоток (17% площади шлифа) имеет поперечные размеры около 2 мм.

Оливиновый базальт Урвитовского потока (круто обрывающийся к морю неподалеку от пос. Урвитово) очень близок к описанному. Макроскопически это темная порода, пузыристая вблизи шлаковой поверхности потока и плотная в его центральной части. Под микроскопом видно, что в гиалопилитовой основной массе размещены вкрапления плагиоклаза, оливина и небольшого количества магнетита, составляющие вместе 14 объемн. %.

Из 14% фенокристаллов около 12% приходится на плагиоклаз. Таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза достигают в длину 1,5 мм, в ширину — 0,8 мм. Состав их соответствует битовниту № 80. Иногда они включают мелкие кристаллы магнетита. Фенокристаллов оливина ($2V = 80^\circ$) в породе содержится около 1,5%. Диаметр их 0,1—0,3 мм. Мелкие кристаллики магнетита (0,1 мм в поперечнике) составляют 0,5 %.

Основная масса представляет собой сцементированное стеклом беспорядочно расположенные лейсточки плагиоклаза (Лабрадор № 65; средний размер 0,01 X 0,002 мм) и гранулы оливина. Стекло в основной массе имеет темно-бурый цвет; $N = 1,543$.

Мы рассмотрели лавы вулкана Тятя в увязке с его геологическим строением. Конечно, это не дает нам возможности восстановить полную картину последовательности извержений, которая отразила бы в деталях процессы дифференциации магмы в очаге. Однако мы все же можем судить, во-первых, об отсутствии у этого вулкана сколько-нибудь простого процесса дифференциации магмы, приводящего к обычной смене более основных лав все более кислыми, и, во-вторых, о неоднократной смене более кислых лав более основными и, наоборот, более основных — более кислыми.

Если даже пренебречь возможными пропусками в разрезе и не проводить никаких параллелей, а ограничиться только теми выводами, которые можно сделать в результате наблюдения непосредственного перекрытия одних лав другими (например, в разрезе северного склона от устья р. Птичьа до вершины), то становится ясным, что такая смена происходила не менее трех раз. Относительно более кислые безоливиновые андезиты-базальты перекрыты относительно более основными оливиновыми андезито-базальтами, последние, в свою очередь, — опять относительно значительно более кислыми гиперстен-ангитовыми андезитами, наконец, самые молодые потоки образованы наиболее основными из всех пород — оливиновыми базальтами.

История формирования вулкана Тятя

В истории формирования вулкана Тятя можно выделить три главных, но неравноценных по времени этапа:

1) образование главного конуса (остатком которого является современная сомма);

- 2) провал вершины главного конуса и образование кальдеры;
- 3) возобновление вулканической деятельности через старое жерло вулкана.

Максимальная высота главного конуса до возникновения кальдеры, по-видимому, превышала 2 км, как это получится, если мысленно представить ее равной высоте, образованной продолжением стенок главного конуса до их пересечения. При образовании главного конуса характер извержений вулкана менялся неоднократно. Деятельность вулкана Тятя в начальный период, вероятно, относилась к гавайскому типу и напоминала деятельность современных вулканов Мауна-Лоа, Мауна-Кеа, что привело к образованию нижнего лавового комплекса. Состав лав в период этих извержений не оставался постоянным, но изменялся от оливиновых андезитов-базальтов до безоливиновых основных андезитов. Однако, после ряда лавовых излияний, общая мощность которых достигла сотен метров, характер деятельности вулкана довольно резко изменился. Спокойные излияния лавы уступили место сильным взрывам, и продукты извержений этого времени представлены в значительной мере шлаковым материалом, формирующим ныне среднюю часть северных склонов вулкана. Излияния лавовых потоков в это время имели, вероятно, подчиненное значение. Деятельность вулкана носила стромболианский характер. По составу лавы отвечали оливиновым андезито-базальтам. Преимущественно взрывной характер деятельности вулкана, продолжавшейся, судя по большой мощности шлаковой толщи, продолжительное время, позднее сменился вновь преимущественно лавовыми излияниями. Последние сопровождалась, вероятно, относительно редкими взрывами, приведшими к образованию незначительных по мощности прослоев шлаков. Лавы этого периода излияний одевают сплошным панцирем верхнюю часть соммы вплоть до гребня. Состав излияний этого периода не был однородным. Излияния начались, по-видимому, с лав оливиновых андезитов-базальтов, а закончились гиперстеновыми андезитами.

Из какого материала была сложена верхняя, провалившаяся часть главного конуса, достоверно выяснить нельзя, но можно предполагать, что образование кальдеры произошло не непосредственно после излияния гиперстеновых андезитов, а через какой-то, может быть большой, промежуток времени.

Образование кальдеры явилось важнейшим эпизодом в жизни вулкана. Учитывая сравнительно небольшую величину кальдеры (2,5 км в поперечнике) при большой высоте соммы (приблизительно 1450 м), приходится усомниться в том, что кальдера вулкана Тятя действительно является кальдерой в генетическом смысле этого слова, т. е. что она в конечном счете образовалась путем обрушения. Можно предположить, что кальдера Тяти генетически представляет собой большой кратер. Основным возражением против такого толкования происхождения кальдеры вулкана Тятя является, однако, отсутствие массового нагромождения обломков старых лав, какое должно было бы иметь место на склонах соммы в случае уничтожения путем взрыва вершины главного конуса, объем которой составлял не менее $5 \cdot 10^8 \text{ м}^3$. Мы склонны считать, что кальдера образовалась у вулкана Тятя все-таки в результате провала части вулканической постройки в неглубоко залегающий периферический магматический очаг. Через некоторое время после образования кальдеры, а может быть, и непосредственно после ее образования вулканическая деятельность возобновилась, причем оказалось использованным старое жерло вулкана. Дно кальдеры было засыпано свежим шлаком. Начал расти слоистый внутренний конус. При этом новые лавы, лавы послекальдерного периода, оказались оливиновыми базальтами, т. е. значительно более основным продуктом, чем гиперстен-авгитовые андезиты —

лавы последних (предположительно) извержений докальдерного периода. Самый последний лавовый поток, излившийся из внутреннего конуса вулкана, очень молодой: ему не более нескольких сот лет, о чем можно судить по тому, что он еще не успел покрыться растительностью. Однако последнее извержение вулкана Тятя завершилось не изливанием лавового потока, а, несомненно, взрывом вулканических газов, так как в противном случае дно кратера было бы заполнено лавой, в действительности же оно покрыто шлаком и редкими вулканическими бомбами.

Последнее извержение вулкана Тятя, выразившееся в газовых взрывах и выбросах шлака и вулканических бомб, происходило, вероятно, одновременно из двух жерловин, что и привело к образованию двойного кратера, разделенного шлаковой насыпью.

Если бы извержение происходило только через какую-либо из двух кратерных воронок, то вторая неизбежно оказалась бы засыпанной шлаком.

В. С. Головкин (1819) в «Сокращенных записках флота капитана-лейтенанта Головкина о плавании его на шлюпе «Диана» для описи Курильских островов в 1811 г.» указывает, что с борта корабля с расстояния 50 миль 24 августа (по старому стилю) 1812 г. капитан Рикорд наблюдал, «как из кунаширского пика выходил густой дым». Это единственное указание на извержение вулкана Тятя в историческое время. Анализируя его, Г. С. Горшков (1954) пришел в выводу о том, что извержение заключалось в выбросе пирокластического материала. Наши наблюдения не противоречат этому выводу.

Сравнение истории формирования вулканов Головнина, Менделеева и Тятя

Несмотря на то, что все три рассмотренные действующие вулкана относятся к одному и тому же району, являются соседними и расположены на одной тектонической линии, формы проявления и состав извергнутого ими материала различны.

Сопоставление докальдерного периода истории формирования вулканов Головнина, Менделеева и Тятя

Современные постройки вулканов Головнина и Менделеева имеют общий пьедестал из туфогенных, перемытых морем отложений, в формировании которых принимали участие оба вулкана. Как тот, так и другой вулкан в соответствующий период времени являлись подводными и не имели устойчивых конусов. Создаваемые ими при извержениях постройки из рыхлого вулканического материала быстро размывались морем. Устойчивые конусы могли возникнуть, очевидно, только тогда, когда их вершины вышли из-под уровня моря. В дальнейшем характер деятельности этих двух вулканов стал резко различным: деятельность вулкана Головнина характеризовалась преимущественно взрывами вулканических газов и выбросами пирокластических продуктов, в частности, тех, которые формируют ныне верхнюю часть его соммы, в то время как извержения пирокластического материала вулкана Менделеева сменялись изливаниями андезито-базальтов. Вероятно, в этом сказалось различие состава магмы в их очагах.

В докальдерных образованиях вулканов Головнина и Тятя трудно подметить что-либо общее, но основные стратиграфические единицы отложений вулканов Тяти и Менделеева сопоставимы. Нижнему эффузив-

ному комплексу вулкана Менделеева соответствует лавовый пьедестал Тяги, среднему туфогенному комплексу вулкана Менделеева — средняя эффузивно-туфогенная шлаковая толща вулкана Тяга, наконец, верхнему эффузивному комплексу вулкана Менделеева — верхний эффузивный комплекс вулкана Тяга. Средний туфогенный комплекс вулкана Менделеева, как выше уже было отмечено, образовывался в значительной мере в водных условиях. В пользу того, что шлаковая толща вулкана Тяга тоже образовалась в водной среде, говорит самый факт существования такой мощной шлаковой толщи. В течение длительного периода при извержениях лава, по-видимому, входила в контакт с морской водой, что приводило к взрывам и образованию шлаков. Факты образования шлаков на контакте базальтовой лавы с водой неоднократно описывались в литературе. К ним относятся образования шлаковых конусов при втекании базальтовых потоков Гавайских вулканов в море. С. Тораринсон (Thorarinson, 1953), исследуя некоторые четвертичные лавовые потоки в Исландии, убедительно показал, что многочисленные (сотни и тысячи) шлаковые конусы, достигающие объема $1\ 000\ 000\ \text{м}^3$, которые раньше считались (Кнебель, Рек, Ритман и др.) следствием ареального вулканизма, на самом деле являются следствием контакта базальтовой лавы с водой при втекании потоков в озера, реки и т. п. В свете этих исследований С. Тораринсона придется, вероятно, пересмотреть представления об образовании и некоторых групп шлаковых конусов Армении, объяснявшихся ранее (А. Н. Заварицкий и др.) как результат ареального вулканизма. Об образовании шлаковой толщи вулкана Тяги в водной среде говорят и почти горизонтальное ее залегание, и очень пологая поверхность ее склонов ($5\text{--}10^\circ$). Шлаковые конусы, образующиеся в аэральном обстановке, как правило, имеют крутые склоны: от 20 до 35° .

