

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

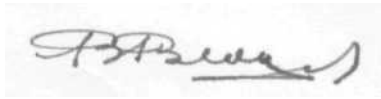
ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ВУЛКАНОЛОГИИ

Выпуск 17

**ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ
И КУРИЛЬСКИХ
ОСТРОВОВ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1959



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ЛАБОРАТОРИИ ВУЛКАНОЛОГИИ

Выпуск 17

ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

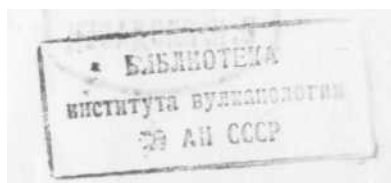


ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ССР

МОСКВА 1959

Ответственный редактор

С. И. НАБОКО



Т. Ю. МАРЕНИНА
ВУЛКАН ХАНГАР В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ
КАМЧАТКИ

ВВЕДЕНИЕ

В южной части Срединного хребта, на его западном склоне, находится окруженная кольцом гор обширная котловина, в центре которой высоко поднимаются живописные и мрачные развалины вулкана Хангар. На его вершине, в круглой чаше, покоится глубокое озеро.

Этот дикий и труднодоступный район Срединного хребта редко посещается геологами, и лишь оленеводы-эвенки ежегодно пасут стада оленей на склонах вулкана, покрытых ягелем.

Озеро, окруженное венцом высоких скал, кажется безжизненным. Глубоко в прозрачной воде видны подножья каменистых осыпей его берегов. По мере удаления от берегов глубина озера быстро увеличивается, превышая 100 м, и вода приобретает интенсивно-голубой цвет. Озеро окаймлено скалистыми обрывистыми гребнями, и, обходя его вдоль берега, часто приходится карабкаться по обрывам и пробираться через завалы каменных глыб. Восточный берег озера представляет собой широкую полосу, местами песчаную, над нею расположены наиболее неприступные восточные и северо-восточные гребни Хангара, абсолютные высоты которых доходят до 2000 м; сложены они массивными экструзивными дацитами. Со дна озера, в его юго-восточной части, поднимаются два скалистых островка, вытянутые с юга на север.

Озеро кажется бессточным, на самом же деле воды его, просачиваясь сквозь трещиноватые толщи дацитовых брекчий южного склона, дают начало речкам, текущим по дну глубоких ущелий, которые рассекают внешний склон вулкана. На северном его склоне процессы эрозии замедлены, и лишь небольшие ручьи стекают здесь по неглубоким логам к подножью вулкана. Северный гребень вулкана пересечен долиной, перевал по которой представляет самый доступный путь к северу, так как склоны вулкана здесь опираются на высокую, плоскую тундру, сложенную рыхлыми пемзовыми отложениями и, несмотря на то, что она прорезана многочисленными оврагами, без труда проходимость.

Обширная котловина, среди которой возвышаются скалистые гребни Хангара, в прошлом была ареной бурной вулканической деятельности.

Изучение вулканической постройки Хангара позволяет восстановить историю роста и разрушения вулкана, когда-то высоко поднимавшегося над Срединным хребтом, озарявшего горы огнем извержений и засыпавшего окрестности пеплом, вулканическими бомбами и пемзой.

Новейшие вулканические извержения в этом районе относятся к третичному периоду; охватив значительную часть четвертичного периода, они закончились уже после древнего оледенения.

Изучение разрушенных вулканических сооружений в котловине Хангара позволяет восстановить первоначальный облик вулкана Хангар и выяснить роль различных факторов в формировании рельефа района.

Первые сведения о вулкане Хангар были опубликованы в 1899 г. в Известиях Русского географического общества известным исследователем Камчатки К. И. Богдановичем. Во время маршрутных исследований Срединного Камчатского хребта К. И. Богданович подошел к этому вулкану с юга. «В вершине р. Колпаковой,— писал он,— был встречен потухший вулкан Дыроватый камень, или Хангар, замечательный по живописным формам разрушения и по своему положению в Срединном хребте среди древних кристаллических пород глубже всех остальных потухших вулканов, известных до сих пор на Камчатке» (Богданович, 1899, стр. 597).

Позднее К. И. Богданович (Bogdanowitsch, 1904) сообщил более подробные сведения о вулкане Хангар.

Возраст вулкана Хангар Богданович считал плейстоценовым. По его мнению, одновременно с деятельностью Хангара происходили извержения кислых андезитов Хаошеня, Шивелуча и Вилючика.

У озера на вершине Хангара впервые в 1936 г. побывала экспедиция геолога А. В. Щербакова (1940).

Геоморфологические наблюдения позволили А. В. Щербакову отнести начало образования вулкана Хангар к доледниковому периоду. Им отмечается отсутствие в верхней части конуса следов оледенения, из чего следует, что вулкан действовал и в послеледниковое время.

Во время работ Аэровулканологической экспедиции Академии наук СССР 1946 г., проходивших под общим руководством А. Н. Заварицкого, А. Е. Святловский получил новые морфологические данные о вулкане Хангар. К югу от вулкана им был обнаружен лавовый покров с возвышающимся на его поверхности шлаковым конусом. В 1948 г. на Хангаре работали геологи А. Е. Святловский и Т. Ю. Маренина. В 1948 г. в районе Хангара В. П. Мокроусов проводил геологическую съемку района. Им было установлено, что в составе морен древнего оледенения, лежащих у западных предгорий Срединного хребта, отсутствуют дацитовые породы; это подтверждает ранее высказанные предположения об образовании дацитового конуса Хангара в послеледниковое время.

ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Главные реки Срединного хребта имеют долины консеквентного типа и пересекают вкрест простирания мощные толщи, слагающие южную часть хребта. Долины рек на значительном протяжении сильно разработаны, и местами их ширина достигает нескольких километров.

Вследствие регрессивной эрозии и экзарации в верховьях рек, текущих со склонов Срединного хребта на запад и на восток, линия водораздела имеет зигзагообразную форму, смещаясь то к западным, то к восточным склонам Срединного хребта, а в верховьях рек часты сквозные ледниковые перевалы.

Наиболее крупными реками в районе Хангара являются Колпакова, Облуквина и Андриановка. Две первые расположены к югу и северу от Хангара; они дренируют западный склон Срединного хребта и текут в Охотское море: р. Андриановка протекает восточнее Хангара, в направлении на восток — в Центральную Камчатскую депрессию.

Со склонов Хангара берет начало р. Хейван — приток Колпаковой.

Строение отдельных участков долин рек, текущих со склонов Хангара,

Эвенкийское название вулкана «Хангар» (вернее «Ангар») означает «Дыроватый камень». П. Т. Новограбленов (1932) указывает другой синоним названия Хангара — «Кожгумк».

и их возраст различны, завися от времени и характера вулканических процессов, участвовавших в формировании долин. Например, долина р. Хейван в связи с деятельностью вулкана подвергалась неоднократной перестройке.

В нескольких километрах ниже вулкана Хангар, вдоль правого борта долины, в обрыве 60-метровой террасы отложения серовато-белой окраски неслоисты; они состоят из белого пемзового песка, мелких неокатанных обломков лав и пемзы и крупных глыб пемзы. В некоторых участках к этим отложениям прислонены на различной высоте обрывки слоистой толщи аллювиальных песчано-галечных террас, более молодых по сравнению с высокой террасой. Вверх по течению реки обрывки этой террасы, сложенные продуктами извержений Хангара и уцелевшие от размыва, наблюдаются вдоль склона долины на отдельных участках. Левый берег реки напротив 60-метровой террасы сложен галечными отложениями пойменной террасы (река течет среди кос и островков), над которой поднимается надпойменная терраса высотой 3—5 м, покрытая лесом. Эта терраса, шириной около 1 км, упирается у левого склона долины в скалистый уступ лавового покрова. Здесь высота лавового обрыва достигает 30—50 м. Эта толща образована лавовыми потоками, вытекшими по долине р. Голодьак (левого притока Хейвана), и прислонена к склонам долины, сложенным древними кристаллическими породами.

Далее к северу (у южного склона долины р. Голодьак) на протяжении 200—300 м Хейван протекает в узком скалистом ущелье, прорезанном в массиве древних кристаллических пород. К северу от ущелья, у западных склонов Хангара, морфология долины Хейвана резко меняется. Вулканический массив Хангара, развалины его древней соммы и террасы, сложенные рыхлыми отложениями, оттесняют долину реки к западу, к склонам гор, ограничивающим котловину. Хейван оказывается прижатым к скалистым склонам гор, сложенным древними кристаллическими породами, многочисленные обнажения которых можно наблюдать вдоль всего правого берега реки.

Вдоль левого склона долины тянутся высокие террасы, сложенные рыхлыми пемзовыми отложениями. Ширина долины Хейвана у западного склона вулканического массива Хангара резко уменьшается.

Выходы кристаллических пород вдоль левого склона долины реки оканчиваются у южного лавового покрова р. Голодьак и вновь выходят на поверхность только по ущелью р. Голодьак в основании покрова, а затем на водоразделе между реками Голодьак и Водопадной, где кристаллические породы перекрыты лавами древних излияний. По погружающимся на запад массивам кристаллических пород можно проследить понижение древнего склона долины р. Хейван, покрытого лавами. Притоки Хейвана начинаются на склонах вулкана; их долины имеют послеледниковый возраст.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

В отличие от других вулканов Камчатки, Хангар характеризуется очень древним возрастом пород фундамента. Горы, среди которых расположена котловина вулкана Хангар, сложены гранитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и другими древнейшими кристаллическими породами Камчатки (докембрий — палеозой), слагающими ядро древнего антиклинория южной части Срединного хребта.

Выступы этого древнего фундамента, перекрытые молодыми эффузивными породами, наблюдаются южнее и юго-западнее Хангара.

Мезозойские породы восточного крыла антиклинория слагают верховья р. Андриановка к востоку от Хангара, а также выходят к западу от

него в предгорьях Срединного хребта, где они, по данным А. В. Щербакова (1940), представлены граувакковыми песчаниками, порфиритами и глинистыми сланцами.

В неогеновое время район Хангара находился в прибрежной полосе гористой части Срединного хребта, омываемой морем. По широким речным долинам в глубь страны проникали во время трансгрессий морские заливы,— с запада к склонам Срединного хребта прислонены трансгрессивно залегающие третичные отложения прибрежного типа.

По р. Колпаковая около устья Хейвана залегают песчаники с растительными остатками и грубостворчатыми раковинами. Песчаники имеют нарушенное залегание, содержат фауну *Mytilus cof. kamtschaticus* Slod.¹ предположительно плиоценового возраста.

Плохо сохранившиеся остатки флоры, по определениям А. Н. Криштофовича, оказались принадлежащими ольхе (*Alnus*) неогенового возраста. Отпечаток находился на темно-зеленом песчанике, сложенном обломками основных вулканических пород.

По долинам рек Облуковина и Платонич севернее Хангара встречаются «острова» конгломератов с линзами песчаников, предположительно относящихся к неогену (Щербаков, 1940).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ХАНГАР

Вулкан Хангар расположен в котловине, имеющей диаметр около 8 км (фиг. 1 и 2).

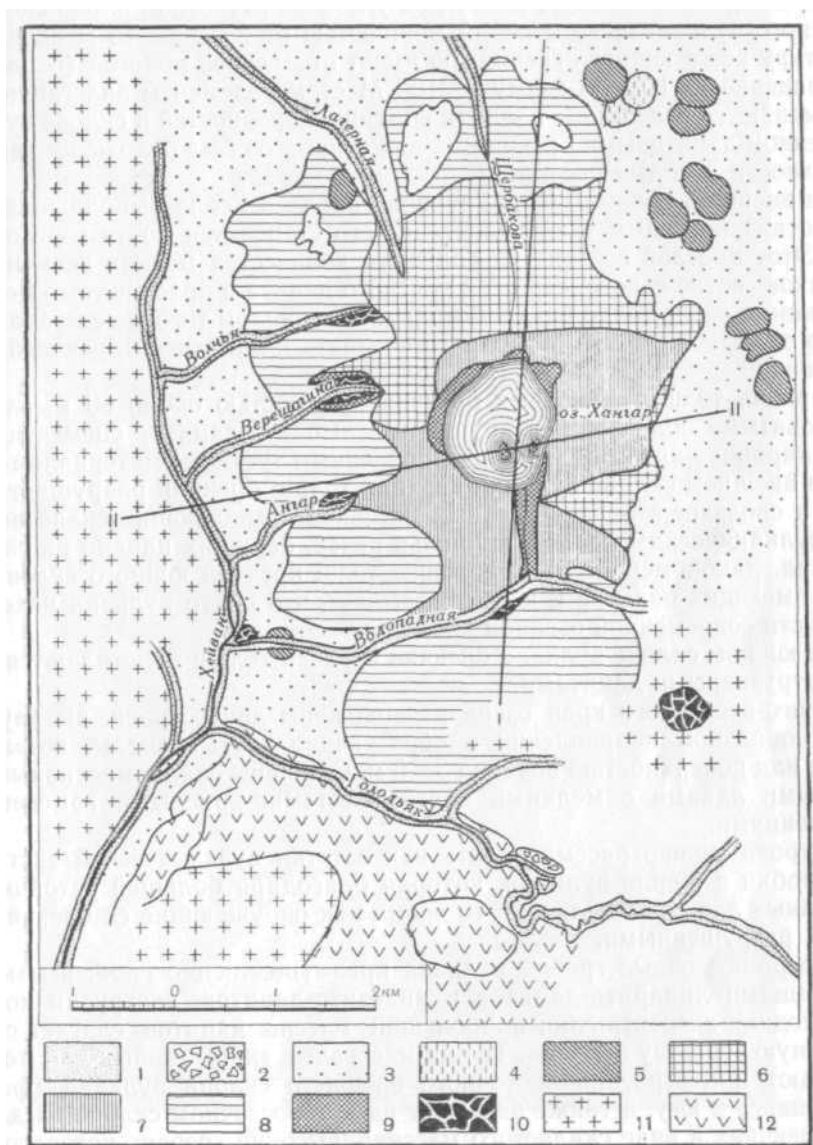
Крутые склоны гор, сложенных древними кристаллическими породами, обрываются в котловину вулкана, окружая ее кольцом, разорванным в местах выхода из котловины речных долин. Древний щитообразный вулкан, образованный на дне котловины, частично уцелел в виде столовых гор, окружающих полукольцом конус Хангара.

Диаметр щитообразного вулкана — около 6 км. Породы, слагающие столовые горы, залегают периклинально, падая под небольшим углом от центра вулкана. Наиболее распространенной группой пород являются андезиты, слагающие останцы древнего вулкана и со стороны Хангара частично перекрытые экструзивными дацитами и андезитовыми и дацитовыми брекчиями. Базальты и базальтовые брекчии играют подчиненную роль (фиг. 3 и 4). Останцы вулкана в виде столовых гор окружают котловину, в которой поднимается скалистый конус Хангара, сложенный дацитами и их брекчиями.

В основании конуса Хангара выходят мощные толщи брекчий андезитового состава, образованные при формировании кальдеры. Среди обломков андезита в брекчиях часто встречаются остроугольные обломки экструзивного дацита размером до 10—15 см. Видимая мощность брекчий 60—70 м. Залегание их везде периклинальное; угол падения местами достигает 45°. Андезитовые брекчии перекрыты дацитовыми брекчиями Хангара.

Важную роль в образовании дацитового вулкана Хангар имели эксплозионные извержения, продукты которых слагают значительную часть вулкана, неравномерно распределяясь по его склонам. Наибольшее количество пирокластического материала залегает в южной и западной частях вулкана; толща дацитовых брекчий слагает верхние части причудливо выветрелых скалистых гребней высотой более 200 м, окружающие оз. Хангар. В обломках дацита наблюдаются многочисленные мелкие округлые гомеогенные включения размером от 0,5 до 20 см темно-серого и темно-красного цвета, окаймленные железистыми каемками.

¹ Фауна определена геологом Нефтяного института Л. Криштофович.



Фиг. 1. Геологическая карта вулкана Хангар. Составила Т. Ю. Маренина.

1 — аллювиальные отложения; 2 — моренные отложения; 3 — пемзовые отложения; 4 — риолиты куполов; 5 — дациты куполов; 6 — экструзивные дациты; 7 — дацитовые брекчии; 8 — андезиты; 9 — андезитовые брекчии; 10 — базальты и базальтовые брекчии; 11 — древние кристаллические породы; 12 — базальты покрова р. Голодыак.

В центральной части южного склона Хангара над озером возвышается громадная скала (фиг. 5) высотой около 150 м, сложенная двумя толщами дацитовых брекчий мощностью по 60 м каждая; обе эти толщи разделены небольшим прослоем вулканического пепла. Брекчии нижней толщи представлены грубообломочными отложениями, в которых преобладают крупные неокатанные глыбы серого, реже красного дацита, достигающие в поперечнике нескольких метров. Брекчии разбивает грубая отдельность.

Плоскости раскола падают к югу под углом 60°. Прослой плохо сцементированного вулканического пепла мощностью от 2-3 до 15 м определяет структуру всего южного гребня: он имеет отчетливое пологое (около 10 - 25°) падение на ЮЗ по азимуту 210°. Местами элементы залегания этого слоя меняются вследствие наличия впадин и неровностей в склоне вулкана, сложенном дацитовыми брекчиями, на которых он был отложен и характер поверхности которых повторяет.

На внешнем южном склоне вулкана прослой пепла выполаживается и на протяжении 200 м к югу залегание его становится почти горизонтальным. Этот прослой состоит из большого количества мелких и саммитовых обломков светло-серого, серого и красного дацита и красноватого цемента, сложенного очень тонко раздробленным материалом того же состава с примесью обломков стекла. У верхнего контакта с дацитовой брекчией пепел уплотнен.

Верхняя толща дацитовых брекчий, мощностью около 60 м, сложена красноватыми обломками и крупными глыбами дацита, сцементированными кирпично-красным мелко-раздробленным туфовым материалом.

На внешнем склоне вулкана верхняя толща брекчий разрушается быстрее и сползает в виде отдельных массивов и «падающих скал» по рыхлым вулканическим пеплам в ущелья речек, берущих начало на склонах Хангара. Закономерное расположение толщ брекчий южного склона вулкана, имеющих падение к югу, показывает, что центр вулкана находился в области современной озерной впадины.

На южном склоне вулкана брекчии верхней толщи подстилаются серыми экструзивными дацитами.

У юго-восточного края озера расположены два острова, вытянутые в меридиональном направлении и образующие крутые скалы, возвышающиеся над поверхностью воды на 3—6 м. Сложены скалы массивными дацитовыми лавами с мелкими плотными темно-красными гомеогенными включениями.

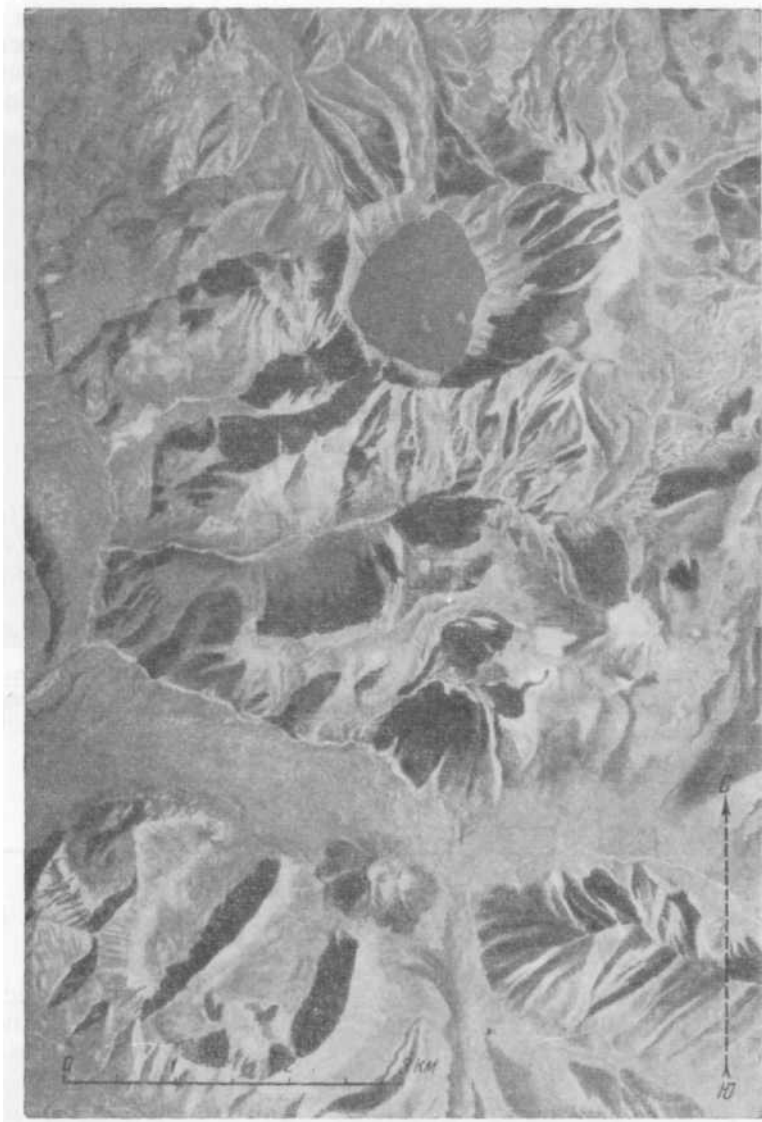
Острова можно рассматривать как остатки вулканической экструзивной пробки в жерле вулкана, которая благодаря большей устойчивости массивных лав сохранилась, в то время как окружающие ее брекчии оказались разрушенными.

Северо-восточные гребни вулкана преимущественно сложены мощными толщами липарито-дацитов и андезито-дацитов, экструзии которых происходили эксцентрично; наибольший массив дацитов слагает северо-восточную вершину вулкана. Толщи массивных экструзивных дацитов преобладают и в строении восточного внешнего склона вулкана (фиг. 6), уменьшаясь к югу, а также залегают на юго-восточном склоне на дацитовых брекчиях в виде скалистого массива, высокий гребень которого сползает на юго-восток по их рыхлой толще. Западный склон конуса Хангар также сложен скалистыми гребнями экструзивных дацитов.

Дациты обладают серой и розовато-красной окраской и содержат большое количество гомеогенных включений различных формы и размера.

Среди андезитов в северном подножье Хангара встречены линзы липарисложены. Они имеют мощность 10—15 м, сложены черными стекловатыми липаритами, переслаивающимися с полосами светло-розовых обеленных липарито-дацитов и местами разделенных на отдельные линзы. Эти лавы кое-где выходят на поверхность плоскогорья, расположенного в северном подножье Хангара, а также образуют скалы по крутому склону долины притока р. Кваген.

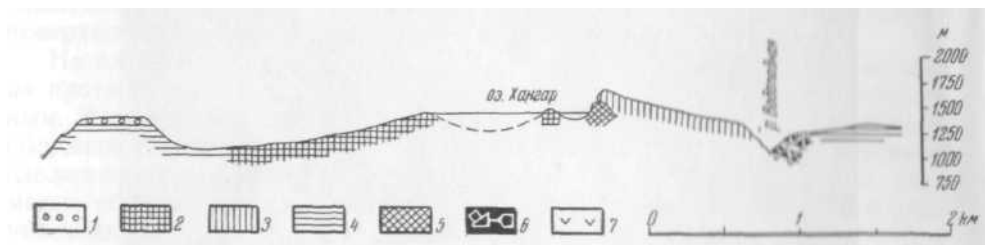
Липарито-дациты залегают на западной столовой горе, представляющей северное подножье Хангара. Выходы липарито-дацитов, содержащих образования, похожие на игнимбриты, наблюдаются на северо-запад-



Фиг. 2. Аэрофотоснимок котловины, в которой расположен Хангар. В северной части — кратерное озеро с двумя островками на вершине вулкана. С запада—долина р. Хейван, примыкающая к западной стенке котловины Хангара, сложенной древними кристаллическими породами. На юге — долинный лавовый покров, р. Голодьак с небольшим шлаковым конусом в центральной части его. Еще южнее (у рамки планшета) — граниты и гнейсы, изъеденные каррами, открывающимися на покров р. Голодьак.

ном склоне (обращенном к ручью, стекающему с Хангара) наиболее северного отрога указанной столовой горы от высоты 1020 до 1310 м, где слагают верхнюю половину склона. Наиболее низко расположенные обнажения у ручья, стекающего со склонов Хангара, представляют собой серые выветрелые, сглаженные скалы, сложенные серыми полосчатыми липарито-дацитами; дациты тонкоплитчатые, с падением плитчатости по азимуту 285° под углом 35° и по азимуту 290° под углом 85° . Среди дацитов имеются участки легкой пористой породы, сложенной многочисленными

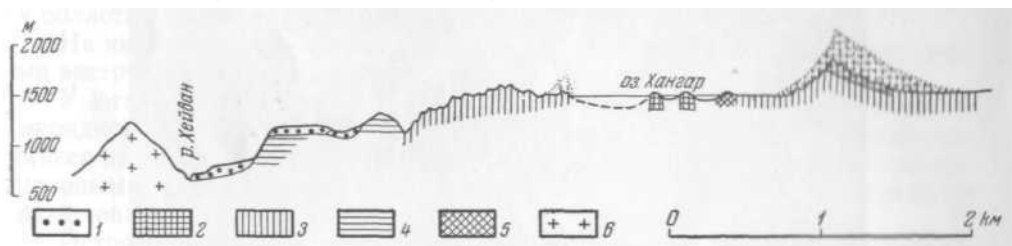
шариками, представляющими собой мелкие сферолиты, видимые простым глазом. Крупные неправильные пустотки в этих породах разбросаны беспорядочно и, очевидно, образованы под влиянием расширения газов, разрывавших еще пластичную породу во время остывания. Стенки пор выполнены вторичной желто-розовой охристой массой.



Фиг. 3. Разрез через вулкан Хангар по I—I.

1 — моренные отложения; 2 — экструзивные дациты; 3 — дацитовые брекчии; 4 — андезиты; 5 — андезитовые брекчии; 6 — базальтовые брекчии; 7 — базальты.

Плотные участки породы были сначала брекчированы, затем плотно сцементированы. Эти породы очень сходны со спекшимися риолитовыми туфами (welding), описанными в юго-восточном Айдахо Г. Мансфилдом и К. Россом (Mansfield, Ross, 1935).



Фиг. 4. Разрез через вулкан Хангар по II—II/

1 — пемзовые отложения; 2 — экструзивные дациты; 3 — дацитовые брекчии; 5 — андезитовые брекчии; 6 — кристаллические породы.

Авторы указывают, что эти туфы «спеклись» и уплотнились после отложения. Неправильные полости образованы после отвердения спекшихся туфов, в результате действия газов, расширяющихся и вырывающихся наружу.

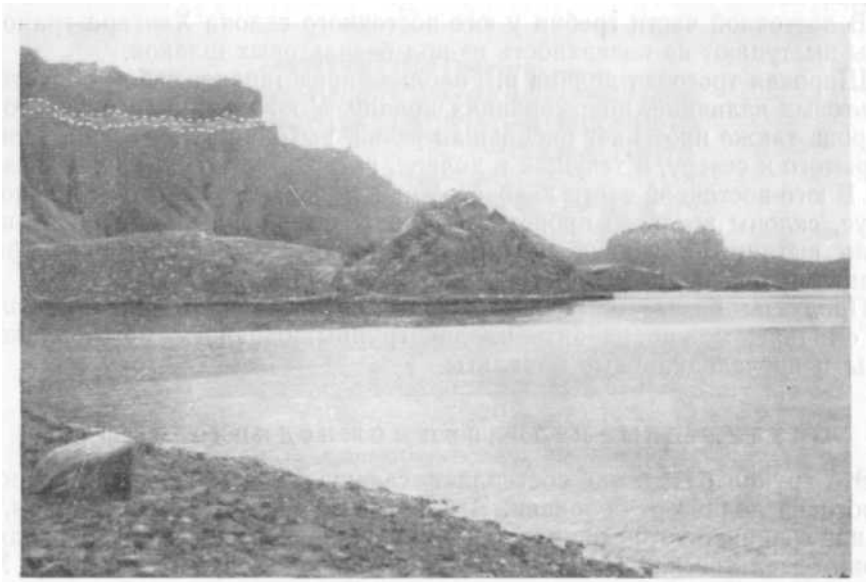
У северного подножья вулкана расположены многочисленные экструзивные купола высотой от 50 до 200 м, сложенные липаритами, липарито-дацитами, андезито-дацитами, дацитами, а также окисленными дацитовыми стеклами. Обычно липариты представляют собой лавы черного цвета с ясно различимыми водяно-прозрачными выделениями плагиоклаза.

Купол липарито-дацита, расположенный к северо-западу от Хангара, вытянут в широтном направлении в виде хребтика высотой 10—15 м. В нем наблюдаются узкие полосы и линзы стекловатого липарита; местами в дацитах видна плейчатость.

По времени образования купола подножий Хангара, вероятно, одновозрастны с экструзиями дацитов, образовавшими конус вулкана.

В период образования дацитового конуса Хангара и после окончания вулканической деятельности центрального типа базальтовые излияния локализовались в долине р. Голодьк, где залегают межледниковые и самые молодые послеледниковые базальтовые лавовые потоки.

Южный склон долины р. Голодьк окаймлен скалистыми хребтами, сложенными древними кристаллическими породами, а северный



Фиг. 5. Южный гребень Хангара и остров в кратерном озере.
Пунктиром выделен прослой пепла, залегающий среди толщ дацитовых брекчий.



Фиг. 6. Массивные экструзивные дациты северо-восточной вершины Хангара.

образован гребнем гранодиоритов, отделяющих долину р. Голдыак от склонов вулкана Хангар и перекрытым в западной части излияниями андезитов.

В восточной части гребня у юго-восточного склона Хангара гранодиориты выступают на поверхность из-под базальтовых шлаков.

Широкая троговая долина р. Голодыак представляет собой область базальтовых излияний, покрывающих долину. У южного края базальтового покрова также протекает небольшая речка, выходящая из горного цирка, открытого к северу, и текущая в долине, которая врезана в толщу базальтов. В юго-восточной части лавового ложа долины возвышается шлаковый конус, склоны которого прорезаны неглубокими оврагами, а на вершине вдоль вытянутого гребня, сложенного легко разрушающимися туфами, эрозией выточены причудливые столбы и башни.

Продукты базальтовых извержений, образовавших плато в долине р. Голодыак, можно разбить на две группы: базальты межледниковой фазы и послеледниковые базальты.

Базальтовые излияния межледниковой фазы

Эта группа базальтов составляет главную часть лавовых покровов в троговой долине р. Голодыак. Это серия мощных лавовых потоков, восточной границей которых является район шлакового конуса, где находятся истоки базальтовых потоков, а западной границей служит долина р. Хейван, в которую потоки стекали из долины Голодыака, распространяясь на несколько километров вдоль левого борта долины Хейвана.

К северу от шлакового конуса, в глубоком каньоне р. Голодыак, в разрезе склона лавового покрова видно переслаивание лавовых потоков с пирокластическими отложениями, залегающими на эродированной поверхности древних кристаллических пород.

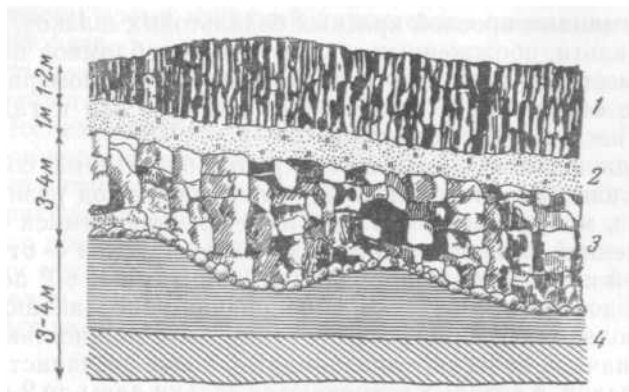
В северном обрыве каньона в верховьях р. Голодыак можно наблюдать взаиморасположение отдельных потоков. Основание обрыва слагают гранодиориты, залегающие до середины разреза на высоту около 60 м. На их непровальной, эродированной поверхности залегают брекчии базальтов, состоящие из вулканического песка с заключенными в нем пористыми бомбами и кусками красных и черных шлаков. В этих залегающих горизонтально брекчиях наблюдается грубая слоистость; мощность их 5—6 м. Брекчии перекрыты темно-серыми плитчатыми базальтами.

Вниз по ущелью, в направлении к р. Хейван, поверхность массива гранодиоритов постепенно понижается, и в 3 км ниже предыдущего обнажения на абсолютной высоте 735 м в левом обрыве реки скалистые выходы гранодиорита, на которых залегают базальты, возвышаются над дном ущелья всего на 15—18 м. Еще ниже по каньону гранодиориты скрываются под речными отложениями; все обнажение в каньоне сложено молодыми базальтами и древними андезитами. В низах разреза выходят плитчатые серые андезиты древних излияний, местами напоминающие своей тонкой отдельностью сланцы, а выше залегают базальты долинного лавового покрова.

В разрезах западной части покрова пирокластического отложения между лавовыми потоками отсутствуют, в то время как в разрезах восточной части пирокластический материал образует прослой и линзы мощностью 10—15 м. Это заставляет предполагать, что вулканические центры, извержения которых сопровождались выбросами туфов, находились и в восточной части лавового покрова.

Положение послеледникового центра извержений базальта второй группы с сохранившимся шлаковым конусом указывает на правильность такого предположения.

В правом обрыве каньона Голодьяка, в 200 м от устья (на абсолютной высоте 660 м), на трехметровой толще тонкослоистых аллювиальных отложений залегают базальты (фиг. 7 и 8). Приводим описание этого разреза.



Фиг. 7. Схема строения тонкослоистых песчано-глинистых отложений в основании базальтовых потоков в разрезе р. Голодьяк.

1 — столбчатый базальт; 2 — почвенный слой; 3—глыбовый базальт; 4 — тонкослоистые ленточные глины.



Фиг. 8. Лавовый поток, перекрывающий озерные слоистые отложения (деталь фиг. 7).

В 300 м от устья Голодьяка, по правому склону долины реки, у уреза воды над галечной террасой обнажаются на протяжении нескольких десятков метров косослоистые песчано-глинистые отложения. Высота обрыва, по которому наблюдаются эти выходы, составляет около 10 м. Мощность слоистых осадков, залегающих в основании обрыва, примерно равна 4 м. На неровной эродированной поверхности песчано-глинистых отложений залегают базальтовый поток мощностью около 3 м, разбитый

грубоглыбовой отдельностью. Выше лежит метровый слой почв и детритуса, над которым залегает второй базальтовый поток 2-метровой мощности, имеющий столбчатую отдельность.

У подошвы нижнего лавового потока наблюдается залегающий неправильными карманами прослой красных базальтовых шлаков, неокатанных кусков базальта, обожженных и уплотненных обломков песков и глин, спекшихся вместе со шлаками и вулканическими агломератами. Встречаются также окатанные и неокатанные обломки лав и галька гранита размерами в несколько сантиметров.

Песчано-глинистые отложения, перекрытые базальтами, состоят из двух пачек тонкослоистых глин и песков, залегающих под разными углами.

Нижняя пачка, мощностью 2 м, сложена перемежающимися слоями песка и тонкоотмученной глины; мощность каждого прослоя - от 0,5 до 2 см. Падение косой слоистости направлено по азимуту 60° под углом 10°, т. е. вверх по долине р. Голодьк. В основании переслаивающихся слоев глин лежат более грубозернистые песчаные слои мощностью до 4-5 см. Над нижней пачкой залегают линзовидные, более песчаные и крупнозернистые прослои, в которых встречаются гальки лавы до 2 см в поперечнике. Эти прослои имеют горизонтальную слоистость и мощность 10 см; залегают они в основании второй пачки косослоистых и глин, которая лишь в отдельных (более крупнозернистых) прослоях косослоиста. Горизонтальные слои верхней пачки состоят из серого песка, включающего, как показали микроскопические исследования, обломки базальтов, сравнительно мало окатанные. Мощность прослоев от нескольких миллиметров до 2—3 см. Они переслаиваются с более тонкими светлыми глинистыми прослоями мощностью в среднем 0,5 см. Среди этих слоистых мелкообломочных отложений найдены лишь отдельные более крупные обломки пород в средней части нижней косослоистой пачки. Размер неокатанного обломка черного стекловатого риолита, встреченного в слое глины, составляет 3 см. Риолиты этого типа не встречаются в к о р е н н о м залега-

нии среди вулканических куполов Хангара. Кроме того, обнаружены неокатанные обломки базальта диаметром 3—4 см, а также несколько окатанных галек пемзы размером 2—3 см. Эти включения в слоистых отложениях имеют случайный характер и рассеяны незакономерно.

Образцы песчаников и глин были отданы на исследование в Лабораторию микрофауны Ленинградского государственного университета, но органических остатков найдено не было.

Определенные признаки ритмичной слоистости указывают на сезонность отложений косослоистой толщи. Однако наличие косой слоистости речного типа заставляет предполагать, что отложения формировались не в озерных условиях, а, скорее, в расширениях речной долины, где течение было замедленным. Находки пемзовых галек среди отложений песчано-глинистых слоев позволяют считать, что выбросы пемз могли происходить и при образовании древней соммы Хангара.

Отсутствие пирокластического материала между потоками показывает, что они представляют краевую часть излияния, на значительное расстояние удаленную от кратера.

Пироксеново-оливиновый базальт слагает также ряд выходов в устье притока Хейвана, впадающего в него южнее р. Голодьк и отделенного от Хейвана широкой лесистой пойменной террасой. В основании базальтового потока обнажаются серые или коричневатые тонкозернистые базальты, местами — пористые и окисленные базальты красно-коричневого цвета.

Выше по этому притоку, в правом уступе террасы, наблюдаются выходы светло-серого базальта с мелкими зернами зеленоватого оливина. Базальт характеризуется плитчатой отдельностью.

На основании того, что базальтовые излияния, сформировавшие покров р. Голодьк, перекрывают аллювиальные отложения, образованные на дне обширной V-образной долины, увенчанной в верхней части ледниковыми цирками, а поверхность лавового покрова покрыта ледниковыми отложениями, мы относим время излияний пироксеново-оливинового базальта к межледниковой фазе.

Поверхность лавового покрова носит следы оледенения в виде типичного послеледникового ландшафта бессточных впадин, она покрыта буграми и валунами. Последние наблюдаются у выхода из долины р. Голодьк, где лавовый покров прорыт глубокими оврагами, тянущимися в долину р. Хейван. Областями питания ледников, спускающихся на лавовый покров, были цирки, открывающиеся в сторону лавового покрова долины р. Голодьк. Эти ледники по времени образования соответствовали, вероятно, леднику, образованному в кальдере Хангара после обезглавливания вулкана.

Таким образом, доказывается межледниковый возраст лав первой группы базальтовых излияний.

Послеледниковые базальтовые излияния

Второй тип базальтов имеет небольшое распространение, ограниченное восточной частью лавового покрова. Здесь находится шлаковый конус (фиг. 9), сохранивший свою форму, а у его подножья лежит лавовый поток, вероятно, также относящийся к последним извержениям базальтов. Растительности на поверхности потока нет, и он сложен хаотическим нагромождением глыб лавы типа «аа».