Таким образом, мы предполагаем, что условия образования шлаковой толщи вулкана Тяги были аналогичны условиям отложения среднего туфогенного комплекса вулкана Менделеева и считаем эти образования в известных пределах одновозрастными. В то же время мы видели, что средний туфогенный комплекс вулкана Менделеева аналогичен головнинской свите. Следовательно, вулкан Менделеева в такой параллелизации играет роль связующего звена и сопоставим, с одной стороны, с вулканом Головнина, с другой стороны — с вулканом Тяга. Это, вероятно, объясняется его «средним положением» по составу: вулкан Тяга преимущественно андезито-базальтовый, вулкан Головнина — андезито-дацитовый, вулкан Менделеева — промежуточный, андезито-базальтовый — андезито-дацитовый.

Сопоставление кальдер вулканов Головнина, Менделеева и Тяга

Относительная одновозрастность кальдер

Песчано-пемзовая свита вулкана Головнина, средний туфогенный комплекс вулкана Менделеева и шлаковая толща вулкана Тяга, вероятно, являются геологически одновозрастными; одновозрастны также образования исторического времени, как внутренний конус вулкана Тяга и экструзивные и интрузивные куполы вулканов Головнина и Менделеева. Следовательно, различия в возрасте кальдер рассматриваемых вулканов определяются большей или меньшей продолжительностью формирования верхних эффузивных толщ вулканов Тяга и Менделеева и продуктов, слагающих верхнюю часть соммы вулкана Головнина. Другими словами, кальдеры всех трех вулканов геологически тоже можно считать одновозрастными.

Зависимость размеров кальдер и высоты их дна от состава вулканов

На о-ве Кунашир определенно проявляется зависимость размеров кальдер и их донных уровней от вещественного состава вулканов. Различие химического состава продуктов извержений в значительной мере определяло различие физических свойств материала, из которого слагались постройки, а следовательно, и их формы. Вулкан Головнина, являясь андезито-дацитовым, сложен почти исключительно рыхлым материалом. Андезито-базальтовый вулкан Тятя, наоборот, образован главным образом



Фиг. 32. Сопоставление кальдер вулканов о-ва Кунашир.

швами; вулкан Менделеева —средний между ними по составу и по форме. Наиболее кислому по составу вулкану Головнина соответствуют наибольшие размеры кальдеры (диаметр 4,5 км), а значит и наиболее низкое положение ее дна (130 м). Наиболее основному — вулкану Тятя отвечает наименьшие размеры кальдеры (2 км) и наиболее высокое гипсометрическое положение ее дна (1400 м). Кальдера промежуточного между ними по составу вулкана Менделеева характеризуется и промежуточными размерами (диаметр 3 км, средняя высота дна 500 м). Приведенное соотношение наглядно иллюстрируется на фиг. 32. По-видимому, размеры кальдеры отражают механическую прочность вулканических построек, в свою очередь, зависящую от вещественного состава вулкана.

Совершенно иную закономерность отмечает Х. Танакодате (Tanakodate, Kuno, 1935) для некоторых кальдер Японии. Рассматривая кальдеры японских вулканов, сложенных одинаковым материалом, а именно — авгитовыми андезитами, он обращает внимание на то, что уровень дна ряда кальдер в отдельных районах очень близок. В вулканическом районе восточного Хоккайдо глубина кальдер Сикотс, Тойа и впадины вулканического происхождения Вулканик Бей соответственно на 115, 100 и 107 м ниже уровня моря. Аналогичный пример, по Танакодате, представляют кальдера Икеда, дно которой находится на 160 м ниже уровня моря, и смежная часть залива Сатума, дно которого имеет почти такой же уровень. По мнению Танакодате, это заставляет предполагать существование большого магматического резервуара, который непосредственно связан с дном депрессионных площадей. Таким образом, если мы рассматриваем для кальдер Кунашира гипсометрическое положение их дна, вообще говоря, как следствие их размеров, которые, в свою очередь, зависят от ряда причин, и в том числе не в последнюю очередь от механической прочности вулканических построек, то, по Танакодате, положение дна ряда соседних кальдер определяется непосредственной связью всех их с одним и тем же магматическим резервуаром. Случаи, рассмотренные нами, правда, не сопоставимы со случаями, отмеченными Танакодате, уже потому, что вулканы о-ва Кунашир, как показывает различие вещественного состава, связаны с различными вулканическими очагами, а не с одним магматическим резервуаром. Однако и для случаев, когда ряд кальдер связан с одним и тем же магматическим резервуаром, уровень их дна определится

изостатически, и вовсе не обязательно он должен быть одинаков. Здесь неминуемо должно сказаться первоначальное различие в рельефе, в высоте вулканов. Об этих факторах Танакодате почему-то не упоминает.

Образование кунаширских кальдер

Измененные эрозией и плохо обнаженные кальдеры вулканов Кунашира не дают, правда, достаточного материала для безоговорочного суждения об их происхождении, однако нет фактов, которые не позволили бы применить к ним гипотезу провального образования.

Из числа изученных кальдер кальдеры Кунашира могут быть сравнимы в первую очередь, конечно, с кальдерами Японии. Одно из доказательств происхождения кальдер Японии в результате провалов Танакодате видит в том, что в окрестности кальдеры никогда не находится компенсирующее количество обломочных материалов, выброшенных сильными взрывами. Для кунаширских кальдер этот аргумент тоже является основным в пользу их происхождения в результате провала. Некоторые кальдеры Японии, по Танакодате, являются результатом не одного, а целой серии провалов в сочетании со взрывами. Доказательством этого он считает наличие ступенчатых сбросов в стенках кальдер. Наличие ряда озерных террас в кальдере Головнина тоже может быть следствием неоднократного погружения ее дна, однако более вероятной причиной их образования является неоднократный спад вод кальдерного озера в результате пропиливания р. Озерная стенка кальдеры и слива воды в море.

Признавая, что все три кальдеры Кунашира обязаны своим происхождением провалам, мы хотим подчеркнуть, что в каждом отдельном случае формирования их, вероятно, имело свои особенности. Так, образование кальдеры вулкана Головнина, очевидно, произошло вслед за быстрым извержением огромных количеств пепла и, по-видимому, может быть сравнимо со случаем Кракатау. Для объяснения образования кальдеры вулкана Тятя, видимо, проще всего встать на точку зрения Эшера (Escher, 1929) и считать, что вслед за сильным взрывом, вызывающим образование широкого жерла, произошел провал по воронкообразной поверхности, т. е. признать механизм как бы перехода кратера в кальдеру. Такой механизм для небольших кальдер признает и Г. Вильяме (Williams, 1941).

Кальдере вулкана Менделеева мы склонил относить к типу Глен-Коз по классификации Вильямса. Она могла образоваться в результате асимметричного провала кровли вдоль кольцевого разлома.

Сравнение послекальдерного периода деятельности вулканов Головнина, Менделеева и Тятя

Послекальдерная деятельность вулканов Головнина и Менделеева, с одной стороны, и вулкана Тятя, с другой стороны, коренным образом различна. Если для вулканов Головнина и Менделеева для посткальдерных извержений характерны кислые продукты, а для вулкана Менделеева даже наиболее кислые из всех его продуктов, то для вулкана Тятя посткальдерные извержения характеризуются наиболее основными лавами. Если у вулкана Головнина и Менделеева посткальдерная деятельность протекала преимущественно в форме образования магматических куполов, то у вулкана Тятя она происходила в форме выброса шлаков и излияния лавовых потоков, приведших к созданию внутреннего конуса. Если посткальдерный период истории вулканов Головнина и Менделеева характеризуется интенсивной сольфатарной деятельностью, то для вулкана Тятя сольфатарная деятельность не характерна. Сольфа-

тарная деятельность как вулкана Головнина, так и вулкана Менделеева связывается главным образом с внедрением кислых экструзий и небольших приповерхностных интрузий, а ее проявления приурочиваются к различным разрывным вулcano-тектоническим нарушениям периода формирования кальдеры и посткальдерного периода. Главными из них являются сами кальдерные разломы и контакты посткальдерных магматических куполов.

Так как одним из основных элементов, выносимых сольфатарными газами, является сера, то вышеуказанные признаки являются поисковыми критериями на серу. Исходя из этого, следует признать район вулкана Тятя для поисков серы бесперспективным.

Сопоставление истории формирования трех изученных вулканов показывает, что они имеют ряд общих черт истории: период подводных извержений, период образования пирокластов, образование кальдер. Однако общие черты их истории не обязаны единому процессу дифференциации магмы, а обусловлены тектоническими процессами и общей геологической обстановкой.

Наоборот, специфические для каждого вулкана особенности являются в первую очередь результатом особенностей химического состава магмы и дифференциации в магматических очагах.

При этом мы считаем необходимым еще раз подчеркнуть наблюдающуюся разновозрастность совершенно различных по составу геологических образований, например, оливиновых базальтов посткальдерного периода вулкана Тятя и богатых кварцем дацитов посткальдерного периода вулкана Менделеева. Эти различные по составу продукты извержения являются образованием соседних вулканов, лежащих на одном и том же тектоническом нарушении. Примеры такой закономерности могут быть найдены во многих других вулканических районах. Из сказанного следует, что к широко распространенной в настоящее время практике сопоставления по возрасту вулканических пород соседних районов, исходя лишь из сходства их петрографического или химического состава, нужно относиться очень осторожно.

КРАТКАЯ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОТИПНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВА

Среди кайнотипных вулканических пород острова наблюдается широкое разнообразие пород щелочноземельного ряда — от базальтов до липаритов, однако преобладающим типом являются андезиты с частыми отклонениями в сторону андезито-базальтов или андезито-дацитов. Всей этой Гамме генетически связанных пород свойственны некоторые, вполне определенные характерные черты:

1) во всех породах, от самых основных до самых кислых, основным минералом вкрапленников и микролитов является плагиоклаз;

2) вкрапленники плагиоклаза, как правило, имеют основной состав, достигающий (даже в кислых породах типа андезито-дацита и даже липарита) до Лабрадора;

3) среди темноцветных минералов во всех петрографических типах пород, включая самые кислые, преобладает пироксен; исключение составляют только некоторые базальты, в которых основным темноцветным минералом является оливин;

4) моноклинные и ромбические пироксены находятся обычно совместно, причем наряду с ними в основных породах (а в виде исключения и в кислых) присутствует оливин;

5) обычно (исключения характерны для самых основных и для самых кислых пород) высоко содержание вкрапленников: до 50%, а иногда и до 70% от всей массы породы;

б) стекла имеют относительно кислый состав, что обуславливает наличие кварца в виртуальных составах.

В ряде случаев в определении названия породы мы сталкивались с трудностями, так как между отдельными ярко выраженными петрографическими типами встречаются всевозможные постепенные переходы. В разграничении отдельных семейств пород и внутри них мы по возможности придерживались критериев, предложенных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1952₁, 1952₂, 1953₃).

Петрографические типы пород

Базальты. Для базальтов характерна порфирировая структура с интерсертальной, микродолеритовой и гялиновой структурами основной массы (табл. 10).

Таблица 10

Минеральный состав кунаширских базальтов, %

Компоненты	Молодой ? поток (вулкан Тятя)	Молодой ? поток (вулкан Тятя)	Склон вулкана Тятя	Урвтовский поток
	обр. 243	обр. 244	обр. 248	обр. 280
Количество вкрапленников	27	34	50	14
Плагиоклаз (от № 70 до 90)	20	26	46	12
Авгит	1	6	—	—
Оливин	6	2	4	1,5
Рудный минерал	—	—	—	0,5
Основная масса со стеклом с N=1,543—1,551 и микролитами плагиоклаза от № 55 до 82	73	66	50	86
Структура	Гялиновая	Гялиновая	Микродолеритовая	Пилотакситовая

Объемное отношение вкрапленников к основной массе в базальтах колеблется от 1 : 6 до 1 : 1.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (12—46%), оливином (1,5—6%), авгитом (0—6%), рудным минералом (0—0,5%).

Следует отметить, что вкрапленники плагиоклаза представлены битовнитом № 70—90, микролиты же — Лабрадором и битовнитом № 55—82.

Андезитобазальты. Резкой границы между базальтами и андезитобазальтами Кунашира нет. Являясь переходной разновидностью к андезитам, они имеют, несомненно, значительно более широкое распространение, чем настоящие базальты. Японскими авторами андезитобазальты относились, очевидно, к андезитам, поскольку на их геологических картах территория Кунашира, за исключением отдельных мест выходов вулканогенно-осадочных пород показана сложенной андезитами. Характерными особенностями минерального состава (табл. 11) и структуры кунаширских андезитобазальтов являются: во-первых, сравнительно не сколько менее основной, чем в типичных базальтах, состав микролитов. плагиоклаза (48—55% An), во-вторых, небольшое количество (сравнительно с пироксенами) или даже полное отсутствие оливина; в-третьих, нередко переходный характер структур от интерсертальной или микродоле-

¹ Химический состав пород и вычисленные коэффициенты и характеристики приведены в разделе «Химизм лав» (стр. 147).

Минеральный состав кунаширских андезитов-базальтов, %

Компоненты	Вулканы					
	Менделеева	Тятя	Менделеева			Головинна
	обр. 305	обр. 251	обр. 79	обр. 34	обр. 110 А	обр. 326
Количество вкрапленников . . .	24	2	21,8	25	28	21
Плагноклаз № 60—85 . . .	15	2	15,8	12	18	10,5
Авгит	3,5	—	1,8	2	3,2	3,5
Гиперстен	3	—	1	6,6	3	4,5
Оливин	2	—	2,7	2,4	2,8	1,5
Рудный минерал .	0,5	—	0,5	2	1	1
Основная масса с микролитами плагноклаза от № 48 до 55 и стеклом с N = 1,525—1,529 .	76	98	78,2	75	72	79
Структура	Андезитовая	Пилотакситовая	Андезитовая	Переходная от гиалопилитовой к интерсертальной	Гиалопилитовая	Микродолеритовая

ритовой, характерных для кунаширских базальтов, к гиалопилитовой или пилотакситовой, характерных для кунаширских андезитов.

Андезиты. Типичные андезиты на Кунашире имеют широкое распространение. Особенности их минерального состава (табл. 12) являются: состав микролитов плагноклаза № 45—52; обычно полное отсутствие в породах оливина и наличие двух пироксенов — моноклинного и ромбического (по преобладанию того или другого кунаширские андезиты

Таблица 12

Минеральный состав кунаширских андезитов, %

Компоненты	Вулкан Тятя	Вулкан Головинна	Гора Руруй
	обр. 178, 245	обр. 317	обр. 175
Количество вкрапленников	14	44	21
Плагноклаз от № 54 до № 70 . . .	8	17	17
Ромбический пироксен	3	9	2,5
Моноклинный пироксен	2	16	—
Рудный минерал	1	2	1,5
Основная масса с микролитами плагноклаза от № 45 до № 52 и стеклом с N=1,510—1,523	86	56	79
Структура	Гиалопилитовая с переходом в пилотакситовую	Криптокристаллическая с небольшим количеством стекла	Гиалопилитовая

подразделяются на авгитовые и гиперстеновые); полное отсутствие ротовых обманок (нами роговообманковые андезиты встречены не были, если они и есть на Кунашире, то являются редким исключением); обычное развитие гиалопилитовой, реже пилотакситовой структуры.

Андезито-дациты и дациты. Будучи значительно менее распространенными по сравнению с более основными породами, андезито-дациты и дациты играют существенную роль в современной деятельности вулканов. На вулканах Головнина и Менделеева с ними связана сольфатарная и гидросольфатарная деятельность. Характерными особенностями минерального состава кислых кунаширских лав являются: наличие среди темноцветных компонентов только ромбических и моноклинных пироксенов; основной характер плагиоклаза — микролиты представлены от № 38 до 45, вкрапленники — от № 40 до 68 (табл. 13). Вкрапленники кварца в андезито-дацитах и дацитах обычно редки. Для андезитодацитов и дацитов Кунашира, так же как и для андезитов, характерна гиалопилитовая структура. Реже наблюдается структура, приближающаяся к сферолитовой.

Таблица 13

Минеральный состав андезитодацитов и дацитов, %

Компоненты	Вулканы				
	Головнина				Менделеева
	обр. 308	обр. 174	обр. 146	обр. 330	обр. 36
Количество вкрапленников	37	25	34	32	41
Плагиоклаз от № 40 до 68	16	20	20	21	20
Ромбический пироксен	9	1	3	2	2,5
Моноклинный пироксен	6	3	9	1	3
Кварц	Единичные зерна	—	—	7	12
Рудный минерал	6	1	2	1	2
Оливин	—	—	—	—	1,5
Основная масса с микролитами плагиоклаза от № 38 до 45 и стеклом с $n=1,505-1,526$	63	75	66	68	59
Структура	Гиалопилитовая в понимании Лодочникова и Лапарана	Гиалопилитовая в понимании Лодочникова и Лапарана	Криптокристаллическая с незначительным количеством стекла	Гиалопилитовая в понимании Лодочникова и Лапарана	Гиалопилитовая

Очевидно, что кварцево-оливиновая порода (обр. № 36), слагающим купол вулкана Менделеева и отвечающая по химическому составу дациту, не может быть названа просто дацитом, но ввиду своего исключительно своеобразного минерального состава вполне заслуживает особого названия — кунаширит.

Липариты (с некоторым уклоном в сторону липарито-дацитов среди кайнотипных вулканических пород острова распространены очень незначительно; по-видимому, ими сложены только небольшие экструзионные тела. Характерными чертами минерального состава кунаширских липаритов являются незначительное количество вкрапленников, почти полное отсутствие темноцветных минералов и наличие кварца.

Состав микролитов плагиоклаза обычно колеблется от № 27 до 32. Вкрапленники, как правило, представлены андезином (№ 37—50). Для кунаширских липаритов характерна в общем случае витропорфировая структура с кристаллитовой структурой основной массы. Иногда структура основной массы приближается к сферолитовой. В табл. 14 представлен их минеральный состав.

Таблица 14

Минеральный состав кунаширских липаритов, %

Компоненты	Мыс Горячий	Мыс Рифы	р. Тюрина
	образцы 104 и 337	обр. 300	обр. 99
Количество вкрапленников . .	11	19	11
Плагиоклаз от № 37 до 54 . . .	7	8	5
Кварц	4	11	6
Рудный минерал	Единичные зерна	—	—
Ромбический пироксен	"	—	—
Основная масса стекла с N= =1,505—1,488	89	81	89
Структура	Кристаллитовая с переходом в сферолитовую	Кристаллитовая	Кристаллитовая

Породообразующие минералы

Плагиоклаз. Основным компонентом всех рассмотренных выше петрографических типов пород является плагиоклаз. На него приходится в некоторых случаях более 3/4 массы породы. Большей частью он присутствует в двух генерациях: во вкрапленниках и в микролитах. Иногда наблюдается серия плагиоклазов от крупных до мелких. Вкрапленники плагиоклаза имеют различные размеры — от долей миллиметра до 3—5 мм — и обычную таблитчатую форму. Микролиты большей частью представлены лейстами размером в тысячные и сотые доли миллиметра. Нередко вкрапленники плагиоклаза, а иногда и микролиты имеют зональное строение. В ряде случаев число зон достигает нескольких десятков. Как правило, вкрапленники и многие микролиты двойникованы по различным законам, причем чаще всего по альбитовому, карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и манебахскому.