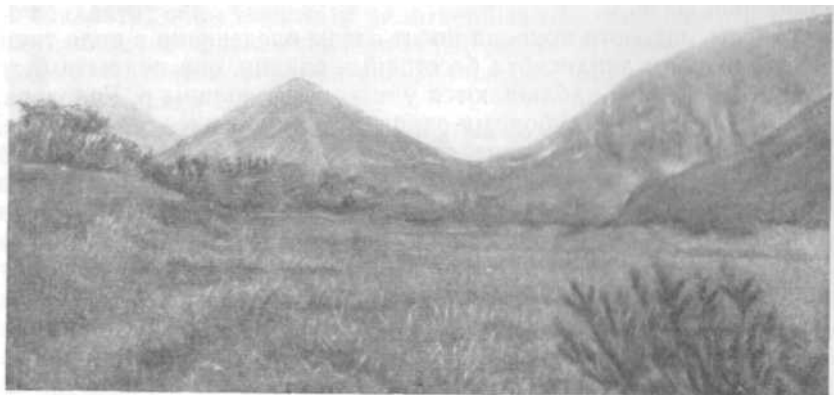
Шлаковый конус имеет высоту около 200 м, вытянут на СЗ 310° в виде гребня, южный склон которого примыкает к отрогу горы, разделяющей два ледниковых цирка, открытых к северу. Таким образом, гребень вулкана перегораживает выход из двух ледниковых цирков, главным образом из западного.

Вершина конуса состоит из трех симметричных гребней. Длина конуса по гребню составляет 300—350 м, а ширина — 50 м.

Между восточными гребнями расположена впадина, вероятно, кратерная воронка, склон которой усеян глыбами пород (гранита, гнейса и андезита), слагающих фундамент вулкана.

Западная часть вулкана сложена черными и слоистыми базальтовыми лапиллиевыми туфами, состоящими из мелких обломков шлака размером 2—3 см и песка, довольно плотно слежавшимися. В них видны фантастические фигуры выветривания. В восточной части вулкана преобладают красноватые туфы, а также встречаются многочисленные бомбы, размеры которых достигают 1 м. Склоны конуса расчленены неглубокими логами, в которых заметно периклинальное слоистое залегание туфов. Угол наклона слоев — около 25°. По данным В. П. Мокроусова, в строении шлакового конуса играют роль также дацитовые туфы. По берегам притока р. Хейван, расположенного южнее р. Голодьк, обнажаются базальты, слагающие поверхность потока, вытекшего у шлакового конуса; базальты имеют лиловато-серый цвет, местами пористы. Тут же расположены обнажения черного, весьма плотного мелкозернистого базальта из нижнего потока шлакового конуса с ясно различимыми зернами зеленоватого оливина.

Послеледниковое происхождение вулкана на покрове р. Голодьк несомненно. Склоны вулкана совершенно не повреждены ледником, несмотря на то, что он перегораживает выход из ледникового цирка. Речка, вытекающая из этого цирка, подпружена вулканическим конусом, благодаря чему она меандрирует и, подмывая склон вулкана, выносит туфовый материал, который переотлагается в виде слоистой толщи базальтового



Фиг. 9. Шлаковый конус на лавовом покрове р. Голодьк.

туфа мощностью около 4 м. Над этой террасой залегает нормальный галечник с галькой гранита, гранито-гнейса и диорита, перенесенный из восточной части долины, где базальтовых излияний не было.

Базальтовые излияния в районе Хангара происходили в течение всей истории новейшего вулканизма. При этом характерно, что в ранний период вулканических излияний, базальты принимали участие в строении фундамента древнего вулкана, создание которого относится к периоду начала центральных излияний.

Когда же излияния базальтов сменились андезитовыми излияниями и на развалинах вулкана стал расти дацитовый конус Хангара, базальтовые излияния уже не участвовали в строении этого конуса, а происходили у южной границы котловины в долине р. Голодьк, где образовали долинный лавовый покров. Излияния базальтов в долине р. Голодьк продолжались и после прекращения извержений Хангара. К югу от его разрушенного конуса на лавовом плато р. Голодьк вырос молодой послеледниковый шлаковый конус и излились новые потоки базальта.

Одновременно происходящие вулканические излияния кислого и базальтового типа описаны Х. Вильямсом (Williams, 1953) на примере вулканов Высокого Каскада в Орегоне. Вильямс делит историю новейшего вулканизма Каскада на два периода:

1) плиоцен — время действия щитовых вулканов, извергавших основные андезиты и базальты;

2) ледниковый период, в течение которого на эродированных остатках щитовых вулканов и рядом с ними стали подниматься сложные высокие конусы «Каскадной небесной линии». К этим вулканам принадлежит и вулкан Мазама, обезглавливание которого привело к образованию котловины Кратерного озера.

Еще не закончились эффузии базальта из щитовых вулканов, когда стали подниматься конусы ледникового периода. Щитовые и сложные вулканы извергались рядом, и длинные потоки базальта изливались из трещин у подножья сложных конусов. Позднее некоторые из каскадных вулканов, извергавших андезиты в течение большей части их деятельности, начали изливать базальтовые потоки, выбрасывать их шлаки из побочных кратеров наряду с липаритами и дацитами, давшими вязкие пото-

ки и купола. Таким образом, в этом отношении новейший вулканизм в районе Хангара сходен с вулканизмом Высокого каскада Северной Америки. Базальтовые излияния, как в районе Хангара, так и в Каскадных горах прослеживаются через всю историю вулканической деятельности, заканчиваясь в конце концов локальными долинными излияниями отдельных базальтовых потоков. Этот тип вулканизма, оказавшийся наиболее устойчивым, пережил все прочие типы вулканических излияний.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВУЛКАНА ХАНГАР

Породы, слагающие вулкан Хангар, представляют собой непрерывный дифференциационный ряд от базальтов до риолитов. Базальты являются представителями наиболее древних пород, риолиты представляют наиболее молодые.

Вулканические породы, слагающие сомму Хангара

Останцы соммы Хангара сложены наиболее древними лавами — базальтами, базальтовыми брекчиями, андезитами, андезитовыми брекчиями.

Пироксеново-оливиновые базальты

Базальты, слагающие останцы древнего вулкана, являющегося соммой Хангара, наблюдаются в виде немногочисленных выходов по р. Водопадной вблизи водопада. По внешнему виду они представляют собой плотные тяжелые породы серого или темно-серого цвета.

Простым глазом хорошо различимы мелкие фенокристаллы светло-зеленого оливина, пироксена и очень мелкие выделения темно-серого полевого шпата.

Под микроскопом породы характеризуются небольшим количеством фенокристаллов, погруженных в пилотакситовую или интерсертальную основную массу (фиг. 10).

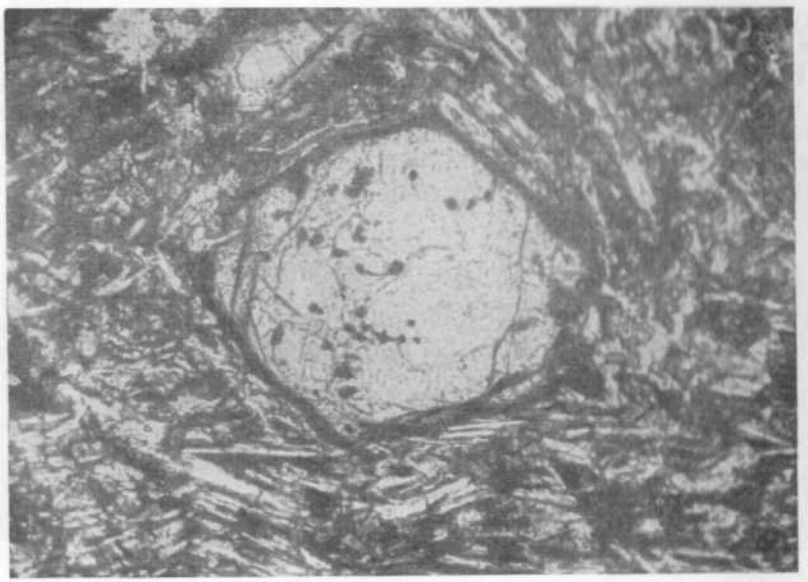
Фенокристаллы представлены главным образом оливином (15%) и моноклинным пироксеном (около 10%). В небольшом количестве присутствует плагиоклаз. Основная масса, составляющая около 69—70% породы, сложена в основном довольно грубыми микролитами плагиоклаза, реже — гранулами авгита.

Фенокристаллы оливина — это призматические образования, иногда заостренные, размером около 0,5 мм, трещиноватые, местами сильно оруденелые, обычно замещенные хлоритоподобным веществом.

Оптические свойства оливина: угол оптических осей $2V$ колеблется около 90° (измерения по одной оси), двупреломление $(N_g - N_p) = 0,034$, что отвечает 10%-ному содержанию фаялитовой молекулы.

Моноклинный пироксен в фенокристаллах наблюдается в виде столбчатых индивидуумов, достигающих в поперечнике 1 мм, ориентированных по флюиальности. Пироксен прозрачен или окрашен в бледно-зеленоватый цвет. Судя по оптическим свойствам ($N_g - N_p = 0,026$; $2V = +54^\circ$, $cN_g = 42^\circ$), пироксен относится к авгиту.

Плагиоклаз образует небольшие лейсты или толстотаблитчатые кристаллы размером от 0,8 до 1,2 мм в длину. Преобладают кристаллы размером 0,8 мм. Плагиоклаз трещиноват, загрязнен стекловатыми включениями, обычно расположенными зонально и образующими кайму по периферии кристаллов либо заполняющими их центральную часть. По составу плагиоклаз фенокристаллов представлен битовнитом № 75—80 (угол погасания $\perp PM = 39^\circ, 41^\circ$). Ядро зональных кристаллов сложено битовнитом того же состава, периферические части — лабрадором



Фиг. 10. Пикросеново-оливиновый базальт. Фенокристалл оливина в пилотакситовой основной массе.

Шл. 639; увел. 90; в скрещенных николях.

№№ 65—70 (угол погасания \perp LPM = 35°, 36°, 37°). Микролиты плагиоклаза сложены лабрадором № 70.

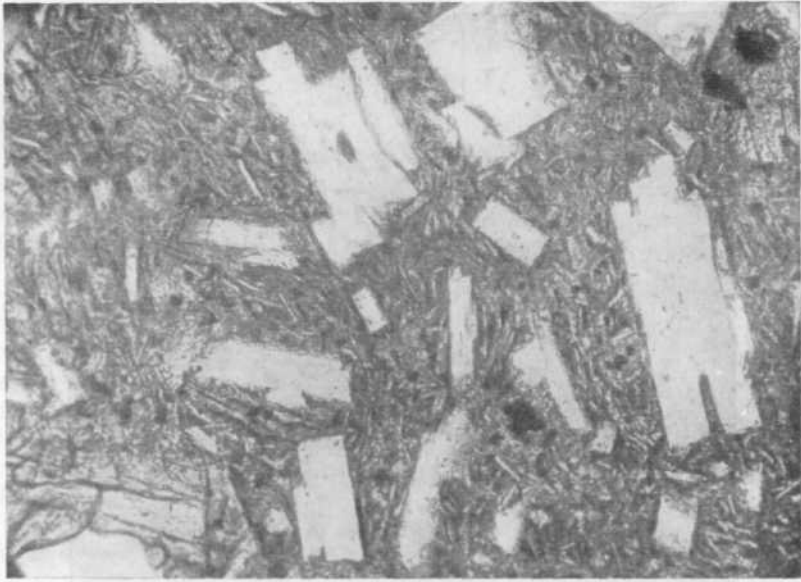
Основная масса резко преобладает над фенокристаллами, характеризуется пилотакситовой или интерсертальной структурой.

Между потокообразно расположенными микролитами плагиоклаза зажаты гранулы авгита. Стекло темно-бурое, местами замешенное хлоритоподобным веществом, подобным тому, которое слагает псевдоморфозы по оливину, равномерно пропыленным многочисленными мелкими рудными зернами. Местами наблюдаются небольшие (до 0,3 мм в поперечнике) округлые поры.

Базальтовые брекчии

Базальтовые брекчии имеют незначительное распространение: они залегают по рекам Верещагина, Волчья и Водопадная и слагают основание древней соммы Хангара. На р. Водопадная брекчии переслаиваются с шестью потоками базальта. Брекчии базальта представляют собой массивную обломочную породу с плотно расположенными крупными угловатыми кусками и глыбами базальта черного цвета. Преобладают обломки размером 20—30 см, но местами встречаются глыбы до 1 м в поперечнике. В меньшем количестве наблюдаются крупные обломки пористого шлака красного и черного цвета. Встречаются и обломки нацело ожелезненных пород. Цемент, заполняющий незначительные промежутки между обломками, имеет туфовый характер и состоит из мелкодробленого материала обломков. Цвет цемента темный, грязно-бурый.

Под микроскопом можно рассмотреть лишь мелкие обломки, сложенные тонкопористым базальтом, с фенокристаллами оливина, плагиоклаза и моноклинного пироксена, которые погружены в пилотакситовую основную массу. Оливин частично замещен хлоритовым минералом, образующим по нему полные псевдоморфозы.



Фиг. 11. Двупироксеновый андезит с гиалопилитовой структурой основной массы.

Шл. 720; увел. 90; в скрещенных николях

Этот минерал частично замещает и стекло. Поры в обломках базальта выполнены карбонатом, хлоритом, изредка — цеолитами.

Цемент характеризуется витро-лито-кристаллокластической структурой; он сложен очень мелкими обломками, в состав которых входят: обломки лавы, сложенные основной массой базальта; обломки стекла с незначительным количеством микролитов плагиоклаза (с более высоким показателем преломления, чем у канадского бальзама); мелкие угловатые обломки отдельных кристаллов — оруденелого оливина, плагиоклаза, местами замещенного опалом или бурыми окислами железа, и пироксена. Часто наблюдаются отдельные обломки полностью оруденелых фенокристаллов.

Андезиты

Останцы древнего вулкана сложены главным образом андезитами, распространенными на большой площади вокруг вулкана Хангар. По внешнему виду они представляют собой массивные плотные темно- и светло-серые породы с отчетливо различимыми фенокристаллами плагиоклаза и темными зернами цветных минералов.

Под микроскопом различаются гиперстеново-авгитовые (фиг. 11) и гиперстеново-роговообманковые андезиты (фиг. 12). Эти породы с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза, гиперстена, реже — авгита и амфибола, расположенными среди бурого стекла, содержащего многочисленные тонкие микролиты плагиоклаза, редко — авгита. Разновидности андезитов выделены на основании сочетаний минералов между собой; свойства минералов одинаковы для различных разновидностей.

В пироксеновых андезитах авгит обычно преобладает над гиперстеном, базальтическая роговая обманка наблюдается в незначительном количестве; в роговообманковых андезитах авгит отсутствует.

Фенокристаллы плагиоклаза представляют собой толстотаблитчатые образования, обычно переполненные мелкими, неправильными по



Фиг. 12. Гиперстеново-роговообманковый андезит с тонкопироксенитовой основной массой.

Шл. 663; увел. 46; в скрещенных николях.

форме включениями стекла, которые чаще всего бывают приурочены к центральным частям кристаллов. Размер фенокристаллов плагиоклаза 0,5 X 0,8 мм; иногда они достигают в длину 1,5 мм. Измерения на Федоровском столике ($D_0Ng = 36^\circ$, $D_0Nm = 60^\circ$, $D_0Np = 70^\circ$, двойник — по альбитовому закону) показывают, что плагиоклаз относится к лабрадору № 60.

Часто плагиоклаз зонален; ядро содержит 55—70% анортитовой молекулы; периферия является лабрадором № 50—52 ($\perp PM$ угол погасания равен 30° , 37° , 27° , 28°). Местами встречаются кристаллы с обратной зональностью: периферия кристаллов образована лабрадором, содержащим 57—59% анортитовой молекулы (углы погасания в сечении $\perp PM = 31^\circ$ и 32°), ядро кристаллов сложено лабрадором № 48-50 (углы погасания в сечении $\perp PM = 26^\circ$, 27°).

Моноклинный пироксен в виде фенокристаллов наблюдается в большем количестве, чем гиперстен. Он образует крупные таблицы и короткопризматические кристаллы. Наблюдаются их характерные поперечные разрезы с хорошо развитыми гранями призм. Окрашен пироксен в слабо-зеленоватый цвет. Местами наблюдаются простые двойники. Размер зерен около 0,6—0,9 мм в поперечнике. Часто отмечаются гломеропорфиновые сростки мелких зерен моноклинного пироксена с округлыми зёрнами рудного минерала. Судя по углу оптических осей ($2V = +55^\circ$) и углу погасания (40°), пироксен относится к авгиту.

Ромбический пироксен в виде фенокристаллов наблюдается в небольшом количестве, образуя призматические кристаллы размером 0,2—0,5 мм и удлиненные столбики размером 0,2—0,3 мм. Кристаллы свежие.

Судя по углу погасания (от 0° до 2°), двупреломлению (0,012), плеохроизму (по Ng бесцветный, Np — розоватый), пироксен представлен гиперстеном.

Фенокристаллы амфибола различны по форме и величине

и в различной степени изменены. Обычно это удлиненные (около 3—4 мм) призмы. Амфибол в них представлен двумя разновидностями.

Первая разновидность амфибола характеризуется резким плеохроизмом (по Ng красно-бурый, Nr — светло-бурый), малым углом погасания (20°), высоким двупреломлением (0,036). Часто ядро амфибола бурое, края зеленоватые. Характерны очень сильная, нередко полная опацификация и оплавленные очертания зерен. Приведенные оптические свойства показывают, что амфибол представлен базальтической роговой обманкой.

Вторая разновидность амфибола характеризуется резким плеохроизмом (по Ng темно-бурый, Nr — почти бесцветный, слабо-буроватый). Судя по углу погасания ($14\text{--}16^\circ$) и двупреломлению (0,024), амфибол относится к бурой роговой обманке. На зернах часто наблюдаются тонкие опацитовые каемки. Тридимит спорадически встречается в основной массе гиперстен-роговообманкового андезита и образует мелкие пластинки, часто шестигранной формы, с низким показателем преломления; кажется изотропным.

Основная масса сложена темно- или светло-бурым стеклом, в котором наблюдаются обильные тонкие микролиты плагиоклаза и изредка микролиты авгита (в пироксеновых разностях). Показатель преломления стекла меньше показателя преломления канадского бальзама. Структура основной массы тонкопилотакситовая и тонкогиалопилитовая; последняя в некоторых образцах роговообманкового андезита близка к витрофировой.

Андезитовые брекчии

Выходы андезитовых брекчий расположены по берегам оз. Хангар и в верховьях р. Верещагина. По внешнему виду андезитовые брекчии представляют собой обломочные породы с угловатыми и угловато-округлыми обломками травяно-зеленого цвета, сложенными андезитовым порфиритом и андезитом. Размер обломков — от 1 до 20 см; преобладают обломки размером около 15 см. Они сцементированы тонкораздробленным туфовым материалом, обычно ожелезненным.

Под микроскопом видно, что обломки пород обычно изменены: плагиоклаз частично замещен пелитом, стекло основной массы — хлоритом. Цемент состоит из обломков размером $< 0,5$ см, сложенных преимущественно светло-бурым стеклом, содержащим микролиты. Показатель преломления стекла ниже показателя преломления канадского бальзама. Остальная масса обломков выполнена обломками фенокристаллов плагиоклаза и пироксенов. В цементе наблюдаются скопления хлорита и неравномерно ожелезненные участки. Структура цемента кристалло-витрокластическая.

Породы, слагающие вулкан Хангар

Впервые петрографическое описание кислых пород Хангара и его подножий было опубликовано в 1904 г. К. И. Богдановичем. Он писал: «Остатки конусов состоят из светло-серого трахиандезита, который иногда бывает розовым или фиолетово-красным с отчетливым напластованием, иногда же более или менее литоидным, часто пузырчатым и брекчиеобразным.

Микроструктура — микролитовая с выделением биотита, амфибола, плагиоклаза и санидина; порода относится к биотит-амфиболовым андезитам, которые несколько отклонены от типа, развитого в других местах и выделенного под названием трахиандезита. Крайним членом этой группы является плотный стекловидный порфириобразный трахиандезит

почти черного цвета и слюдяного блеска. В нижних частях конуса наблюдаются остатки потоков пузырчатой брекчиеобразной лавы коричневого цвета. Эта лава близка к распространенному на Камчатке типу пироксеновых андезитов, хотя постоянное присутствие санидина несколько отличает их от нормальных андезитов других вулканов Камчатки» (Bogdanowitsch, 1904).

Из описания видно, что под названием трахиандезита К. И. Богданович описал экструзивный андезито-дацит Хангара со свойственной ему гиалопилитовой структурой основной массы.

А. В. Щербаков (1940) называет дациты Хангара липарито-дацитами и основными липарито-дацитами и как характерную примесь в них указывает также санидин.

Структура пород, по Щербакову, — витрофировая.

Нами санидин в этих лавах не встречен.

Б. И. Пийп (1941), описывая лавы горы Разваленная, определенно указывает на отсутствие щелочного полевого шпата в некоторых камчатских кислых лавах, вследствие чего часто бывает трудно отличить дациты от липаритов.

В нормальном ряде пород Хангара от липарита до андезита изменение химического состава породы сопровождается изменением структуры основной массы. В кислых породах — липаритах и липарито-дацитах — в основной массе наблюдается гранеллитовое стекло, испещренное кристаллитами, а в более основных породах — андезитах — отмечается гиалопилитовая структура. Это весьма тонкая структура, часто переходная к гранеллитовой, но все же в ней уже ясно заметны микролиты.

Соответственно дациты Хангара характеризуются структурой, переходной от гранеллитовой к тонкой гиалопилитовой.

Экструзивные дациты

Экструзивные дациты слагают преимущественно северную половину вулкана Хангар. По внешнему виду это массивные светло-серые или розовые порфиридные породы, содержащие многочисленные выделения свежего водяно-прозрачного плагиоклаза и мелких цветных минералов. При микроскопическом изучении выделены андезито-дациты и липарито-дациты.

Андезито-дациты под микроскопом наблюдаются в виде двух групп эвпорфировых лав.

В одной преобладают крупные фенокристаллы плагиоклаза с подчиненными им мелкими зернами кварца, амфибола, пироксена и биотита. В остальных дацитах фенокристаллы кварца, амфибола, пироксена и биотита резко преобладают над мелкими, зачастую оплавленными фенокристаллами плагиоклаза.

Фенокристаллы плагиоклаза представлены таблитчатыми кристаллами и лейстами; размер их колеблется от 2 до 0,3 мм, в среднем 0,3X1,0 мм. Встречаются деформированные зерна, залеченные стеклом; наиболее часты оплавленные кристаллы. По составу плагиоклаз дацитов является Лабрадором (№ 56—60). Зональные кристаллы встречаются редко; в них ядро имеет тот же состав, что и фенокристаллы, а периферическая зона сложена основным андезином (№ 45—50). (Ядро — \perp РМ углы погасания равны 30°, 31 и 33°. Периферия зональных кристаллов — \perp РМ — 25°, 27°).

Фенокристаллы плагиоклаза переполнены мелкими включениями стекла неправильной формы; они располагаются зонально и преимущественно приурочены к центральным зонам кристаллов.

Кварц, присутствующий в большом количестве, распределен неравномерно; размер его зерен колеблется от 0,5 до 0,8 мм. Обычно прозрачен, слегка трещиноват, оплавлен, изредка содержит мелкие каплевидные включения стекла. Местами встречаются небольшие гломеропорфировые скопления зерен кварца.

Амфибол обычно образует многочисленные вытянутые призматические кристаллы, часто оплавленные, окруженные тонкой опацитовой каемкой или нацело опацитизированные. Изредка наблюдаются диссоциированные зерна, окаймленные беспорядочно ориентированными, весьма мелкими зернами гиперстена и рудного минерала. Судя по небольшому углу погасания ($0-3^\circ$), резкому плеохроизму (Ng красно-коричневый, Np светлый, желтовато-бурый) это — базальтическая роговая обманка.

Кроме того, в небольшом количестве встречаются кристаллы амфибола с иными оптическими свойствами. В них наблюдается иной плеохроизм (по Ng темный, буровато-зеленый, Np — светло-бурый с зеленоватым оттенком). Двупреломление (0,024), угол погасания (16°), угол оптических осей (-74 и -82°) определяют этот амфибол как обыкновенную роговую обманку.

Ромбический пироксен тоже встречается в большом количестве. Наблюдается он в виде удлинённых призмочек размером в среднем $0,15 \times 0,3$ мм или длинных призматических кристаллов размером $0,2 \times 0,1$ мм. Совершенно прозрачен. Часто незначительно опацитизирован, в некоторых зернах по трещинкам наблюдаются растеки бурых окислов железа. Судя по резкому плеохроизму (Ng бесцветный или бледно-зеленоватый, Np — розовый), двупреломлению (0,012) и углу оптических осей ($-64 +$), это гиперстен.

Биотит встречается в небольшом количестве, образует широкие крупные таблицы размером около 0,5 мм, обладает резким плеохроизмом в буро-коричневых тонах; опацитизирован и местами незначительно корродирован.

Основная масса представлена преимущественно вулканическим стеклом темно-серой или буроватой окраски, которое обладает показателем светопреломления 1,511. По диаграмме Джорджа (George, 1924) это соответствует составу, содержащему 67% SiO_2 .

Структура основной массы переходная от микронолитовой к тонкогиполипидитовой (фиг. 13): стекло содержит значительное количество беспорядочно ориентированных микронолитов и редких микролитов плагиоклаза. Местами наблюдаются мелкие (до 0,15 мм в длину) лейсты его.

В основной массе пород, реже в порых, обычно наблюдается кристобалит. Он характерен для обеих разновидностей дацитов; образует мелкие пластинки черепитчатого строения, округло-удлиненные, слабо поляризующие, размером 0,1 мм и меньше.

Ли парито-дациты. По минералогическому составу в этой группе пород выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Они выделены на основании различного состава фенокристаллов.

Обе разновидности по структуре одинаковы. Преобладающая текстура пород перлитовая, структура порфировая, реже серийно-порфировая. Породы часто слоисты: в них наблюдаются частые нитевидные взаимно параллельные прерывистые прослои светло-серого цвета, переслаивающиеся со стеклом. Полосчатая текстура обусловлена распределением сферолитов.

Среди этих пород в виде прослоев залегают легкие пемзовидные дациты серовато-белого цвета, сильно пористые.

Плагиоклаз образует крупные толстотаблитчатые, часто оплавленные, нередко обломанные фенокристаллы, изредка зональные.

В периферических частях кристаллов часто наблюдается много мелких включений стекла.

Размер кристаллов от 1,8 до 0,8 мм в поперечнике. Представлены они андезином (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Данные измерений кристаллов плагиоклаза на Федоровском столике

№ шлифов	$D_o Ng$	$D_o Nm$	$D_o Nr$	$2V$	№ плагиоклаза	Закондвойни-кования
732	66	53	47		47	[001]
716	74	40,5	53	80	44	[001]
767	74	41	56	—	40	[001]

Для зональных кристаллов были измерены углы погасания в сечении, перпендикулярном РМ: периферия зональных кристаллов сложена андезином № 30 (\perp РМ угол погасания равен 15°), ядро сложено андезином № 59—60 (\perp РМ угол погасания 32°).

Кварц присутствует в меньшем, чем плагиоклаз, количестве, в виде прозрачных, оплавленных зерен размером 0,4—0,5 мм.

Биотит — характерный для дацитов минерал — образует таблицы и листочки. Плеохроизм его по Ng — темно-коричневый, по Nr — светло-бурый. Судя по резкому плеохроизму, представляет собой железистую разновидность.

Амфибол наблюдается в небольшом количестве в виде мелких призматических зерен размером 0,3 X 0,4 мм, а также в виде длинных призм, имеющих характерные для роговой обманки размеры: длина превышает ширину в несколько раз; отношение длины к ширине обычно равно 4 : 1. Амфибол представлен базальтической и обыкновенной роговой обманкой. Оптические свойства обыкновенной роговой обманки: Ng — Nr = 0,025; $cNg = 14^\circ$; $2V = -80^\circ$ (по одной оси). Плеохроизм по Ng темно-зеленовато-бурый, Nr — светло-зеленовато-бурый.

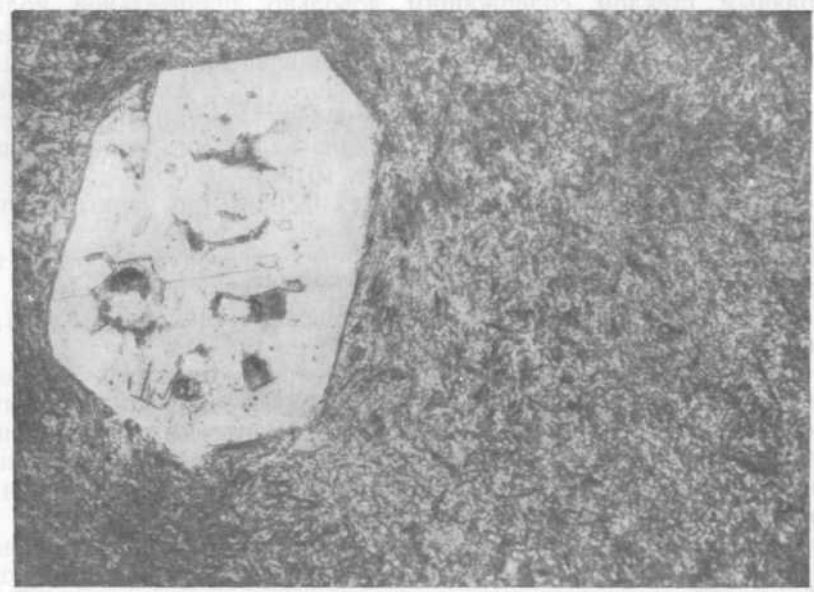
Ромбический пироксен встречается в небольшом количестве. Он образует мелкие короткие призмы размером 0,3—0,5 мм. Судя по слабому плеохроизму в зеленоватых тонах, двупреломлению (0,012) и прямому углу погасания, он представлен гиперстеном.

В липарито-дацитах под микроскопом наблюдается флюидальная или перлитовая текстура. Флюидальность обусловлена наличием среди микрофельзитовой основной массы прерывистых неправильных прослоев микросферолитового строения. Структура пород порфировая.

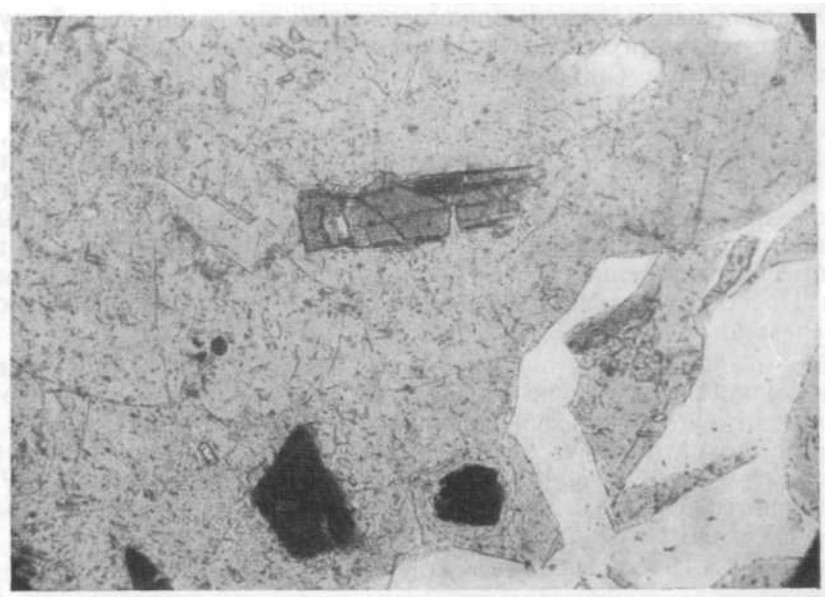
Основная масса этой группы пород довольно однообразна, будучи сложена преимущественно гранеллитовым стеклом, испещренным войлоком кристаллитов, среди которых спорадически наблюдаются микронолиты плагиоклаза (фиг. 14).

Показатель светопреломления стекла 1,512, что по диаграмме Джорджа соответствует 67% содержания кремнекислоты.

Встречаются разности с микронолитовой и сферолитовой структурами основной массы. Последняя характеризуется наличием довольно большого количества сферолитов, разбросанных среди прозрачного гранеллитового стекла. Сферолиты имеют бурый цвет; поперечник их колеблется от 0,2 до 0,8 мм (преобладает размер 0,6 мм). Они редко обладают правильной круглой формой, часто это мелкие сегменты, нарастающие вокруг какого-нибудь фенокристалла (фиг. 15). В скрещенных николях сферолиты почти изотропны, и лишь местами можно рассмотреть их радиальнолучистое строение.



Фиг. 13. Экструзивный андезит-дацит со структурой основной массы, переходной от тонкогиалопилитовой к микронолитовой.
Шл. 727; увел. 90; в скрещенных николях.



Фиг. 14. Биотито-роговообманковый липарито-дацит с гранеллитовым стеклом, испещренным войлоком кристаллитов.
Шл. 693-а; увел. 90; при одном никеле.

Дациты с витрофировой структурой основной массы характеризуются прозрачным стеклом, содержащим довольно значительное количество беспорядочно разбросанных фенокристаллов. Стекло часто флюидальное; флюидальность обусловлена присутствием прерывистых полос темно-серого стекла (до 1 мм). Если внутри такого прослой включен фенокристалл, то стекло образует вокруг него раздув. Местами наблюдается витрофировая флюидальная структура с кристаллитами, располагающимися в виде прихотливых микроскладок (фиг. 16).

Содержание SiO_2 в липарито-дацитах 69,03% (по данным аналитика Н. Н. Шавровой).

Показатель светопреломления стекла (дацит с витрофировой структурой основной массы) равен 1,508, что соответствует 69% SiO_2 .

В переменном количестве встречается кристобалит ($N = 1,486$), нарастающей на стенках пор.

В пемзовидных дацитах под микроскопом отчетливо наблюдается флюидальность. Тонкие короткие волокна прозрачного стекла вытянуты в одном направлении и содержат многочисленные микронолиты плагиоклаза и более редкие микролиты и микрофенокристаллы его, длинными сторонами ориентированные по флюидальности. Волокна стекла часто меняют направление, изгибаются; при этом потоки микронолитов и микролитов плагиоклаза изгибаются так же, повторяя изгибы волокон.

В пемзовидных дацитах наблюдаются различные типы основной массы. Чаще это волокнистое стекло, содержащее многочисленные округлые пустые поры, составляющие 30—40% объема породы и распределенные неравномерно. Поперечник их меньше 0,1 мм.

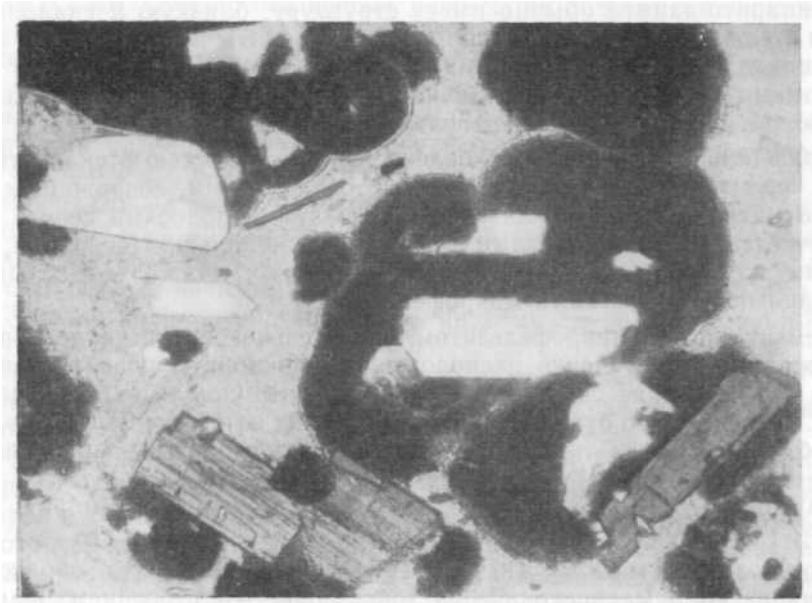
Часто наблюдается тонкая структура, близкая к гиалопилитовой: стекло содержит многочисленные беспорядочно разбросанные микронолиты плагиоклаза, реже — микролиты плагиоклаза двух поколений, из которых более крупные имеют форму мелких лейт.

Основная масса сложена микрозернистым агрегатом, не действующим на поляризованный свет; местами в нем заметны единичные микронолиты плагиоклаза (микрофельзитовая структура). Подобная структура наблюдается весьма редко.

В северном подножье Хангара, среди дацитов столовой горы, была встречена разновидность дацитов, похожая на игнимбриты. Залегание этих пород горизонтальное. По внешнему виду они представляют собой стекловатые, часто пористые породы, в которых наблюдаются тонкие, местами нитевидные, прерывистые, взаимно параллельные прослои темно-серого и розового цвета. Мощность прослоев 1—2 мм. Простым глазом отчетливо различимы фенокристаллы плагиоклаза размером до 3 мм.

Под микроскопом установлено, что порода сложена угловатыми, неравномерно расположенными обломками кислого стекла, короткими линзами того же стекла, ориентированными взаимно параллельно, и обломками липарито-дацита, заключенными в цементе, который сложен микрофельзитом, содержащим микролиты плагиоклаза и биотит. Размер обломков от 2,5 X 4 мм до 0,5 мм в поперечнике. Преобладают обломки размером около 1 мм.

Обломки по преимуществу состоят из прозрачного кислого стекла, имеющего перлитовую текстуру (показатель светопреломления равен, 1,490, что соответствует составу с 76% SiO_2). В виде микрофенокристаллов в стекле наблюдаются очень мелкие, беспорядочно разбросанные толстотаблитчатые кристаллы и обломки микротинового плагиоклаза, имеющие размер 0,3—0,4 мм и относящиеся к андезину № 45. Встречены также зерна кварца размером около 0,2 мм, кристаллы биотита размером около 0,2 мм, с плеохроизмом от светло- до красно-бурого, и довольно



Фиг. 15. Экструзивный липарито-дацит к северо-востоку от Хангара.
В стекловатой основной массе видны многочисленные округлые сферолиты, часто с заключенным внутри них фенокристаллом, а также фенокристаллы плагиоклаза и биотита
Шл. 758; увел. 46; в скрещенных николях.



Фиг. 16. Липарито-дацит с флюидальной микроскладчатой структурой.
Шл. 757; увел. 46; при одном николе.

крупные зерна магнетита неправильной формы. Основная масса обломков липарито-дацита обычно имеет структуру, близкую к гиалопилитовой: в стекле беспорядочно разбросаны микролиты плагиоклаза и многочисленные, очень мелкие пластинки биотита.

Помимо линз, сложенных кислым стеклом (76% SiO_2), в небольшом количестве наблюдаются линзы флюидального липарито-дацита.

Флюиальность в них обусловлена перемежаемостью стекловатых полос с перлитовой текстурой мощностью около 0,2 мм, содержащих очень редкие микролиты плагиоклаза со стекловатыми полосами серого цвета, многочисленными микролитами плагиоклаза нескольких поколений, вытянутыми по флюиальности, и весьма мелкими, также вытянутыми по флюиальности, участками микрофелзита.