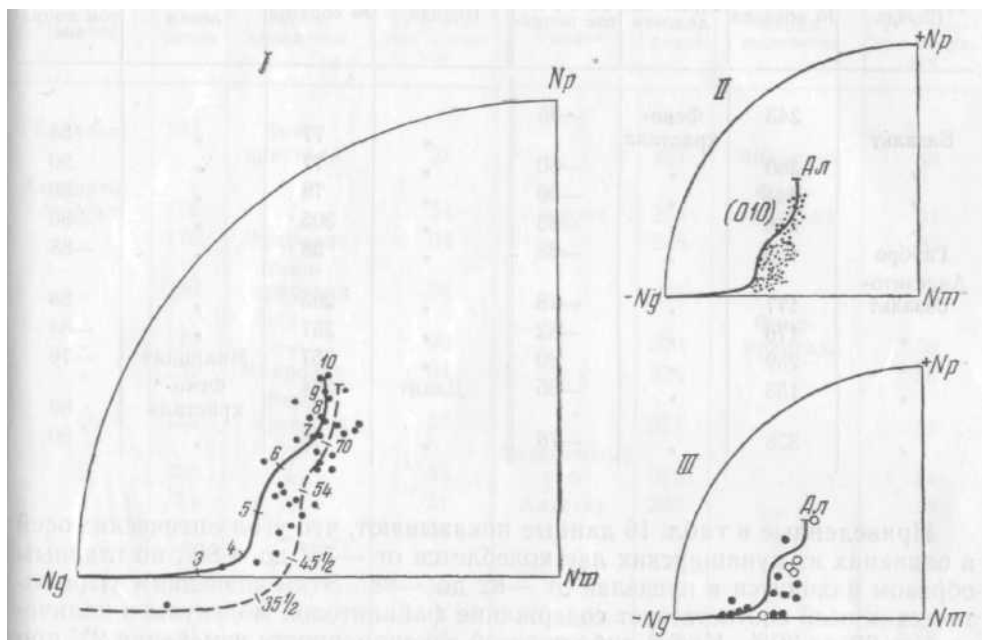
Известно, что у высокотемпературных плагиоклазов местоположение проекций двойниковых осей альбитовых двойников на стереограмме несколько смещается вправо относительно кривой Никитина. Этим мы воспользовались для определения природы плагиоклазов (высокотемпературные, низкотемпературные) в кунаширских вулканических породах.

По этим данным построена диаграмма (фиг. 33), показывающая оптическую ориентировку изученных плагиоклазов (*I*) и для сравнения — для плагиоклазов из вулканических пород Семигорья по Палиуку (*II*) и подвергавшихся нагреванию по Шолеру, Барберу и Барту (*III*). Во всех трех случаях заметна явная и аналогичная тенденция к смещению вправо средней линии полосы точек (на *I* показана пунктиром). Очевидно, что рассматриваемые нами плагиоклазы должны быть отнесены к категории «высокотемпературных» и «промежуточных». Поэтому определение номеров плагиоклаза велось по «высокотемпературным» кривым. Однако при определении номера плагиоклаза полным методом «высокотемпературная» кривая в пределах андезита — Лабрадор, т. е. в подавляющем большинстве наших измерений, дает значения, только на 2—3 номера (во всяком случае не более чем на 5 номеров) отличающиеся от значений,

Данные определений положений двойниковой оси альбитовых двойников для плагиоклазов из различных пород Кунашира

Порода	№ образца и место отбора	Характер выделения	Углы с (010)			№ плагиоклаза
			Np	Nm	Ng	
Базальт	243; молодой поток вулкана Тятя	I крапленник	55	65	45	90
"	248; склон вулкана Тятя	"	66	60	40	70
"	260; Урвитовский поток	"	60	64	42	80
Андезито-базальт	295; вулкан Менделеева	"	80	60	32	48
"	41; вулкан Менделеева	"	67	56	41	67
"	17; глыбы из туфоконгломератов Горячего пляжа	"	63	57	45	70
"	41; вулкан Менделеева	"	70	59	40	67
"	110; подножье вулкана Менделеева	"	73	62	33	50
Андезито-базальт	259; подножье вулкана Тятя	"	60	58	45	80
"	257; подножье вулкана Тятя	"	61	56	48	80
"	232; склон вулкана Тятя	"	62	62	42	85
"	205; вулкан Менделеева	"	66	64	38	58
"	276; вулкан Руруй	"	77	64	30	54
"	273; вулкан Руруй	"	83	62	30	48
"	272; вулкан Руруй	"	76	60	34	54
"	246; вулкан Тятя	Микролит	77	56	36	25
"	"	Вкрапленник	62	55	47	70
"	224; Тихоокеанское побережье	"	70	67	30	56
Андезитовый туф	72; вулкан Менделеева	Крупное зерно	57	63	40	72
Андезито-дацит	308; вулкан Головнина	Вкрапленник	69	58	38	70
Дацит	294; вершина горы Менделеева	"	85	61	28	45
Полнокристаллический обломок (гранодиорит)	221; вулкан Головнина	Крупное зерно	77	58	34	50
Дацит	269; Охотское побережье	Вкрапленник	86	78	12	27
Липарит	290; Охотское побережье	"	87	65	25	34
"	300; Тихоокеанское побережье	"	73	64	32	54
Липарит из дайки	284; Охотское побережье	"	87	71	19	33

получаемых по кривой Никитина. Номера плагиоклазов по углам угасания в сечении I [100] определялись по кривой Терча, которая дает результаты, более согласующиеся с получаемыми полным методом, чем кривая Рейнгарда.



Фиг. 33. Проекция осей альбитовых двойников.

I — для вулканических пород о-ва Кунашир; II — для вулканических пород Семигорья (по Палиуку); III — для плагиоклазов, подвергавшихся нагреванию (по Шолеру, Барберу и Барту). (Заварицкий, 1951).

Пунктир — средняя линия для изученных образцов.

Оливин в небольшом количестве присутствует во многих лавах, отвечающих по составу базальтам и андезито-базальтам. Содержание его колеблется от единичных зерен до 6 объемн.%. Характерно отсутствие оливина и наличие свободной кремнекислоты в виртуальном составе этих лав. Подобный характер был отмечен А. Н. Заварицким у андезито-базальтов Голгата. В качестве исключительного случая оливин, частью в виде отлично ограниченных фенокристаллов, был встречен совместно с кварцем в дацитах купола вулкана Менделеева. Наличие оливина, несмотря на избыток кремнекислоты, является характерной чертой основных и среднеосновных кунаширских лав. Фенокристаллы оливина относительно фенокристаллов других минералов, особенно плагиоклаза, как правило, мелкие (редко превышают 1,5 мм). Формы кристаллов обычные, характерные для оливинов, но большей частью округлые. Идиоморфные кристаллы встречаются редко. Спайность по (010) видна часто, значительно реже спайность видна и по (001). Иногда в виде включений в зернах оливина встречаются мелкие кристаллики магнетита. Очень часто оливин замещается гиперстеном. Разложение зерен оливина обычно приводит к образованию опацитовой каймы, а еще чаще к окрашиванию его по краям и вдоль характерных для него неправильных трещин гидроокислами железа. Во всех шлифах для оливина устанавливался угол оптических осей. Показатели светопреломления определялись только в отдельных редких случаях. Величина двупреломления в ряде случаев измерялась с помощью кварцевого клина. Полученные данные приведены в табл. 16.

Данные замеров угла оптических осей в оливинах

Порода	№ образца	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок	Порода	№ образца	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок
Базальт	243	Фено-кристалл	-85	"	77	"	88
"	260	"	-80	"	77	"	90
"	244	"	-80	"	78	"	-86
"	248	"	-88	"	305	"	-86
Габбро	123	"	-88	"	38	"	-88
Андезитобазальт	177	"	-78	"	295	"	88
"	176	"	-82	"	257	"	-84
"	259	"	80	"	257	Микролит	-76
"	153	"	-85	Дацит	294	Фено-кристалл	89
"	326	"	-76	"	36	"	90

Приведенные в табл. 16 данные показывают, что угол оптических осей в оливинах из кунаширских лав колеблется от -76° до $+80^\circ$, но главным образом находится в пределах от -82° до -88° . Этим значениям угла оптических осей соответствует содержание фаялитовой молекулы в количестве от 20 до 30%. Какой-либо простой закономерности изменения 2V при переходе от более основных к более кислым породам не наблюдается.

Моноклинный пироксен. После плагиоклаза вторым главным компонентом большинства кунаширских лав является моноклинный пироксен. В виде вкрапленников он встречается постоянно даже в таких кислых породах, как дациты, в виде микролитов — преимущественно в более основных породах. Величина его вкрапленников составляет 0,3—0,5 мм (редко до 2 мм), гранул — в 10—20 раз меньше. Облик кристаллов, как правило, короткостолбчатый. Состав моноклинного пироксена определяется по предложенной М. М. Веселовской (1950) диаграмме, отображающей зависимость состава от угла оптических осей в моноклинных пироксенах эффузивных пород. Полученные данные приведены в табл. 17.

Данные табл. 17 не показывают четкой зависимости изменения угла оптических осей в моноклинных пироксенах от состава пород в кунаширских лавах. Среднее значение 2V для вкрапленников из 32 определений составляет $+54^\circ$, для микролитов (из трех определений) оно равно $+51^\circ$. Согласно диаграмме М. М. Веселовской (1950) этим значениям соответствуют составы $44 \text{ MgSiO}_3 \cdot 18 \text{ FeSiO}_3 \cdot 38 \text{ CaSiO}_3$ и $47 \text{ MgSiO}_3 \cdot 22 \text{ FeSiO}_3 \cdot 31 \text{ CaSiO}_3$.

Ромбический пироксен. Во многих основных и кислых кунаширских лавах присутствует ромбический пироксен, преимущественно в виде вкрапленников, но также и в основной массе. Размеры его зерен в большинстве случаев такие же, как и у моноклинного пироксена, но для первых характерна более вытянутая форма. Ромбический пироксен, подобно моноклинному, почти бесцветен, неплеохроичен. В его кристаллах из многих образцов кунаширских пород были измерены углы оптических осей. Полученные данные приведены в табл. 18.

Данные табл. 18 показывают, что значения 2V в ромбических пироксенах кунаширских лав колеблются от -58° до -70° . По диаграмме Вин-

Данные замеров углов оптических осей моноклиных пироксенов

Порода	№ образца	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок	Порода	№ образца	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок
Базальт	243	Фено-кристалл	52	"	257	Микролит	48
Андезито-базальт	176	"	54	Андезит	273	Фено-кристалл	54
"	176	Микролит	54	"	246	"	52
"	230	Фено-кристалл	56	"	276	"	56
"	177	"	50	"	273	Фено-кристалл	58
"	251	Микролит	54	"	224	"	56
"	153	Фено-кристалл	53	"	317	"	51
"	326	"	52	Андезитовый туф	313	"	54
"	54	"	51	Андезит	205	"	48
"	110	"	56	"	43	"	56
"	78	"	52	"	272	"	56
"	305	"	52	"	178	"	60
"	38	"	58	Андезито-дацит	308	"	53
"	41	"	53	"	146	"	59
"	41	"	54	Дацит	36	"	53
"	34	"	56	"	174	"	52
"	34	"	58	"	294	"	54
"	257	"	52				

челла этим углом соответствует содержание ферросилитовой молекулы в количестве от 32 до 44%; среднее значение $2V = -62,7^\circ$. Ему отвечает 40% FeSiO_3 в молекуле гиперстена. Какой-либо простой закономерности в изменении угла оптических осей при переходе от более основных к более кислым лавам не наблюдается.

Роговая обманка. Хотя роговая обманка не является породообразующим минералом в кунаширских лавах, мы отмечаем ее здесь, так как она была встречена нами в выброшенных вулканом Головнина обломках совершенно свежего кварцевого диорита, который, очевидно, является глубинным аналогом головнинских андезито-дацитов. В этой породе роговая обманка занимает место, характерное для пироксенов в ее эффузивных эквивалентах. Большая часть роговой обманки идиоморфна, и только в некоторых случаях заметен некоторый ксеноморфизм ее по отношению к крупным зернам плагиоклаза. Размеры зерен роговой обманки достигают в поперечнике 2 мм. Цвет ее в шлифе зеленый, плеохроизм от темно-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np; $cNg = 14^\circ$; $2V = -78^\circ$. По этим оптическим константам состав роговой обманки по диаграмме Винчелла приблизительно определяется следующей формулой: 45% $\text{MgSiO}_3 \cdot \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, 43% $\text{FeSiO}_3 \cdot \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ и 12% $(\text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.

Кварц преимущественно в виде фенокристаллов, обычен в кунаширских липаритах; он встречается в дацитах и андезито-дацитах. Из всех

Данные определения угла оптических осей в ромбических пироксенах

Порода	№ образца	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок	Порода	№ образц	Форма выделения	Значения 2V с учетом поправок
Андезито-базальт	230	Фено-кристалл	—68	"	273	"	—62
"	177	"	—62	"	317	"	—64
"	295	"	—60	"	175	"	—66
"	153	"	—65	"	205	"	—58
"	326	"	—66	"	272	"	—60
"	54	"	—64	"	272	"	—62
"	110	"	—66	"	178	"	—62
"	77	"	—70	"	178	Микролит	—62
"	78	"	—61	Андезитовый туф	318	Фено-кристалл	—62
"	305	"	—62	"	313	"	—64
"	305	"	—62	Андезит	43	"	—62
"	38	"	—62	Андезитовый туф	72	"	—66
"	41	"	—60	Андезито-дацит	330	"	—60
"	34	"	—60	"	308	"	—63
"	34	"	—62	"	146	"	—61
Андезит	273	"	—61	Дацит	36	"	—60
"	246	"	—61	"	174	"	—63
"	246	Микролит	—64	"	294	"	—62
"	276	Фено-кристалл	—64				

кайнотипных пород острова наиболее богат кварцем оливин-содержащий дацит купола вулкана Менделеева. В этой породе зерна кварца и наиболее идиоморфны, и достигают большей величины, чем в других породах, иногда доходя до 5 мм в поперечнике. В описанных нами кайнотипных липаритах зерна кварца подверглись интенсивной коррозии вулканическим стеклом, и зачастую от них сохранились лишь реликты.

Вулканическое стекло в большем или меньшем количестве присутствует почти во всех кунаширских лавах. Наиболее основные и наиболее кислые лавы иногда существенно состоят из стекла. Цвет вулканических стекол, по-видимому, не зависит непосредственно от его состава: как светлые, едва буроватые, так и темно-бурые стекла встречаются и в основных, и в кислых лавах. Густо-бурая окраска и непрозрачность вулканических стекол, по А. Н. Заварицкому (1953), зависит от выпадения окислов железа при окислении. Стекла обычно содержат большое количество различных кристаллитов: глобулитов, маргаритов, белонитов. Для кислых лав — липаритов — особенно характерны Маргариты. Данные определения показателей светопреломления стекол лав различного состава из некоторых типичных образцов приведены в табл. 19.

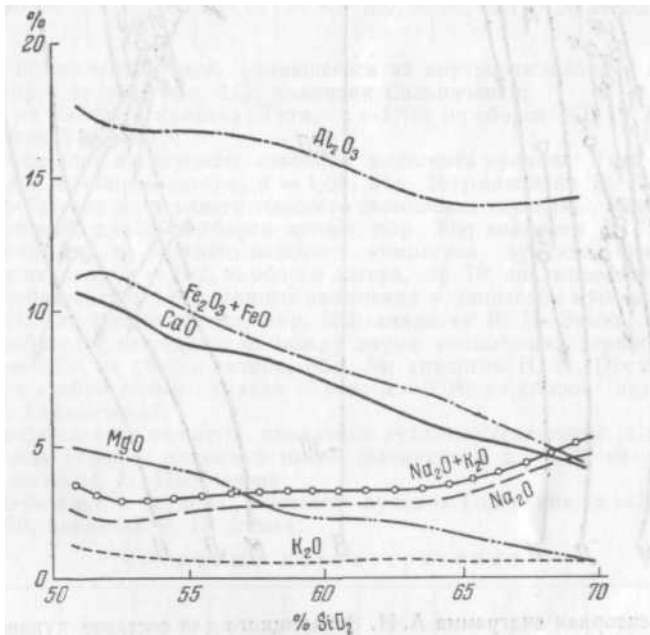
Колебания в светопреломлении стекла по отдельным пробам из одной и той же породы обычны, причем нередко они достигают второго знака. В даците купола вулкана Менделеева показатель светопреломления стекла в разных образцах изменяется от 1,505 до 1,527. В общем же с повышением кислотности пород показатель светопреломления стекла закономерно уменьшается.

Светопреломления стекол в кунаширских лавах					
Порода	№ образца	Показатель светопреломления (N)	Порода	№ образца	Показатель светопреломления (N)
Базальт	244	$1,551 \pm 0,002$	Андезитовый туф . .	43	$1,5235 \pm 0,002$
"	260	$1,543 \pm 0,002$	Андезит	273	$1,514 \pm 0,002$
Андезитобазальт	153	$1,539 \pm 0,002$	Андезито-дацит	330	$1,504 \pm 0,002$
"	230	$1,539 \pm 0,002$	Дацит	296	$1,508 \pm 0,002$
"	305	$1,533 \pm 0,002$	"	36	$1,505 \pm 0,002$
"	292	$1,527 \pm 0,002$	Липарит	336	$1,505 \pm 0,002$
"	34	$1,524 \pm 0,002$	"	337	$1,505 \pm 0,002$
"	259	$1,525 \pm 0,002$	"	99	$1,488 \pm 0,002$

Химизм лав

Все имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы молодых кунаширских лав представлены в табл. 20 и 21.