Цемент сложен микрофелзитом, значительно раскристаллизованным, содержащим беспорядочно расположенные микролиты плагиоклаза, биотит, а также мелкие округлые зерна магнетита. Общая окраска цемента серая. Цемент резко отличается от прозрачных или флюиально-полосчатых обломков и линз липарито-дацита с взаимно параллельным расположением микролитов.

Содержание SiO_2 в образце лавы, похожей на игнимбрит, равно 70,07% (аналитик Н. Н. Шаврова).

Гомеогенные включения в дацитах. Эти образования характеризуются макроскопически тонкозернистым строением и темно-серой или темно-красной окраской.

Под микроскопом выделяются два типа включений.

Первый тип представлен мелкозернистой разностью, сложенной тонким войлоком опацитизированных игольчато-призматических кристаллов амфибола, склеенных прозрачным стеклом с погруженными в него многочисленными беспорядочно ориентированными крупными лейстами плагиоклаза, единичными широкими таблицами биотита и мелкими округлыми рудными зернами, местами образующими скопления. Включения тонкопористы; на стенках пор наблюдается в небольшом количестве кристобалит.

Плагиоклаз, образующий преимущественно лейсты, которые расположены беспорядочно, иногда встречается в виде, оплавленных толстотаблитчатых кристаллов размером около 0,2x0,5 мм. Центральные части — микроотиновые, периферические содержат обильные каплевидные включения стекла, расположенные в виде широкой каймы.

По составу этот плагиоклаз является Лабрадором № 57—59 (углы погасания в сечении \perp РМ — 31°, 32°). В зональных кристаллах ядро обычно сложено Лабрадором того же состава, а периферическая зона — андезином № 45 (\perp РМ угол погасания равен 25°).

Зональность в плагиоклазе выражена слабо, и зональных кристаллов мало.

Амфибол в породе преобладает; он образует войлок из тонких игольчатых кристаллов длиной 0,2—0,15 мм, а также редкие, довольно крупные призмы размером около 0,15 X 0,4 мм.

Амфибол обладает резким плеохроизмом (по Ng — красно-коричневый, Np — светло-бурый), небольшим углом погасания (от нуля до 4°), высоким двупреломлением. Судя по этим оптическим свойствам, он представляет собой базальтическую роговую обманку.

Более крупные призмы окаймлены небольшой опацитовой коркой; мелкие игольчатые индивиды обычно нацело опацитизированы.

Биотит встречается редко; он образует крупные, сильно корродированные кристаллы. Плеохроизм резкий: по Ng — темно-коричневый, по Np — светло-бурый. Стекло бесцветное, изредка слабо-буроватое. Показатель светопреломления равен 1,502.

В большом количестве наблюдаются мелкие округлые поры размером не более 0,2 мм. Обычно они пустые, реже на их стенках отмечаются мелкие агрегаты бесцветного низкодвупреломляющего кристобалита.

Второй тип гомеогенных включений отличается большей крупностью зерна. Сложен спутанным войлоком мелких, тонких лейст и игольчатых индивидов плагиоклаза размером 0,1 X 0,4 мм и мелкими изометричными призмочками базальтической роговой обманки, имеющими размер примерно 0,1 X 0,2 мм.

Ромбический пироксен присутствует в небольшом количестве в виде короткостолбчатых кристаллов, изредка окаймленных тонкими опацитовыми корочками размером 0,3 X 0,4 мм.

Плеохроизм незначителен: по Ng — бесцветный, по Np — неясно-розовый. Судя по прямому погасанию и низкому двупреломлению (0,011), это — гиперстен.

Наблюдается большое количество пор; они пустые; кристобалит образует единичные включения. Кое-где включены редкие мелкие зерна рудного минерала.

Обсидиан. К востоку от вулкана Хангар А. В. Щербаков обнаружил среди дацитов линзы обсидиана. «Макроскопически это почти черная порода, с редкими и мелкими вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом порода представляет сплошную стекловатую массу, местами с едва заметными криптомикролитами. Окраска неравномерная, грубопятнистая, в серо-буроватых тонах. Местами микролиты с ясно выраженной ориентировкой. Вкрапленники кристаллов плагиоклаза» (Щербаков, 1940, стр. 39).

Дацитовые брекчии

Обломки в дацитовой брекчии размером от 1 мм до 10 см (преобладающий размер 8—10 см) сложены неизменными экструзивными дацитами, редко — дацитовыми кварцевыми порфиритами. Последняя группа выделена благодаря присутствию в основной массе лавы мелких скоплениях зеленого хлорита.

В брекчиях по р. Водопадная встречаются обломки дацита, в которых основная масса сильно тридимитизирована, а цветные минералы опацитированы.

Тридимит встречен в стекле основной массы и в редких порах. В одном из зерен плагиоклаза он выполняет трещинку. Тридимит образует группы не полностью изотропных табличек, показатель светопреломления которых несколько выше, чем у кристобалита.

Цемент брекчии представлен тонко размельченным туфовым материалом с большим количеством обломков стекла. Структура цемента витролито-кластическая.

Породы куполов северного склона Хангара

Сложены эти купола кислыми экструзивными лавами — дацитами и липаритами.

Дациты куполов

Дациты куполов подразделяются на андезито-дациты — лавы более основного состава, чем дациты, и липарито-дациты — лавы, переходные к наиболее кислым представителям лав Хангара, а именно, к риолитам или липаритам.

Андезито-дациты куполов. Под микроскопом эти породы определяются как спорадофировые: в тонкогиалопилитовой или микронолитовой основной массе заключено очень небольшое количество фенокри-

сталлов плагиоклаза, ромбического пироксена и амфибола. Текстура массивная, изредка флюидальная, обусловленная чередованием светлых и темно-бурых стекловатых прослоев. Темное (грязно-бурое и серое) стекло содержит, наряду с микролитами, мелкие сферолиты и их зародыши.

Фенокристаллы плагиоклаза наблюдаются в преобладающем количестве. Плагиоклаз образует толстотаблитчатые кристаллы размером от 0,3 до 1,0 мм, часто оплавленные, изредка с каплевидными включениями стекла. По составу он соответствует лабрадору (№ 50—56). В сечении \perp РМ углы погасания равны 28° , 30° , что соответствует 50, 56% Ап. Зональные кристаллы характеризуются прямой зональностью — периферическая зона представляет собой андезин № 48.

Ромбический пироксен в виде фенокристаллов количественно уступает плагиоклазу. Встречается он в виде столбчатых кристаллов размером от 0,2 до 0,4 мм. Судя по двупреломлению (0,013), слабому плеохроизму (по Ng зеленоватый, Np — бесцветный), это гиперстен.

Амфибол образует длинные призматические фенокристаллы, обычно оплавленные; в них длина относится к ширине, как 4:1 (1,5 X 0,2 мм; 1,2 X 0,3 мм), а также мелкие зерна размером 0,2 X 0,3 и 0,2 X 0,4 мм. Характерны толстые опалитовые каемки. Судя по углу погасания (2°), резкому плеохроизму (по Ng красно-коричневый, Np — желтовато-бурый), это базальтическая роговая обманка.

Центральная часть зерен нередко бывает диссоциирована с образованием агрегата мелких зерен пироксена, плагиоклаза и магнетитовой пыли. Наблюдаются полные рудные псевдоморфозы.

Биотит встречается редко; он обладает резким плеохроизмом (по Ng темно-бурый, Np — желтовато-бурый); по-видимому, относится к лепидомелану.

Рудный минерал образует единичные зерна округлой формы размером от 0,05 до 0,2 мм.

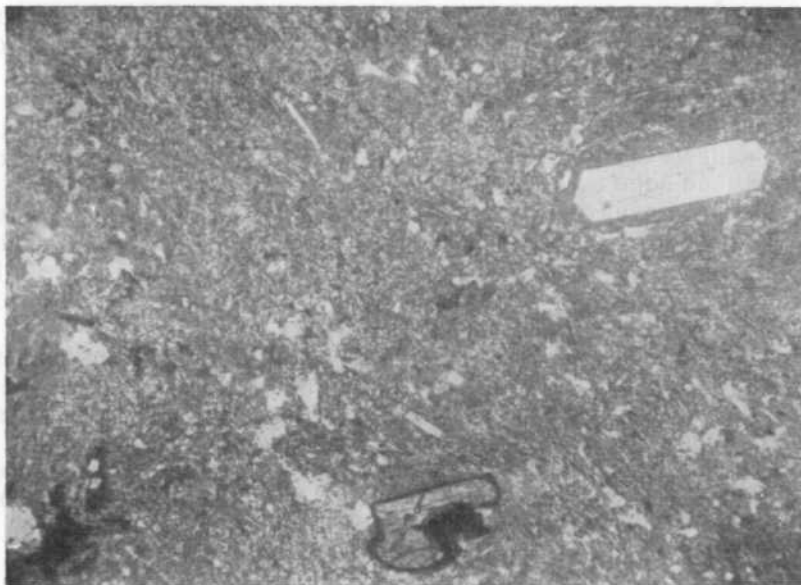
Основная масса имеет тонкогиалопилитовое строение. Состоит она из вытянутых, беспорядочно ориентированных тонких микролитов плагиоклаза, погруженных в стекло ($N=1,523$, что соответствует 62% содержания SiO_2), и из значительного количества магнетитовой пыли, придающей основной массе серый оттенок (фиг. 17).

Изредка наблюдаются участки основной массы еще более тонкого строения, содержащей микролиты плагиоклаза наряду с микролитами его, а также цветной минерал, по-видимому, пироксен в виде тонких волосков. Скопления этих включений, а также пористые участки сопровождаются ожелезнением. Наблюдаются также чешуйчатые агрегаты кристобалита.

Липарито-дациты куполов. Под микроскопом представлены спорадофировыми лавами, имеющими преимущественно витрофировую, незначительно раскристаллизованную основную массу с очень небольшим количеством фенокристаллов. Стекло основной массы местами имеет перлитовую отдельность, содержит большое количество микросферолитов, частично раскристаллизовано до микрофельзита. Реже встречаются разности с полукристаллической основной массой.

Фенокристаллы образованы плагиоклазом и биотитом. Преобладает плагиоклаз; кристаллы его имеют величину в среднем около 0,3 X 0,2 мм. Он прозрачен, лишен включений. Измерения кристаллов на Федоровском столике ($D_0Ng = 64$, $D_0Nm = 62$, $D_0Np = 41^\circ$, карлсбадский двойник) показывают, что это лабрадор (№ 52).

Биотит образует мелкие, узкие, вытянутые таблички, в которых отношение длины к ширине равно 6 : 1 (размер их 1,3 X 0,2 мм и меньше). Судя по резкому плеохроизму (по Ng темно-коричневый, почти черный, Np — желто-бурый или бурый), это лепидомелан.



Фиг. 17. Андезито-дацит купола с тонкогиалопилитовой основной массой и фенокристаллами плагиоклаза, гиперстена и амфибола. В основной массе видны редкие микролиты плагиоклаза.

Шл. 814; увел 46; в скрещенных николях.

Кварц встречается в виде единичных осколков размером 0,25 мм. Рудный минерал очень редок, образует довольно крупные зерна неправильной формы.

Основная масса представлена стеклом витрофирового строения и характеризует различные стадии его раскристаллизации: в одних участках это флюидально-стекловатые лавы, в других — все переходы до явно эвтакситовых.

Для начальной стадии кристаллизации характерно прозрачное стекло с неясной перлитовой отдельностью, в котором заключены прихотливые, слегка вытянутые (субпараллельно) участки темно-бурого, незначительно раскристаллизованного стекла, содержащего, так же как и прозрачное стекло, небольшое количество микронолитов плагиоклаза и мелкие, неправильные по форме участки микрофельзита.

Показатель светопреломления стекла равен 1,511, что соответствует 67,5% содержания SiO_2 .

При дальнейшей раскристаллизации в прозрачном стекле, содержащем микронолиты плагиоклаза, наблюдаются многочисленные, тесно сидящие микросферолиты, разбросанные хаотически или вытянутые в виде узких, прихотливо изгибающихся цепочек, и мелкие темно-бурые радиальнолучистые агрегаты, представляющие собой секторы сферолитов, изредка небольшие (до 1 мм) округлые сферолиты и их скопления. В центре таких скоплений или единичных сферолитов обычно заключены фенокристаллы плагиоклаза или биотита.

Микросферолиты имеют правильную округлую форму, прозрачны. В проходящем свете строение их радиальнолучистое. Размер микросферолитов — около 0,05 мм в поперечнике и строго выдержан. Сложены микросферолиты, по-видимому, халцедоном.

Наконец, наблюдается отчетливая флюидально-полосчатая, эвтакситовая структура. В прозрачном стекле, обладающем четкой мелкоперлитовой

вой текстурой, «переполненном прозрачными микросферолитами, наблюдаются субпараллельные полосы, сложенные темно-бурым стеклом, в той же степени переполненным прозрачными микросферолитами.

Б. И. Пийп (1941) грубую эвтакситовую полосчатость риолитов горы Купол объясняет различной степенью девитрификации стекла и различным содержанием сферолитов в эвтакситовых полосах. Это подтверждается и на примере пород Хангара.

Для липарито-дацита характерна тонкая небольшая пористость. На стенках мелких пор (размером 0,3—0,5 мм) наблюдаются многочисленные мелкие агрегаты бесцветного кристобалита размером около 0,1 мм. Местами кристоболит встречается в стекловатой основной массе около граней фенокристаллов плагиоклаза.

В некоторых шлифах наблюдается полукристаллическая основная масса, которая состоит из мелких зерен калиевого полевого шпата размерами около 0,01 мм и незначительного количества стекла, заполняющего мелкие промежутки между ними.

Эта криптопойкилитовая структура является переходной к микропойкилитовой структуре: изредка при большом увеличении в более крупных зернах полевого шпата можно видеть вростки микронолитов плагиоклаза.

Стекловидные дациты близки к обсидиану.

Эструзивные липарито-дациты, залегающие на расстоянии около 1 км к северо-западу от Хангара, представляют собой порфиновые темно-серые лавы, петрографически аналогичные дацитам куполов.

В них, в отличие от дацитов, моноклинный пироксен представлен эгирин-авгитом (резкий плеохроизм: по Ng желтовато-бурый, Np — зеленый; угол погасания 62°).

Липариты куполов

Липариты слагают купола, расположенные у северного подножья Хангара.

По внешнему виду липарит представляет собой легкую стекловатую лаву, сложенную темно-серым зернистым стеклом, содержащим зерна бесцветного стекла.

Под микроскопом липариты характеризуются присутствием фенокристаллов основного плагиоклаза — андезина; кварца в виде фенокристаллов они не содержат.

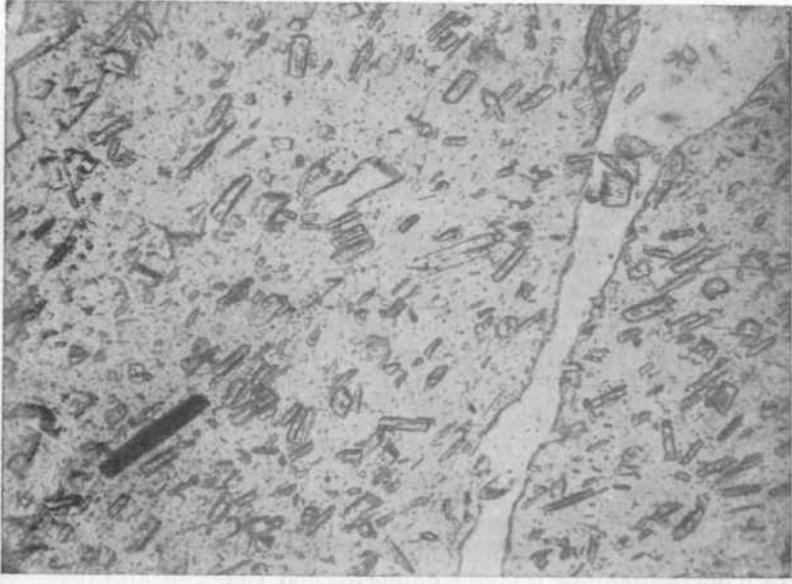
Породы эти сходны с липаритами, которые наблюдал Б. И. Пийп (1937) на вулкане Узон: в них также нет порфирических выделений кварца и санидина; кварц выделяется только в фельзите основной массы. В качестве фенокристаллов указан также андезин.

При микроскопическом изучении липариты различных участков северного подножья Хангара оказались сходными. Они сложены бесцветным стеклом, содержащим микролиты, реже — микронолиты плагиоклаза и единичные микрофенокристаллы плагиоклаза и биотита (фиг. 18).

Текстура липаритов местами флюидальная; структура стекловатая.

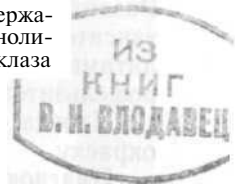
Плагиоклаз в виде микрофенокристаллов встречается в мелких таблитчатых кристаллах, а также их обломках, обычно размером 0,08 X 0,35 мм, реже 0,3 X 0,5 мм. Плагиоклаз прозрачен; включения в нем отсутствуют. Измерения углов погасания в сечении \perp РМ (23°, 25°) показывают, что это основной андезин (№ 42—45); в зональных кристаллах периферическая зона сложена кислым андезином (угол погасания \perp РМ—16°, 20°, что соответствует 33 и 37% An).

Биотит образует редкие, тонкие, удлиненные пластинки размером от 0,05 X 0,25 до 0,1 X 0,5 мм. Плеохроизм резкий: по Ng темно-коричне-



Фиг. 18. Липарит купола, сложенный бесцветным стеклом, содержащим небольшое количество микролитов плагиоклаза (реже микронолитов и кристаллитов его) и единичные микрофенокристаллы плагиоклаза и биотита.

Шл. 812; увел. 46; при одном никеле.



вый, почти черный, Np — светло-бурый. Судя по оптическим свойствам, это лепидомелан.

Основная масса липарита представлена прозрачным стеклом (показатель светопреломления равен 1,494, что соответствует 73,5% SiO₂) с редкими флюидально ориентированными, не соприкасающимися между собой микролитами плагиоклаза, реже — беспорядочно разбросанными микронолитами и кристаллитами его.

Микролиты плагиоклаза имеют величину от 0,05 X 1,15 мм, наиболее мелкие — до 0,01 X 0,04 мм. Кое-где наблюдаются мелкие единичные зерна магнетита неправильной формы размером около 0,2 мм.

Часто среди стекловатой основной массы наблюдаются крупные хорошо выраженные сферолиты бурого цвета радиальнолучистого строения с микрофенокристаллом плагиоклаза или биотита в центре; часто наблюдаются только части сферолита.

Липариты очень пористы; поры мелкие и неправильные; на их стенках наблюдаются мелкие таблички слабодвупреломляющего тридимита.

Липарит из куполов северо-восточного предгорья Хангара резко отличен. Он обладает микролитово-фельзитовой структурой, в которой участки фельзита резко преобладают над микролитовыми. Микролиты плагиоклаза имеют в среднем размеры 10 X 50 м. В основной массе рассеяно много мелких неправильных рудных зерен.

Микрофенокристаллы наблюдаются в довольно большом количестве; сложены они плагиоклазом, кварцем, биотитом и амфиболом. Плагиоклаз образует удлинено призматические прозрачные кристаллы размером 0,2 X 0,4 мм, отвечающие по составу основному андезину. Кварц образует округлые оплавленные трещиноватые зерна. Наблюдается он в меньшем количестве, чем плагиоклаз. Размер зерен от 0,2 до 0,35 мм. Биотит железистый, с резким плеохроизмом; опациitized базальтичес-

кая роговая обманка имеет вид редких зерен или их реликтов размером 0,2x0,4 до 0,1x0,5 мм и обладает высоким двупреломлением и малым углом погасания, резким плеохроизмом: по Ng— красно-бурый, Np — светло-бурый.

Пемзы **Х а н г а р а**. По внешнему виду обломки пемзы разнородны. Они представлены: 1) серовато-белым, реже желтоватым и розоватым пенистым дацитом, лишь частично переродившимся и характеризующимся фенокристаллами плагиоклаза, ромбического пироксена и биотита; 2) весьма легкими обломками пемзы, имеющими волокнистое или пузыристое строение. Под микроскопом пористость легких пемзовых кусков — 40—50%.

Преобладающие размеры пемзовых обломков составляют 2 X 5—2 X X 3 см. Но встречаются глыбы размером с человеческую голову.

Наряду с легкой разностью пемзы встречается также более плотная пемза. Под микроскопом видно, что она сложена участками прозрачного нераскristализованного стекла, содержащего микрофенокристаллы. Стекло состоит из коротких, часто нитевидных волокон, наличие которых обусловлено вытянутостью пузырьков воздуха в одном направлении (фиг. 19). В разрезе, перпендикулярном волокнам, пузырьки имеют округлую форму, одинаковый размер. Эти стекловатые разности характеризуются неравномерной мелкой пористостью (размер пор 0,2—0,4 мм). Развита также тонкопилотакситовая структура, которая характеризуется такситовым обликом: участки с однообразно ориентированными кристаллитами, обтекающими фенокристаллы, перемежаются с участками микрофельзитовой структуры.

Иногда стекло интенсивно и равномерно окислено, имеет рыже-бурую окраску.

Плагиоклаз образует мелкие лейсты, широкие таблицы, изредка зональные. Характерно большое количество мелких каплевидных включений стекла по всему зерну и разедание стеклом его кристаллов. Местами стекло проникает в полисинтетически сдвойникованный кристалл плагиоклаза, образуя в нем прослой, параллельные двойниковому шву.

Гиперстен присутствует в виде столбчатых кристаллов и мелких зерен с прямым погасанием. Плеохроизм по Ng — слабо-зеленоватый, бесцветный, по Ng — слабо-розоватый.

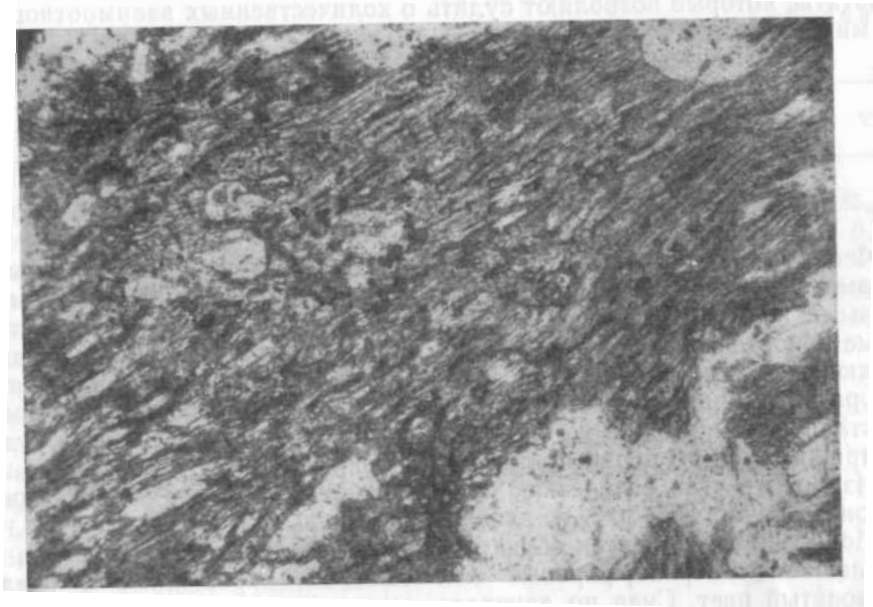
Кварц представляет собой чуждые включения; он наблюдается в виде обломков зерен; встречается редко. Содержание SiO₂ в пемзах 60,04% и 61,06% (аналитик Н. Н. Шаврова), что характерно для даитовой пемзы.

Пироксеново-оливиновые базальты долины Голодьк

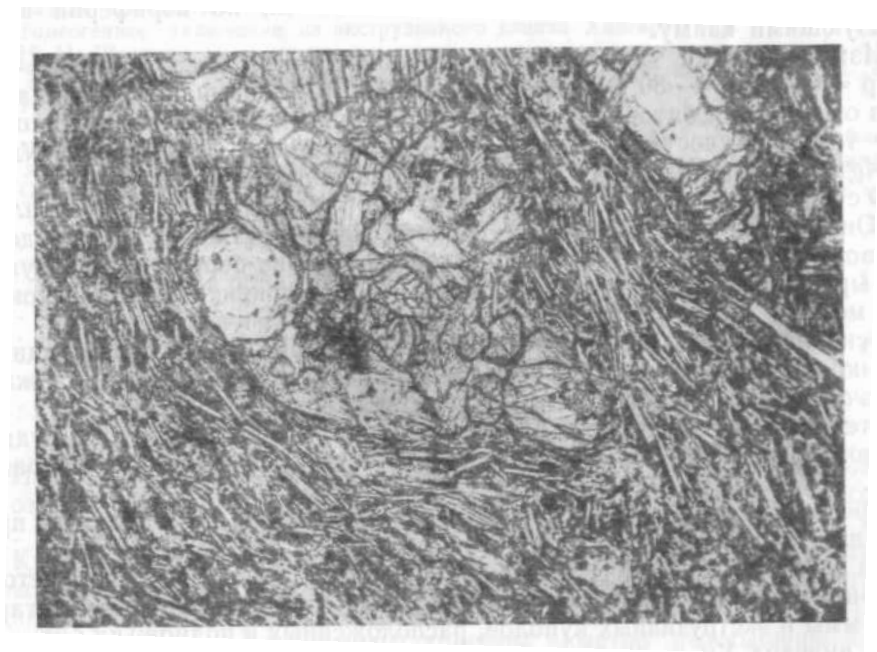
Излияния этих базальтов продолжались на протяжении всей истории образования Хангара и закончились уже в послеледниковое время.

Базальты представляют собой серые, темно-серые и черные, очень тяжелые породы. Пористые разности обычно бывают окислены и обладают красновато-коричневой окраской. Пористость неравномерная; поры размером от десятых долей миллиметра до 2 см (редко) имеют неправильную, часто червеобразную форму. Простым глазом ясно различимы фенокристаллы зеленоватого оливина, изредка — темные стекловатые таблички плагиоклаза.

Микроскопическое строение базальтов характеризуется преобладанием основной массы над фенокристаллами, образованными почти исключительно оливином и моноклинным пироксеном, очень редко — плагиоклазом. В основной массе, наоборот, резко преобладают микролиты плагиоклаза, а цветные минералы присутствуют в подчиненном количестве



Фиг. 19. Пемза. Стекловатая масса состоит из нитевидных коротких волокон
Шл. 764; увел. 46; при одном николе.



Фиг. 20. Пироксеново-оливиновый базальт р. Голодьняк. В пилотакситовой
основной массе видны гломеропорфировые скопления авгита и фенокристаллы
оливина.

Шл. 790; увел. 90; при одном николе.

(фиг. 20). Подсчет на интеграционном столике дал приведенные ниже результаты, которые позволяют судить о количественных взаимоотношениях минералов.

Фенокристаллы оливина	20,0%
» моноклинного	
пироксена	7,8 „
» плагиоклаза	2,2 „
Основная масса	70,0%
	100,0%

Фенокристаллы оливина преобладают над другими минералами фенокристаллов. Оливин образует идиоморфные призмы с заостренными концами размером 0,4—0,7 мм, а также мелкие короткостолбчатые кристаллы. Зерна прозрачны, сильно трещиноваты; местами в них наблюдается отчетливая спайность по (010). Замещение рудным минералом развито в различной степени: от образования тонких оторочек вокруг кристаллов оливина или же выполнения трещинок в нем тонкими рудными прожилками до почти полного замещения оливина.

Измерение угла оптических осей оливина (-82° , -84°) показывает, что он содержит 28—30% фаялитовой молекулы.

Моноклинный пироксен образует мелкие короткостолбчатые зерна или небольшие гломеропорфировые скопления их, окрашенные в бледно-зеленоватый цвет. Судя по двупреломлению (0,025, 0,027), углу погасания (42° , 43°) и углу оптических осей ($+51^\circ$, $+53^\circ$, $+54^\circ$), это авгит. Часто пироксен сростается с крупными зернами магнетита.

Редкие фенокристаллы плагиоклаза представлены толстыми табличками или лейстами размером около 1,5 мм, прозрачными или с мельчайшими стекловатыми включениями, по периферии зерен образующими кайму.

Измерения на Федоровском столике ($D_oNg = 43^\circ$, $D_oNm = 63^\circ$, $D_oNr = 62^\circ$, $2V = -80^\circ$, альбитовый двойник) показывают, что плагиоклаз относится к битовниту (№ 80). В зональных кристаллах ядро отвечает тому же составу, а периферия кристаллов — лабрадору № 60 ($D_oNg = 32^\circ$, $D_oNm = 65^\circ$, $D_oNr = 74^\circ$, альбитовый двойник).

Основная масса в базальтах преобладает над фенокристаллами. Она характеризуется пилотакситовой, интерсертальной и микродолеритовой структурами. Часто наблюдается серийно-порфировая структура, выраженная постепенными переходами от фенокристаллов плагиоклаза к мелким лейстам, рассеянным в небольшом количестве.

Основная масса базальта сложена потокообразно располагающимися микролитами плагиоклаза крупного размера, между которыми зажаты многочисленные изометричные микролиты пироксена.

Стекла в основной массе базальта немного; оно загрязнено рудной пылью. Показатель светопреломления участков свежего стекла равен 1,560.

Представление о химическом составе лав Хангара дают анализы, приведенные в табл. 2 и 2а.

На диаграмме химических составов пород (фиг. 21) (по методу Заварицкого) ясно видны особенности химических составов лав Хангара, его соммы и экструзивных куполов, расположенных в подножьях вулкана. Лавы вулкана Хангар представлены главным образом кислыми разновидностями; рой векторов группируется преимущественно в верхней части диаграммы химических составов.

Химический состав лав Хангара неоднороден, что, судя по диаграмме, связано с заметным присутствием Са, помимо значительного развития в породах Mg.

Таблица 2

Химический состав лав Хангара (базальты, дациты), вес. %

Компоненты	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	50,24	46,55	63,80	68,48	65,95	65,65
TiO ₂	1,67	0,77	0,80	0,49	0,62	0,48
Al ₂ O ₃	14,54	15,52	18,39	17,10	16,12	15,41
Fe ₂ O ₃	4,43	9,47	4,50	1,60	4,32	1,94
FeO	6,46	1,32	—	1,54	—	1,49
MnO	0,30	0,32	0,12	0,09	0,11	0,10
MgO	7,33	14,36	1,52	1,02	1,13	0,97
CaO	8,48	6,92	4,52	2,30	3,61	3,32
BaO	—	0,03	Следы	0,06	—	—
Na ₂ O	3,77	1,78	3,71	4,5	3,89	3,99
K ₂ O	1,35	1,72	2,63	2,78	3,45	3,10
H ₂ O ⁻	0,23	0,69	0,09	0,15	0,28	0,19
H ₂ O ⁺	0,26	0,26	0,11	0,16	0,40	0,94
P ₂ O ₅	0,35	Заметные следы	—	—	0,29	0,22
S	0,05	—	—	—	—	—
Сумма	99,46	99,71	99,19	100,48	100,17	99,80

I—базальт соммы Хангара; обр. № 1231; аналитик В. П. Энман.

II—гомеогенное включение из экструзивного дацита Хангара; обр. Г В; аналитик Н. Н. Шаврова.

III—дацит Хангара (остров в кратерном озере); обр. № 810; аналитик Н. Н. Шаврова.

IV—дацит с западного склона Хангара; обр. № 663; аналитик Н. Н. Шаврова.

V—дацит с северо-восточного гребня Хангара; обр. Д X; аналитик О. Н. Кобылина.

VI—дацит из брекчии, слагающей южный гребень Хангара; обр. Д Б X; аналитик О. Н. Кобылина.

Числовые характеристики

	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	t	φ
I	9,9	4,6	27,9	57,6	—	36	44	20	80	2,4	1
II	6,3	7,0	34,4	52,3	—	27	70	3	62	—	—
III	12,3	5,6	7,1	75,0	24	56	20	—	68	—	—
IV	13,6	2,7	7,6	76,0	42	36	21	—	71	0,6	17,4
V	13,8	4,0	6,1	76,1	—	62	31	7	63	—	—
VI	13,6	3,6	5,3	77,5	—	59	33	87	66	—	—

Известковистость лав Хангара невелика: рой векторов расположен в некотором удалении от линии SB. В некоторых дацитах (III, табл. 2; фиг. 21) феррическая составная часть породы обогащена железом.

Кислые представители лав Хангара характеризуются незначительно повышенной щелочностью по сравнению со средними составами липарита и дацита по Дели, причем щелочность равномерно возрастает с повышением кислотности пород. Дациты куполов заметно пересыщены глиноземом. Химический состав кислых лав вулкана Хангар и экструзивных куполов подножий вулкана указывает на принадлежность их к группе липаритов и дацитов. При сравнении химических составов пород Хангара с типичными липаритами и дацитами по Дели они оказываются близки между собой.

Лавы вулкана Хангар пересыщены глиноземом (что особенно характерно для дацитов, содержащих слюду), богаты известковым алюмосили-

Химический состав лав Хангара

(андезиты, липариты), вес. %

Компоненты	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO ₂	69,17	72,42	60,95	73,70	67,44	74,04
TiO ₂	0,41	0,28	1,14	0,24	0,54	0,26
Al ₂ O ₃	17,60	15,04	15,62	13,25	16,15	15,03
Fe ₂ O ₃	1,70	0,42	3,25	1,96	2,25	0,64
FeO	1,40	0,88	3,64	0,46	0,84	0,84
MnO	0,06	0,09	0,25	0,08	0,10	0,08
MgO	0,98	0,54	2,35	0,76	1,35	0,29
CaO	2,04	1,52	4,80	1,55	3,31	1,03
BaO	0,04	—	—	—	Не опред.	—
Na ₂ O	3,10	4,15	4,98	4,58	3,38	4,08
K ₂ O	2,76	4,18	2,12	3,46	2,63	4,06
H ₂ O ⁻	0,89	0,05	0,04	0,10	1,83	—
H ₂ O ⁺	0,11	0,15	0,05	0,26	0,21	—
P ₂ O ₅	—	Нет	0,37	0,06	Следы	Следы
S	—	—	0,03	—	—	—
Сумма	100,25	99,67	99,59	100,46	100,08	99,35

VII — липарит купола (северное подножье Хангара); обр. №776; аналитик Н.Н. Шаврова.

VIII — липарит купола (северное подножье Хангара); обр. №771л; аналитик Н. Н. Шаврова.

IX — андезит из шлакового конуса на лавовом покрове Голодьак; обр. № 1237; аналитик В. П. Энман.

X — липарит купола (северное подножье Хангара); обр. №1226; аналитик Н. П. Энман.

XI — пемза Хангара; обр. ПХ; аналитик Н. Н. Шаврова.

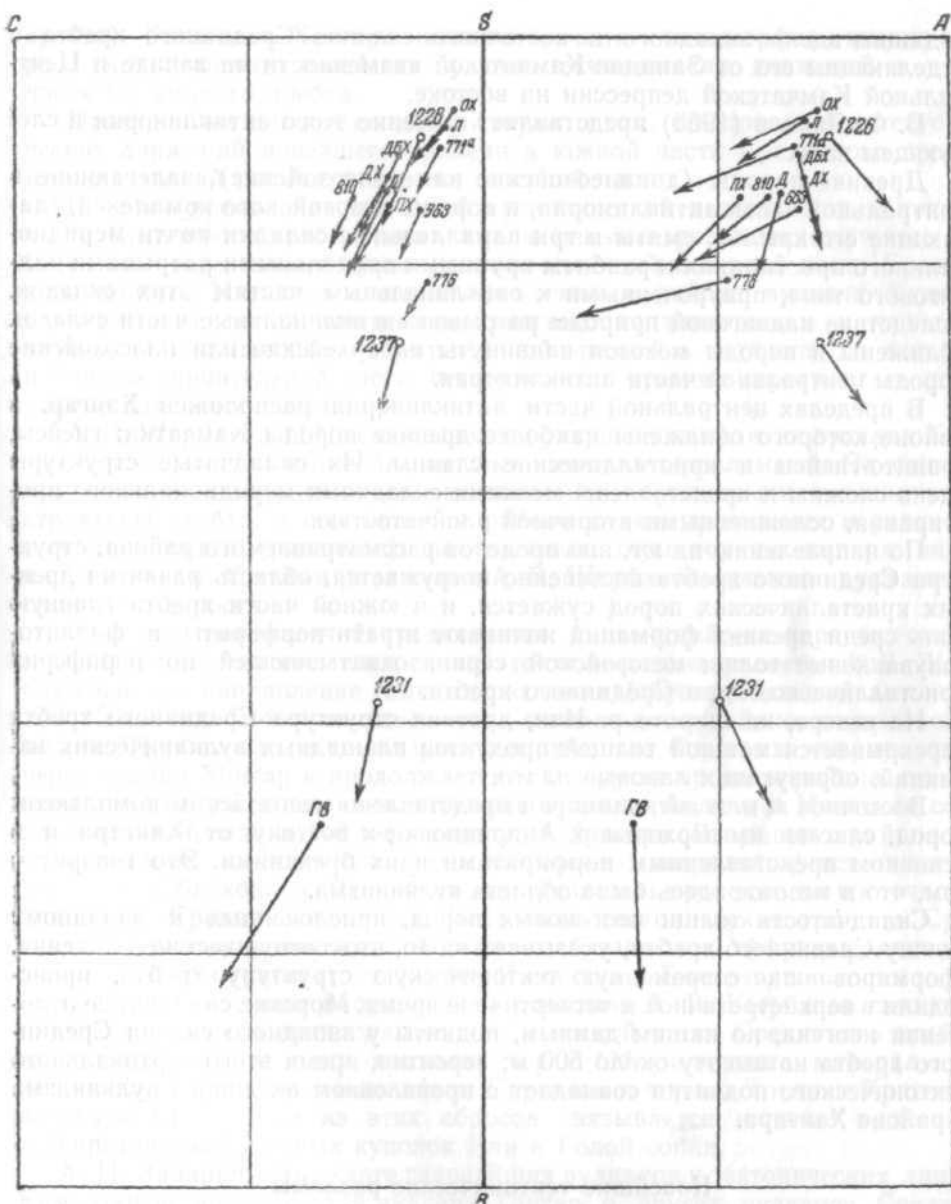
XII — обсидиан Хангара (восточный склон); обр. О X; аналитик О. Н. Кобылина.

Числовые характеристики

	a	c	b	s	a'	f'	m'	e'	n	t	φ
VII	10,3	2,3	12,1	75,3	60,6	21,8	13,3	—	62,5	0,4	11,7
VIII	18,5	1,8	4,9	79,7	50,0	31,0	19,0	—	66,0	—	—
IX	14,0	3,4	12,7	69,9	—	49,7	26,7	19,2	78,0	1,3	21,4
X	14,5	1,2	4,0	80,3	—	52,4	31,0	16,0	66,0	0,2	40,0
XI	11,1	3,9	7,1	77,9	30,0	39,0	31,0	—	66,0	—	—
XII	14,4	1,2	3,3	81,1	36,0	48,0	16,0	—	60,0	—	—

катом, что было отмечено А. Н. Заварицким (1931) для многих камчатских лав, и характеризуются незначительным преобладанием Na над K. Все это типично для лав Камчатки.