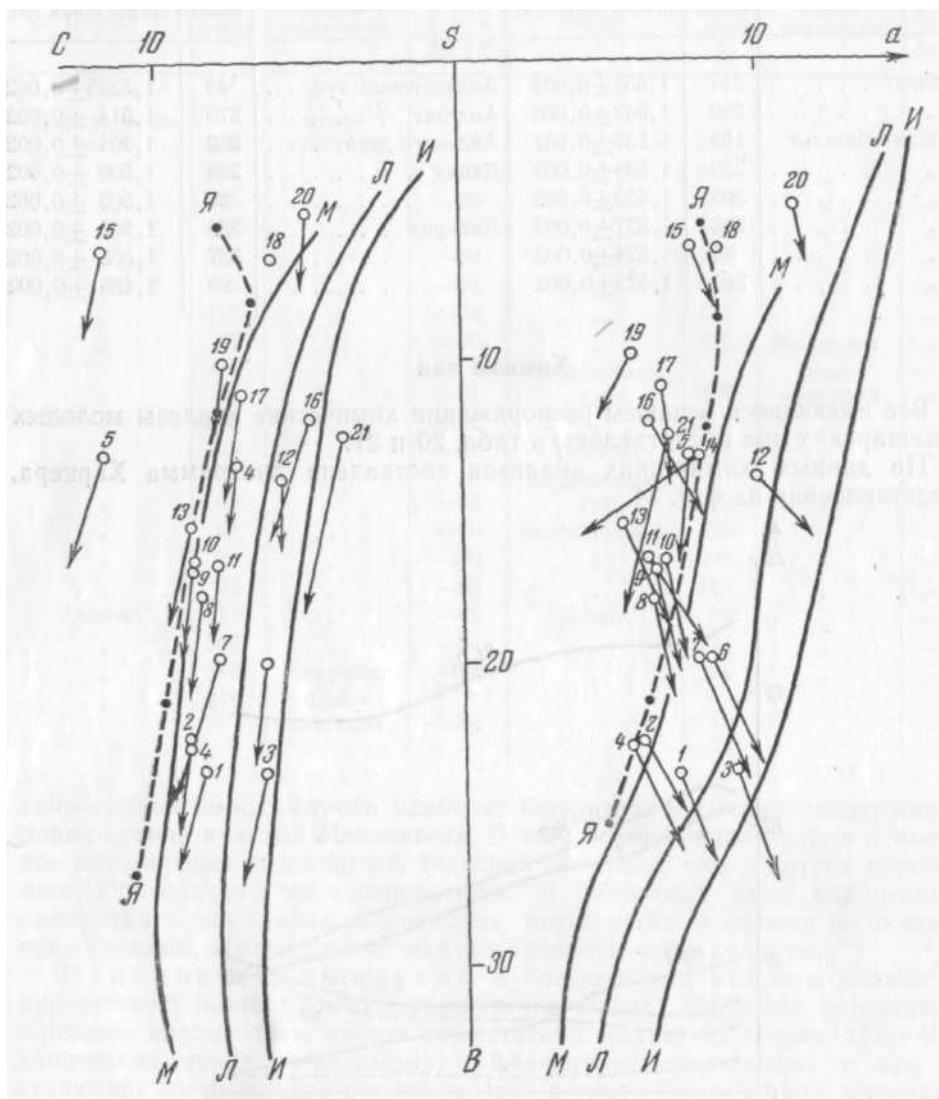
По данным химических анализов составлена диаграмма Харкера, представленная на фиг. 34.



Фиг. 34. Вариационная диаграмма химических составов кунаширских лав (по Харкеру).

С увеличением в породах SiO₂ характерно относительно слабое уменьшение содержания Al₂O₃ с некоторой тенденцией его к возрастанию в наиболее кислых породах. Зависимость уменьшения содержания суммы оксидов железа с увеличением SiO₂ почти прямолинейна. То же относится к окиси кальция. Уменьшение MgO идет менее круто. С возрастанием SiO₂ увеличивается содержание Na₂O, но очень медленно. Содержание K₂O остается небольшим и приблизительно одинаковым для всех изученных лав. Незначительное увеличение суммы Na₂O + K₂O с увеличением

SiO_2 приводит к тому, что кривые CaO и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ пересекаются лишь при 68% SiO_2 . Эта величина, носящая название щелочноземельного индекса, выше, чем в лавах Японии (65% SiO_2), считающихся наиболее известковистыми (Tsuboi, 1933).



Фиг. 35. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого для составов кунаширских лав.

Цифры на диаграмме соответствуют образцам табл. 20. Для сравнения приведены вариационные линии основных числовых характеристик лав Японии (Я — Я), Мартиники (М — М), Лассен-пика (Л — Л) и Йеллоустонского парка (И — И).

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) по рассматриваемым составам приведены в табл. 20 и 21.

Химический состав пород в виде векторной диаграммы изображен на фиг. 35. На этой диаграмме для сравнения проведены также средние линии роев точек основных числовых характеристик главных типов щелоч-

Химический состав горных пород о-ва Кунашир,
(андезиты и андезито-базальты)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,84	51,75	52,25	52,27	54,20	55,58	56,00	56,00	56,20	56,56
TiO ₂	0,94	1,20	1,11	0,80	0,56	0,84	0,64	0,96	0,63	0,77
Al ₂ O ₃	17,81	17,20	16,42	16,91	22,01	15,86	17,66	17,32	17,30	17,79
Fe ₂ O ₃	3,40	3,95	3,70	3,84	2,17	4,98	1,02	2,64	4,54	4,58
FeO	7,86	7,58	9,04	6,58	4,90	5,59	6,78	7,18	4,82	4,26
MnO	0,15	0,22	0,18	0,21	0,14	0,23	0,15	0,16	0,12	0,19
MgO	4,89	4,02	4,67	4,94	2,79	3,91	4,80	3,74	3,55	3,86
CaO	10,21	10,32	8,34	10,24	9,04	7,84	9,00	8,09	8,20	8,10
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—	—
Na ₂ O	2,48	2,12	3,27	2,10	2,36	3,51	2,68	2,60	2,60	2,72
K ₂ O	1,07	0,96	1,24	0,69	1,20	0,57	1,34	0,66	0,40	0,43
H ₂ O ⁻	0,02	0,51	0,07	0,35	0,36	0,17	0,30	0,37	0,30	0,29
H ₂ O ⁺	0,23	—	0,25	0,82	1,20	0,26	0,18	0,37	1,06	0,63
P ₂ O ₅	0,18	0,50	0,19	0,06	—	0,08	—	—	—	0,06
S	—	—	—	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01
Cl	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
Сумма	100,08	100,33	100,65	99,83	100,96	99,44	100,56	99,93	99,75	100,25

1 — базальт последнего потока, излившегося из внутреннего конуса вулкана Тяга $\alpha^* = 1,68$; из сборов автора, обр. 243; аналитик Сильниченко;

2 — базальт из бомбы с вулкана Тяга; $\alpha = 1,76$; из сборов Ю. С. Желубовского, обр. 132; аналитик Тихоненко;

3 — андезито-базальт из нижнего лавового комплекса вулкана Тяга (в 1 км выше устья р. Птичь); из сборов автора, $\alpha = 1,84$; обр. 251; аналитик В. Г. Сильниченко;

4 — андезито-базальт из верхнего лавового комплекса вулкана Менделеева в верховьях р. Школьный; $\alpha = 2$; из сборов автора, обр. 305; аналитик В. Г. Сильниченко;

5 — андезито-базальт из верхнего лавового комплекса вулкана Менделеева (близ гребня горы Мечникова); $\alpha = 1,82$; из сборов автора, обр. 79; аналитик Н. Н. Постникова

6 — андезито-базальт из гомогенного включения в дацитовом куполе вулкана Менделеева; $\alpha = 2,11$; из сборов автора, обр. 292; аналитик В. П. Энман;

7 — андезито-базальт из седловины между двумя наивысшими вершинами вулкана Менделеева; $\alpha = 2,02$; из сборов автора, обр. 34; аналитик Н. Н. Постникова;

8 — андезит с гребня соммы вулкана Тяга; $\alpha = 2,08$; из сборов автора, обр. 178; аналитик В. Г. Сильниченко;

9 — андезито-базальт из нижнего комплекса вулкана Менделеева (с побережья Тихого океана между Горячим пляжем и мысом Мечникова); $\alpha = 2,09$; из сборов автора, обр. 110А; аналитик Н. Н. Постникова;

10 — андезито-базальт с купола Внешнего вулкана Головина; $\alpha = 2,05$; из сборов автора, обр. 326; аналитик В. П. Энман.

Числовые характеристики

	a	c	b	s	α'	f'	m'	c'	n	t	φ
1	7,32	8,66	23,50	60,50	—	46,10	36,20	17,66	76,9	1,38	12,57
2	5,90	9,10	22,50	62,20	—	50,00	31,60	18,10	82,2	0,58	15,60
3	9,07	6,52	23,64	60,80	—	50,58	33,72	12,88	80,3	1,58	13,30
4	5,69	8,92	22,72	62,58	—	44,13	38,18	17,60	80,2	1,13	15,30
5	7,60	11,90	13,00	67,50	4,60	55,40	40,00	—	75,0	0,80	16,00
6	8,61	6,47	19,94	64,98	—	49,80	33,80	16,30	90,3	1,06	21,60
7	8,00	8,00	19,10	64,90	—	40,40	43,30	16,30	76,0	0,90	5,70
8	6,80	8,60	17,70	66,90	—	54,00	36,80	9,20	88,0	1,40	12,80
9	6,60	8,90	16,80	67,70	—	52,90	37,60	9,50	91,0	0,90	24,00
10	6,80	9,00	16,50	67,40	—	51,50	40,70	7,30	91,6	1,05	24,80

a — коэффициент кислотности по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

Химический состав горных пород о-ва Кунашир, %
(андезито-дациты, дациты и липариты)

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	57,16	57,66	58,00	61,80	62,37	63,40	63,75	64,28	64,68	69,60	74,00
TiO ₂	0,58	—	0,60	0,30	0,53	0,61	0,53	—	0,60	—	0,50
Al ₂ O ₃	16,44	18,15	16,40	20,29	14,41	16,30	15,37	15,47	16,00	16,16	11,82
Fe ₂ O ₃	7,15	2,02	6,16	1,43	7,94	5,68	2,66	3,04	4,24	1,39	1,02
FeO	2,60	6,01	2,58	4,12	0,68	1,14	4,36	3,51	2,22	2,75	2,18
MnO	0,13	—	0,11	0,12	0,08	0,10	0,11	—	0,08	—	0,12
MgO	2,86	2,06	2,90	1,89	1,68	2,46	2,09	—	1,54	0,59	3,62
CaO	8,66	7,97	8,50	5,96	5,64	5,55	6,01	5,02	6,12	4,33	2,60
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—
Na ₂ O	2,56	3,86	1,97	3,18	2,79	2,27	2,58	3,46	2,26	4,64	2,79
K ₂ O	0,51	0,48	0,67	0,61	0,80	0,95	0,62	0,55	0,49	0,50	0,86
H ₂ O ⁻	0,42	—	0,70	0,10	1,59	0,60	0,26	—	0,26	—	0,40
H ₂ O ⁺	0,72	1,46	1,58	0,40	1,22	1,40	1,84	4,68	1,33	1,64	0,40
P ₂ O ₅	0,10	—	0,05	—	0,06	0,04	—	—	—	—	—
S	—	—	0,08	—	0,01	0,10	0,03	—	0,04	—	0,02
Cl	—	—	—	—	—	—	0,08	—	0,08	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,09	—	0,07	—	—
Сумма	99,89	99,67	100,30	100,20	99,80	100,60	100,38	100,01	99,95	101,64	100,33

11 — андезитовый туф с соммы вулкана Головнина; $\alpha = 2,17$; из сборов автора, обр. 313; аналитик В. П. Энман;

12 — андезит из окрестностей вулкана Менделеева; $\alpha = 2,26$ (Susuki, Sasa, 1933);

13 — андезит из обломков в головнинской свите; $\alpha = 2,54$; из сборов автора, обр. 317; аналитик Н. Н. Постникова,

14 — кварцевый дацит, содержащий оливин из верхней части купола вулкана Менделеева; $\alpha = 2,46$; из сборов автора, обр. 36; аналитик Н. Н. Постникова;

15 — андезито-дацит из подушечного купола вулкана Головнина; $\alpha = 2,87$; из сборов автора, обр. 308; аналитик В. П. Энман;

16 — андезито-дацит из купола Крутого вулкана Головнина; $\alpha = 2,76$; из сборов автора, обр. 146; аналитик Н. Н. Постникова;

17 — андезито-дацит из обломков в верхней части головнинской свиты; $\alpha = 2,92$; из сборов автора, обр. 163; аналитик Н. Н. Постникова;

18 — дацит из района вулкана Головнина; $\alpha = 3,28$ (Susuki, Sasa, 1933);

19 — дацит центрального Головнинского купола; $\alpha = 2,951$; из сборов автора, обр. 174; аналитик В. Г. Сильниченко;

20 — кварцевый липарито-дацит; $\alpha = 3,67$ (Susuki, Sasa, 1933);

21 — липарит из экструзии Горячего пляжа; $\alpha = 4,31$; из сборов автора, обр. 104; аналитик Н. Н. Постникова.

Числовые характеристики

	a	c	b	ε	a'	f'	m'	c'	n	t	φ
11	6,54	8,11	16,64	68,25	—	53,30	29,87	16,66	81,90	0,83	37,60
12	10,10	7,60	13,80	67,00	—	55,60	26,40	17,90	87,70	0,00	12,90
13	5,48	8,90	15,50	70,20	—	52,80	33,60	13,50	84,20	0,82	35,50
14	8,00	7,40	13,30	71,30	35,4	39,60	25,00	—	89,60	0,40	9,40
15	7,69	11,60	6,00	74,40	—	65,06	25,30	9,64	83,30	0,66	59,04
16	6,60	4,90	11,80	76,70	—	44,50	36,50	18,80	78,20	0,74	44,20
17	6,80	7,20	10,80	75,20	—	62,70	34,70	2,60	88,00	0,60	22,00
18	9,50	6,20	6,50	77,00	—	95,80	0,00	4,10	84,80	0,00	49,10
19	5,80	7,80	9,60	76,80	10,4	62,20	27,40	—	88,00	0,60	38,50
20	11,30	5,00	4,80	78,80	—	75,90	20,10	3,80	89,00	0,00	23,60
21	6,90	2,90	12,40	77,80	15,2	23,40	61,40	0,00	82,00	0,50	7,10

Виртуальные составы кунаширских лав

	ap	pr	il	mt	hm	or	ab	an	c	df			hy		Q
										wo	en	fs	en	fs	
1*	1,02	—	1,82	4,86	—	6,68	20,97	34,21	—	6,50	3,31	3,03	8,83	7,39	1,98
2	1,35	—	0,76	5,79	—	5,57	17,83	34,77	—	5,46	2,51	2,90	7,53	7,39	6,730
3	1,20	—	2,12	5,33	—	7,24	27,79	26,41	—	5,92	1,81	3,03	8,83	8,97	1,56
4	0,16	—	1,52	5,56	—	3,61	17,83	34,91	—	6,58	3,21	3,28	9,03	4,56	7,72
5	—	—	1,06	3,24	—	7,24	19,92	44,78	0,41	—	—	—	7,93	6,20	9,43
6	0,34	0,16	1,52	7,18	—	3,34	29,36	25,87	—	5,11	3,11	1,72	6,63	3,52	11,35
7	—	0,16	1,21	1,86	—	7,79	23,07	32,26	—	5,23	2,71	2,37	9,34	8,05	6,43
8	—	0,16	1,97	3,70	—	3,34	22,02	33,93	—	2,67	1,37	1,32	7,93	8,31	13,39
9	—	0,16	1,21	6,48	—	2,23	22,02	34,49	—	2,56	1,61	0,79	7,13	3,49	16,20
10	0,16	0,32	1,51	6,71	—	3,34	23,07	34,77	—	2,02	0,95	1,04	8,63	1,85	15,90
11	0,34	—	1,21	6,71	2,40	2,78	21,50	31,99	—	5,92	7,03	—	—	—	19,39
12	—	—	—	2,78	—	5,00	32,51	29,76	—	4,07	5,22	9,37	—	—	9,79
13	—	0,32	1,21	6,48	1,02	3,33	16,78	34,21	—	3,37	7,23	—	—	—	23,42
14	—	—	0,61	2,08	—	3,34	27,26	29,76	3,47	—	—	—	4,82	5,04	22,50
15	—	—	1,06	0,70	7,35	5,00	23,59	24,20	—	1,63	4,22	—	—	—	29,07
16	—	—	1,21	2,08	4,31	5,57	18,87	27,54	1,53	—	6,02	—	—	—	31,60
17	—	0,16	0,91	3,94	—	3,34	22,02	28,45	—	0,47	0,25	0,19	5,50	4,88	28,4
18	—	—	—	4,40	—	5,57	29,36	23,92	—	0,47	—	3,96	—	—	27,80
19	—	0,16	0,91	6,02	—	2,78	18,87	30,32	0,71	—	—	—	3,71	—	34,47
20	—	—	—	2,08	—	5,00	39,32	20,58	—	0,34	1,51	3,83	—	—	27,60
21	—	—	0,91	1,06	—	5,57	23,59	12,79	1,53	—	—	—	12,15	2,51	39,8

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
$\frac{an}{an+ab}$	62	66	48	66	69	46	58	59	61	60	59	47	67	62	50	59	56	44	61	34	35
$\frac{Sal}{Fem}$	17	19	17	19	46	25	22	28	32	36	32	36	39	64	58	62	50	98	81	12	44

* Номера соответствуют образцам табл. 20 и 21

ноземельных вулканических пород по А. Н. Заварицкому, а также данным для Японии. Из диаграммы следует, что по своему химизму молодые вулканические породы о-ва Кунашир ближе всего стоят к молодым лавам Японии, отличаясь от последних еще меньшим содержанием щелочей в породах среднего состава. Относительно малая «растянутость» роя векторов вдоль оси *SB* отражает сходство темноцветной составной части всех изученных лав — от самых кислых до самых основных. Ниже приведены виртуальные составы изученных лав.

Из табл. 22 видно, что даже в основных лавах, содержащих модальный оливин (1, 4, 5 и др.), свободная кремнекислота в виртуальных составах присутствует в количестве нескольких %. Эта особенность изученных лав объясняется, по-видимому, ассимиляцией базальтовой магмой при ее подъеме к поверхности земли салических вмещающих пород.

Для наиболее основных лав отношения $\frac{an}{an + ab}$, полученные из виртуальных составов, меньше, чем номер плагиоклаза, определенный оптически. Это является следствием того, что в процессе кристаллизации основных лав жидкая фаза обогащалась щелочами. Очевидно, что отношение $\frac{an}{an + ab}$ в их стеклах еще меньше, чем определенное из виртуального состава, чего нельзя сказать относительно средних и кислых кунаширских лав, для которых отношения $\frac{an}{an + ab}$ либо больше, либо соответствуют составу модалного плагиоклаза. В изученных лавах калийные компоненты резко преобладают над фемическими, и их отношение в общем возрастает от кислых лав к основным, но не является прямым следствием увеличения кислотности.

Из приведенных выше таблиц и диаграмм очевидно, что основными чертами химизма кунаширских лав являются:

1) ярко выраженный щелочноземельный характер всех кунаширских лав от базальтов до липаритов;

2) наличие в виртуальном составе даже основных лав свободной кремнекислоты, обусловленное малым содержанием щелочей и, вероятно, ассимиляцией сиалических пород;

3) резкое преобладание Na над K.

Эти основные черты химизма, конечно, не являются особенностями только кунаширских лав, но, по-видимому, характеризуют всю зону Большой Курильской гряды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Деятельность вулканов Головнина, Менделеева и Тятя, последние извержения которых происходили в историческое время, является одним из этапов в развитии вулканизма на о-ве Кунашир. Развитие вулканизма на острове включает по крайней мере три цикла, которые, по-видимому, относятся к миоценовому, плиоценовому и четвертичному времени, но точные их возрастные границы неясны. Между образованиями этих трех вулканических циклов существуют значительные угловые несогласия.

Миоценовый (?) цикл представлен в настоящее время толщами основных и кислых эффузивов, кварцево-диоритовыми интрузиями, разнообразными магматическими и гидротермальными жилами, плиоценовый (?) — толщами пирокластов часто переотложенных, главным образом основного состава, среди которых на соседних островах много прослоев основных эффузивов, четвертичный — основными лавами, образующими плато и обнажающимися, в частности, в основаниях вулканов Менделеева и Тятя, туфогенно-осадочными толщами кислого состава (окрестности вулканов Головнина и Менделеева) и основного состава (окрестности вулкана Тятя), формирующими высокие морские террасы и нижние склоны действующих вулканов, вулканическими продуктами, слагающими современные постройки действующих и некоторых потухших (например, Руруй) вулканов.