Представители основных пород Хангара охарактеризованы анализами базальта и гомеогенных включений в экструзивных дацитах. Последние по составу близки к базальту, что позволяет считать их происхождение сегрегационным. Из приведенной диаграммы (фиг. 21) видно, что по мере повышения основности пород наблюдается некоторое повышение их известковистости.



Фиг. 21. Диаграмма химических составов горных пород Хангара. Цифры и буквы у начальных точек векторов соответствуют обозначениям анализированных образцов, приведенным в табл. 2 и 2а.

Д — средний химический состав дацита по Дели; Л — средний химический состав липарита по Дели.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ВУЛКАНА ХАНГАР

Тектоническая структура фундамента

Южная часть Срединного Камчатского хребта, на западных склонах которого расположена котловина Хангара, представляет собой сложную складчато-глыбовую структуру — антиклинорий, ограниченный разломами, параллельными оси, и поднятый в виде горста по этим разломам, про-

ходящим вдоль западного и восточного склонов Срединного хребта и отделяющим его от Западно-Камчатской низменности на западе Центральной Камчатской депрессии на востоке.

Б. Ф. Дьяков (1955) представляет строение этого антиклинория в следующем виде.

Древние породы (допалеозойские или палеозойские), залегающие в центральной части антиклинория, и породы мезозойского комплекса, слагающие его крылья, смяты в три параллельные складки почти меридионального простирания и разбиты крупными продольными разрывами надвигового типа, приуроченными к синклиналим частях этих складок. Вследствие надвиговой природы разрывов антиклинальные части складок сближены и породы мезозоя надвинуты на архейские или палеозойские породы центральной части антиклинория.

В пределах центральной части антиклинория расположен Хангар, в районе которого обнажены наиболее древние породы Камчатки; гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы. Их складчатые структуры очень сложны и представлены мелкими складками меридионального простирания, осложненными вторичной плейчатостью.

По направлению на юг, вне пределов рассматриваемого района, структура Срединного хребта постепенно погружается, область развития древних кристаллических пород сужается, и в южной части хребта главную роль среди древних формаций начинают играть порфириды и филлитограувакковые толщи мезозойской серии, охватывающем по периферии кристаллическое ядро Срединного хребта.

На севере, на широте р. Ичи, древняя структура Срединного хребта перекрывается мощной толщей продуктов площадных вулканических излияний, образующих лавовые плато.

Восточное крыло антиклинория представлено мезозойским комплексом пород, слагающим верховья р. Андриановки к востоку от Хангара и в основном представленным порфиридами и их брекчиями. Это говорит о том, что в мезозое здесь была область вулканизма.

Складчатость толщи неогеновых пород, приклоненных к западному склону Срединного хребта, указывает на то, что тектонические движения, сформировавшие современную тектоническую структуру хребта, происходили в верхнетретичное и четвертичное время. Морские складчатые отложения неогена, по нашим данным, подняты у западного склона Срединного хребта на высоту около 500 м; вероятно, время эту вертикального тектонического поднятия совпадает с проявлением активного вулканизма в районе Хангара.

Новейшие тектонические разломы и вулканическая деятельность

Вулканические излияния в северной части Срединного хребта сопровождалось дизъюнктивными тектоническими движениями, образовавшими разломы, по которым формировались долины рек. В долинах часто наблюдаются вулканические конусы и лавовые потоки, а также горячие источники.

В южной части Срединного хребта границы тектонических поднятий, выраженные в форме уступов западного и восточного склонов хребта над прилегающими низменностями, в значительной степени затушеваны эрозией.

В морфологии центральных районов южной части Срединного хребта преобладают скульптурные формы рельефа. Горячие источники в этой части Срединного хребта отсутствуют, хотя в районе Хангара имеются признаки их бывшего существования (травертины у северных склонов

хребта). Котловина Хангара является единственным морфологически выраженным участком новейших вулкано-тектонических движений в этой части Срединного хребта.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что проявление тектонических движений новейшего времени в южной части Срединного хребта имело меньший размах, чем в его северной части.

Поэтому проявления новейшей вулканической деятельности в южной части Срединного хребта также имели меньшее развитие, отличаясь от массовых четвертичных вулканических излияний северной части Срединного хребта. Излияния центрального типа в районе вулкана Хангар, начавшись, вероятно, уже в конце неогена, локализовались в кальдере опускания, в дальнейшем превращенной эрозией в котловину, в которой в течение значительной части четвертичного времени проявлялась вулканическая деятельность.

А. В. Щербаков (1940) связывал структурное положение вулкана Хангар с четвертичными линейными тектоническими разломами. Он считал, что помимо тангенциальных дислокаций, обусловивших складчатые структуры хребта, в описываемом районе видны проявления и радиальных дислокаций (разломов), подчиненных двум хорошо выдержанным направлениям. С этими разломами А. В. Щербаков связывал вулканическую деятельность.

Одно из направлений радиальных дислокаций — северо-восточное, совпадающее с направлением складчатости, — рассматривается А. В. Щербаковым как направление главных разломов (сбросов большой амплитуды) Камчатки. Этому направлению в описываемом районе, по предположению Щербакова, соответствуют два разлома. Один из них проходит через вулкан Хангар и продолжается к северу за пределы района, где на этом разломе располагаются потухшие вулканы Аолкан и Ичинская сопка, расположенная в 140 км к северу от Хангара. В пределах района на этом разломе расположены также холодные минеральные источники в долине р. Облуковина. Второй из этих разломов проходит по восточному подножью Срединного хребта. Восточная тектоническая граница Срединного хребта, вдоль которой также наблюдаются эффузивы, связана с образованием грабена долины рек Камчатка и Быстрая.

С северо-западным направлением разломов А. В. Щербаков связывает сбросо-сдвиги и предполагает, что в южной части Срединного хребта их существует два: один проходит через Облуковинские минеральные источники, а другой — по долине р. Кирганик и через источники Красного перевала. Со вторым из этих сбросов связывается наличие в долине р. Кирганик эффузивных куполов Ичи и Голой сопки.

А. Н. Заварицкий на карте главнейших вулканов и тектонических линий Камчатки не намечает для вулкана Хангар и других вулканов Срединного хребта линий тектонических разломов, так как для доказательства таких разломов нет фактических данных.

Предполагаемый А. В. Щербаковым вдоль центральной оси Срединного хребта разлом, связывающий вулканы Хангар, Аолкан и Ичинскую сопку, морфологически не выражен и, по нашим наблюдениям, геологически не доказывается.

ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ХАНГАРА

К концу третичного времени вулканические извержения в Срединном хребте приняли массовый характер и северная часть хребта была покрыта лавами. Вероятно, к этому времени относится начало вулканических излияний в районе Хангара, с которыми связано создание кальдерной

котловины Хангара (площадью 10 X 18 км); внутри нее происходили вулканические извержения центрального типа (фиг. 22).

В течение первого периода извержений андезитовые и базальтовые излияния образовали плоский щитовой вулкан, вершина которого была занята кальдерой (фиг. 23). Вероятно, кальдера соммы Хангара возникла в результате эксплозионной деятельности в связи с изменением химического состава магматического очага, когда андезитовые лавы первого периода вулканических извержений сменились дацитовыми.

Эксплозионные извержения второго периода извержений воздвигли в кальдере щитового вулкана высокий конус Хангара, сложенный дацитовыми брекчиями и в дальнейшем перекрытый экструзиями дацитов (фиг. 24).

После бурных извержений наступил период бездействия вулкана. За это время громадный высокий конус его, вероятно, достигавший в высоту около 3,5 км над уровнем моря, был изрезан глубокими баранкосами.

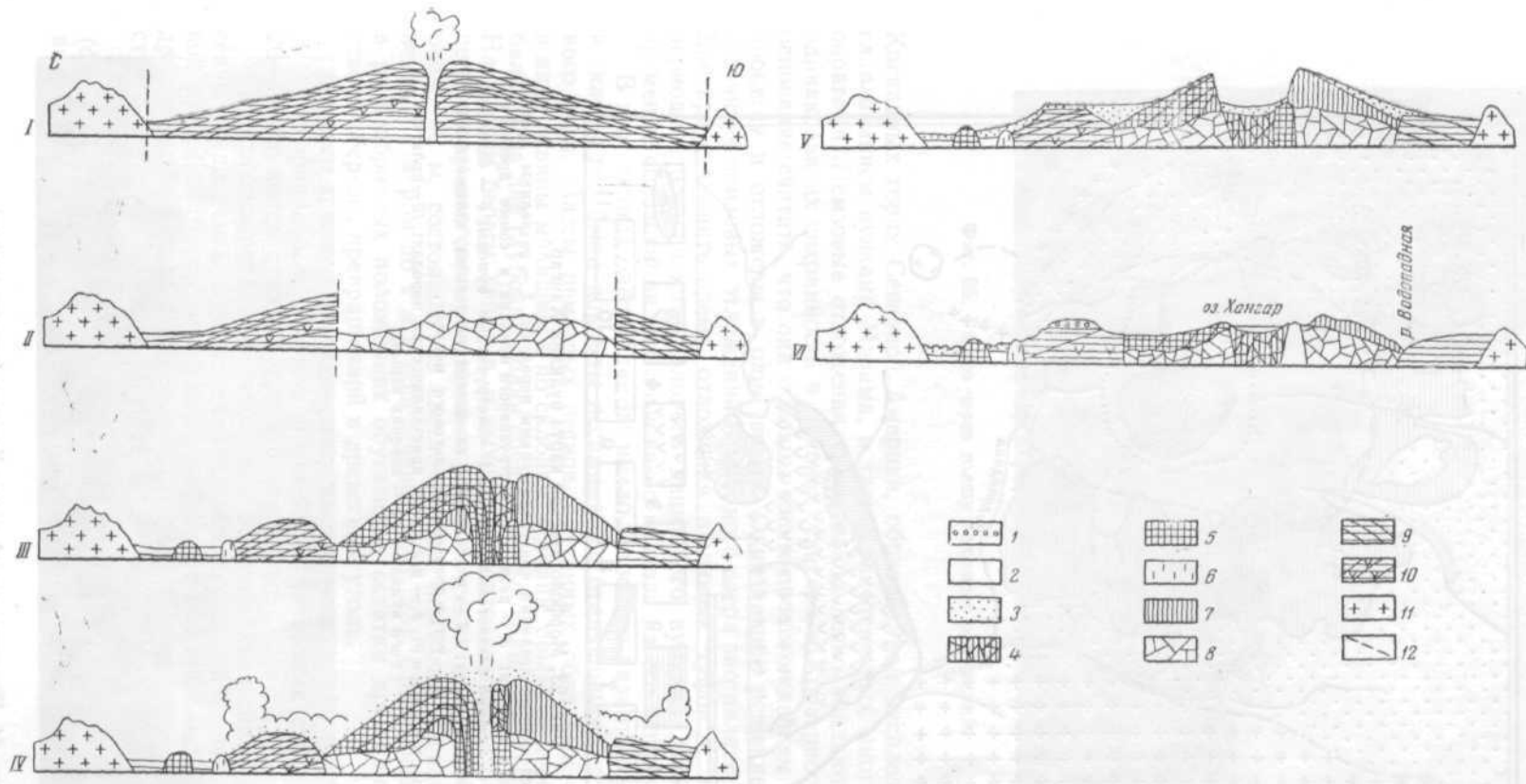
Сравнивая вулкан Хангар с вулканами подобной типа, действовавшими в историческое время, мы можем представить себе общую картину вулканических извержений, в результате которых произошло обезглавливание конуса Хангара.

Началу новых извержений предшествовал длительный период покоя. В закупоренном вулканическом очаге началась кристаллизация, в связи с которой повысилось давление газов. Когда газовое давление внутри магматической камеры превысило прочность вулканического конуса, лавовая пробка, закрывающая кратер, взорвалась и облако пара, насыщенное вулканическим пеплом, поднялось над вершиной. Вслед за этой предварительной стадией извержений внезапно произошли катастрофические взрывы. Лавины, состоящие из раскаленных пеплов и пемзы, окутанные облаками пара, устремились вниз по склонам вулкана.

Когда рассеялись облака газов и пара и наступила тишина, высокого конуса Хангара, покрытого шапкой снегов, уже не было, — на его месте зияла громадная воронка. Длительность периода, предшествовавшего образованию колоссальных эксплозий, по-видимому, была невелика, так как за это время не произошло существенного изменения в типе продуктов вулканизма, следующих после периода покоя; дацитовые пемзы, выброшенные позже, химически тождественны экструзивным дацитам.

Во время периода плинианской деятельности катастрофические взрывы образовали на месте конуса Хангара глубокий эксплозионный кратер размером 1 X 1,5 км. Газовые тучи, наполненные раскаленными обломками пород, выбрасывались вверх или скатывались по склонам вулкана, отлагая мощные толщи пирокластических отложений. Подножье вулкана, ранее расчлененное долинами рек, было засыпано лавинами рыхлых вулканических продуктов, выброшенных вулканом, и превратилось в плоскую равнину, сложенную толщами пемзовых отложений.

Нельзя связать время эксплозивной деятельности, образовавшей толщи пемзовых отложений вокруг Хангара, со временем образования кальдеры, возникшей до начала образования дацитового конуса Хангара. Длительная эрозия, наложившая резкий отпечаток на вулканогенный рельеф кальдеры древнего вулкана, сложенного лавами, не пощадила бы рыхлые пирокластические отложения, современные вулкану, и должна была бы разрушить их прежде всего. Высокие пемзовые террасы, образующие подножье Хангара, лежат на эрозионных поверхностях древнего вулканического фундамента, а местами — на склонах дацитового конуса Хангара и сложены пирокластическими продуктами, выброшенными в период эксплозивной деятельности молодого дацитового конуса вулкана Хангар. Пемзовые плоскогорья, окружающие Хангар, мало чем отличаются от пемзовых плоскогорий окрестностей котловины кратерного озера в

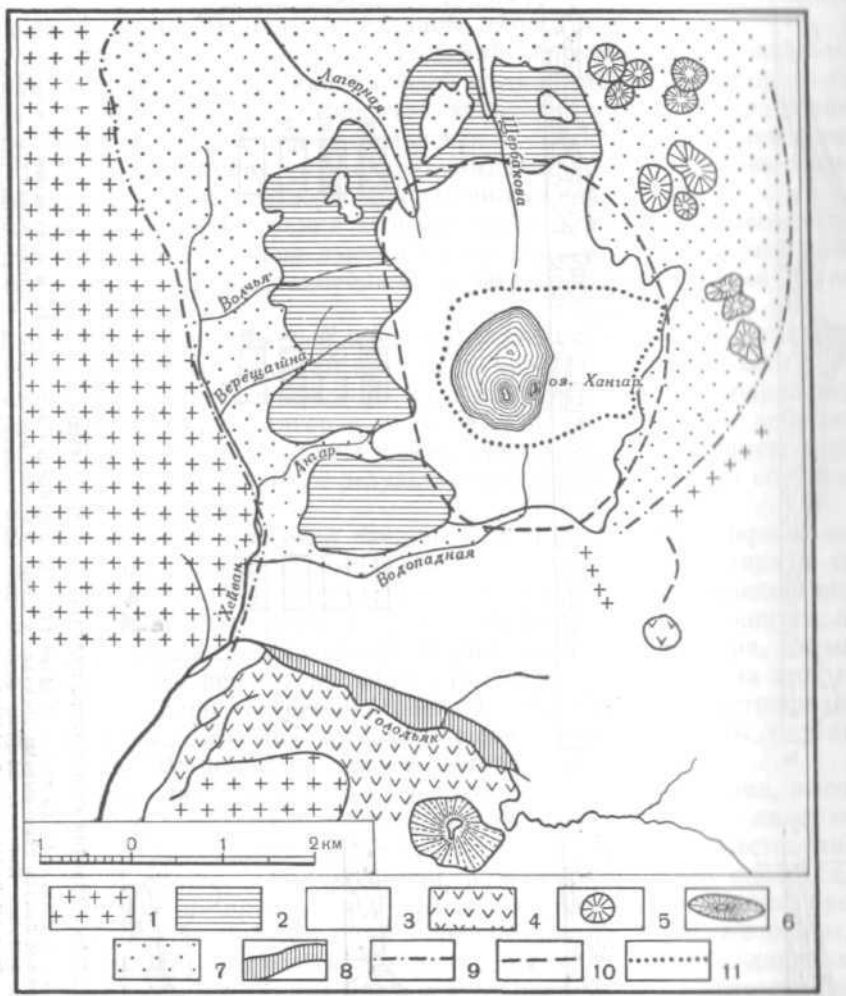


Фиг. 22. Важнейшие этапы развития кальдерного вулкана Хангар (схема).

I — древний полигенный вулкан в кальдере опускания; *II* — развалины древнего вулкана после эксплозивной деятельности и обрушения вершины; *III* — экструзивная стадия деятельности Хангара: массивные дациты перекрывают брекчии на северном склоне вулкана; *IV* — плиннианская деятельность вулкана, раскаленные пемзовые лавины скатываются по склонам Хангара, мощные взрывы уничтожают вершину вулкана; *V* — пемзовые толщи покрывают склоны и окрестности обезглавленного конуса потухшего вулкана; *VI* — в расширенной оледенением и эрозией эксплозивной кальдере Хангара образовалось озеро, подпруженное с севера моренным валом.

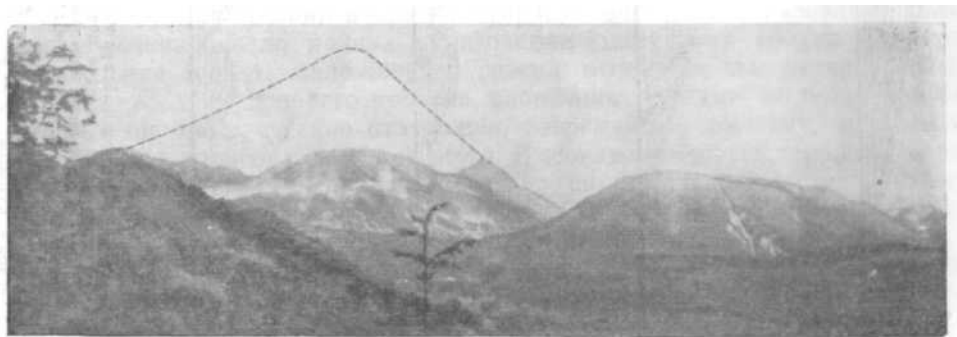
1 — моренные отложения; *2* — ледник; *3* — пирокластические пемзовые отложения; *4* — продукты разрушения дацитовых брекчии; *5* — экструзивные дациты Хангара и куполов; *6* — риолиты куполов; *7* — дацитовые брекчии; *8* — продукты разрушения древнего вулкана; *9* — андезиты; *10* — базальты; *11* — древние кристаллические породы; *12* — сбросы при кальдерообразовании.

(Вертикальный и горизонтальный масштабы равны)

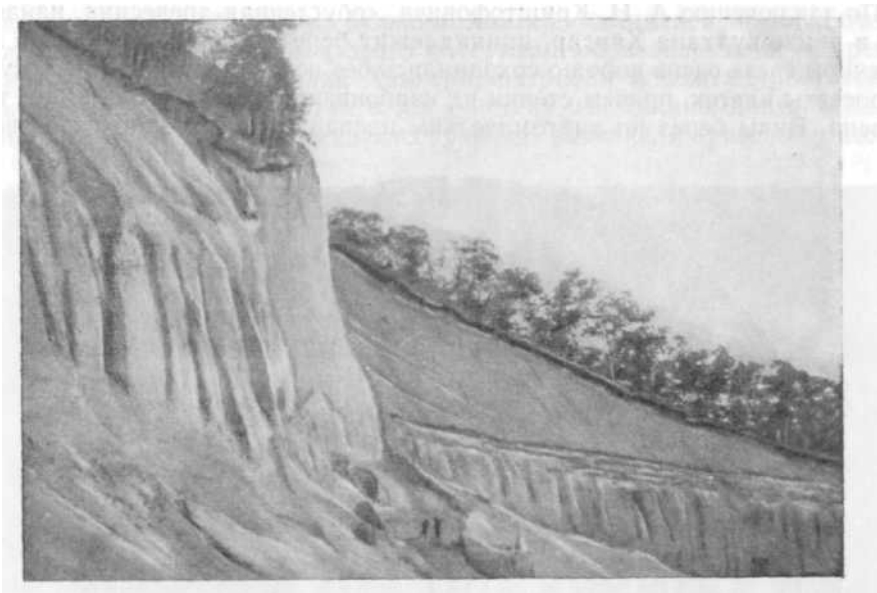


Фиг. 23. Морфологическая карта вулкана Хангар.

1 — горы, сложенные древними кристаллическими породами; 2 — развалины нег о щитового вулкана; 3 — развалины экструзивного вулкана в сомме древнего вулкана; 4 — древний базальтовый покров; 5 — экструзивные куполы; 6 — базальтовый шлаковый конус; 7 — плоскогорье, сложенное пемзовыми отложениями; 8 — уступ древнего базальтового покрова.
 Границы кальдер: 9 — в древних кристаллических породах; 10 — полигенного вулкана; 11 — воронки взрыва.



Фиг. 24. Первоначальный конус Хангара (реконструкция),



Фиг. 25. Пемзовые террасы.

Каскадных горах Северной Америки, образованной эксплозивным обезглавливанием вулкана Мазамы, и также расчлененных многочисленными оврагами. Пемзовые отложения чрезвычайно легко поддаются эрозии, и одинаковая их сохранность в районах Хангара и Кратерного озера дает основание считать, что они обязаны своим происхождением одинаковому процессу и отложены в одно время. Однозначное решение вопроса об источнике пемзовых отложений Кратерного озера заставляет и для района Хангара связывать время отложения пемзовых туфов с эксплозивным периодом деятельности молодого дацитового вулкана Хангар, т. е. со временем образования эксплозивного кратера на его вершине.

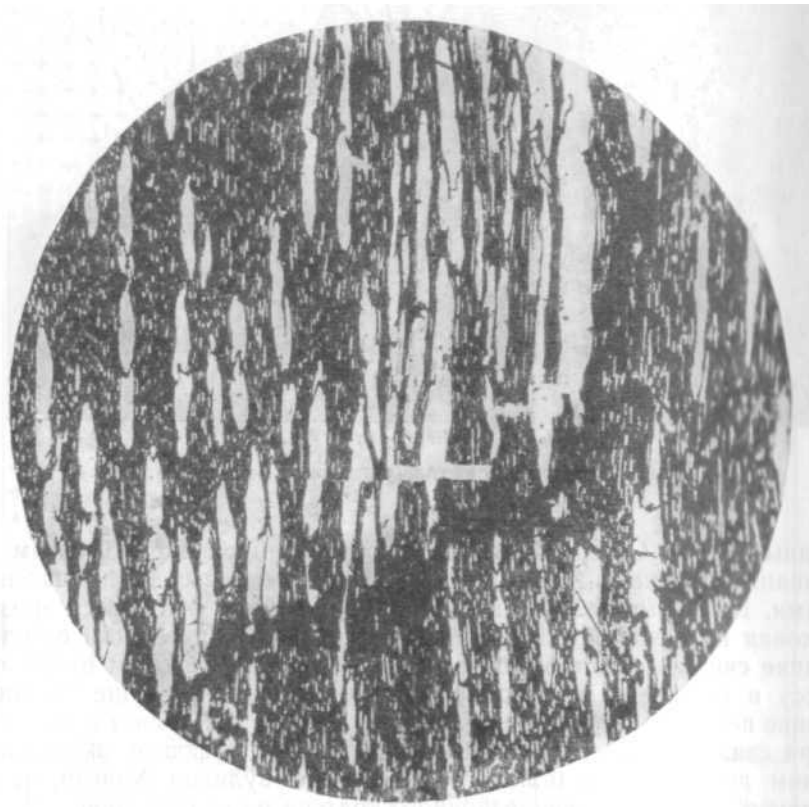
В этот период оледенение не имело широкого развития и долины рек и склоны гор были покрыты лесами, мало отличающимися от современного леса. Массы пемзовых песков, окутанных облаками пара и газа, в виде лавины мчавшиеся по склонам вулкана, срывали деревья и погребали их на дне глубоких долин среди мощных толщ пемзовых отложений. На правом берегу Хейвана, у выхода из котловины Хангара, можно видеть толщу неотсортированных пирокластических отложений мощностью около 60 м, состоящих из светло-желтых пемзовых песков с глыбами пемзы размером до 1 м в поперечнике (фиг. 25). Среди песков рассеяны в разнообразных положениях обугленные остатки древесины — обломки стволов березы, превращенной в древесный уголь.

Остатки древесины разделяются на два типа:

- а) неправильные обломки обугленных древесных стволов размером 20—50 см; концы стволов угловато обломаны;
- б) лигнитизированные небольшие обломки древесины, которые рассеяны среди пемзы в виде неправильных скоплений пылеватой коричневой древесной массы, мажущей руки. Эти скопления лигнитизированной древесины в меньшей степени сохранили форму обломков древесных стволов.

Из обугленных обломков древесины были сделаны шлифы древесины (фиг. 26) по трем сечениям и переданы на заключение А. Н. Криштофовичу и А. А. Любер.

По заключению А. Н. Криштофовича, «обугленная древесина, найденная в пемзе вулкана Хангар, принадлежит березе *Betula camcsh.* На поперечном срезе очень хорошо сохранились без искажений и смятия сосуды и просветы клеток, причем стенки их карбонизированы, а уголь имеет тип фюзена. Виды берез по анатомическим препаратам, особенно березового



Фиг. 26. Микрофотография обугленной ископаемой древесины

угля, не определимы, но вернее всего, что эта береза принадлежит к виду *Betula Ermani* каменной или Эрманновой березы, широко распространенной на Камчатке, особенно на склонах горных возвышенностей».

Сохранность обломков угля, отсутствие минерализации пор и вид березы позволяют утверждать, что время отложения пемзовых террас, заключающих остатки древесины, не может быть отодвинуто в геологическое прошлое более, чем на несколько десятков тысяч лет. Таким образом, к этому же времени относится мощная эксплозионная деятельность вулкана Хангар, результатом которой явилось его обезглавливание.

Карбонизация древесины, по мнению А. Н. Криштофовича, мнилась результатом обугливания под действием высокой температуры.

А. А. Любер при микроскопическом изучении срезов угля обнаружила, что древесина фюзенизирована не полностью; это привело ее к выводу о том, что процесс фюзенизации древесины происходил без обжига, в результате длительного окисления древесины в холодной среде, так как при обжиге должна была бы произойти полная фюзенизация. Однако наличие витренизированных участков во внутренних частях фюзенизированных клеток свидетельствует против заключения А. А. Любер.

Нахождение обломков стволов обугленной древесины среди мощных

пемзовых отложений вокруг вулкана Хангар заставляет предполагать, что лавины раскаленного пемзового материала, образовавшиеся во время катастрофических извержений Хангара, погребли и сожгли растительность на его склонах. При этом в тех участках, где склоны Хангара были покрыты ледниками, вследствие их таяния возникали грязевые потоки



Фиг. 27. Слоистые и перемытые пемзовые террасы в подножьях Хангара.

с более низкой температурой; поэтому там обугливания древесины не происходило, и впоследствии она была лигнитизирована. Примеры обугливания древесины, захваченной раскаленными пемзовыми лавинами или раскаленными облаками, многократно приводились в литературе. Действие такого рода горячих облаков проявилось при извержении вулканов Катмаи (в 1912 г.), Пеле (в 1902 г.) и многих других вулканов, действовавших в историческое время. Происхождение пемзовых отложений вокруг Хангара предыдущие исследователи объясняют переотложением продуктов вулканических извержений реками.

К. И. Богданович (Bogdanowitsch, 1904) и А. В. Щербаков (1940) обратили внимание на слоистый и перемытый состав отложений на некоторых участках пемзовых террас вокруг Хангара (фиг. 27), залегающих, как указывал К. И. Богданович, «равномерными горизонтальными пластами». А. В. Щербаков сделал из этого вывод о том, что все пемзовые террасы вокруг Хангара образовались в результате работы рек и являются переотложенными продуктами извержений вулкана Хангар. А. В. Щербаков указывал, что среди этих отложений содержатся немногочисленные гальки гранита и гнейса. Предположение А. В. Щербакова можно толковать следующим образом: во время извержения вулкан выбросил на склоны большие массы рыхлых продуктов, которые в дальнейшем были смыты водными потоками и отложены в долинах рек в виде горизонтальных террас, состоящих из слоистых рыхлых пемзоносных отложений.

Если допустить возможность образования мощных пемзовых речных террас путем аккумуляции, то они должны вниз по течению Хейвана иметь

продольный профиль, параллельный продольному профилю русла Хейвана, т. е. реликты пемзовых террас высотой более 60 м должны Пыли бы существовать до самого устья Хейвана, чего в действительности не наблюдается.

Объяснение условий образования широкого плоского подножья вокруг Хангара, сложенного пемзовыми отложениями, основано на аналогии между заключительной стадией вулканического извержения Хангара и вулканической катастрофой, происшедшей в 1912 г. на Аляске при извержении вулкана Катмаи (Fenner, 1926). Мощные эксплозии обезглавили конус вулкана Катмаи, на месте которого образовалась глубокая кальдера. Гористый расчлененный рельеф окружающей местности оказался погребенным под мощной толщей рыхлых вулканических выбросов; эта толща образовала равнину, имевшую незначительный уклон и чрезвычайно сходную с расчлененным уже в результате деятельности эрозии плоскогорьем, окружающим Хангар и сложенным пемзовыми толщами. Заметим, что образование мощных толщ пемзовых песков в долине 10 000 дымов западнее вулкана Катмаи вначале приписывали действию катастрофических эксплозий, обезглавивших конус Катмаи (Griggs, 1918). Однако дальнейшие исследования показали, что неслоистые песчаные массы, слагающие главную часть толщи, были образованы раньше, чем продукты извержений из кратера Катмаи, которые представлены слегка слоистыми туфами, залегающими поверх песчаных масс.

Пемзовые отложения подножья Хангара образованы в связи с обезглавливанием вулкана, но не за счет материала, слагавшего вершину конуса Хангара, так как обломков дацитов Хангара в пемзовых толщах встречается мало, а пемза, как таковая, не являлась материалом, которым был сложен конус вулкана. Очевидно, образование пемз происходило одновременно с обезглавливанием Хангара при вскипании кислых лав, поднимавшихся из магматического очага во время внезапного уменьшения давления. Стекловатая бомба, встреченная на западном склоне Хангара вблизи его гребня, состоит из кислого стекла, которое не встречается среди пород, слагающих Хангар.

Не менее подходящим примером для сравнения с вулканом Хангар является Кратерное озеро в Каскадных горах Орегона (Williams, 1941), где подобная катастрофа, тоже закончившаяся обезглавливанием вулканического конуса высотой около 4 км, произошла, судя по геоморфологическим данным, примерно в одно время со взрывом Хангара. Окрестности Кратерного озера были засыпаны мощными толщами пемзовых отложений. Это событие Х. Вильямс относит ко времени первобытных индейцев, от которых сведения о величественном конусе вулкана и о происшедшей катастрофе дошли до наших дней.

Если сопоставить морфологию и продукты извержений всех трех указанных вулканов, то между ними наблюдается большое сходство.

Мы обращаемся для решения вопроса о типе вулканического извержения Хангара и о происхождении пемзовых террас к двум описанным выше примерам по следующим соображениям.

Сравнение Хангара с Кратерным озером в Орегоне (табл. 3) дает возможность сопоставить продукты и морфологию вулканических аппаратов, очень близких по типу. Сравнение же вулканов Хангара и Катмаи позволяет на основании фактических данных о динамике извержения вулкана Катмаи сделать ряд предположений о динамике извержения вулкана Хангар.

Данные табл. 4, позволяющие сравнить вулканизм южной части Среднего хребта на Камчатке и Каскадных гор Северной Америки, указывают на близость по времени извержений вулканов Хангар и Кратерного озера.

Сравнительные данные по вулканам Хангар, Кратерное озеро, Катмаи и продуктам их извержений

Характеристики	Хангар	Кратерное озеро	Катмаи
Время эксплозионной деятельности	Верхнечетвертичное; в конце эпохи древнего оледенения	Послеледниковое: 5—10 тыс. лет тому назад	1912 г.
Характеристика последнего вулканического пароксизма	Эксплозионная деятельность и «обезглавливание» вулкана	То же	То же
Высота вулкана до обезглавливания	Вулкан высотой 3,5 км был покрыт ледниками; окрестности вулкана — горная местность	Вулкан высотой 4 км был покрыт ледниками и расположен в горной местности, прорезанной каньонами	Конус вулкана имел высоту 2286 м. Вулкан находился среди сильно расчлененного горного рельефа
Современный вид вулкана	Кратер шириной 1,5 км с озером на дне; высота стенок кратера над озером — до 700 м. В южной части озера — два островка экструзивного происхождения. Стенки сложены продуктами экструзий и брекчиями. После извержения подножье вулкана было засыпано вулканическими продуктами, образовавшими вокруг него равнину. Реки, возобновившие свои долины по старым направлениям, промыли плато, сложенное пемзовыми отложениями	Кальдера шириной 7 км с озером на дне; высота стенок над дном кальдеры — до 600 м. Над озером возвышается молодой вулканический конус, два других находятся под водой. Окрестности были засыпаны пемзовыми отложениями, образовавшимися при взрыве вулкана и выровнявшими его подножье. Позднее каньоны вновь прорезали местность	Кальдера (кратер) шириной 3—4 км, частично занятая озером; глубина кальдеры — от 600 до 1100 м. Вблизи центра кальдеры — маленький молодой вулканический конус. Стены кальдеры сложены лавовыми потоками. Прежний рельеф района вокруг вулкана погребен под вулканическими выбросами; образована слабо покатая равнина
Мощность рыхлых отложений вокруг вулкана	Более 60 м по долине р. Хейван, 20—50 м по ее притокам, 5—6 м — на верхней поверхности соммы Хангара	Мощность пемзовых отложений по долинам рек превышает 80 м	Мощность пемзовых отложений, составляющая более 30 м, в центре долин увеличивается
Площадь распространения пемзовых отложений	В долине Хейвана отложения встречаются на расстоянии 10—12 км от вулкана, где они имеют мощность около 60 м. Если они распространялись в виде лавины, то в устье Хейвана их мощность достигала 10—12 м	«Потоки» туфа отложились на расстоянии более 35 км по долинам рек; в 80 км от кальдеры мощность пемла достигает 4 дюймов	На расстоянии около 160 км, у Кодиака в течение 60 час. был густой мрак, выпал дождь из вулканического пемла, образовавший отложения, под тяжестью которых было повреждено много домов. Вулканическая пыль выпала в Ванкувере и Виктории (Британская Колумбия) в 2100 км от вулкана

Характеристики	Хангар	Кратерное озеро	Катман
Характеристика отложений, состав, текстура	<p>Нижние части террас: пемзовый песок с обломками дацита и пемзы. Глыбы пемзы диаметром до 1 м. Дацит светло-серый, легкий; отличается от экструзивного дацита Хангара лейкократовым обликом и является более кислым. Много полосчатых стекловатых дацитов, не участвующих в строении сохранившейся части конуса вулкана</p> <p>Верхняя часть террас: светло-серые и белые пемзовые пески с небольшим количеством обломков лав, отдельными кристаллами и мелкими раздробленными пылеватыми частицами пемзы меньших размеров. Вулканические бомбы с поверхностью типа «хлебной корки»</p>	<p>Нижние части террас (первые потоки): пески и пемзы белого цвета с небольшим содержанием кристаллов; куски пемзы величиной с человеческую голову</p>	<p>В основании отложений залегают светло-серая и белая риолитовая пемза, обломки старой лавы, темно-серых и красных андезитов, обломки ассимилированных лав, пепел без угловатых обломков. Обломки в тонком пепле достигают в диаметре 10 см и более. На поверхности этих отложений лежат менее мощные, равномерно распределенные отложения пепла</p>
Слоистость пемзовых отложений	<p>В пемзовых высоких террасах слоистость и сортировка отсутствуют. Иногда более крупные обломки и валуны локализуются в отдельных участках. В верхних частях террас у склонов Хангара наблюдается тонкая слоистость при мощности слоистого горизонта 10—30 см. В нижних террасах, расположенных вдоль долин современных рек, слоистость наблюдается; она имеет аллювиальное происхождение</p>	<p>Отложения пемзовых террас в большей их части не отсортированы. В верхней части пемзовых террас слоистость наблюдается на большой территории; обусловлена она кирпично-красными отложениями</p>	<p>Отложения по внешнему виду однородны, но местами можно видеть темные линии и полосы наслоения, которые четко выражены. Пеплы терминальных извержений Катман лежат поверх пемзовых «потоков»</p>
Растительные остатки в пемзовых террасах	<p>Встречаются небольшие обломки обуглившейся древесины, неправильно разбросанные в толще пемз. Фюзенизированный обломок в пемзовой толще по правой стороне долины р. Хейван принадлежит современному виду березы Эрмана</p>	<p>После первой стадии терминального извержения леса, росшие на склонах вулкана, были сожжены; обломки обуглившейся древесины находятся в пемзовых отложениях, так же как и обуглившиеся пни</p>	<p>Деревья и трава вокруг вулкана на расстоянии нескольких километров были обуглены в результате первой стадии извержения</p>
Объем продуктов извержений	<p>Объем пемзовых отложений — свыше 2 км³</p>	<p>Объем пемзовых отложений — около 3,5 куб. миль</p>	<p>Объем туфов — более 3,9 км³, вес — 6,750 млн. т</p>

Характеристики	Хангар	Кратерное озеро	Катман
<p>Пункты извержения и способ переноса продуктов извержения</p>	<p>Извержения происходили из вершинного кратера. Сходство продуктов извержения во время обезглавливания Хангара с продуктами вулканической деятельности вулканов Кратерного озера и Катман заставляет считать, что процесс извержения Хангара протекал так же, как и у указанных вулканов. Ближе всего история Хангара сходна с историей Кратерного озера. Окатанные валунные отложения в толщах пемзовых террас, вероятно, образованы за счет ледниковых отложений</p>	<p>Извержения происходили из вершинного кратера. Вначале были выброшены пеплы и вулканический песок. Пепел падал из огромных облаков, имевших форму цветной капусты. Беловато-серый покров пепла покрыл местность вокруг на тысячи кв. миль. На склонах вулкана валы из пепла достигали в толщину свыше 50 футов. Пепел был раскален и лес вокруг обуглился</p> <p>Во вторую фазу извержения были выброшены пары воды, нагруженные раскаленными добела пеплом и пемзой. Облака разделились на много ветвей и устремились по склонам вулкана с большой скоростью в виде лавин, из которых на дне каньона отлагались толщи рыхлых материалов. Лавины распространились по долинам рек на расстояние более 35 миль и были раскалены. Следующие по времени лавины отличались по составу: они состояли из облаков белой пемзы в темном пепле, вероятно, происходя из нижнего уровня истощившегося магматического резервуара</p>	<p>Рыхлые раскаленные туфы извергались из выходов, расположенных в долине у западного подножья вулкана вдоль трещин, где ныне находятся fumarоллы из побочного конуса Новорупта, расположенного к западу от вершины Катман. Позднее начались извержения пепла со светло-серой пемзой из кратера Катман. Туф не был выброшен вверх, как это бывает при обычных извержениях, при которых продукты выбросов равномерно покрывают всю местность, — он распространялся, как поток, по понижениям рельефа и по долинам, заполняя и сравнивая их с окружающей местностью. Деревья и трава, захваченные этим потоком вулканического материала, совершенно обуглены; это указывает на то, что поток обладал высокой температурой, а не распространялся в виде грязевых лавин. У краев отложений деревьев лежат так, как будто они были повалены ветром. Феннер установил, что отложение образовано экстразией сухой горячей массы, из песка и пемзы</p>

**Сравнение вулканизма районов южной части Срединного хребта
на Камчатке и Каскадных гор в Северной Америке**

Время	Срединный хребет (южная часть)	Каскадные горы (Williams, 1941)
Послеледниковый период	Эрозия вулканов, переотложение продуктов их извержений. Прекращение вулканической деятельности Образование пирокластического конуса на поверхности лавового покрова долины Голодьк. Продолжение излияний базальтов в долине р. Голодьк, у южных склонов Хангара	* Прекращение вулканической деятельности. Эрозия вулканов Излияния базальтовых (и липаритовых) лавовых потоков не прекращались в течение всего периода деятельности «андезитовых» вулканов. Потоки изливались по трещинам у подножий конусов до послеледникового времени
Ледниковый период	Заполнение кальдеры Хангара ледником. Обезглавливание Хангара и образование кратера. Начало образования базальтового покрова в долине Голодьк. Экструзии дацитов Хангара. Экструзии лав амфиболо-биотитовых андезитов (вулкан Левинсон-Лессинга). Извержения эксплозионного типа, образовавшие дацитовые брекчии Хангара. Андезитовые излияния и образование соммы Хангара	Обезглавливание вулкана Мазама и образование Кратерного озера. Главный период роста вулканов Мазама, Худ, Шаста, Реньер. На эродированных остатках щитовых вулканов и рядом с ними поднимаются высокие сложные конусы Каскадной «Небесной линии», сложенные пирокластическим материалом и экструзивными лавами андезитового и липарито-дацитового типа
Плиоцен	Образование щитовых вулканов базальтового андезито-базальтового состава, извергавших лавы, растекавшиеся на большое расстояние [развалины вулканов Хангар и Левинсон-Лессинга; диаметр основания последнего, по Харкевичу (1937), — 20 км]. Излияния базальтовых лав, залегающих на гранито-гнейсах к югу от Хангара и в фундаменте Хангара	Образование щитовых вулканов, извергавших основные андезиты и базальты. Развалины этих вулканов — Юнион-пик. Похолодание климата сравнительно с климатом миоцена

Примечание. В Каскадных горах Северной Америки, так же как в Срединном хребте на Камчатке, время и тип вулканической деятельности в разных частях хребта были различны.