2. Особенности химического и минерального состава всех изверженных пород острова, независимо от того, к какому циклу они относятся, говорят об их теснейшем генетическом родстве, несмотря на значительное разнообразие пород (от липаритов до базальтов, от стекловатых до полнозернистых). Все они являются типичными представителями щелочноземельной магмы и отличаются крайней известковистостью (щелочноизвестковый индекс их выше, чем у японских лав и равен 68).

3. В истории действующих вулканов Головнина, Менделеева и Тятя могут быть выделены три главных периода: первый — период формирова-

ния нижних лавовых комплексов вулканов Менделеева и Тятя, второй — период образования средних, преимущественно туфогенно-осадочных толщ вулканов Тятя и Менделеева и головнинской свиты, третий — период формирования современных (выраженных в рельефе) вулканических построек. Второй период был периодом подводных извержений. Образование высоких морских террас происходило параллельно с накоплением и перетолжением туфогенного материала.

4. В истории формирования современных вулканических построек важнейшим эпизодом явилось образование кальдер, знаменовавшее уменьшение активности вулканов.

Посткальдерный период деятельности вулканов Головнина и Менделеева характеризуется образованием дацитовых экстрезивных куполов и малых интрузий. С ними генетически связаны серные месторождения. Последние приурочиваются либо непосредственно к контактам этих тел и вмещающих пород, либо к молодым кольцевым и радиальным разломам. У вулкана Тятя в посткальдерный период образовался внутренний слоистый конус. Экструзии и длительная сольфатарная деятельность для него не характерны. Поэтому район вулкана Тятя не может считаться перспективным для поисков серных месторождений.

5. Какой-либо простой схемы изменения состава продуктов извержений у вулканов Головнина, Менделеева и Тятя наметить невозможно; идентичности в изменении состава продуктов их извержений не наблюдается; наоборот, разные вулканы в одно время извергали разные лавы (вулкан Головнина и Менделеева — дациты, Тятя — базальты). Вулкан Головнина по составу в основном андезито-дацитовый, вулкан Менделеева — андезито-базальто-дацитовый, вулкан Тятя — андезито-базальто-вый.

6. Особенности строения и деятельности рассмотренных вулканов зависят прежде всего от особенностей их состава и, наоборот, общие черты в строении и истории формирования этих вулканов обусловлены не только и не столько общностью состава магмы, сколько общностью геологической обстановки и тектонической жизни района.

ЛИТЕРАТУРА

- Бубнов С. Тектоника Японии и строение Тихоокеанского побережья Восточной Азии. Изв. главн. упр. геолог. фондов, вып. 3, 1947.
- Ватанабе, Киукичи. Некоторые тектонические проблемы третичных отложений северной Японии. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2. Гостоптехиздат, 1937.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. ГИН, вып. 86, 1950.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения Японии. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 6, 1949.
- Власов Г. М. и Чемяков Ф. Ф. Основные этапы формирования рельефа Камчатки. Изв. Всес. геогр. о-ва, 82, 1950.
- Влодавец В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюлл. Вулк. станции, 1941, № 9.
- Влодавец В. И. О химическом составе Камчатской магматической провинции. В кн «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Головнин В. М. Сокращенные записки флота капитана-лейтенанта Головнина о плавании его на шлюпе Диана для описи Курильских островов в 1811 г. СПб., 1819.
- Горшков Г. С. Названия вулканов на Курильских островах. Изв. Всес. геогр. о-ва, 1948, 86, вып. 2.
- Горшков Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 8, 1954.
- Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. Бюлл. Вулк. станции, № 25, 1957.
- Горшков Г. С. Гигантское извержение сопки Безымянной. В кн. «Тезисы докладов на XI генеральной ассамблее междунар. геодез. и геофиз. союза Междунар. ассоц. вулканологов», Ж., 1957.

- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. НО высокотемпературных плагиоклазах. Зап. минер о-ва 1951 ч. 80, вып. 3.
- Заварицкий А. Н. Одна из важнейших задач науки о Земле. Вестн. АН СССР 1952, № 6.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. Тр. Лаб вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
- Корсунская Г. В. Геоморфология островов Курильского архипелага. Изв. Всес. геогр. о-ва, 1947, 79, вып. 4.
- Корсунская Г. В. Вулканы южной группы Курильских островов. Изв. Всес. геогр о-ва, 1948, 80, вып. 4.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. ОНТИ, 1932.
- Криштофович А. Н. Следы погружившей суши в Японском море. «Природа». 1933, № 12.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа, Изв. СПб. Политехн. ин-та, отдел. техн., естест. и матем., 1913, 20, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (1). О пределах и подразделениях семейства андезитов. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1952.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (2). О разграничении базальтов и андезитов. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1952.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении липаритов и дацитов. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1952.
- Малеев Е. Ф. Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород. «Советская геология», 1946, № 12.
- Мархинин Е. К. Вулкан Менделеева и его состояние летом 1954 г. Бюлл. Вулк. станции, 1956, № 24.
- Мархинин Е. К. О приуроченности парогидротермальных проявлений на о-ве Кунашир к разрывным нарушениям. Бюлл. Вулк. станции, 1956, № 24.
- Мархинин Е. К. (1) Кварцево-оливиновый дацит с о-ва Кунашир. Бюлл. Вулк. станции, 1957, № 26.
- Мархинин Е. К. (2) Черепашовая структура над современным лакколлитом в кальдере вулкана Головнина. «Советская геология», 1957, сб. 61.
- Мархинин Е. К. К истории развития вулканизма на Курильских островах. ДАН СССР, 1958, 118, № 2.
- Набоко С. И. Извержение Билукая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 5, 1947.
- Набоко С. И. Осаждение ярозитов из термальных вод нижеменделеевских источников. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 16, 1957.
- Набоко С. И. Образование мельниковита на сольфатарах вулкана Менделеева. Бюлл. Вулк. станции, 1958, № 27.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. Образование силикагеля на сольфатарах вулкана Головнина на о-ве Кунашир. «Геохимия», 1957, № 3.
- Полевые шпаты, сб. 1-й под ред. Д. С. Белянкина. Изд-во Иностр. лит-ры, 1952.
- Полевые шпаты, с. 2-й под ред. В. П. Петрова. Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
- Половинкина Ю. И. и др. Структуры горных пород, т. 1—«Магматические породы». Госгеолиздат, 1948.
- Святловский А. Е. Сейсмоструктура Камчатско-Курильской области. ДАН СССР, 1955, 103, № 1.
- Семененко М. П. Вулканизм Тихоокеанской островной дуги, що оточує Азіатський материк. «Геолог. журн.», 1954, 14, № 4.
- Соловьев А. И. Курильские острова. Изд. Главсевморпути, 1947.
- Такуми Нагао. Третичный орогенез в Хоккайдо (Япония). Тр. XVII сессии междунар. геол. конгресса, т. 2. Гостоптехиздат, 1937.
- Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Енага S. Geotectonics of the pacific concerning the Japanes Islands. III — Geotectoniks of the Kurile Islands with reference to Hokkaido. Journ. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, No 701.
- Escher В G. On the formation of calders. Leldsche geol. meg., 1929,
- Geology and mineral resources of Japan. Ed. Tsukasa Murakoshi, Katsumi Hashimoto. Kawasaki-shi, 1956.
- Gubler А. Die Kurilen. Mitt. der Geogr. u. Etnogr. Gesellsch. Zurich. 1932.
- Jagi Kenso. Recent activity of Usu volcano Japan with special reference to the formation fo Syowa Shinzan. Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, 34, No 3.
- Kato T. Some characteristic features of the ore deposits of Japan, related genetically to the late tertiary volcanic activity. Japan. Journ. of Geol. and Geogr, 1928,6, No. 1—2.

- Kato T., Yamaguchi T., Ogawa J. a. Yoshida T. The sulphur deposits of the Yonago-Ogusi tupe. Japan. Journ. of Geol. and Geogr., 1940, 17, No 3—4.
- Kuno H. Petrology of alaid volkano, North Kurile. Japan. Journ. of geol. and Geography. 1935, 12, No 3—4.
- Kuno H. Genozoik volcanic activity in Japan and surrounding areas. Translations of the New-York Akad. of Sci., ser. II, vol. 14, 1952, No 6, April.
- Miyadi D. Bottom fauna of the lakes in Kunasiri-Sime of the South Kuril Islands. Intern. Revue der gesammen Hydrologie und Hydrographie. 1938, 37, H. 3.
- Milne J. The volcanoes of Japan. Trans. of the seismological Soc. of Japan, 1, 1886.
- Nemoto. Preliminary notes of the geology of the Island of Urup, the Tisima (Kuril) islands. Proc. 5-th, Pac. Sc. Congr. vol. III. Toronto, 1933.
- Peach M. A. Classification of igneous rock series. Journ. Geol. 1931, vol. 39, N 1.
- Sasa I. Geological reconnaissance in the Northern Tisima island (North Kuril Islands). Proceedings of the Fifth Pacific Science Congress, vol. 3, Toronto, 1933.
- Susuki J. a. Sasa J. Volcanic rocks of the Northern Tisima islands. Proc. 5th Pacific. Sc. Congr., vol. 3. Toronto, 1933.
- Tanakodate H. a. Kuno H. The volcanological and petrographical note of the Taketomi islet in the Kuriles. Proc. of the Imper. Acad. of Tokyo. 11, N4. Tokyo, 1935.
- Thorarinsson S. The crater groups in Island. Bull. volcanol., ser., 2, 14, 1953.
- Okuda S. On the echelon structure of the Japanese archipelagoes. Jap. Journ. Geol. and geogr., 1927, 5, No 1—2.
- Suboi S. Some remarks on the petrology of the common volcanic rocks of Japan. Proceedings of the 5-th Pacific Science congress. Canada, 1933.
- Williams H. Calderas and their origin. Bull. Dep. Geol. Sciens., vol. 25, No 6, 1941.