Только на месте вулкана Мазама образовалась в конце плейстоцена крупная кальдера взрыва (Кратерное озеро). Деятельность многих вулканов в послеледниковое время сопровождалась формированием кислых риолитовых куполов и лавовых потоков.

Дольше всех сохранял свою активность вулкан Лассен-пик, расположенный в южной части Каскадных гор. Последние извержения его произошли в 1914—1917 гг. Этот район и ныне вулканически активен (Горячие ключи).

Приведенные сравнительные данные указывают на большое сходство основных черт вулканизма четвертичного времени Срединного хребта на Камчатке и Каскадных гор.

Во время вулканической деятельности конца третичного периода и в течение нижнетретичного времени тип излияний северной части Срединного хребта отличался от типа излияний вулканов южной части Срединного хребта. В конце плиоцена в северной части Срединного хребта началось образование мощных лавовых плато, над которыми в четвертичное до- и послеледниковое время поднялась целая серия андезитовых

и риолито-дацитовых вулканов (Ичинская сопка, Анаун, Чингей-Ингей и др.). Кальдерообразования типа Хангара здесь не происходило. Наиболее долго сохраняла активность, вероятно, Ичинская сопка (Новограбленов, 1932).

Таким образом, вулканические излияния в северной части Срединного хребта продолжались дольше, чем в южной его части.

Сравнимая состав и морфологию пемзовых отложений Хангара с пирокластическими отложениями вулканов Катмаи и Кратерного озера, мы пришли к выводу, что между ними существует большое сходство и что деятельность вулканов Хангар и Кратерное озеро почти совпадала по времени.

Как показано выше, высокие пемзовые террасы вокруг вулкана Хангар не являются результатом водного переотложения продуктов его вулканической деятельности, как это предполагали К. И. Богданович и А. В. Щербаков, а образованы в результате отложения вокруг него рыхлого вулканического материала, выброшенного во время эксплозионных извержений. Извержения происходили в виде раскаленных газовых туч (пелейский или плинианский тип) или в форме извержений типа Вулкано, образующих обильные выбросы вулканического пепла.

Раскаленные лавины пепла и пемз скатывались по склонам вулкана и отлагались у его подножия, заполняя долины рек мощными толщами рыхлых пемзовых отложений, выровнявших пересеченную местность вокруг вулкана.

В результате таяния ледников, покрывавших вулкан в период «обезглавливания», а возможно, и благодаря дождям, происходящим часто во время извержения, на склонах вулкана могло иметь место также образование грязевых потоков (горячих и холодных), отложения которых лишены сортировки. Галечные прослой, залегающие среди толщ пемз, вероятно, формировались в результате деятельности потоков, образовавшихся позднее при таянии ледников на склонах Хангара.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАЙОНА ВУЛКАНА ХАНГАР

Современный рельеф района вулкана Хангар сформирован в результате изменения под влиянием тектоники, вулканизма и эрозии верхнетретичного рельефа южной части Срединного хребта.

При этом рельеф района, лежащего вне котловины Хангара, испытал в четвертичное время воздействие главным образом эрозионных процессов, протекавших на фоне общего тектонического поднятия Срединного хребта.

Рельеф внутри котловины Хангара был несколько раз коренным образом перестроен процессами вулканизма и эрозии.

В верхнетретичное время перед началом вулканических излияний центрального типа рельеф был гористым и главные речные долины находились там же, где и современные. Это подтверждается находками третичных отложений, залегающих в виде «островов», вытянутых вдоль современных речных долин выше их выхода на западную равнину, среди древних кристаллических пород, слагающих склоны гор.

А. В. Щербаков (1940) указывает на находки конгломератов с флорой предположительно плиоценового возраста, что говорит о континентальных условиях отложения конгломератов в долинах, прорезавших склоны Срединного хребта в плиоценовое время. Ныне неогеновые конгломераты местами подняты на высоту более 100 м.

Наши находки морских осадков с фауной и флорой неогена в устье Хейвана свидетельствуют о верхнетретичных морских ингрессиях по долинам рек в невысокую горную страну, которую представлял в то время Срединный хребет.

В некоторых участках района лавы древних излияний центрального типа и базальтовые лавовые потоки консервируют формы рельефа, сложенные древними кристаллическими породами.

Лавовые потоки, стекавшие на запад со склонов древнего вулкана, выше разрушенного и представляющего останцы соммы Хангара, облекая склоны древней долины Хейвана, позволяют установить, что ширина этой долины в то время была значительно больше, чем ныне, когда р. Хейван оттеснена вулканическими излияниями к западным склонам котловины.

В формировании рельефа района в этот период важную роль играло также древнее оледенение, наложившее своеобразную скульптуру на эрозионно-тектонические формы рельефа.

Древнее оледенение северо-востока Азии, по мнению К. И. Богдановича (1899), наступило позднее ледникового периода в Европе и соответствовало концу плейстоцена. К. И. Богданович относил образование вулкана Хангар к доледниковому времени.

По Г. М. Власову и Ю. Ф. Чемякову (1949), периоды древнего оледенения на Камчатке разделены большим промежутком времени, поэтому их нельзя считать фазами одного оледенения. Время первого оледенения эти авторы относят к нижнему плейстоцену, после которого наступают опускание и морская трансгрессия, а также вулканические излияния и длительная эрозия. Второе оледенение приурочено к верхнему плейстоцену.

Многочисленные следы древнего оледенения и ледниковые отложения широко развиты в районе вулкана Хангар. Большинство рек течет в троговых долинах и берет начало из ледниковых цирков и каров. На поверхности верхних скульптурных террас крупных рек наблюдаются многочисленные бугры и впадины, среди которых рассеяны ледниковые валуны. Эти черты рельефа — результат деятельности послеледниковых вод и отложения поддонных морен (Щербаков, 1940).

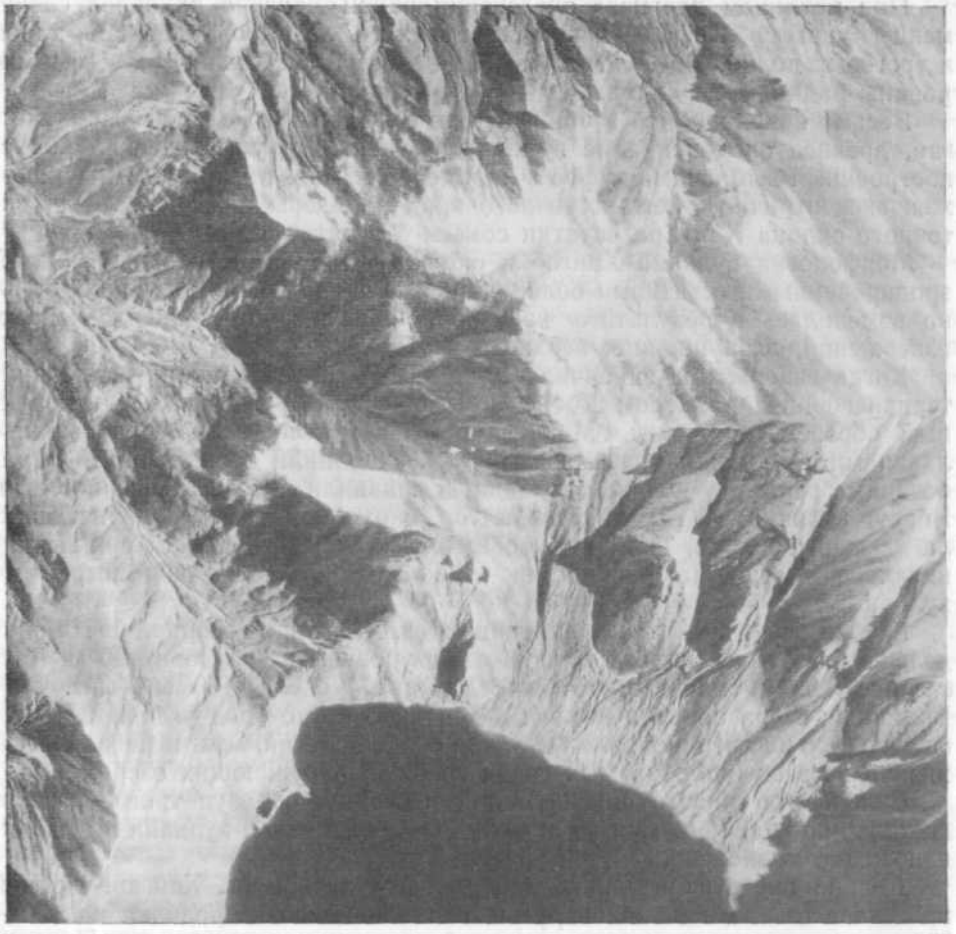
Водораздельная часть Срединного хребта, лежащая к востоку от Хангара, в верховьях р. Андриановка, представляет собою типичный горнодолинный ландшафт. Здесь широко распространены громадные ледниковые цирки и кары, а реки врезаются в виде каньонов в днища ледниковых трогов и образуют водопады на уступах ледниковых цирков. На водоразделе хребта в верховьях рек расположены сквозные перевалы с цепочками ледниковых озер. Образование этих сквозных перевалов связано либо с разрушением задних стенок сопряженных ледниковых цирков, либо с ледниковой переработкой ранее существовавших эрозионных перевалов.

Ярким примером перевала последнего типа является перевал в верховьях р. Колпаковой; это узкая сквозная долина, образованная в результате ледниковой обработки. По этой перевальной долине вытянулись цепочкой ледниковые озера, расположенные ярусами. К востоку от Хангара в верховьях р. Левая Андриановка имеется сквозной перевальный трог. Существование сквозных перевальных трогов является доказательством свободного перетекания ледников во время древнего оледенения между двумя основными системами ледников различных долин. Существуют многочисленные примеры высоко расположенных сквозных перевальных трогов, которые являлись ледосборами и образованы в результате экзарации сопряженных каров.

Ледниковые формы рельефа и моренные отложения, широко распространенные в долине Хейвана, в нижнем течении реки относятся к более древнему периоду или к эпохе оледенения.

Прекрасно образованный ледниковый трог р. Кваген несет особенно отчетливые следы древнего оледенения.

Троговая долина р. Голодык, существовавшая до излияния базальтов, которыми сложен долинный лавовый покров, была, вероятно, сформиро-



Фиг. 28. Кратер вулкана Хангар, северный склон (аэрофотоснимок).

Озеро, занимающее кратер (черное внизу снимка), окружено каменистыми склонами. В северной части у озера начинается широкая долина, по которой спускался древний ледник. В настоящее время озеро подпружено в верховьях долины мореной, состоящей из крупных валунов.

вана во время древней эпохи оледенения. Верховья этой троговой долины заполнены мелкообломочными аккумулятивными отложениями вследствие подпруживания долины в среднем течении базальтовыми потоками.

На поверхности лавового покрова наблюдаются многочисленные валуны древних кристаллических пород и террасовидные уступы ледникового происхождения, образованные во вторую эпоху оледенения.

Ледниковые цирки и кары, относящиеся к этой эпохе оледенения, открываются на поверхности лавового покрова, а их днища круто падают к этой поверхности. Это доказывает, что днища ледниковых цирков не являются переуглубленными по отношению к лавовому покрову.

Шлаковый конус р. Голодьк был образован после второго оледенения, в противном случае он был бы разрушен ледниками, спускающимися на лавовый покров из ледниковых цирков.

Часть лавовых потоков излилась вдоль левого склона долины р. Хейван. Поверхность покрова в долине Голодьк в дальнейшем была прорезана вдоль северного борта долины каньоном реки, углубившей свое русло до прежнего уровня древней долины.

Под влиянием древнего оледенения район Хангара приобрел современные черты рельефа — живописную систему ледниковых цирков, каров и троговых долин. На склонах древнего щитового вулкана были сформированы радиальные долины.

Весьма вероятно, что в образовании кальдеры, в которой вырос Хангар, древнее оледенение не принимало участия. Вулканический конус, построенный выбросами туфов в кальдере соммы Хангара, был расположен эксцентрично у юго-восточного края кальдеры, поэтому у юго-восточного склона Хангара остатки соммы отсутствуют.

Морфология вулкана Хангар и окружающей его котловины, занятой эродированными остатками более ранней вулканической постройки, сильно изменилась в результате кратковременных мощных эксплозионных извержений, разрушивших верхнюю часть конуса.

Когда извержения закончились, на месте конуса вулкана зияла кратерная воронка размером 1 X 1,5 км. Окрестности вулкана были коренным образом изменены. Мощные пемзовые отложения, образованные лавинами раскаленных пемзовых песков, заполнили долины, ранее выработанные реками у склонов вулкана, и сравняли их с возвышенностями. Вокруг вулкана, до самых склонов гор, окружающих котловину, возникла плоская равнина. Толщи пемзовых отложений по долинам рек выклинивались только на расстоянии нескольких десятков километров от вулкана.

Гребни береговых гор, окружающих оз. Хангар, в северной части разделены перевалом, высота которого над уровнем озера равна 20 м. Расстояние между склонами гребней Хангара — около 150 м (фиг. 28). В сторону озера перевал наклонен довольно круто (под углом 40—50°); спуск с него на внешний склон вулкана более пологий. Этот перевал самый низкий из всех наблюдаемых среди гребней, окружающих озеро.

Склоны гор полого спускаются к перевалу, образуя трогообразную долину, протягивающуюся на внешний северный склон вулкана и выходящую к его подножью.

Долина представляет наиболее удобный путь к оз. Хангар. По ней протекает только небольшой ручей, начинающийся из родника на 150—200 м ниже перевала и едва заметный среди крупных валунов. Поверхность перевала задернована, но со стороны озера видно, что перевал сложен крупными валунами, часть которых хорошо окатана. Размеры валунов 1—3 м, но встречаются плохо окатанные глыбы, имеющие в поперечнике 5—6 м. Над озером валуны образуют у берега сплошную россыпь, круто спускающуюся в воду. Эти валуны состоят из пород, слагающих Хангар — дацитов и брекчий, принесенных сюда из различных частей кратера. Валуны, сложенные лавами, отличаются лучшей окатанностью, чем валуны, образованные из брекчий.

Обширный циркообразный кратер, на дне которого лежит озеро глубиной свыше 150 м, окружен скалистыми гребнями высотой до 500 м, между которыми также имеется несколько перевалов, ведущих на внешние склоны вулкана. Эти перевалы находятся в южной части кратера и представляют собой начало скалистых ущелий, прорезающих внешние склоны вулкана. Все перевалы, кроме северного, сложены лавами или брекчиями, выходящими в виде скал по склонам и в обрывах. Это отличие в форме и строении указывает на иное происхождение перевалов через южные гребни Хангара по сравнению с перевалом через его северный гребень.

Самые отвесные скалы гребней Хангара, обрамляющих кратерное озеро, обрываются над его южным берегом. Здесь в озере, недалеко от берега, в виде островков поднимаются две скалы, вытянутые в северном направлении. Склоны скалистых островков круто спускаются ко дну озера,

образуя как бы два резца, вытянутых на север. На юг от островков у берега озера прослеживается отмель, в то время как на север от них находятся наибольшие глубины озера.

Что касается строения ледниковых цирков в горах, окружающих Хангар, то котловина ледникового цирка разделена на несколько частей узкими гребнями, разделяющими отдельные ледниковые языки. Гребни, отходящие от стенок цирка, вытянуты по направлению к выходу. В верховьях цирка они возвышаются над поверхностью ледника, а затем постепенно стираются и исчезают совсем.

Островки оз. Хангар, вероятно, являются остатками гребней, сохранившихся благодаря устойчивости слагающих их экструзивных дацитов.

Гребни, окаймляющие озеро с севера, в значительной части состоят из устойчивых экструзивных дацитов. Глубокая долина троговой формы на северном берегу озера, очевидно, сформировалась под влиянием оледенения, во время которого кратерная котловина Хангара была покрыта ледником.

Южный гребень, круто возвышающийся над озером, сложен брекчиями, легко поддающимися эрозии. Их мощная толща залегает на вулканическом пепле, выветривающемся еще быстрее, вследствие чего громадные скалы дацитов и брекчий, лишаясь поддержки и сползая по склонам Хангара, обрушиваются вниз.

В северном полушарии ледниковая экзарация наиболее сильно проявляется на склонах, обращенных к северу; этим объясняется тот факт, что крупные ледниковые цирки на вершинах вулканов северного полушария чаще бывают открыты на север. Следовательно, южная стенка ледникового цирка должна быстро разрушаться не только из-за неустойчивости пород, но и потому, что она имеет северную экспозицию.

Если учесть, что южная часть озерной котловины на вершине вулкана Хангар менее глубока, чем северная, то станет вероятным предположение, что южная часть котловины образовалась не в результате вулканической деятельности, но возникла вследствие врезания дистального края ледника в стенку цирка. Это заставляет предполагать, что эксплозионный кратер был по своим размерам меньше ледникового цирка, который образовался в нем позднее.

С потеплением климата ледник в кратере Хангара начал таять. В пределах кратера во время таяния ледника пемза, очевидно, была растерта и вынесена талыми водами. В результате деятельности ледника размеры кратера со временем увеличились, и он приобрел форму ледникового цирка, занятого реликтовым озером. Плоское подножье Хангара, образованное рыхлыми пемзовыми песками, быстро разрушалось. Стекавшие со склонов Хангара реки реконструировали старые долины, быстро углубившись в толщу пемзовых песков, которыми сложено ровное плато мощностью в несколько десятков метров. У северных склонов Хангара, где эрозия проходила медленнее, ровная поверхность плато у подножья Хангара сохранилась на более широкой площади.

Моренный вал образует барьер, преграждающий сток воды из озера в северном направлении. Благодаря деятельности рек, текущих с северных склонов вулкана, были проложены долины и сеть оврагов в окружающих вулкан мощных толщах пирокластических отложений.

Западный и южный склоны гребней Хангара сильно эродированы вследствие неустойчивости слагающих их туфов и крутого падения западного склона вулкана к долине р. Хейван. Регрессивная эрозия речек, текущих со склонов вулкана, шла на западных склонах Хангара быстрыми темпами, протачивая гребни вокруг озера; в настоящее время поверхностный и подземный сток из озера питает речки, текущие на запад. Падение речек, которые текут к реке Хейван по крутым ущельям, прорезанным

в западных склонах Хангара на протяжении около 3 км достигает 880 м в соответствии с разницей отметок уровня озера и русла р. Хейван.

Интенсивная послеледниковая эрозия южного и западного склонов Хангара стерла следы оледенения на этих склонах.

Ледниковый трог, по которому ледник спустился из цирка на внешний северный склон вулкана, хорошо сохранился, так как он проложен в устойчивых экструзивных дацитах, после таяния ледника эрозия в этой части котловины протекала замедленнее, чем в южной и западной частях района.

Вероятно, U-образные троговые долины, наблюдаемые между столовыми горами расчлененной соммы Хангара, были образованы в более древнюю эпоху оледенения, еще до обезглавливания конуса Хангара, так как террасы в долине р. Хейван, сложенные пемзовыми отложениями, оказались бы разрушенными, если бы долина этой реки после отложения пемзовых песков, слагающих подножье Хангара, была покрыта ледником.

Стадии последней эпохи древнего оледенения в районах деятельности крупных вулканических центров, вероятно, имеют лишь местное значение, так как перерывы в региональном оледенении здесь были связаны с вулканической деятельностью, по окончании которой оледенение вершины вулкана могло возобновляться.

Почти не изученное древнее оледенение Камчатки должно вызвать особый интерес вулканологов, так как период древнего оледенения полуострова совпадает со временем интенсивной вулканической деятельности камчатских вулканов. Во время исследований в районе вулкана Хангар мы не могли уделять необходимого внимания вопросам древнего оледенения, однако немногие собранные нами данные подтверждают важность изучения древнего оледенения в целях составления более подробной хронологии четвертичных отложений Камчатки.

Деятельность потухших и в настоящее время разрушенных центральных вулканов южной части Срединного хребта — Хангара и вулкана Левинсон-Лессинга — прекратилась незадолго до окончания древнего оледенения Камчатки. Морфологическое развитие этих вулканов, окруженных скалистыми горами, можно сопоставлять с развитием рельефа Срединного хребта, а фазы вулканизма параллелизовать с этапами истории Срединного хребта в четвертичный период. Можно установить формы рельефа, созданные при участии древнего оледенения, это — ледниковые цирки и кары, образованные на вершинах и склонах вулканов и окружающих их гор.

В то же время вулканические плато восточного побережья Камчатки, лежащие низко над уровнем моря, могли не иметь ледников в районах, где протекала активная вулканическая деятельность и отсутствовали условия, необходимые для ледниковой аккумуляции.

Вершины многих современных действующих и потухших вулканов Камчатки достигают значительной высоты и являются центрами местного оледенения в наше время.

Помимо изучения скульптурных ледниковых форм и ледниковых отложений различных частей Камчатки, важно произвести возрастную корреляцию ледниковых отложений различных структурных зон полуострова — Срединного и Восточного хребтов и восточной вулканической зоны Камчатки. Для этого необходимы сбор материала для пыльцевого и диатомового анализов из ледниковых, межледниковых и озерно-ледниковых отложений, а также сбор растительных остатков из этих отложений.

Если геологическая история восточной прибрежной области Камчатки в четвертичное время может быть изучена путем стратиграфического и

морфологического анализе террас морских трансгрессий и даже посредством изучения пещер в скалах, ранее находившихся в зоне морского приобоя, то для Срединного хребта Камчатки эти методы исключаются. Здесь необходимо руководствоваться главным образом геоморфологическими и литологическими данными, изучать историю новейшего вулканизма, развитие гидрографической сети страны и форм рельефа различного происхождения, а также исследовать литологический состав ледниковых отложений.

Выделение фаз древнего оледенения и установление их возраста может в будущем составить хронологию вулканической деятельности на Камчатке в четвертичное время.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СОСТАВА ПРОДУКТОВ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ХАНГАРА

По представлениям А. Н. Заварицкого (1944), изменения химического состава продуктов вулканических извержений в течение каждого из эруптивных циклов действующего вулкана являются результатом дифференциации магмы в очаге и жерле вулкана.

Следовательно, изменения в химическом составе, которые наблюдаются в породах, соответствующих разным эруптивным циклам действующих вулканов, характеризуют ход эволюции магмы в магматическом очаге данного вулкана.

При изучении потухших вулканов мы не в состоянии установить изменение химизма лав в пределах одного эруптивного цикла, и не всегда мы располагаем данными для сопоставления состава продуктов извержений отдельных эруптивных циклов. При исследовании вопроса об изменении состава продуктов разных извержений вулкана необходимо прежде всего установить общую направленность изменения химического состава пород во времени — при переходе от одного эруптивного цикла к другому, опираясь на изучение пород, слагающих вулкан и, вероятно, относящихся к одному эруптивному циклу.

Таким образом, изучение продуктов вулканических извержений в их возрастной последовательности даст ответ на поставленный вопрос, хотя и не всегда позволит ответить на второй вопрос — о последовательности эруптивных циклов, так как возможна эрозия продуктов отдельных эруптивных циклов.

Для выявления картины эволюции химического состава магмы в очаге вулкана Хангар рассмотрим продукты вулканических извержений котловины Хангара в их возрастной последовательности.

В склонах соммы Хангара наблюдаются продукты первого, самого древнего периода извержений — андезито-базальтовые брекчии и двупироксеновые и роговообманковые андезиты.

После формирования древнего вулкана наступил период покоя и подготовки нового эруптивного цикла, который проявился в виде мощных эксплозий, образовавших внутри кальдеры древнего вулкана толщи андезитовых и дацитовых брекчий. Эксплозионные извержения не сопровождались выбросами пемз, поэтому мы не можем утверждать, что именно с ними связано возникновение кальдеры древнего вулкана.

Дацитовый конус Хангара сложен в основном брекчиями, которые перекрыты мощными дацитовыми экструзиями. Вероятно, одновременно шло образование экструзий дацитовых куполов у подножия вулкана.

Мощные экструзии дацитовых лав, вероятно, происходили вслед за эксплозионной деятельностью и сосредоточивались главным образом

в северной части вулкана. Они были приурочены преимущественно к котловине между остатками древнего вулканического фундамента Хангара и расположенными вблизи гранито-гнейсовыми горами.

Экструзии в центральной части вулкана Хангар частично сохранились до наших дней в виде островков на оз. Хангар.

Экструзии дацитов явились заключительным этапом роста конуса вулкана. Вслед за этим вулканическая деятельность Хангара прекратилась, и наступил период покоя, во время которого в вулканическом очаге вновь стала накапливаться энергия. Возможно, что в это время конус вулкана был покрыт шапкой льда.

Во время длительного покоя в вулканическом очаге Хангара произошла частичная кристаллизация кислых лав и выделилось большое количество газов, находившихся под громадным давлением. В результате внезапного вскипания лав этот процесс завершился мощным взрывом пемз, обезглавившим вершину вулкана, на месте которой образовался обширный кратер. Так закончилась вулканическая деятельность центрального типа в южной части Срединного хребта.

Параллельно с вулканической деятельностью в котловине Хангара, к югу от вулкана, в долине р. Голодьак, происходили излияния базальтов, образовавшие лавовый покров значительной мощности. Последние потоки базальтов и андезитов были излиты после окончания извержений вулкана Хангар в долине р. Голодьак. На этих потоках образовался шлаковый конус.

Из данных табл. 5 видна последовательность изменения состава продуктов четвертичных вулканических излияний в районе Хангара.

Таблица 5

Последовательность и характер изменения состава продуктов четвертичных излияний в районе Хангара

Время извержений	Извержения центрального типа		Извержения регионального типа	
После-ледниковое Вторая стадия древнего оледенения	Пемзовые пески, пеплы, пемзы и обломки дацитов слагают террасы подножья Хангар Липариты, дациты дацитовые брекчии Роговообманковые и двупироксеновые андезиты	Экструзии вулкана и его подножья Лавовые потоки и экструзии, слагающие останцы соммы вулкана Хангар в ее верхней части	Базальты, андезиты и их туфы Базальты и их вулканические брекчии—базальтовый покров в долине р. Голодьак	Шлаковый конус и потоки на лавовом покрове р. Голодьак
Первая стадия древнего оледенения	Базальты, андезитовые и базальтовые брекчии	Образуют потоки, переслаивающиеся со слоями брекчий		

Извержения центрального типа в районе Хангара сопровождаются резкой сменой состава продуктов. С течением времени лавы становятся все более кислыми: лавы соммы Хангара более основные, чем лавы его ко-

нуса. Пемзы, образование которых сопровождается возникновением кратера на вершине Хангара, являются самыми кислыми породами в районе.

Эта особенность эволюции вулканических пород была отмечена К. И. Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904), который указал также, что излияния кислых пород в Срединном хребте каждый раз происходили либо в сложенной основными породами типичной кальдере (Хаошень, Айнелькан), либо на краю такой кальдеры (Белый хребет). В последовательности залегания (смене) кислых и основных андезитов кальдеры Айнелькан, как замечает К. И. Богданович, трудно найти границы эпох излияний; скорее эти излияния следует рассматривать как результат одного, почти непрерывного процесса.

Однако конец излияний кислых андезитов по времени несколько удален от излияний гиперстен-авгитовых андезитов. Поэтому эти породы можно рассматривать как продукты различных эруптивных циклов (фаз излияний).

Сходные соотношения наблюдались Д. С. Харкевичем (1937) на вулкане Левинсон-Лессинга, в верховьях р. Кирганик. Здесь над широким основанием, образованным основными породами, возвышается конус, сложенный кислыми андезитами. На вулкане Хангар породы более основного типа слагают сомму, над которой возвышается молодой конус, образованный кислыми лавами.

Таким образом, установленная К. И. Богдановичем схема последовательности типов пород вулканических извержений в Срединном хребте справедлива и для района Хангара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При исследованиях, проведенных в районе вулкана Хангар, получены новые данные по истории новейшего вулканизма южной части Срединного хребта.

Установлено, что вулканические излияния центрального типа в котловине Хангара разделяются на два периода: в первый период излияний был образован «андезитовый» вулкан с базальтовыми потоками и брекчиями в основании его; во второй период вулканизма в кальдере, образованной после разрушения этого вулкана, вырос Хангар, сложный конус которого состоит из дацитовых брекчий, слагающих основание конуса, и из экструзивных дацитов в его верхней части, главным образом в северо-восточной половине вулкана.

«Андезитовый» вулкан имел плоский купол и широкое основание. Конус Хангара, расположенный внутри кальдеры, образованной при разрушении древнего вулкана, возвышался не менее чем на 3,5 км над уровнем моря, т. е. был похож на Ичинскую сопку.

После окончательного формирования конуса Хангар некоторое время бездействовал; склоны его были расчленены эрозией; вершина вулкана была покрыта ледниками.

Затем, в конце периода древнего оледенения, произошли мощные извержения вулкана, в результате которых вершина вулканического конуса Хангара исчезла, толщи пемзовых песков и обломков дацитов выровняли подножье вулкана, а на месте конуса образовался кратер диаметром свыше 1 км. Это произошло сравнительно недавно, так как обугленная древесина в пемзовых террасах принадлежит современному виду березы *Betula Ermani*.

Внутри кратера образовался ледник, который через троговую долину в северной части вулкана спускался по его северному склону. После таяния ледника в чаше вулкана осталось озеро, подпруженное мореной.

Такова в общих чертах история вулканических сооружений четвертичного времени в котловине Хангар, иллюстрируемая схемой, приведенной на фиг. 22.

К югу от Хангара, в долине Голодьяк, были обнаружены базальтовые лавовые потоки. Излияния базальтов происходили в течение всей вулканической деятельности вулкана Хангар; последние лавовые потоки и шлаковый конус в долине Голодьяк сформировались в послеледниковое время.

Литологическое исследование ледниковых и аллювиальных отложений района позволит в будущем на основе изучения разновозрастных продуктов извержений составить детальную карту комплекса четвертичных отложений района. Это является ближайшей задачей исследования района в связи с поисками россыпных полезных ископаемых.

Таким образом, изучение проявлений новейшего вулканизма — в Среднем хребте способствует расчленению сложного комплекса четвертичных отложений.

Большие запасы пемзового сырья в районе Хангара в будущем могут быть использованы в качестве строительного материала.

Хангар является вулканом, заключительной стадией деятельности которого явилось эксплозионное извержение, близкое к катмайскому типу, обезглавившее высокий конус и образовавшее на его месте обширный кратер. Изучение строения вулкана и продуктов его деятельности дополняет имеющиеся сведения о разнообразных типах вулканических извержений, происходивших на Камчатке, и представляет интерес для исследования районов древнего вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданович К. И. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895—1898 гг. Изв. Русск. геогр. о-ва, 1899, XXXV.
- Власов Г. М., Че ме ко в Ю. Ф. Четвертичное оледенение Камчатки. В кн.: «Вопросы географии Дальнего Востока», сб. 1. Хабаровск, 1949.
- Власов Г. М., Че ме ко в Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа п-ва Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. Изв. Всес. геогр. о-ва, 1950, 82, вып. 3.
- Вло да вец В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюлл. Вулк. станции, 1949, № 9.
- Греч и шкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск, Петропавловск). Тр. ВНИГРИ, сер. А, вып. 72, 1935.
- Дитмар К. Поездки и пребывание на Камчатке в 1851—1855 гг. Исторический очерк по путевым дневникам, ч. 1, СПб., 1901.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность западной Камчатки. Тр. ВНИГРИ, вып. 14, Л., 1955.
- За ва риц кий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Мин. о-ва, 1931, ч. 60, № 2.
- За ва риц кий А. Н. Пять лет геологических исследований Камчатки. «Проблемы советской геологии», 1935, VI, № 12.
- За ва риц кий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки. Тезисы доклада на XVII Межд. геол. конгр., М., 1937.
- За ва риц кий А. Н. О вулканах Камчатки. В кн. Камчатский сборник», т. I, изд-во АН СССР, 1940.
- За ва риц кий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944.
- За ва риц кий А. Н. Об изучении движений земной коры на Камчатке. Тр. совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, 1948.
- За ва риц кий А. Н. Вулканы Камчатки. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 10, 1955.
- Кельс Н. Г. Карта вулканов Камчатки. Объясн. текст из материалов Камч. эксп. Рябушинского, 1908, 1909 гг. Л., Русск. геогр. о-во, 1928.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. ОНТИ, 1932.
- Кушев С. Л. и Ливеровский. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 32, 1940.
- Маренина Т. Ю. История образования и извержений вулкана Хангар. Автореф. канд. диссерт. Изд. Лен. гос. ин-та, 1952.
- Морозов А. И. Маршрутное пересечение Валагинского хребта по р. Ковыче. Тр. Камч. комплексн. экспед. 1936—1937 гг., вып. 1. Изд-во АН СССР, 1940.

- Новограбленов П. Т. Каталог вулканов Камчатки. Изд. Гос. русск. геогр. о-ва, 1932, 64, вып. 1.
- Обручев В. А. Очерк п-ова Камчатка по данным Карла Дитмара. Изд. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва, 1892, XXIII, № 4.
- Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. СОПС АН СССР, сер. Камчатск., вып. 1, 1937.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Налачевы и Рассошины на Камчатке. Тр. Камчатской комплексн. экспед. СОПС АН СССР, вып. 2, 1941.
- Харкевич Д. С. Вулкан Левинсон-Лессинга. Бюлл. Вулк. станции на Камчатке, 1937, № 2.
- Щербатов А. В., Харкевич Д. С. В верховьях р. Камчатки. В кн. «Экспедиции Академии наук СССР 1934 г.». Изд-во АН СССР, 1935.
- Щербатов А. В. Два геологических пересечения п-ова Камчатка. СОПС АН СССР, сер. Камчатск., вып. 5, 1937.
- Щербатов А. В. Маршрутные геологические исследования в Срединном хребте. Тр. Камч. комплексн. экспед. 1936—1937 гг., вып. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
- Vogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Peterm. Mitteilungen. 1904, Bd. 50.
- Fenner C. N. The Katmai magmatic province. Journ. Geol., 1926, 34.
- George W. O. The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition. Journ. of Geol., 1924, 32, N 5.
- G r i g g s R. A program for the study of volcanoes of the Aleutian region. Proceedings first Pacific Sci., Conf. 6, part II, 1918.
- M a n s f i l d G. R., Ross C. S. Welded rhyolitic Tuffs in South-Eastern Idaho. Trans. Am. Geoph. Un., 16, 1935.
- Ross C. S. Characteristics of rhyolite welded tuffs in Western North America. Proc. seventh Pan. Pac. Sci. Congr., 1949.
- Williams H. The history and character of volcanic domes. Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol. Sci., 1932, 21, N 5.
- Williams H. Geology of crater lake National Park. Carnegie Inst. of Wash. Publ., 1942, N 540.
- Williams H. The ancient volcanoes of Oregon. Eugene Oregon, 1953.

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, разнообразные 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 эшеленом, крайним юго-западным эшеленом 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 простиранья.

Кроме того, характерными морфологическими элементами для острова являются:

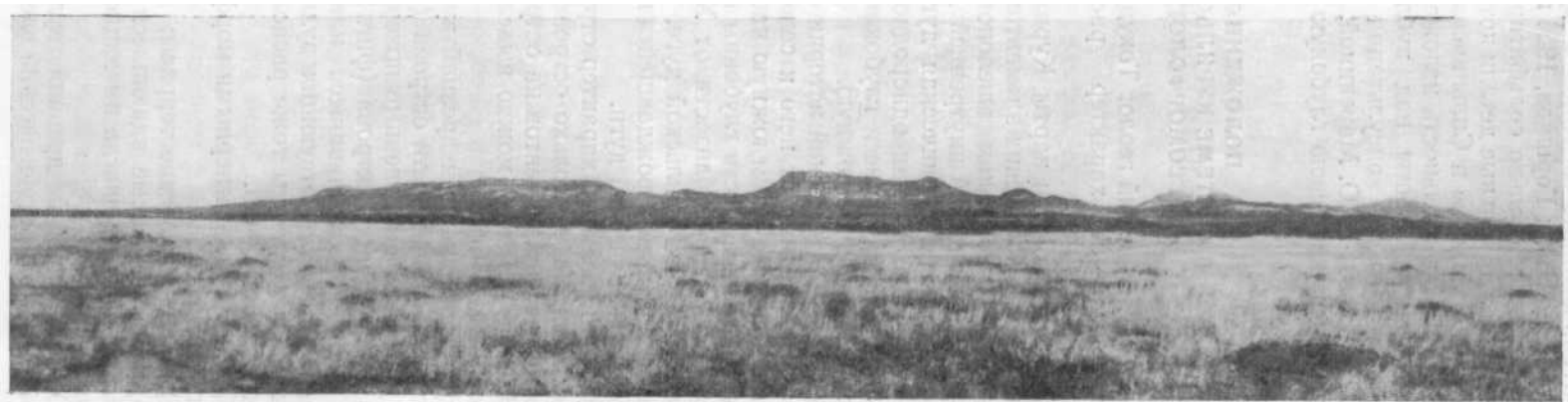
4) молодые морские террасы;

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 неки, 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.

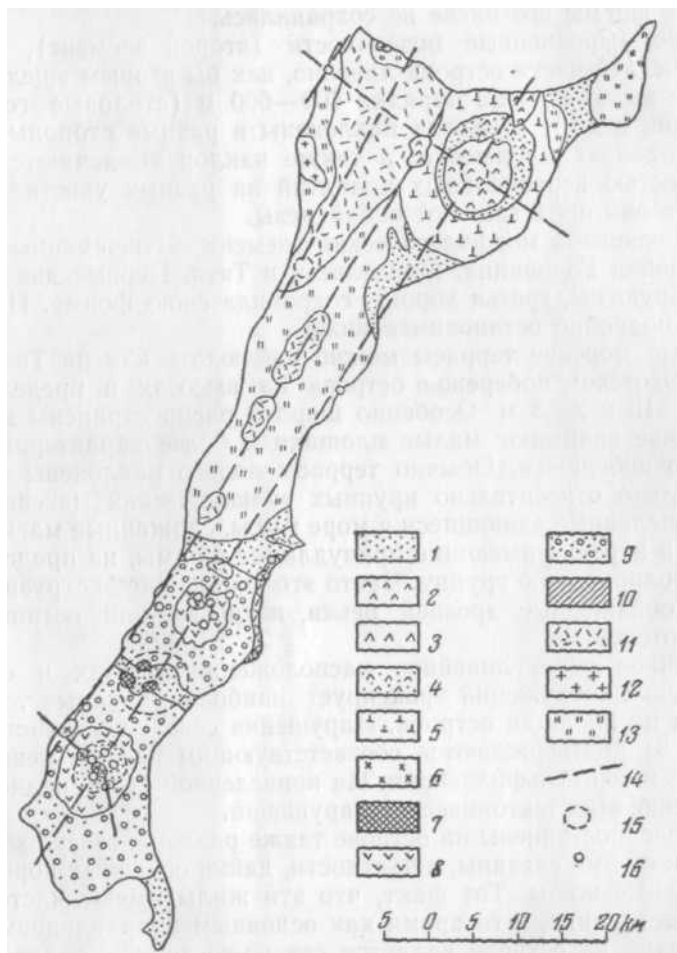
Перемещение зон вулканизма в пределах о-ва Кунашир с северо-запада на юго-восток, возможно, было вызвано соответствующим смещением зон разломов; в таком случае это свидетельствует о разновозрастности показанных на фиг. 3 трех разломов северо-восточного направления.

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 — нижнемелдеевский 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.

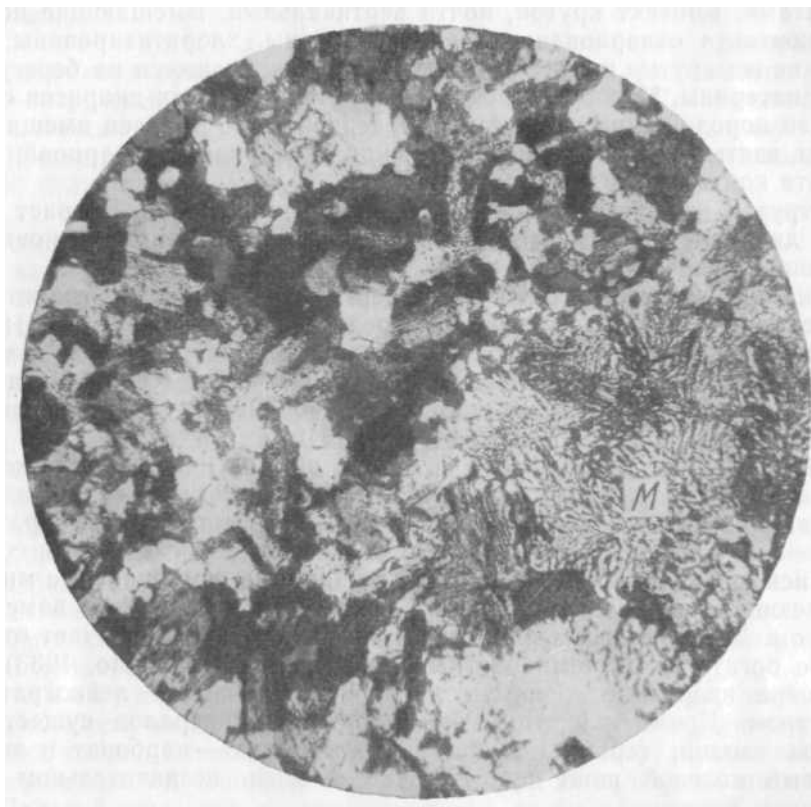
В образце, взятом в интрузии на Тихоокеанском побережье, в районе мыса Мечникова, средний минеральный состав породы следующий: плагиоклаза — 60%, кварца — 26%, калиевого полевого шпата — 2%, хлорита — 8%, магнетита — 4%. Структура породы гранитовая. Плагиоклаз присутствует в двух генерациях. Плагиоклаз 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 изменности.

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 крипнокристаллического кварцево-полевошпатового вещества. Полевошпатовая часть основной массы, а также вкрапленники плагиоклаза сильно пелитизированы.

В образце из 2-метровой жилы липарита структура микрокристаллически-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.

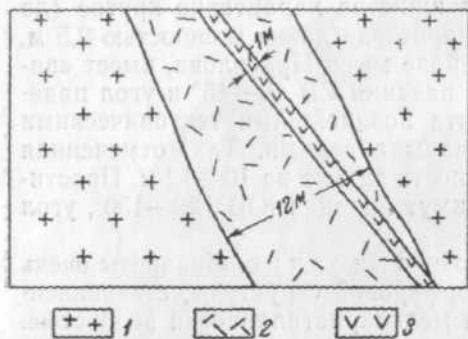
Жилы и дайки палеотипных пород из группы андезита-базальта имеют очень широкое распространение. Возраст их определяется тем, что они пересекают дайку липарита, а их секут кварцево-сульфидные жилы (см. фиг. 5 и 6). Этими наблюдениями, проведенными нами на северо-западном побережье острова, в районе мыса 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.

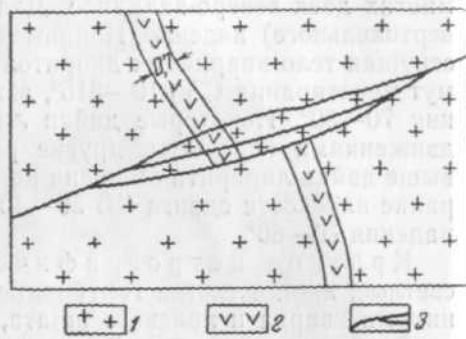
Палеотипный базальт жилы, секущей кварцево-диоритовую интрузию в районе мыса Прасолова, имеет порфирированную структуру. Первоначальная структура основной массы, судя по расположению крупных лейст сосюритизированного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены продуктами разложения темноцветных 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. Простирание 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. Простирание 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 простирание, 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. Аলেখино 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 туфоальтеритами. 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 табличатую 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 сростки.

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 «палеогипности» 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 туфоконгломераты; 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.

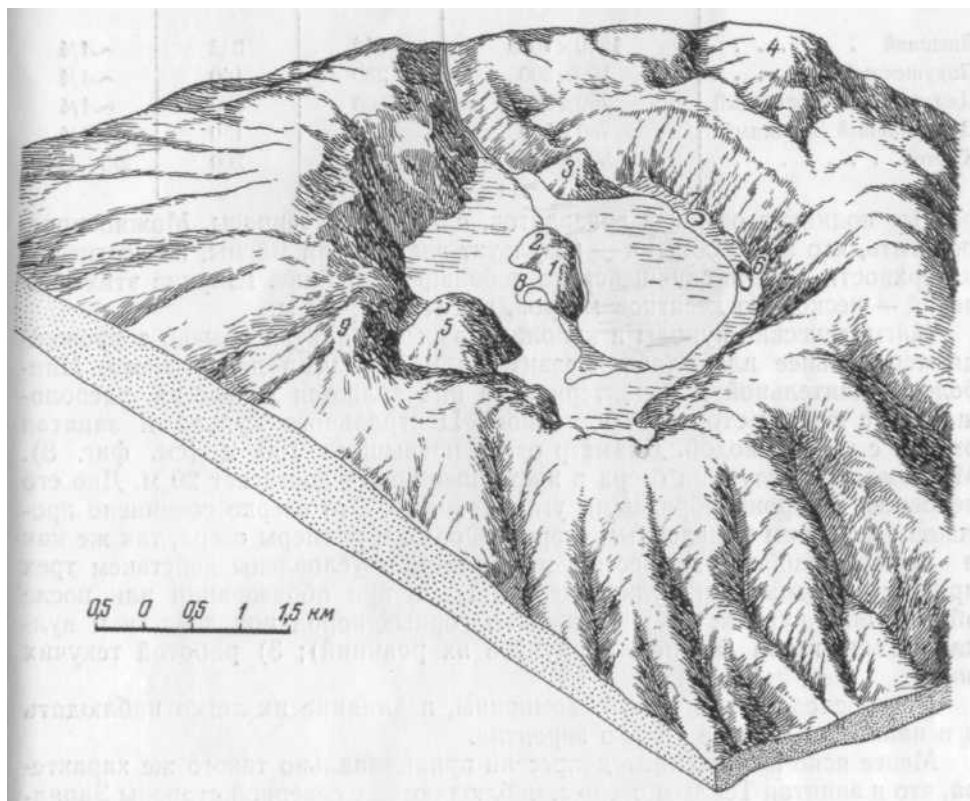
Внутренние стенки кальдеры имеют крутизну порядка 30—35°. Дно кальдеры в основном ровное; под пологим углом (в несколько градусов) оно имеет наклон с юга-запада на северо-восток. Северная, наиболее пониженная, часть кальдеры занята озером неправильной формы. Согласно Мияди (Miyedi, 1938), максимальная 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.

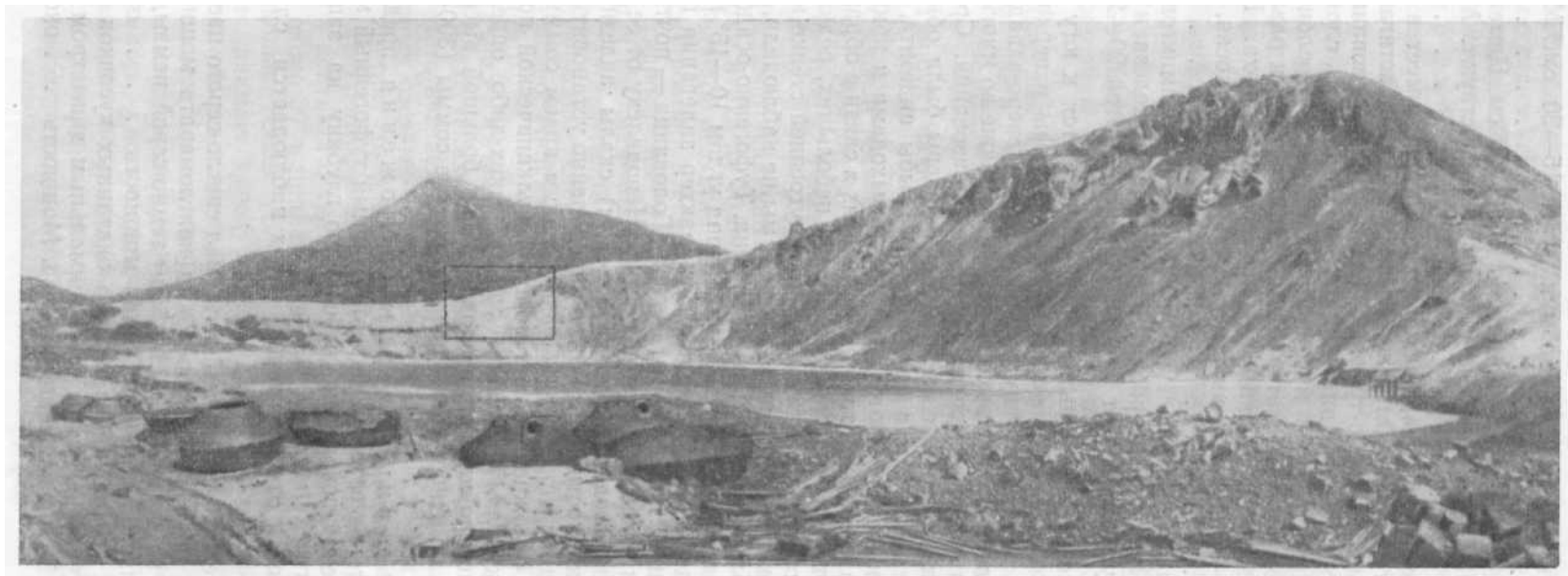
Менее ясно выраженные депрессии принципиально такого же характера, что и занятая Теплым озером, наблюдаются с северной стороны Западного Центрального купола, у Внешнего купола и вдоль западного края куполообразной структуры в озерных гравелитах на северном берегу большого кальдерного озера.

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 (гидроокислами 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—озеро 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. Цементирован 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 цементированный 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

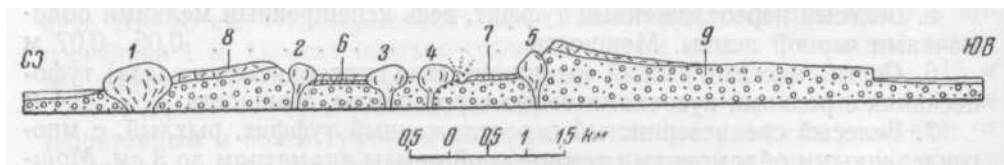
Общая видимая мощность разреза — 17 м.

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 андезитодацитами 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 андезитобазальтовый, 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.

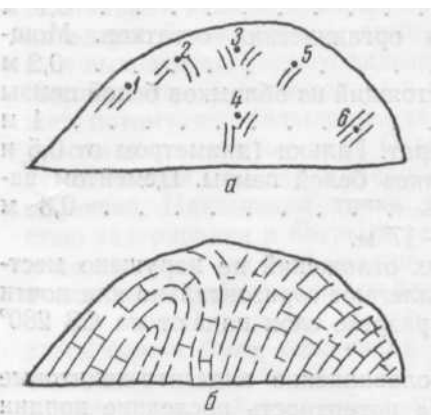
куполах, и микродолеритовая структура позволяют считать его не экстрезивным куполом, а очень молодым гипабиссальным телом. Рыхлые туфогенно-осадочные образования соммы, в которых оно внедрилось, были, очевидно, смыты с него в очень короткое время.

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.



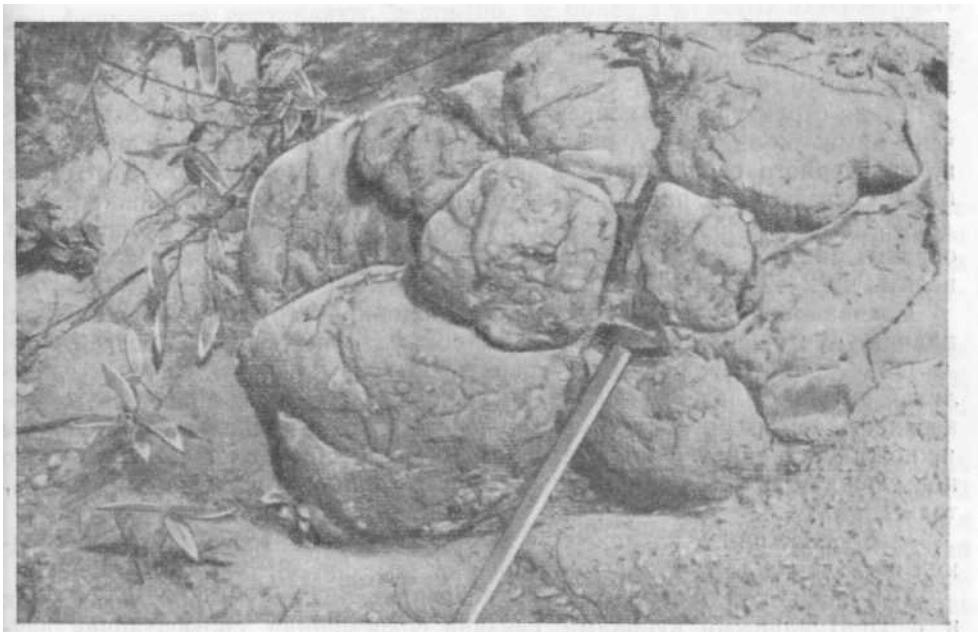
Фиг. 10. Данные по замерам трещин отдельности в Центральном Восточном Головнинском куполе (а); их интерпретация (б).

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 андезито-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; 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 зстречен 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 вкрапления 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, легко рассыпающаяся 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 вкраплениями полевого шпата и редкими вкраплениями темноцветных минералов. Под микроскопом устанавливается, что вкрапления представлены плагиоклазом, ромбическим пироксеном и магнетитом. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру.

Вкрапления 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.

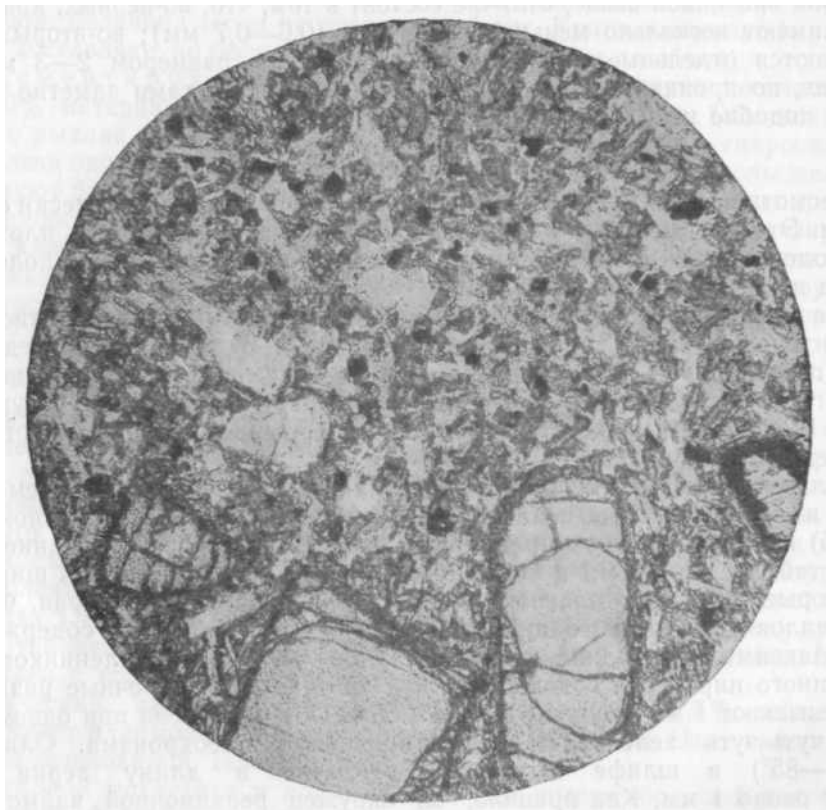
Фенокристаллов ромбического пироксена содержится 4,5%. Максимальные размеры их — 1,2 мм в длину и 0,7 мм в ширину.

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.

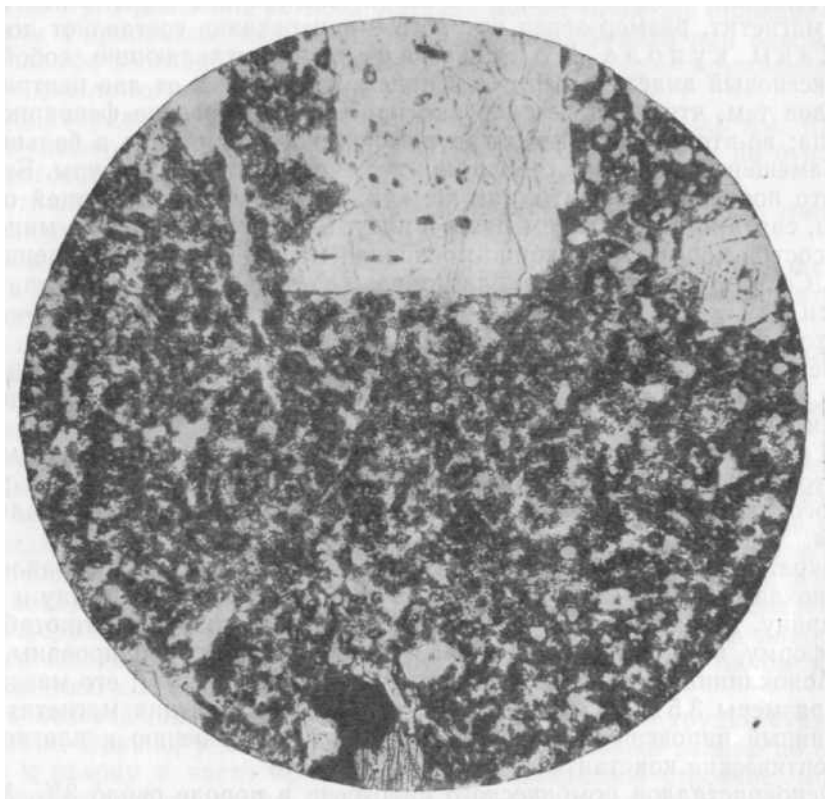
Лавы центральных куполов представляют собой двупироксеновый андезито-дацит.

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 экстррузивным куполом или куполообразной структурой. Вполне возможно, что, также как и Черепახовое, оно связано с современным лакколлитом 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-западной 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°)	Черепашье солфатарное поле (t=100°)	Центральное Восточное солфатарное поле (t=97°)	Центральное Западное солфатарное поле (t=98,5°)	Черепашье солфатарное 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 «черепаховой» 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.

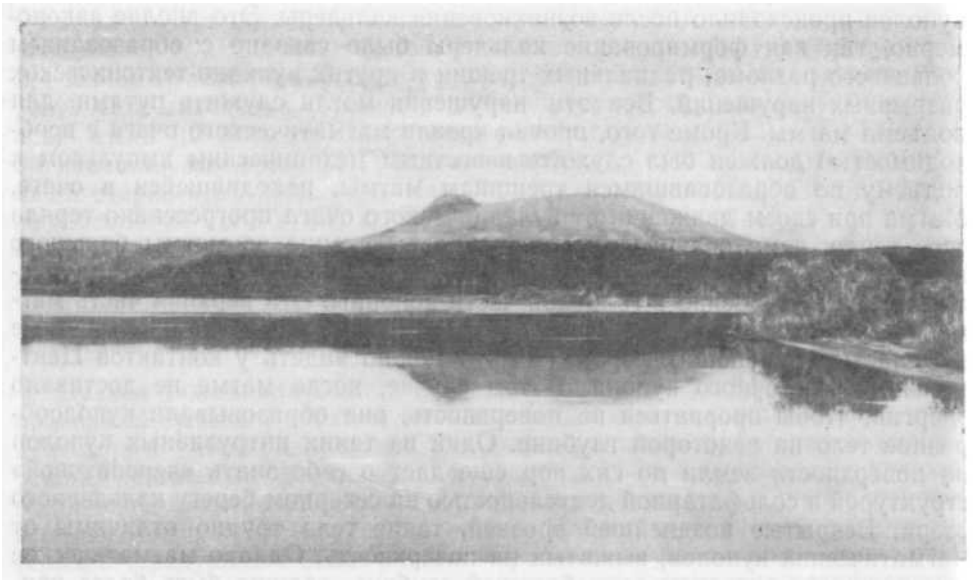
Образование серных месторождений в кальдере Головнина пространственно и генетически связано с их формированием.

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

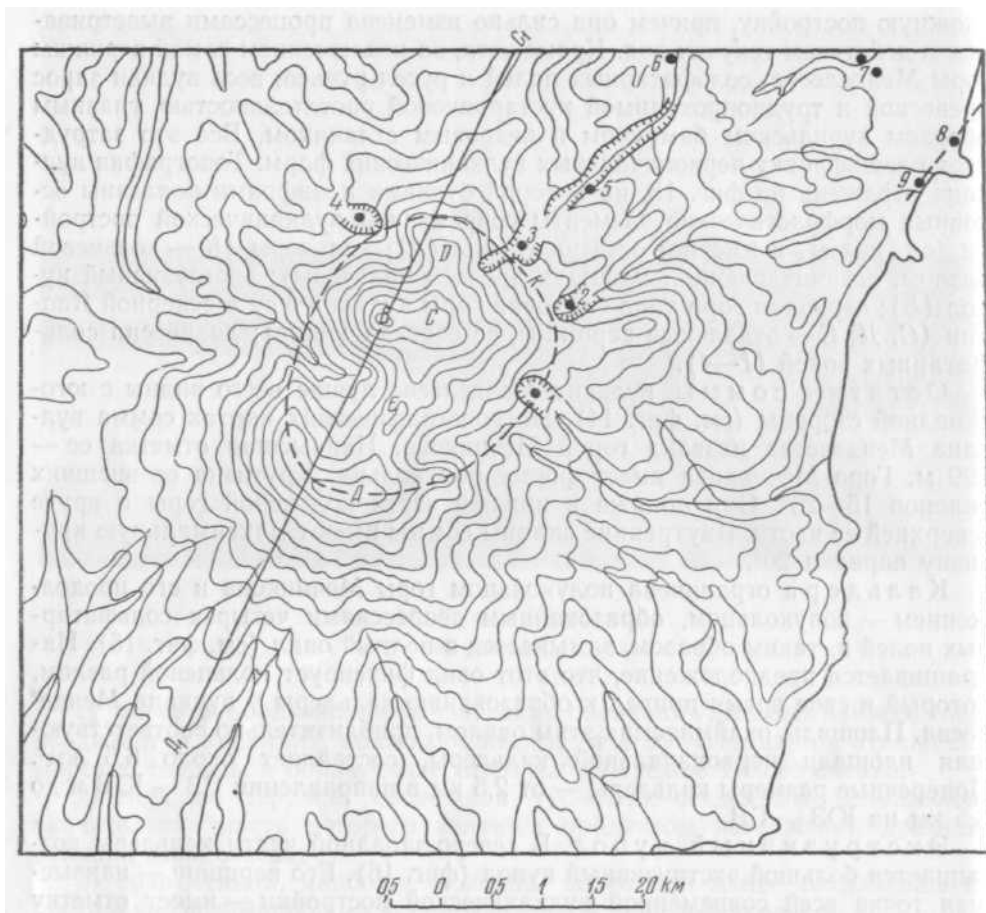
сложную постройку, причем она сильно изменена процессами выветривания и действием текучих вод. Кроме того, за исключением самой вершины горы Менделеева, сольфатарных полей и русел ручьев, весь вулкан зарос древесной и труднопроходимой кустарниковой растительностью, главным образом курильским бамбуком 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); экстррузивный 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.

Экстррузивный купол. В северо-западной части кальдеры возвышается большой экстррузивный 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 (Б) образует экстррузивный 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

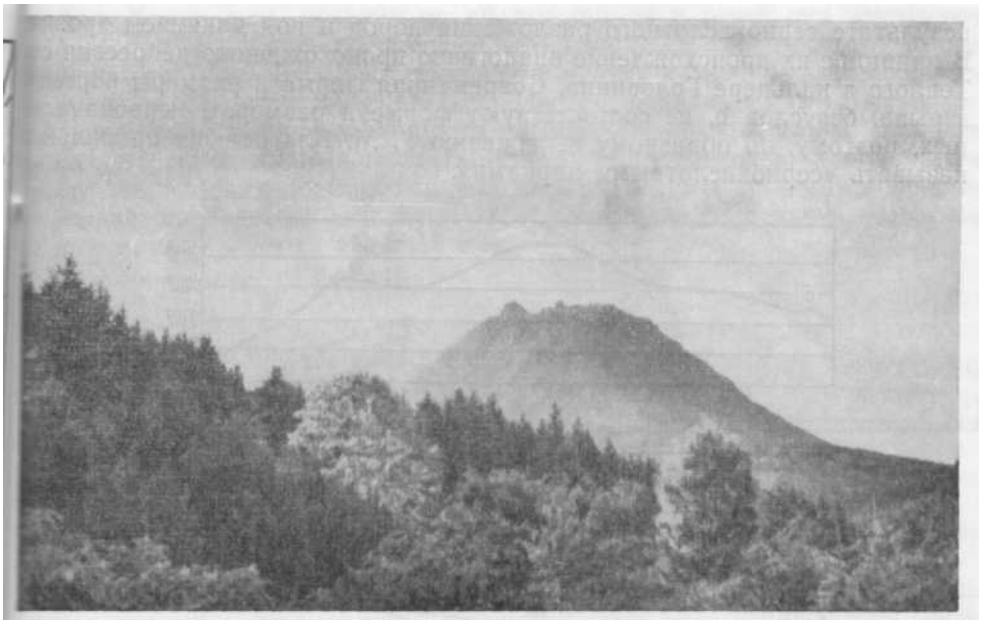


Фиг. 15. Топографическая схема вулкана Менделеева.

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 зоронки взрыва — сольфатарные поля;

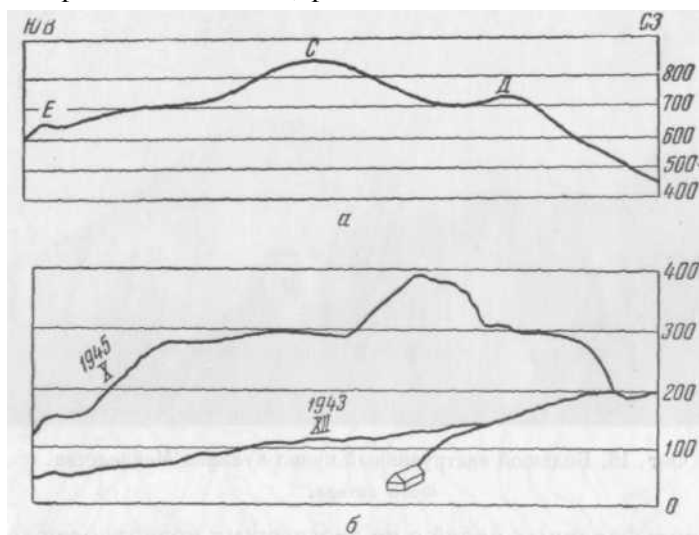
5) сводовые горы приблизительно на одинаковую высоту возвышаются над окружающей местностью;

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

Аналогичную с вершиной С природу имеет, по-видимому, вершина Е. Вершину D, как и гору Мечникова (А), 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.

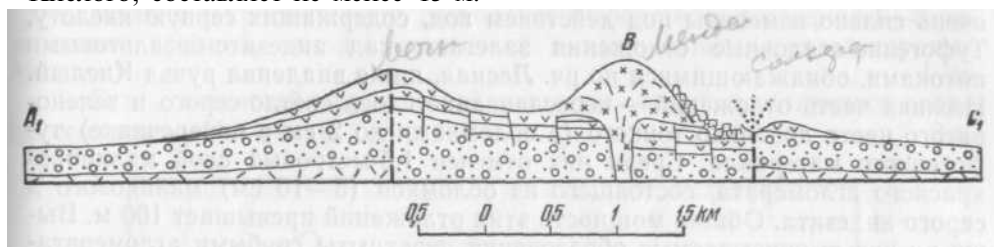
Геологическое строение

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 Четверикова. 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 нижележащих более тонких туфогенных образований, и достигает 20°. Общая мощность среднего туфогенно-осадочного комплекса по ручью Четверикова 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

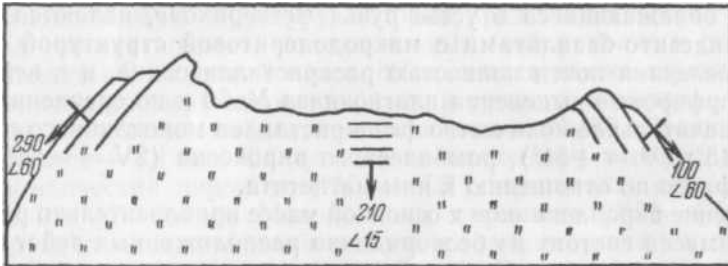
его. Видимое падение туффигов в сторону моря равно 10° . Контакт туффигов с нижележащими лавами неровный; туффиговиты выполняют неровности в лавах. Близ контакта в туфовом материале большое количество неокатанных обломков андезита. Выше туфогенный материал в основном тонкий. Диаметры обломков андезита 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 Шелуч 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 гломеропорфиновые скопления фенокристаллов размером 2 x 3 мм. Характерно, что и эти гломеропорфиновые 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 микродолеритовой структурой основной массы. Последняя почти полностью раскристаллизована, и в ней распределены порфиновые 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 гломеропорфиновые скопления. На плагиоклаз падает до 18% всех вкрапленников. Максимальные размеры отдельных вкрапленников — 1,5 мм, гломеропорфиновых 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 гломеропорфиновых 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.

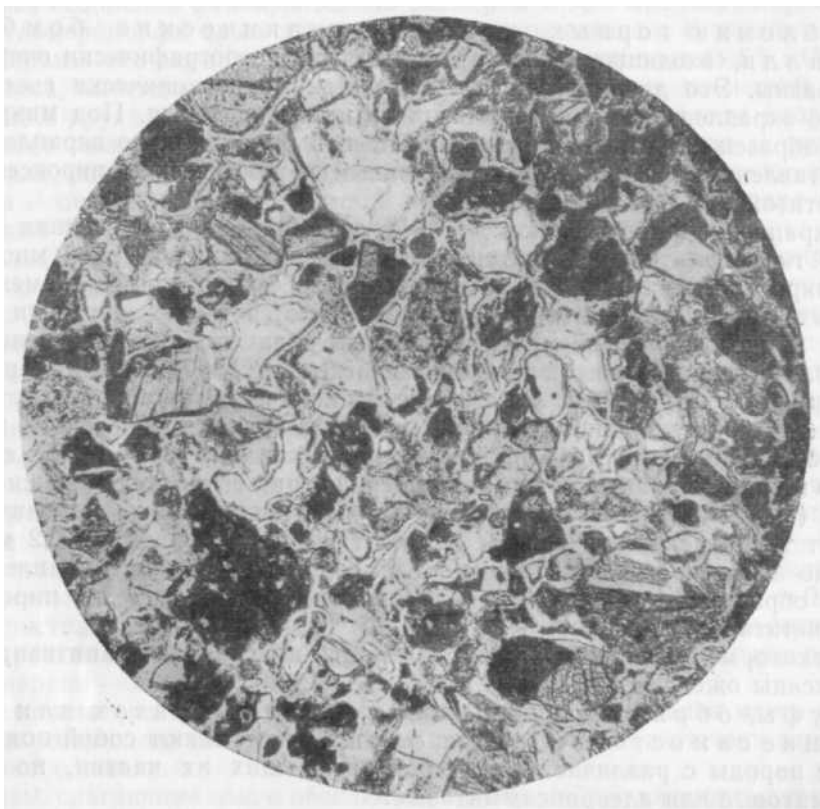
Некоторые минералы заметно изменены: плагиоклаз опациitized, пироксены ожелезнены.

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-

лехе 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).

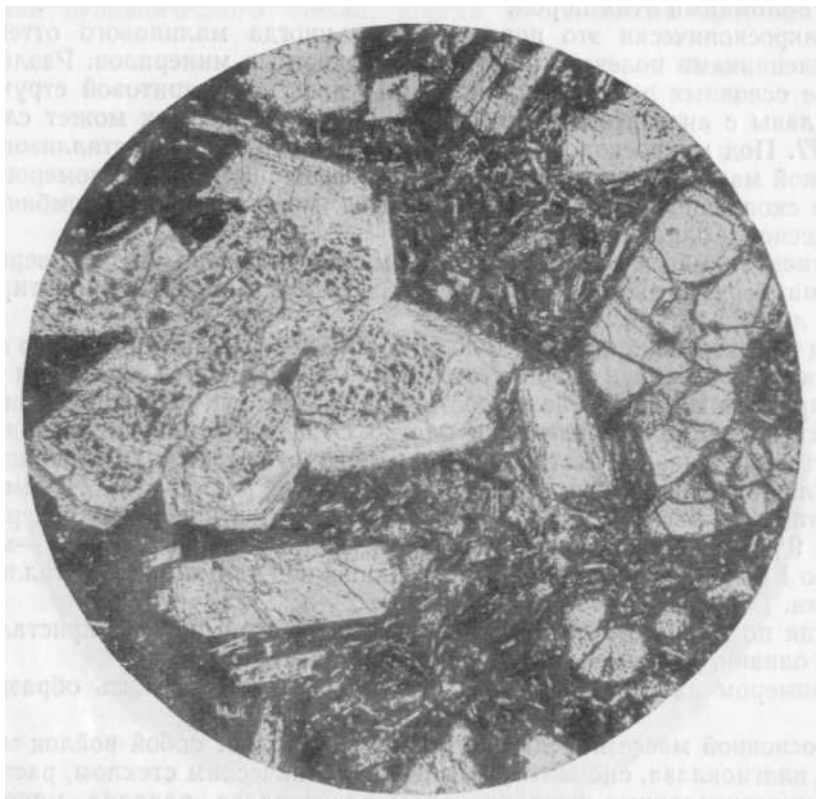
Вкрапленники составляют всего до 20—25% породы, из них плагиоклаз № 61 — около 15%. Кристаллы его часто сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам. Их обычная величина 1—2 мм. Размеры микролитов плагиоклаза (№ 48) колеблются от 0,01 до 0,1 мм и крупнее. Оливин присутствует иногда в виде прекрасно 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.

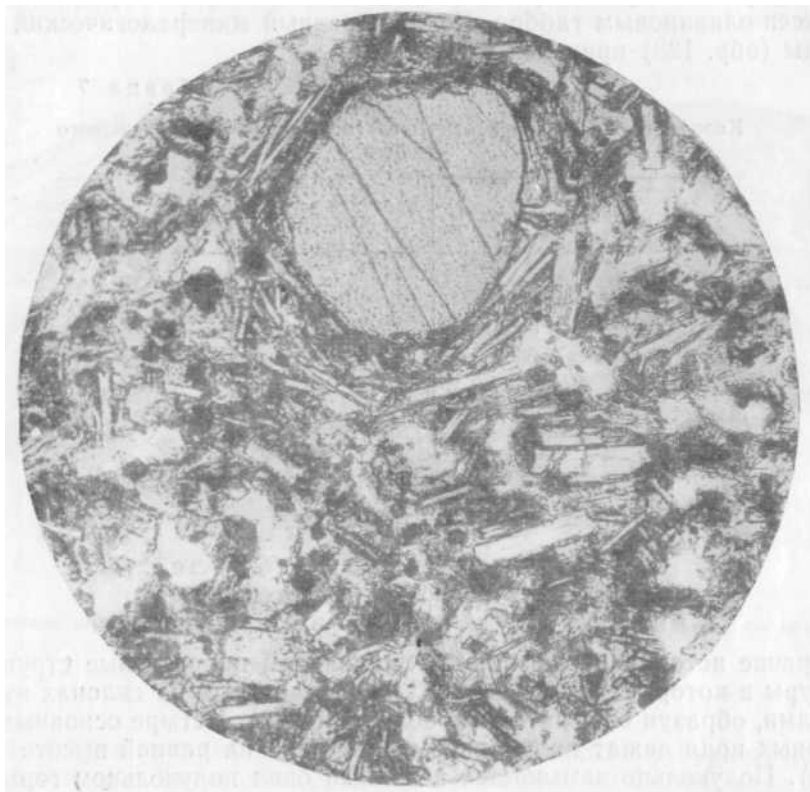
Дациты экструзивного купола. Большой экструзивный купол, представляющий собой последние магнетические выжимки вулкана Менделеева, сложен очень своеобразной горной породой, в которой наряду с большим количеством кварца содержится оливин. В ней макроскопически часто бывают видны более темные по сравнению 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.

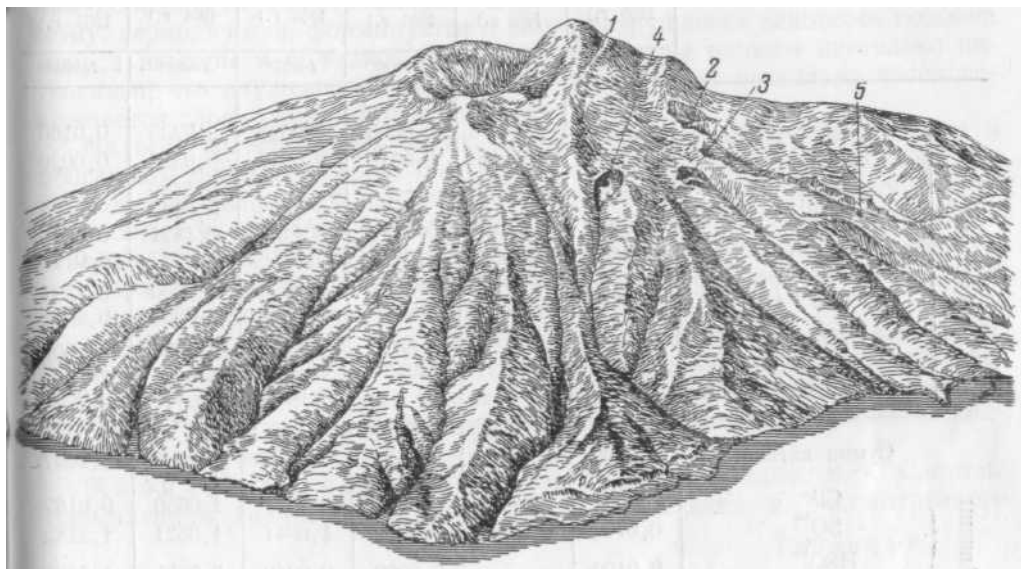
Расположение северо-западного поля у подножья дацитового купола свидетельствует о непосредственной связи возникновения этого сольфатарного поля с образованием купола. Расположение северо-восточного, восточного и юго-восточного сольфатарных полей у подножья сводовой горы наводит на мысль о возможной связи 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^{2-} , HSO_4^{-} 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 периклиналиного 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 Швелуч 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.

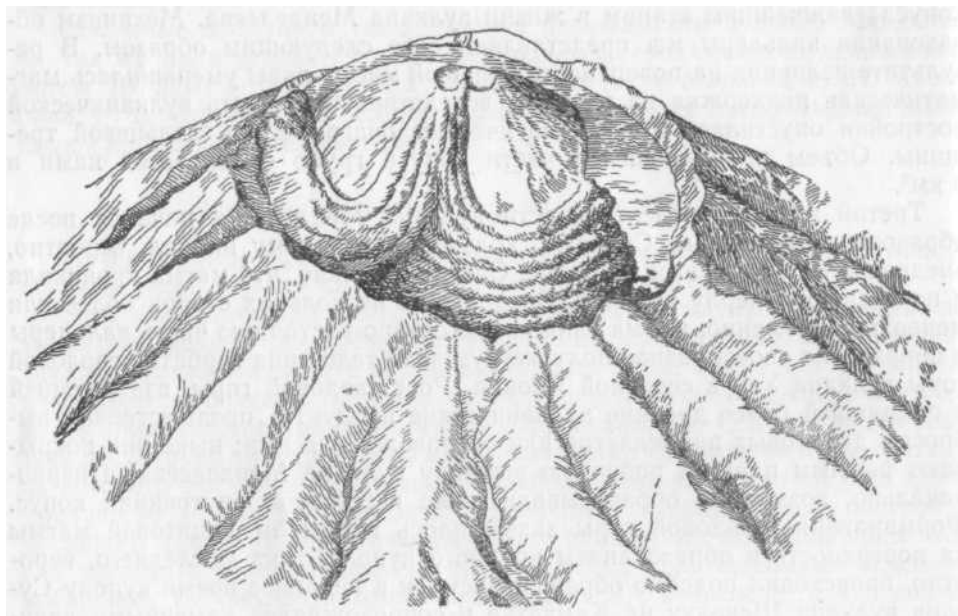
ВУЛКАН ТЯТЯ

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.

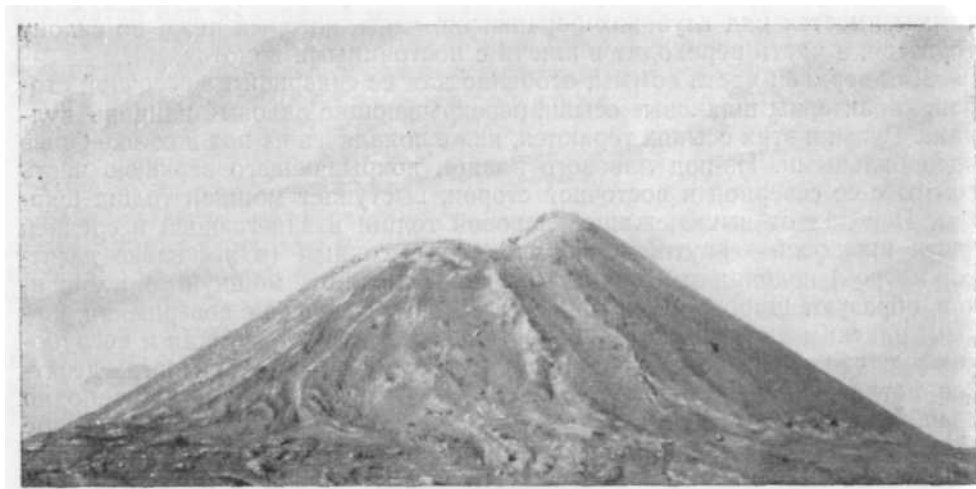
Внутренний конус. Форма внутреннего конуса исключительно правильная; он еще совершенно не подвергся действию эрозии (фиг. 25). Высота внутреннего конуса относительно дна кальдеры — около 370 м, диаметр основания — около 1,8 км, средняя крутизна склонов внутреннего конуса — 25°, максимальная 35—40°. Юго-западная 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).

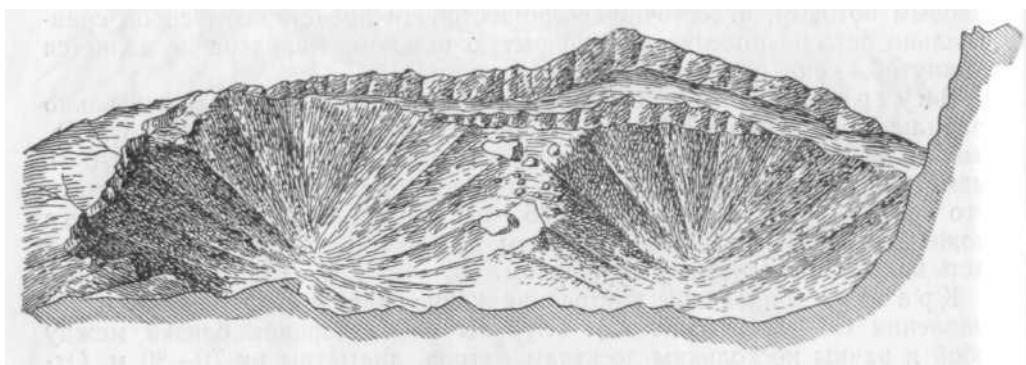
Этот лавовый поток излился из кратера и, достигнув дна кальдеры, разлился симметрично в обе стороны (фиг. 27). По более или менее



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

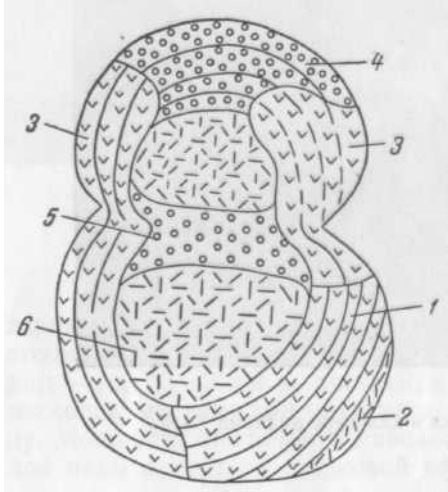
Вулкан Тятя — слоистый вулкан, причем слоистое строение характерно как для соммы, так и для внутреннего конуса.

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.



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.

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-

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.

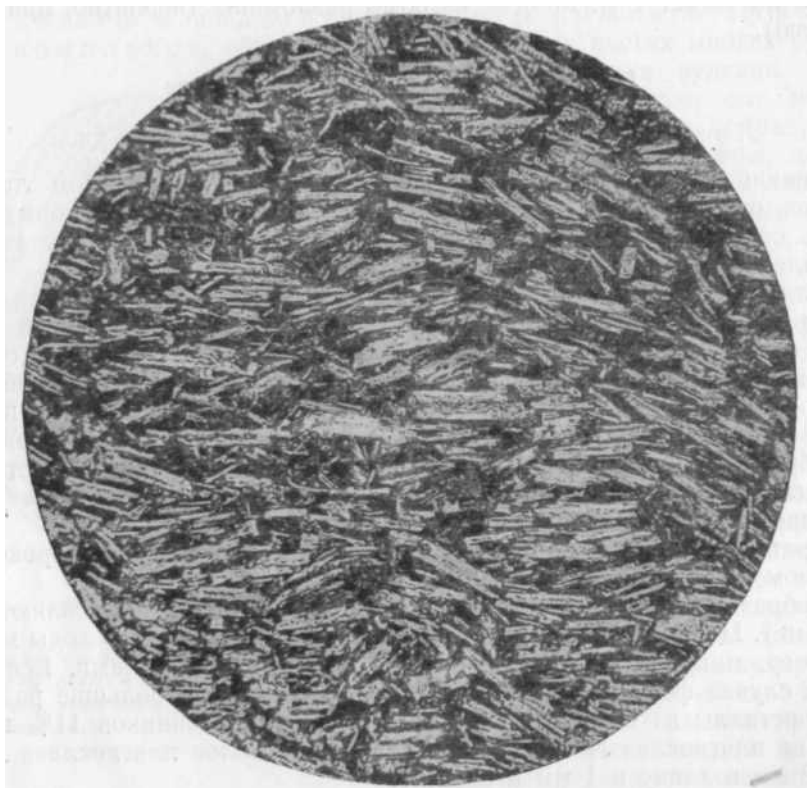
Фенокристаллы моноклинного пироксена ($2V = +52^\circ$; $cNg = 46^\circ$) едва заметно зеленоватые; они занимают около 2,5% площади шлифа. Размеры их не превышают 0,5 мм в поперечнике.

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.



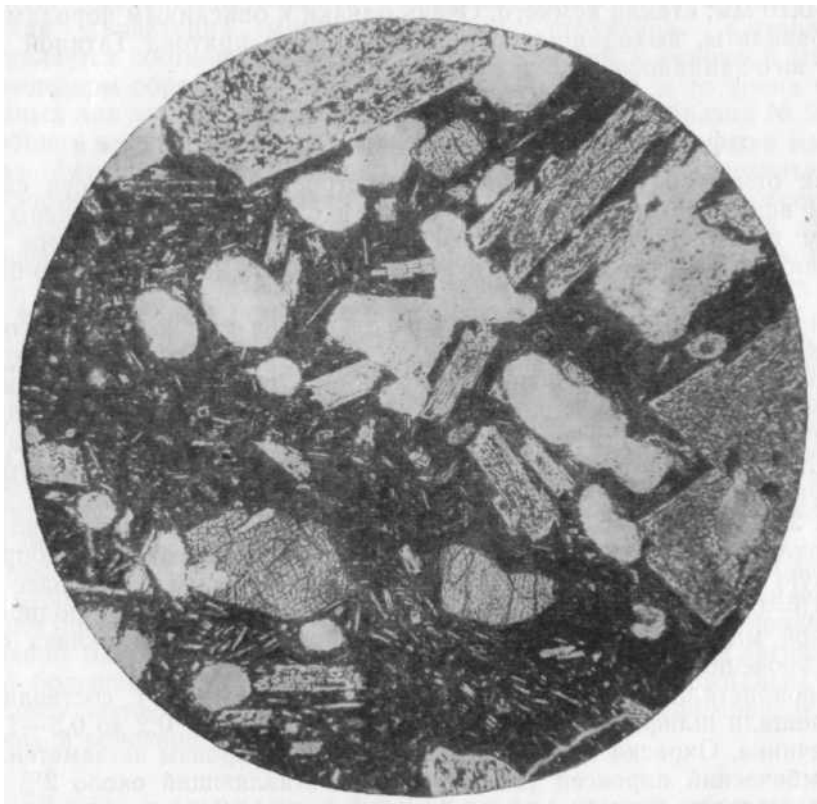
Фиг. 30. Андезито-базальты с пилотакситовой структурой, слагающие русло р. Птичь в ее нижнем течении (обр. 251).

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 николе.

мере гранулами пироксена и многочисленными мелкими зернышками магнетита (магнетитовая пыль). 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 Тятиной (основание юго-западного склона вулкана Тятя).

Лавы среднего

э ф ф у з н в н о - т у ф о г е н н о г о к о м п л е к с а

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 перекрывающими 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 Тятиной в виде многочисленных крупных глыб. Они существенно отличаются

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

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 микроделеритовая 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 размены 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 объемн.%. Размеры их от 0,1 до 0,3 мм. В большинстве случаев зерна оливина окружены тонкой опацитовой 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.

Микроделеритовая 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 микроделеритовая.

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 оливиновыми 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 андезито-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 андезито-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 залегавший 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 сменились изливаниями андезито-базальтов. Вероятно, в этом сказались различия состава магмы в их очагах.

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

ному комплексу вулкана Менделеева соответствует лавовый пьедестал Тяти, среднему туфогенному комплексу вулкана Менделеева — средняя эффузивно-туфогенная шлаковая толща вулкана Тятя, наконец, верхнему эффузивному комплексу вулкана Менделеева — верхний эффузивный комплекс вулкана Тятя. Средний туфогенный комплекс вулкана Менделеева, как выше уже было отмечено, образовывался в значительной мере в водных условиях. В пользу того, что шлаковая толща вулкана Тятя 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 Тяти 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 Тяти 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 Тятя. Это, вероятно, объясняется его «средним положением» по составу: вулкан Тятя преимущественно андезито-базальтовый, вулкан Головнина — андезито-дацитовый, вулкан Менделеева — промежуточный, андезито-базальтовый — андезито-дацитовый.

Сопоставление кальдер вулканов Головнина, Менделеева и Тятя

Относительная одновозрастность кальдер

Песчано-пемзовая свита вулкана Головнина, средний туфогенный комплекс вулкана Менделеева и шлаковая толща вулкана Тятя, вероятно, являются геологически одновозрастными; одновозрастны также образования исторического времени, как внутренний конус вулкана Тятя 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 Тятя 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 стенок кальдеры и слива воды в море.

Признавая, что все три кальдеры Кунашира обязаны своим происхождением провалам, мы хотим подчеркнуть, что в каждом отдельном случае формирование 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. Вильямс (Williams, 1941).

Кальдере вулкана Менделеева мы склонны относить к типу Глен-Козе 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 1 поток (вулкан Тятя)	Молодой 2 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 андезито-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
Плагиоклаз № 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 плагиоклаза 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 плагиоклаза № 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
Плагиоклаз 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 плагиоклаза 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.

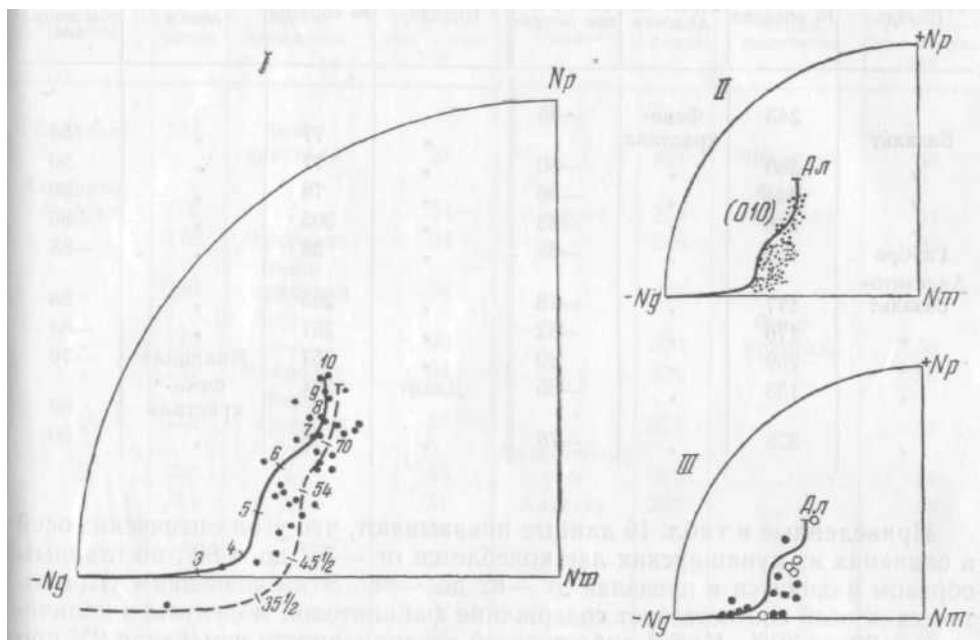
Известно, что у высокотемпературных плагиоклазов местоположение проекций двойниковых осей альбитовых двойников на стереограмме несколько смещается вправо относительно кривой Никитина. Этим мы воспользовались для определения природы плагиоклазов (высокотемпературные, низкотемпературные) в кунаширских 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
			№р	№m	№g	
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 ограненных 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
Андезитобазальт	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	Андезитодацит	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 N_g до светло-зеленого по N_p ; $cN_g = 14^\circ$; $2V = -78^\circ$. 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	№ образца	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.

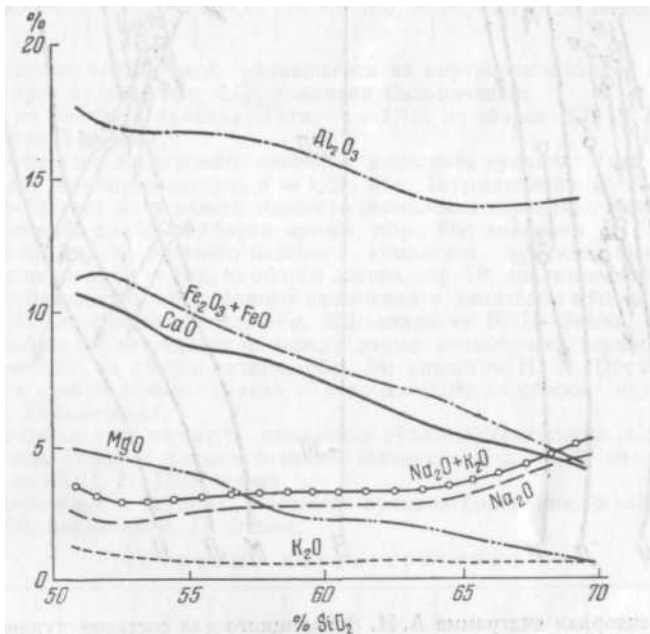
Колебания в светопреломлении стекла по отдельным пробам из одной и той же породы обычны, причем нередко они достигают второго знака. В даците купола вулкана Менделеева показатель светопреломления стекла в разных образцах изменяется от 1,505 до 1,527. В общем же с повышением кислотности пород показатель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

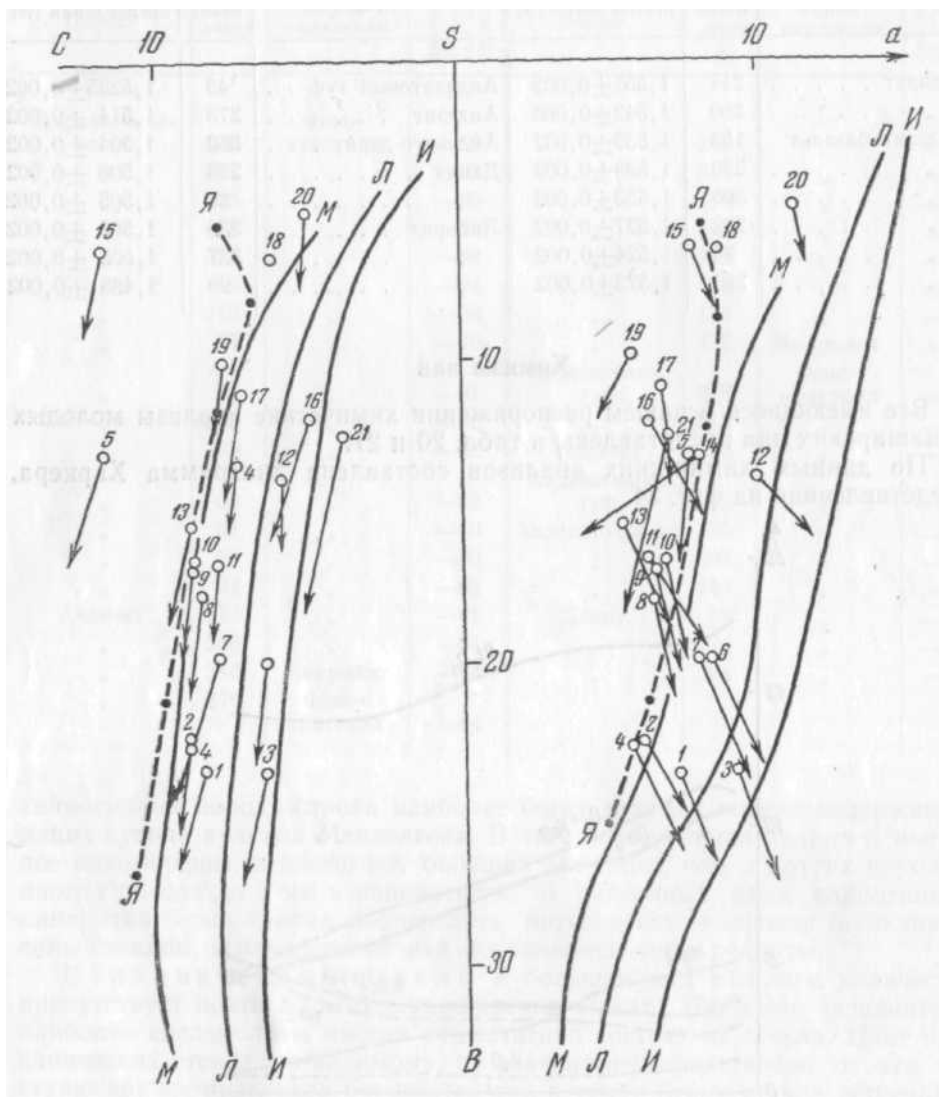
По данным химических анализов составлена диаграмма Харкера, представленная на фиг. 34.



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 Тятя $\alpha^* = 1,68$; из сборов автора, обр. 243; аналитик Сильниченко;

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

3 — андезито-базальт из нижнего лавового комплекса вулкана Тятя (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 Тятя; $\alpha = 2,08$; 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 щелочно-земельной магне и отличаются крайней известковистостью (щелочно-известковый 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 экструзивных 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-базальтовый.

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 Чемеков Ф. Ф. Основные этапы формирования рельефа Камчат-ки. 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. Н. О 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 погрузившейся 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 главные 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) Черепаховая структура над современным лакколитом 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 Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 5, 1947.
- Набоко С. И. Осаждение ярозитов из термальных вод нижнеменделеевских 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 Иностран. лит-ры, 1952. Полевые шпаты, с. 2-й под ред. В. П. Петрова. Изд-во иностран. лит-ры, 1956.
- Половинкин А. 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.
- Семенко 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.
- Ehara S. Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese Islands. III — Geotectonics of the Kurile Islands with reference to Hokkaido. Journ. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, No 701.
- Escher B 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 A. Die Kurilen. Mitt. der Geogr. u. Ethnogr. Gesellsch. Zurich. 1932.
- Jagi Kenso. Recent activity of Usu volcano Japan with special reference to the formation of 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.

П. И. ТОКАРЕВ

**О СВЯЗИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ
И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЕ**

**РАСПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ
И ИХ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ.
ОСТРОВНЫЕ ДУГИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Побережье Тихого океана является главной областью вулканической деятельности на земном шаре. Из 522 действующих вулканов 322 (около 62%) приходится на область Тихого океана, причем только небольшая их часть находится в центре океана, на островах, а остальные приурочены к узкой полосе побережья, образуя Тихоокеанский вулканический пояс, охватывающий кольцо весь Тихий океан.

По строению восточная и западная части Тихоокеанского вулканического пояса резко различны. Американский берег образует сравнительно ровную линию, вдоль которой воздымаются непрерывные горные цепи, азиатский же материк окаймляется гирляндами островов, расположенных дугообразно, к которым и приурочена современная вулканическая деятельность.

Островные дуги обладают рядом общих для них особенностей. Они непрерывной цепью охватывают Азиатский материк с востока и юго-востока, причем все обращены вогнутой стороной к материку. По их внешнему краю расположены глубоководные узкие впадины. Они сопровождаются поясами крупных нарушений изостатического равновесия. В непосредственной близости от них лежат зоны самой сильной и активной сейсмической деятельности. Глубокофокусные землетрясения также связаны с островными дугами.

Почти вся современная вулканическая деятельность восточной и юго-восточной Азии сосредоточена на этих островных дугах (Заварицкий, 1952).

Островные вулканические дуги являются зонами наиболее интенсивных современных тектонических движений, поэтому, как указывал А. Н. Заварицкий (1952), их изучение имеет первостепенное значение для понимания как прошлых, так и современных тектонических движений, горообразовательных процессов и вулканизма. Курило-Камчатская дуга в этом отношении представляет наибольший интерес, так как она наиболее проста по строению в сравнении с другими островными дугами и потому она наиболее удобна для изучения.

Строение Курило-Камчатской геоструктурной дуги

Большую часть рассматриваемой нами зоны занимает Курило-Камчатская геосинклинальная область, расположенная между дном северо-западной части Тихого океана и дном Охотского моря, а также областью третичной складчатости средней части Камчатки и Сахалина. Пояс поднятия этой геосинклинальной области, проходящий по Большой Курильской гряде и Восточно-Камчатскому хребту, с обеих сторон ограничен прогибами: с юго-востока — Курило-Камчатской глубоководной впадиной, а с северо-запада — глубоководным бассейном Охотского моря и депрессией долины р. Камчатка.

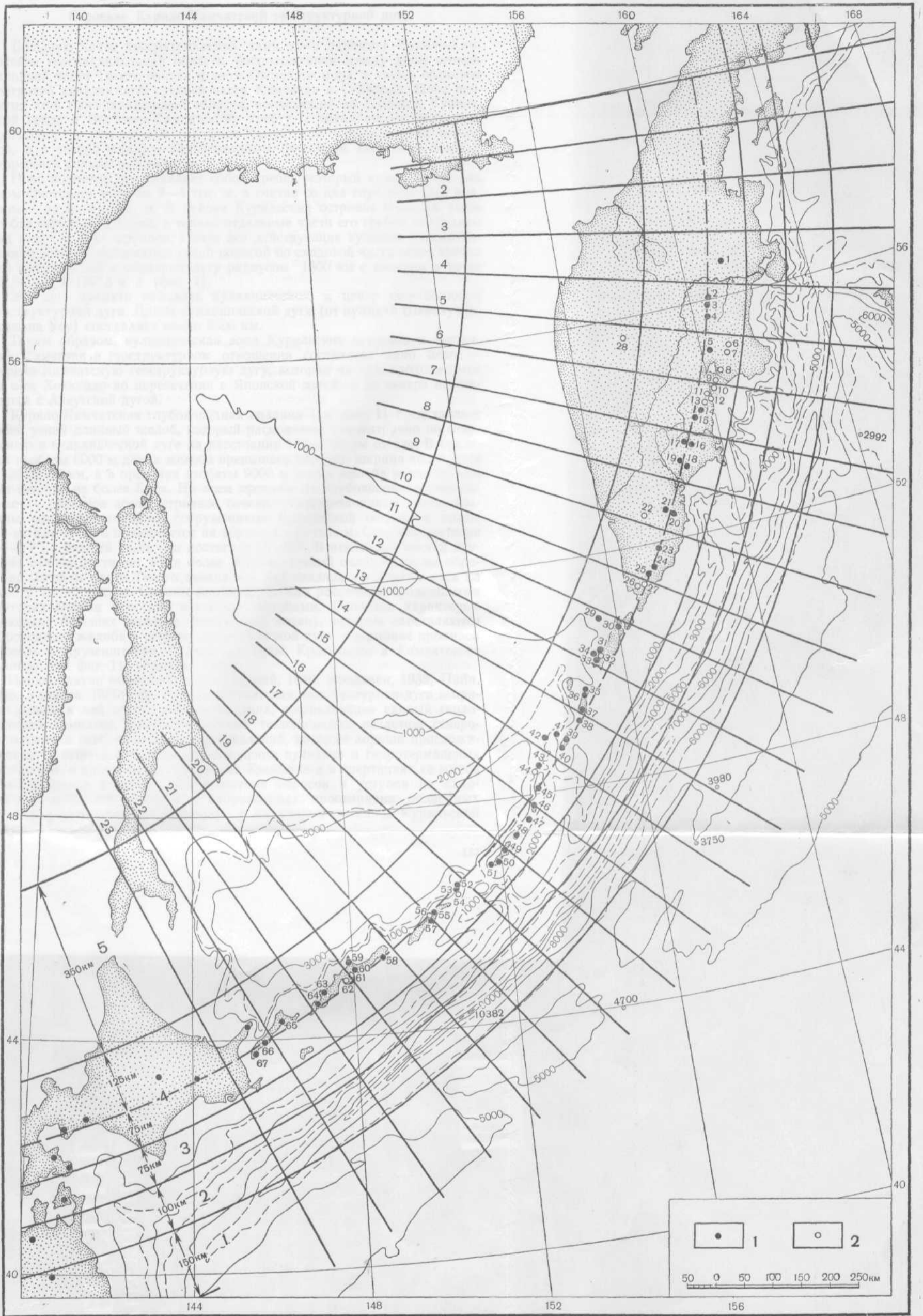
Пояс поднятия представляет собой хребет, который возвышается над дном Охотского моря на 2—4 тыс. м, а считая со дна глубоководной впадины — на 8—11 тыс. м. В районе Курильских островов большая часть хребта скрыта под водой, и только отдельные части его гребня выступают над водой в виде островов. Почти все действующие вулканы рассматриваемой зоны располагаются узкой полосой по сводовой части этого хребта или близко к ней и образуют дугу радиусом 1800 км с центром в точке $56^{\circ},5$ с. ш. и $130^{\circ},5$ в. д. (фиг. 1).

Эту дугу принято называть вулканической, а центр ее — полюсом геоструктурной дуги. Длина вулканической дуги (от вулкана Швелуч до вулкана Усу) составляет около 2300 км.

Таким образом, вулканическая зона Курильских островов и восточной Камчатки в геоструктурном отношении составляет одно целое — Курило-Камчатскую геоструктурную дугу, которая на юге продолжается на о-ве Хоккайдо до пересечения с Японской дугой, а на севере пересекается с Алеутской дугой.

Курило-Камчатская глубоководная впадина (см. фиг. 1) представляет собой узкий длинный желоб, который расположен концентрично по отношению к вулканической дуге на расстоянии 170—200 км от нее. В пределах изобаты 6000 м длина желоба превышает 2000 км, ширина колеблется от 20 до 60 км, а в пределах изобаты 9000 м длина желоба равна 550 км при ширине не более 5 км. На всем протяжении глубоководная впадина имеет V-образное ассимметричное сечение. Северо-западный склон впадины образован горными сооружениями Курильской островной гряды и п-ва Камчатка и поднимается на высоту 8—11 тыс. м. Средняя крутизна его — 7° , в нижней части она достигает $15\text{--}20^{\circ}$. В некоторых местах крутизна склона достигает 40° и более. Юго-восточный склон впадины образован склоном плато Тихого океана. Со дна впадины он поднимается на высоту 2,5—5 тыс. м. Склоны впадины сложно расчленены продольными крутопадающими сбросами и узкими желобами. Особенно характерны несколько больших желобов (подводных долин), которые ответвляются от основного желоба в сторону вулканической дуги — в районе проливов Буссоль и Крузенштерна, Авачинской губы, Кроноцкого и Камчатского заливов (см. фиг. 1), (Удинцев, 1955).

Неоднократно отмечалось (Заварицкий, 1940; Влодавец, 1939; Пийп, 1946; Удинцев, 1955), что Курило-Камчатская геоструктурная дуга и примыкающая к ней глубоководная впадина, составляющие единый геологический комплекс, разбиты системой тектонических разломов северо-восточного и северо-западного направлений, которые хорошо прослеживаются на суше в линейном расположении вулканов и гидротермальных источников, в направлении сбросов на Камчатке и в очертаниях ее мысов и полуостровов, а под водой — в системе сбросов и уступов на склонах глубоководной впадины, в направлениях простираения подводных долин и в расположении подводных и надводных вулканов Курильской гряды.



Фиг. 1. Карта вулканов Курило-Камчатской дуги и схема разделения вулканической зоны на пояса и секторы.

1—вулканы, действовавшие с 1700 по 1954 г., 2 — вулканы, находящиеся в состоянии сольфаторной деятельности.
 Вулканы: 1— Шивелуч; 2 — Ключевской; 3 — Безымянный; 4 — Плоский Толбачик; 5 — Кизимен; 6 — Комарова; 7 — Гамчен; 8 — Кроноцкий; 9 — Крашенинникова; 10 — Кипиньч; 11 — Узон; 12 — Бурлящий; 13 — Центральный Семьячик; 14 — Малый Семьячик; 15 — Карымский; 16 — Жупановский; 17 — Дзензурский; 18 — Авачинский; 19 — Корякский; 20 — Мутновский; 21 — Горелый хребет; 22 — Опала; 23 — Ксудач; 24 — Желтовский; 25 — Ильинский; 26 — Кошелева; 27 — Камбалный; 28 — Ичинский; 29 — Ала-

ид; 30 — Эбеко; 31 — Чикурачки; 32 — Татаринова; 33 — Карпинского; 34 — Фусса; 35 — Асырминтар; 36 — Немо; 37 — Креницына; 38 — Севергина; 39 — Синарка; 40 — Кунтоминтар; 41 — Экарма; 42 — Чиринотан; 43 — Райкоке; 44 — Сарычева; 45 — подводные вулканы 1924 года; 46 — Расшуа; 47 — Ушишир; 48 — Палласа; 49 — Прево; 60 — Заварицкого; 51 — Горящая сопка; 52 — Черного; 53 — Сноу; 64 — Брат Чирпоев; 55 — Трезубец; 56 — Берга; 57 — Колокол; 58 — Кудрявый; 59 — Чирип; 60 — Баранского; 61 — Тебенькова; 62 — Иван Грозный; 63 — Атсонпури; 64 — Берутарубе; 65 — Тятя-66 — Менделеева; 67 — Головнина.

Распределение силы тяжести

Изолинии аномалий Фая силы тяжести в Курило-Камчатской зоне, как отмечает А. Г. Гайнанов (1955), располагаются концентрично вулканической дуге, повторяя расположение аномалий в других островных дугах (Заварицкий, 1952). Вдоль всей Курило-Камчатской дуги тянется узкая полоса больших положительных аномалий, местами достигающих + 200 мгл. На севере она отделяется от зоны положительных аномалий Алеутской дуги (у о-ва Беринга + 120 мгл) зоной отрицательных аномалий (— 240 мгл). Над глубоководной впадиной лежит полоса отрицательных аномалий, в некоторых местах достигающих 300 мгл. На севере, у Командорских островов, эта зона сливается с зоной отрицательных аномалий Алеутской глубоководной впадины. За впадиной, над дном Тихого океана аномалии силы тяжести близки к нормальным (0; + 40 мгл).

Аномалии Буге также распределяются концентрично вулканической дуге. Они достигают +120 мгл над Курильскими островами и уменьшаются на юге дуги (о-ва Хоккайдо) до + 40 мгл. Над северо-западным склоном впадины аномалии Буге имеют небольшой минимум, а далее на юго-восток быстро возрастают, достигая максимума (+ 400 мгл) над юго-восточным склоном впадины. Далее к юго-востоку, над дном океана, они несколько уменьшаются (до + 280 и + 320 мгл).

Расположение вулканов

Большая Курильская гряда и восточная Камчатка — области очень активной современной вулканической деятельности. Очевидно, совсем недавно прекратилась вулканическая деятельность в Срединном хребте Камчатки, где еще и сейчас один вулкан (Ичинский) проявляет следы сольфатарной деятельности. Но мы не будем в своей работе принимать его во внимание, так как в Срединном хребте активная вулканическая деятельность уже прекратилась и сейчас сосредоточена только в восточной части Камчатки.

По последним данным (Влодавец, Пийп, 1957; Горшков, 1957), в восточной Камчатке и на Большой Курильской гряде имеется 66 действующих вулканов (вулканы о-ва Хоккайдо мы не рассматриваем). Кроме того, по данным В. И. Влодавца (1949) и Г. С. Горшкова (1954), в восточной Камчатке (южнее вулкана Швелуч) находится 83, а на Курильских островах 43 потухших вулкана.

Все действующие вулканы располагаются неширокой дугообразной полосой, образуя Курило-Камчатскую вулканическую дугу. Некоторые вулканы Курильской гряды приурочены к внутренней части дуги и поднимаются прямо со дна Охотского моря на высоту 2—3 тыс. м. Остальные вулканы лежат на гребне подводного хребта. На Камчатке цепь вулканов тянется вдоль восточного берега полуострова — от мыса Лопатка до Кроноцкого озера, образуя своеобразный хребет, который в средней части (от Авачинской бухты до Кроноцкого озера) расположен к востоку от Восточно-Камчатского хребта. Далее эта цепь идет прямо на север, пересекая хр. Тумрок, а затем опять поворачивает на северо-восток, но уже западнее гр. Кумроч. Все эти отклонения в расположении вулканов от дуги невелики, если рассматривать всю вулканическую дугу в целом, и носят частный характер. В общем же вся цепь действующих вулканов Камчатки, Курильских островов и о-ва Хоккайдо образует правильную дугу.

Это подтверждается данными табл. 1, в которой дается распределение вулканов в зависимости от их отклонения от вулканической дуги (без о-ва Хоккайдо).

Из табл. 1 следует, что преобладающее большинство вулканов (82%) лежит в полосе шириной 50 км (0 ± 25). Среднее отклонение вулканов от проведенной нами дуги равно 15,6 км. Максимальное отклонение имеют вулканы Чиринкотан (-47 км) и Алаид (-55 км).

Таблица 1

Отклонение в расположении вулканов от вулканической дуги

Интервал отклонения, км	Число вулканов в интервале	%
0 ± 5	— 29	44
6—15	+ 8 } — 5 }	13
16—25	+ 6 } — 6 }	12
26—35	+ 3 } — 1 }	4
36—45	+ 5 } — 1 }	6
46—55	+ 0 } — 2 }	2
Всего	66	100

Неоднократно отмечалось (Заварицкий, 1940; Влодавец, 1949; Горшков, 1954), что вулканы Камчатки располагаются рядами, в двух направлениях: главное из них — северо-восточное, вдоль простирания дуги; второе — северо-западное, поперечное первому. Линейность расположения вулканов объясняется существованием системы тектонических разломов двух указанных направлений.

Так как вулканы обычно располагаются узкими полосами, мерой активности вулканических дуг принято считать линейную плотность вулканов, которая определяется как отношение числа действующих вулканов дуги к ее протяженности, выраженной в километрах. В табл. 2 приведена линейная плотность вулканов Курило-Камчатской дуги в целом (без о-ва Хоккайдо) и отдельных ее частей.

Таблица 2

Линейная плотность вулканов Курило-Камчатской дуги

Район вулканической дуги	Длина интервала, км	Число вулканов		Линейная плотность вулканов	
		всех	действующих	всех	действующих
Камчатка: от вулкана Шевелуч до мыса Лопатка (только восточная зона)	700	110	27	0,157	0,039
Курильские острова: от мыса Лопатка до пролива Измена . .	1200	82	39	0,068	0,032
Курило-Камчатская дуга: от вулкана Шевелуч до пролива Измена (включая только восточную зону Камчатки)	1900	192	66	0,101	0,035

По данным А. Н. Заварицкого (1940), линейная плотность вулканов для всего Тихоокеанского вулканического пояса равна 0,007. Отсюда видно, что Курило-Камчатская дуга является одной из наиболее активных частей Тихоокеанского вулканического пояса.

Деятельность вулканов за период с 1900 по 1955 год

Все сведения о деятельности вулканов рассматриваемой зоны взяты из различных источников (Влодавец, 1946; 1949; Кулаков, 1936; Горшков, 1954; Пийп, 1956) и уточнены по изданному «Каталогу действующих вулканов СССР» (Влодавец, Пийп, 1957; Горшков, 1954), который является последней, притом наиболее полной и достоверной сводкой о деятельности вулканов СССР в историческое время.

Из 66 действующих вулканов Курило-Камчатской зоны относительно 50 (16 на Камчатке и 34 на Курилах) известны извержения за период с 1700 г. по 1956 г., из них только 33 (14 на Камчатке и 19 на Курилах) проявляли активность (включая и слабые выбросы пепла) в период с 1900 по 1955 г.

Остальные 17 вулканов (12 на Камчатке и 5 на Курилах) находятся в состоянии сольфатарной деятельности.

В отношении дат извержений Курило-Камчатских вулканов за последние 55 лет сводку можно считать достаточно полной. Если и имеются пропуски извержений некоторых вулканов, то они незначительны. Но в смысле характеристики извержений имеющиеся сведения неполны, и по ним нельзя дать количественную оценку энергии извержений. Поэтому в настоящей работе предпринята попытка хотя бы ориентировочно разделить их на несколько групп по интенсивности. При этом основным источником сведений являлись имеющиеся в сводках описания характера извержений. Здесь, конечно, возможны большие ошибки, так как различные наблюдатели по-разному воспринимали и оценивали силу извержения. Но исходя из того, какие продукты извергались, на какой площади они распространялись, каков характер извержения, их все же грубо можно разделить на четыре группы.

В табл. 3 дается сводка извержений вулканов Курило-Камчатской дуги. После названия вулкана в скобках стоит цифра, соответствующая номеру в «Каталоге действующих вулканов СССР» (Влодавец, Пийп, 1957; Горшков, 1957). После даты извержения стоят буквы, первая из которых обозначает группу извержения, а вторая — характер извержения (Л — излияние лавы; К — образование купола). Если происходило только эксплозивное извержение, то вторая буква не ставится.

Большие извержения (в табл. 3 обозначены буквой Б): выброс большого количества рыхлого материала, который выпадает на большой площади; выбросы множества раскаленных бомб; излияние значительного количества лавы или образование лавового купола; прорыв паразитных кратеров и излияние из них лавы; грохот и ощутимые землетрясения при извержении в районе вулкана.

Малые извержения (М): не очень значительные выбросы рыхлых продуктов, которые не распространяются на большие расстояния; выброс раскаленных бомб в незначительном количестве; небольшие излияния лавы.

Очень слабые извержения (Д): очень слабые кратковременные выбросы пепла без вулканических бомб и свечения над кратером; усиление fumarальной деятельности.

Извержения, о которых ничего не известно, кроме указания на то, что они происходили в таком-то году (А).

Хронология извержений вулканов Курило-Камчатской дуги за 1900—1955 гг.

Вулканы	№ по каталогу	Год извержения и активность
Шевелуч	(1)	1925Д, 1928А, 1930А, 1944Д, 1945—1950МК
Ключевской	(2)	1904БЛ, 1907АЛ, 1909М, 1910М, 1911М, 1913А, 1915БЛ, 1922М, 1923БЛ, 1925М, 1926М, 1929БЛ, 1931М, 1932БЛ, 1933М, 1935М, 1936М, 1937БЛ, 1938БЛ, 1939М, 1944М, 1945БЛ, 1946БЛ, 1951БЛ, 1953БЛ, 1954Д.
Безымянный	(3)	1955Б.
Плоский Толбачик	(4)	1904БЛ, 1931А, 1939М, 1940М, 1941БЛ, 1947Д, 1949Д, 1954Д.
Кизимен	(5)	1925Д, 1927М, 1928Д.
Малый Семячик	(14)	1944Д, 1945М, 1946Д, 1952М.
Карымский	(15)	1908А, 1911А, 1912Д, 1915А, 1921А, 1923А, 1925А, 1929А, 1932А, 1933А, 1934М, 1935БЛ, 1938А, 1940А, 1943А, 1945БЛ, 1946Б, 1947М, 1952Б, 1955А.
Жупановский	(17)	1925М, 1929А, 1940Б.
Авача	(19)	1901БЛ, 1909БЛ, 1926БЛ, 1938БЛ, 1945Б.
Горелый хребет	(21)	1929Б, 1930М, 1931М, 1947Д,
Мутновский	(22)	1904БЛ, 1916М, 1917М, 1927Б, 1928М, 1929Д, 1938Д, 1939М, 1945М, 1952А
Ксудач	(23)	1907Б.
Желтовский	(24)	1923Б.
Ильинский	(25)	1901Б.
Алаид	(29)	1933Б, 1934БЛ.
Эбеко	(30)	1934Б, 1935М.
Кальдера Карпинского	(33)	1952Д.
Асырмнтар	(35)	1938М.
Немо	(36)	1906А.
Креницына	(37)	1952БЛ.
Севергина	(38)	1931М, 1933БК.
Кунтоминтар	(40)	1953Д, 1954Д.
Райкоке	(43)	1924Б.
Подводный	(44)	1924Б.
Сарычева	(45)	1928М, 1930Б, 1946Б, 1954МК.
Расшуа	(46)	1946Д.
Палласа	(47)	1924А.
Кальдера Заварицкого	(50)	между 1916 и 1931 годом образовались лавовые куполы, БЛ.
Горящая сопка	(51)	1914Б, 1944А.
Берга	(56)	1946А, 1951М, 1952Д.
Кудрявый	(58)	1946М.
Баранского	(60)	1951Д.
Атсонупури	(63)	1932А.

При разделении на группы совсем не учитывается продолжительность извержения (происходит она весь год или только несколько дней), но для тех извержений, которые продолжаются несколько лет подряд, такая характеристика дается для каждого года. В тех случаях, когда непродолжительное извержение происходит на границе двух годов, например в декабре и январе, оно относится к году его начала, а во второй год относится к третьей группе (Д).

Таблица 4

Распределение извержений по группам

Район	Число извержений группы				
	Б	М	Д	А	Всего
Камчатка	30	32	14	20	96
Курилы	11	7	6	5	29
Вся дуга	41	39	20	25	125

Из табл. 4 следует, что около трех четвертей всех извержений произошло на Камчатке. Это соотношение извержений вулканов Камчатки и Курил сохраняется во всех группах извержений. Для 80% всех извержений определена группа их интенсивности, остальные 20% извержений (группа А) могут быть отнесены к любой из первых трех групп, но более вероятно, что они относятся ко второй (М) или третьей группе, так как о более сильных извержениях всегда бывают подробные сведения.

Данные табл. 3 характеризуют активность вулканов в течение каждого календарного года. Так как энергетическую оценку извержений мы дать не можем, то такая характеристика активности вулкана является единственно возможной, т. е. мы будем судить об активности вулкана по числу годов, в которые он находился в состоянии активной деятельности, вне зависимости от продолжительности извержений, ибо на основании имеющихся у нас данных мы не можем ее учитывать.

Так как в большинстве случаев извержения длятся не более года, число извержений вулкана почти совпадает с числом годов, в которые происходили извержения. Поэтому, чтобы не употреблять длинного названия, мы будем пользоваться термином «извержение», понимая под ним активное состояние вулкана в течение календарного года. Если вулкан в течение данного года проявлял активность, будем считать, что в этом году произошло одно извержение, независимо от того, продолжалось ли оно одну неделю (и даже несколько дней) или несколько месяцев. Если вулкан проявлял активность в течение нескольких лет подряд, будем считать, что в каждый из этих годов произошло по одному извержению.

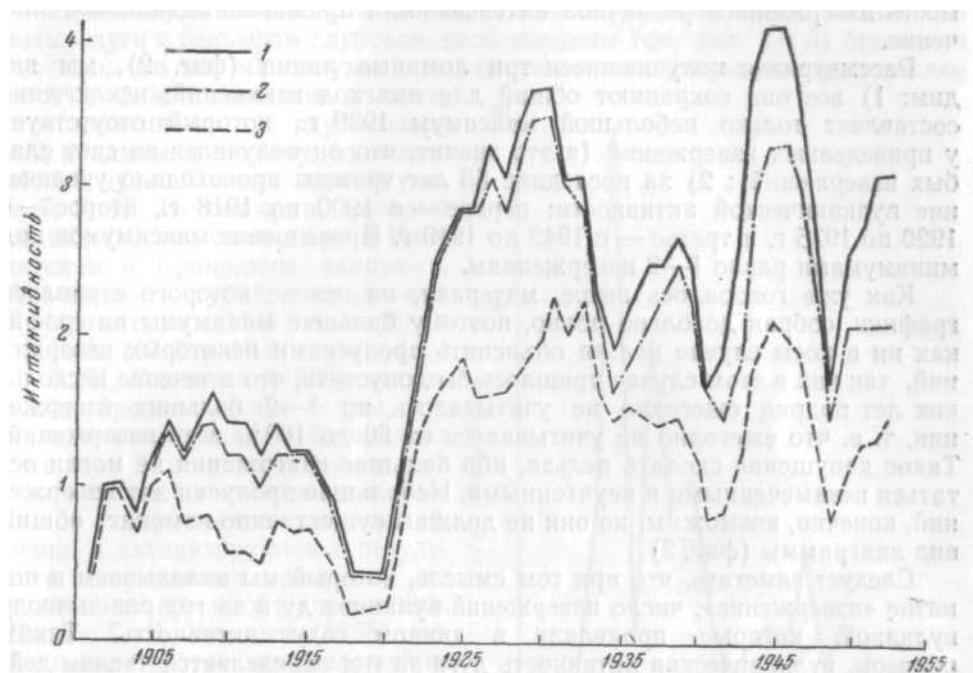
Активность вулкана определяется частотой извержений или средним периодом извержений [временем (годы) между началами двух смежных извержений]. Самыми активными вулканами на Камчатке являются Ключевской (2,1), Карымский (2,7), Мутновский (7,0), Авача (11), а на Курилах — пик Сарычева (14)¹.

Периодичность вулканической активности

Чтобы проследить за тем, как изменялась во времени вулканическая активность дуги, нами были составлены графики распределения по годам извержений вулканов всей дуги. Они получились сильно изломанными,

¹ В скобках после названия вулкана дается средний период извержения за последние 55 лет [1901—1955 гг.]

так как бывает, что в один год происходит несколько извержений, а в другой их нет совсем. Для того чтобы сгладить эти кривые, нами был применен метод скользящего среднего. Осреднение производилось по пятилетиям (для каждого года бралось среднее за пять лет: за данный год, два предыдущих и два последующих года).



Фиг. 2. Распределение во времени извержений вулканов Курило-Камчатской дуги.

1 — все извержения; 2 — за вычетом сомнительных и очень слабых; 3 — приведенные извержения

Сглаживание методом скользящего пятигодичного среднего оправдывается тем, что в этом случае четко выступают изменения вулканической активности, длительность которых составляет не менее пяти лет. Рассматривать меньшие периоды изменения вулканической активности не имеет смысла, потому что самые короткие периоды между извержениями для большинства вулканов исчисляются не менее чем в 3—5 лет.

В дальнейшем при рассмотрении изменения вулканической активности во времени будет приводиться не число извержений в год, а пятигодичное — среднее. Для краткости изложения это не всегда будет оговорено.

Распределение во времени вулканической активности Курило-Камчатской дуги отражено на фиг. 2.

Для учета, хотя бы грубого, интенсивности извержений каждой группе приписывается определенный вес, и таким путем все извержения приводятся к одному уровню. Такие взвешенные извержения мы называем приведенными. Группам Б, М и Д приписывается вес (в условных единицах), равный соответственно 1,0; 0,3 и 0,1; для извержений группы А принимается вес 0,5.

Интенсивность извержения группы Д, оцениваемая 0,1, в действительности значительно меньше интенсивности извержений группы Б, но мы считаем, что самый факт начала слабого извержения тоже как-то должен учитываться, поэтому ему и приписывается такой относительно большой вес. Если бы для этих извержений мы принимали вес ни много меньше

единицы, такие извержения были бы исчезающе малыми по сравнению с извержениями группы Б и их влияние не могло бы быть отражено на графике.

Приписывая определенный вес извержениям различных групп, мы разграничиваем их по интенсивности и тем самым устраняем необходимость извержениям различной интенсивности придавать одинаковое значение.

Рассматривая получившиеся три ломаные линии (фиг. 2), мы видим: 1) все они сохраняют общий для них ход изменений; исключение составляет только небольшой максимум 1939 г., который отсутствует у приведенных извержений (а это значит, что он получился за счет слабых извержений); 2) за последние 55 лет трижды происходило увеличение вулканической активности: первое — с 1900 по 1918 г., второе — с 1920 по 1935 г. и третье — с 1942 по 1949 г. Превышение максимумов над минимумами равно 1—2 извержениям.

Как уже говорилось выше, материал, на основе которого строились графики, собран довольно полно, поэтому большие минимумы на графиках ни в коем случае нельзя объяснить пропусками некоторых извержений, так как в этом случае пришлось бы допустить, что в течение нескольких лет подряд ежегодно не учитывалось по 1—2 больших извержения, т. е. что ежегодно не учитывалось от 50 до 100% всех извержений. Такое допущение сделать нельзя, ибо большие извержения не могли остаться незамеченными и неучтенными. Небольшие пропуски дат извержений, конечно, возможны, но они не должны существенно изменить общий вид диаграммы (фиг. 2).

Следует заметить, что при том смысле, который мы вкладываем в понятие «извержение», число извержений вулканов дуги за год равно числу вулканов, которые проявляли в данном году активность. Таким образом, вулканическая активность дуги за год определяется числом действовавших в том или ином году вулканов.

Распределение вулканов и вулканической активности вдоль дуги

Вулканы вдоль дуги располагаются неширокой полосой (фиг. 1); вдоль дуги они распределяются почти равномерно (табл. 2).

При рассмотрении распределения вулканической активности вдоль дуги был использован тот же метод разделения зоны на секторы, что и в нашей предыдущей статье (Токарев, 1957). Вся зона была разбита на 23 сектора с тем, что каждый сектор заключал в себе отрезок вулканической дуги длиной 100 км (разделение на секторы показано на фиг. 1). При разделении дуги на секторы учитывались строение береговой линии и расположение групп вулканов.

Распределение извержений вдоль Курило-Камчатской дуги (по секторам) представлено на фиг. 3, где по оси абсцисс отложены номера секторов (согласно нумерации на фиг. 1), а по оси ординат — число извержений групп Б, М и А всех вулканов данного сектора за 1901—1955 гг. Графики приведенных извержений, а также всех групп не приводятся, так как они в точности повторяют ход кривой на фиг. 3. Так как все секторы равны и длина дуги, заключенная в каждом из них, составляет 100 км, диаграмма (фиг. 3) показывает распределение линейной плотности вулканической активности вдоль дуги, выраженной числом извержений на 100 км дуги.

Общая закономерность изменения активности такова: по мере продвижения вдоль дуги на юго-запад линейная плотность вулканической активности неравномерно убывает. На фиг. 3 резко выделяется несколь-

ко больших максимумов, характеризующих ее. Высота последующих максимумов становится все меньше и меньше. Исключение составляет только небольшой максимум 13-го сектора, который меньше максимума 15-го сектора. На долю Камчатки приходится около 3/4 всех извержений, которые произошли в районе Курило-Камчатской дуги за последние 55 лет.

При сопоставлении кривой распределения вулканической активности вдоль дуги с рельефом глубоководной впадины (см. фиг. 1 и 3) бросается в глаза, что все максимумы приходится на те сектора, которые заключают в себе подводные долины, ответвляющиеся от глубоководной впадины в сторону вулканической дуги. Таковы максимумы 5, 7, 9, 15, 18 секторов, которые соответственно совпадают с Камчатским и Кроноцким заливами, Авачинской губой, проливами Круzensштерна (15-й сектор) и Буссоль (17-й и 18-й секторы).

В. И. Влодавец (1939) высказывал предположение о том, что магматические очаги действующих вулканов Камчатки образовались при развитии тектонических разломов северо-восточного направления и активизируются в результате современных движений по линиям поперечного направления. Позже Г. Б. Удинцев (1955) высказывает другое предположение. Так как возрастание вулканической активности по мере продвижения вдоль дуги на север обусловлено развитием впадины (прогибанием) с юга на север и в настоящее время в южной и средней частях Курило-Камчатской дуги оно почти прекратилось, а на севере, где впадина выклинивается, продолжается с максимальной интенсивностью, то возникают поперечные разломы и активизируется (вулканическая деятельность).

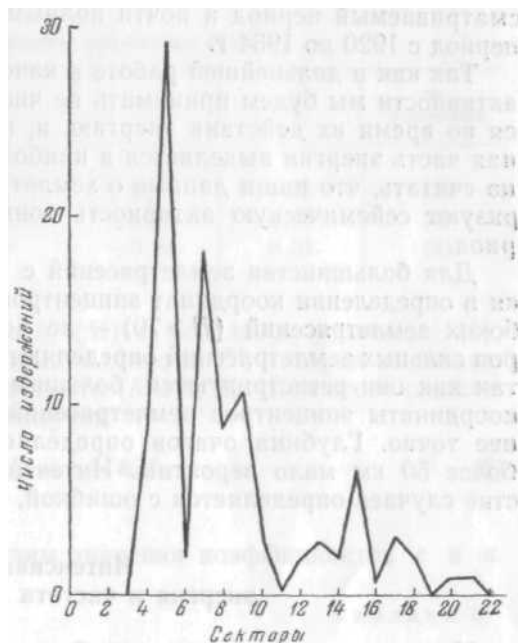
Наши данные не противоречат этим предположениям и даже, возможно, подтверждают их.

Таким образом, существование на одних и тех же участках геоструктурной дуги подводных долин и наиболее активных вулканов связано, очевидно, с большими поперечными тектоническими разломами, которые и являются причиной образования подводных долин на северо-западном склоне глубоководной впадины и в настоящее время активизируют вулканическую деятельность. Отметим, что Камчатский и Кроноцкий заливы и Авачинская губа являются непосредственным продолжением подводных долин на суше.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

Использованный материал и метод

Для настоящей работы были использованы данные о 155 землетрясениях, взятые без изменения из табл. 17 и 18 (и дополнения к ним) книги Б. Гутенберга и К. Рихтера «Сейсмичность земли» (Gutenberg, Richter,



Фиг. 3. Распределение вулканической активности вдоль Курило-Камчатской дуги

1954). Кроме того, были обработаны данные о 241 землетрясении из приложения к нашей предыдущей статье (Токарев, 1957). Таким образом, всего были обработаны данные о 396 землетрясениях Курило-Камчатской зоны с интенсивностью $M \geq 6$ за 1904—1954 гг., в том числе 70 землетрясений с промежуточной глубиной очага ($70 < H < 300$ км) и 31 глубокофокусное землетрясение ($H > 300$ км). Карта эпицентров этих землетрясений приведена нами в предыдущей статье (Токарев, 1957). Эти данные мы считаем достаточно полными для землетрясений с $M \geq 7$ за весь рассматриваемый период и почти полными для землетрясений с $M \geq 6,5$ за период с 1920 по 1954 г.

Так как в дальнейшей работе в качестве характеристики сейсмической активности мы будем принимать не число землетрясений, а выделившуюся во время их действия энергию, и, принимая во внимание, что основная часть энергии выделяется в наиболее сильных землетрясениях, можно считать, что наши данные о землетрясениях довольно полно характеризуют сейсмическую активность зоны за весь рассматриваемый период.

Для большинства землетрясений с нормальной глубиной очага ошибки в определении координат эпицентров не превышают $\pm 1^{\circ}, 0$, а для глубоких землетрясений ($H \geq 70$) — не более $\pm 2^{\circ}, 0$. Координаты эпицентров сильных землетрясений определяются, очевидно, с большей точностью, так как они регистрируются большим числом станций. Возможно, что координаты эпицентров землетрясений раннего периода определены менее точно. Глубина очагов определяется довольно хорошо, и ошибки более 50 км мало вероятны. Интенсивность землетрясений в большинстве случаев определяется с ошибкой, не превышающей $\pm 0,25$.

Интенсивность, энергия и частота землетрясений

Интенсивность землетрясений дана в таблицах Б. Гутенберга и К. Рихтера и в приложении к нашей предыдущей статье (Токарев, 1957).

Энергия землетрясений определялась нами по формуле Б. Гутенберга (1949 г.)

$$\lg E = 12 + 1,8M. \quad (1)$$

В нашем распоряжении имеется достаточно материала (396 землетрясений) для статистического рассмотрения связи между частотой и энергией землетрясений изучаемой зоны. Для этой цели были использованы данные о землетрясениях с $M \geq 6,6$ за весь рассматриваемый период, данные нормальных землетрясений с интенсивностью $6,0 \leq M \leq 6,5$ взяты за период с 1922 по 1954 г.; для землетрясений с промежуточной глубиной очага — за 1930—1954 гг., а для глубоких — за 1927—1954 гг. Мы считаем наши данные о землетрясениях за указанное время достаточно полными.

Зависимость частоты повторяемости землетрясений от их интенсивности $N(M)$ вычислялась для всех интенсивности от 6,0 до 8,3 через интервал, равный 0,1 ($M \pm 0,05$). Но так как интенсивность часто определялась с точностью до 0,25, данные группируются около интенсивностей, кратных 0,25. Поэтому все землетрясения были разбиты на более крупные интервалы, равные 0,3 ($M \pm 0,15$) и для каждого такого интервала бралась 1/3 энергии, выделившейся в землетрясениях с интенсивностью $M \pm 0,15$ и 1/3 числа землетрясений. Таким образом мы получали среднюю энергию, выделившуюся в землетрясениях с интенсивностью $M \pm 0,05$, и среднее число землетрясений.

Зависимость среднего годового числа землетрясений от их интенсивности определялась по формуле

$$\lg N = a + bM. \quad (2)$$

Методом наименьших квадратов по осредненным значениям E и N находились коэффициенты уравнения (2). Результат сведен в табл. 5, где указаны и средние квадратичные ошибки σ .

Таблица 5

Значение коэффициентов уравнения (2)

Землетрясения	a	b	σ	№ уравнения
С нормальной глубиной очага	5,57	-0,90	0,21	(3)
С промежуточной глубиной очага	4,87	-0,88	0,13	(4)
С глубоким очагом	4,17	-0,84	0,21	(5)

Зная среднегодовую зависимость $N(M)$ и используя уравнение (1), можно вычислить среднегодовое значение энергии E' , которая выделяется в землетрясениях данной интенсивности ($M+0,05$). Для этого сложим уравнение (2) с уравнением (1) и получим

$$\lg E' = \lg NE = c + kM, \quad (6)$$

где $C = 12 + a$ и $k = 1,8 - b$

Используя данные табл. 5, получим значения коэффициентов c и k .

Таблица 6

Значения коэффициентов уравнения (6)

Землетрясения	c	k	№ уравнения
С нормальной глубиной очага	17,57	0,90	(7)
С промежуточной глубиной очага	16,87	0,92	(8)
С глубоким очагом	16,17	0,96	(9)

Таким образом мы получили формулу, по которой можно вычислить энергию, выделенную за год землетрясениями Курило-Камчатской зоны, интенсивность которых равна $M \pm 0,05$.

В табл. 7 приведена вычисленная по формулам (7) — (9) годовая энергия (E'_T) землетрясений и среднегодовая энергия (E'_g), которая выделится в землетрясениях зоны за период 1904—1954 гг. Здесь, как и раньше, энергия землетрясений (E'_g) с интенсивностью M берется как среднее для трех интервалов интенсивностей, т. е. берется $1/3$ энергии землетрясений, интенсивность которых равна $M - 0,1$; M ; $M + 0,1$.

Как видим, теоретические и экспериментальные данные хорошо согласуются.

Если проинтегрировать уравнение (6) по M от 0 до M , то получим формулу

$$\lg E^* = c + 0,64 - \lg k + kM_1, \quad (10)$$

Таблица 7

M	Землетрясения					
	нормальные		промежуточные		глубокие	
	$\lg E'_T$	$\lg E'_g$	$\lg E'_T$	$\lg E'_g$	$\lg E'_T$	$\lg E'_g$
6,1	23,0	22,9	22,5	22,0	22,0	22,0
6,4	23,3	23,4	22,8	22,6	22,3	22,6
6,7	23,6	23,5	23,0	23,1	22,6	22,5
7,0	23,8	23,9	23,3	23,6	22,9	22,9
7,3	24,1	24,2	23,6	23,8	23,2	23,2
7,6	24,3	23,9	23,9	23,9	23,5	—
7,9	24,6	24,8	—	—	23,7	23,9
8,2	24,9	25,2	—	—	—	—

которая дает энергию (E^*), выделившуюся за год во время всех землетрясений зоны с $O M M_1$.

Подставляя значения c и k из табл. 7 в формулу (10), получим формулы, по которым можно вычислить суммарную энергию за год землетрясений зоны, интенсивность которых меньше и равна M .

Землетрясения с нормальной глубиной очага . . . $\lg E^* = 18,26 + 0,90 M$

(11) Промежуточные $\lg E^* = 17,55 + 0,92 M$

(12) Глубокие $\lg E^* = 16,83 + 0,96 M$

(13)

Для сравнения в табл. 8 приводится годовая энергия ($E^*_{T_1}$), вычисленная по формулам (11) — (13) для землетрясений интенсивностью до 7 и до 8 баллов, и выделившаяся в действительности среднегодовая энергия (E^*_g), для этих же интенсивностей.

Таблица 8

Интенсивность	Землетрясения					
	нормальные		промежуточные		глубокие	
	$\lg E^*_{T_1}$	$\lg E^*_g$	$\lg E^*_{T_1}$	$\lg E^*_g$	$\lg E^*_{T_1}$	$\lg E^*_g$
$M \leq 7$	24,56	24,48	23,99	24,16	23,55	23,66
$M \leq 8$	25,46	25,42	24,81	24,76	24,50	24,48

Как видим, теоретические и экспериментальные значения очень хорошо совпадают. Из той же табл. 8 видно, что большая часть энергии выделяется в землетрясениях при $M 7$.

Таким образом, мы получили формулы среднегодовой зависимости (M) и $N(M)$ для Курило-Камчатской зоны, которые довольно хорошо согласуются с экспериментальными данными. Однако применять эти формулы можно только в пределах следующих интенсивностей: 1) для нормальных землетрясений от 6,0 до 8,3; 2) для промежуточных и глубоких — в пределах 6,0—7,8; за этими пределами нам не известен закон зависимости $N(M)$ и $E'(M)$.

Самые сильные землетрясения рассматриваемой зоны достигали интенсивности 8,3, причем такую интенсивность имели только землетрясения с нормальной глубиной очага. Максимальное значение интенсивности для промежуточных землетрясений равно 7,7, а для глубоких — 7,8.

Распределение энергии землетрясений по глубине

Закономерности распределения очагов землетрясений по глубине в Курило-Камчатской зоне нами были изложены ранее (Токарев, 1957), здесь же мы рассмотрим распределение по глубине всех землетрясений зоны и их энергии.

В табл. 9 для различных интервалов глубин приводится число землетрясений (N), которые произошли в рассматриваемой зоне за 1904—1954 гг., их суммарная энергия (E) и отношение энергии к числу землетрясений ($E:N$), т. е. средняя энергия одного землетрясения или удельная энергия. Энергия дается в единицах 10^{25} эрг.

Таблица 9

Определяемые величины	Глубина очагов, км							
	0-69	70-100	101-200	201-300	301-400	401-500	501-600	601-650
N	300	34	28	6	8	9	11	3
E	445	5,9	16,6	5,6	12,1	0,52	2,62	0,078
$E:N$	1,485	0,175	0,592	0,934	1,501	0,058	0,238	0,026

Число землетрясений, минимальное на глубине 200—300 км, на глубинах 400—600 км несколько возрастает.

По нашему мнению, очень важной характеристикой является удельная энергия землетрясений ($E : N$), которая, по-видимому, до некоторой степени характеризует твердость пород на различных глубинах. Если допустить, что скорость нарастания напряжений на различных глубинах одинакова, то в тех местах, где твердость вещества больше, землетрясения будут происходить реже, но с большей силой, а там, где твердость меньше, они будут происходить чаще, но меньшей силы. Таким образом, очевидно, твердость вещества больше в тех местах, где больше удельная энергия землетрясений.

Следует заметить, что данные табл. 9 получены на основе небольшого материала, поэтому и вытекающие из них выводы следует считать предварительными, требующими проверки на более полном материале. Возможно, что минимум удельной энергии на глубине 70—100 км обусловлен ошибками определения (занижением) интенсивности землетрясений, очаги которых лежат в слое пониженных скоростей.

Распределение энергии землетрясений по поясам и вдоль дуги

Принятое нами разделение Курило-Камчатской зоны на пояса и сектора позволяет рассмотреть вопрос о распределении энергии землетрясений вдоль дуги и по поясам, которые приурочены к определенным структурам дуги.

При выбранной нами ширине поясов и сравнительно небольшой точности определения координат многие эпицентры попадают не в тот

пояс (и сектор), в котором они лежат в действительности. Но так как в нашем распоряжении имеется обширный материал и ошибки определения координат эпицентров подчинены закону нормального распределения, можно статистически рассмотреть влияние этих ошибок на получаемые результаты.

Выше уже отмечалось, что для преобладающего большинства землетрясений (особенно для наиболее сильных) координаты эпицентров определялись с точностью не менее $1^{\circ},0$. Исходя из этого можно допустить, что среднее значение дисперсии ошибок определения координат за весь рассматриваемый период равно $1^{\circ},0$. Кроме того, чтобы упростить расчеты, будем считать, что все эпицентры землетрясений определены с одинаковой точностью и что для всех них дисперсия ошибок равна $1^{\circ},0$. Делая такое допущение, мы умышленно занижаем точность определения координат эпицентров для преобладающего большинства землетрясений, и дисперсия в $1^{\circ},0$ является верхней границей оценки ошибок в определении координат эпицентров.

Зная дисперсию ошибок, можно для каждого эпицентра вычислить вероятность, с которой он лежит в том или ином секторе. Эта вероятность будет равна

$$P = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \iint e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} dx dy. \quad (14)$$

Если оси координат выбрать с таким расчетом, чтобы ось абсцисс шла по радиусу дуги, то выражение упростится, так как в этом случае границы пояса можно считать параллельными оси ординат, а сам пояс бесконечно длинным.

Такое упрощение возможно потому, что за пределами интервала $\pm 3^{\circ},0$ $P \approx 0$, т. е. при вычислении P можно брать только интервал $\pm 3^{\circ},0$, в пределах которого границу между поясами можно считать прямолинейной, а сам пояс бесконечно длинным для всех секторов, кроме крайних.

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-3^{\circ}}^{+3^{\circ}} e^{-\frac{y^2}{2\sigma^2}} dy \approx 1. \quad (15)$$

В этом случае и вероятность того, что эпицентр лежит в поясе шириной a , будет равна

$$P = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_l^{l+a} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx. \quad (16)$$

где l — расстояние эпицентра от ближайшей границы пояса.

Таблица 10

j-ный пояс	Вероятность, с которой эпицентры j-го пояса могут находиться в k-ных поясах					
	1	2	3	4	5	за пределами зоны
1	0,54	0,21	0,03	0,02	—	0,20
2	0,26	0,38	0,22	0,11	—	0,03
3	0,08	0,25	0,30	0,34	0,01	0,02
4	0,01	0,07	0,15	0,64	0,11	0,02
5	—	—	—	0,05	0,80	0,15

Вычислив вероятность, с которой каждый эпицентр может находиться в том или ином поясе, мы вычислили вероятность, с которой эпицентры данного пояса могут находиться в различных поясах. Результаты этих расчетов приведены в табл. 10.

Из табл. 10 видно, что искажения в каждый данный пояс вносятся в основном за счет эпицентров смежных поясов, которые могут туда попасть в результате ошибок определения их координат.

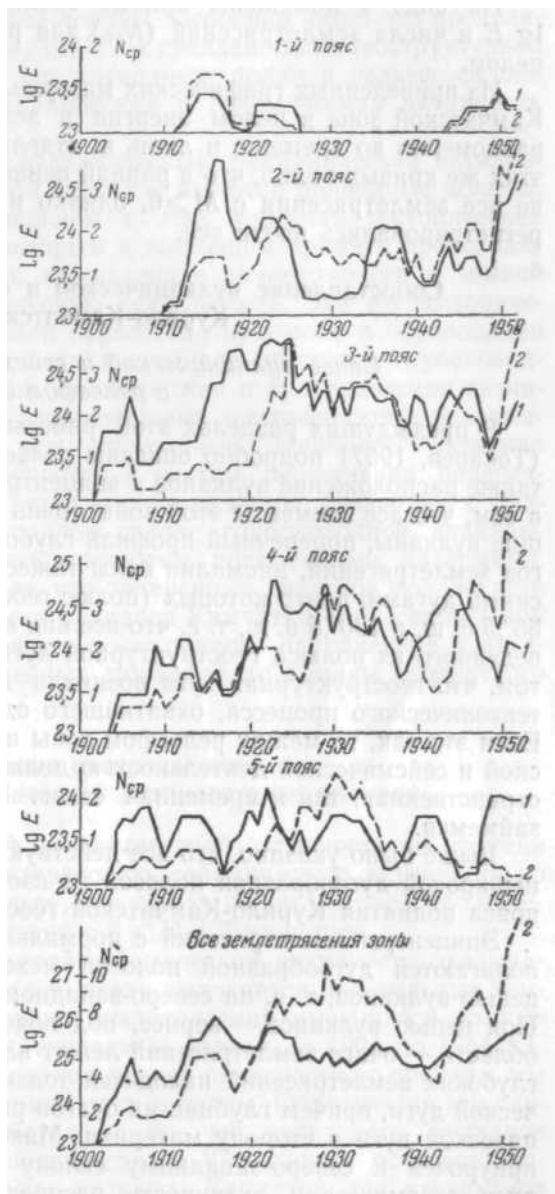
Влияние эпицентров несмежных поясов незначительно. На четвертый пояс влияют в основном эпицентры третьего пояса и частично второго. Вероятность попадания эпицентров из четвертого пояса в пятый невелика, а из пятого в четвертый она еще меньше. На третий пояс сильное влияние оказывают эпицентры соседних поясов, поэтому ко всем результатам, полученным для этого пояса, нужно относиться осторожно.

Распределение суммарной энергии землетрясений по поясам и вдоль дуги приведено в нашей предыдущей статье (Токарев, 1957), где отмечено, что максимум сейсмической активности зоны приурочен к северо-западному склону глубоководной впадины. Там же нами показано, что во втором и третьем поясах максимумы энергии, выделенной в землетрясениях за 1904—1954 гг., приурочены к тем участкам геоструктурной дуги, где от глубоководной впадины в сторону вулканической дуги отходят подводные долины.

Распределение энергии землетрясений во времени

Изменение сейсмической активности Курило-Камчатской зоны во времени представлено на фиг. 4.

Диаграммы с кривыми распределения энергии (и числа) землетрясений по годам оказались сильно изломанными, поэтому они сглажены путем осреднения по пятилетиям, т. е. к ним применен тот же метод сглаживания, что и используемый при сглаживании кривых распределения извержений во времени (см.



Фиг. 4. Распределение во времени энергии землетрясений и их числа в Курило-Камчатской зоне.

1 — энергия землетрясений ($\lg E$); 2 — число землетрясений (N_{cp}).

стр. 163). Осреднение производилось не значений самой энергии, а его логарифма, т. е. мы произвели сглаживание кривой распределения во времени $\lg E$.

На фиг. 4 помещены кривые скользящего пятигодичного среднего $\lg E$ и числа землетрясений (N_{cp}) для различных поясов и всей зоны в целом.

Из приведенных графических материалов следует, что во всей Курило-Камчатской зоне в целом энергия в землетрясениях выделяется почти равномерно во времени, и лишь в отдельных поясах неравномерно. Из этих же кривых видно, что в ранний период (до 1925 г.) регистрировались не все землетрясения с $M \geq 6$, однако наиболее сильные землетрясения регистрировались почти все.

Сопоставление вулканической и сейсмической активности Курило-Камчатской зоны

Связь вулканической и сейсмической активности с рельефом зоны

В предыдущих разделах этой работы и в нашей предыдущей статье (Токарев, 1957) подробно описаны рельеф Курило-Камчатской зоны, а также расположение вулканов и эпицентров землетрясений. Мы убедились в том, что все элементы этой зоны (цепь Курильских островов, действующие вулканы, поперечный профиль глубоководной впадины, глубина очагов землетрясений, аномалии силы тяжести) располагаются концентрическими дугами, центр которых (полюс геоструктурной дуги) лежит в точке $56^{\circ},5$ с. ш. и $130^{\circ},5$ в. д., т. е. что все они являются функцией радиуса, проведенного из полюса геоструктурной дуги. Все это наводит на мысль о том, что геоструктурная дуга возникла в результате какого-то единого тектонического процесса, охватившего одновременно всю дугу в целом. Если это так, то между рельефом зоны и происходящей в ней вулканической и сейсмической деятельностью должна наблюдаться тесная как пространственная, так и временная связь. Выявлением такой связи мы и займемся.

Выше было указано, что все действующие вулканы зоны расположены неширокой дугообразной полосой на сводовой части (или близко к ней) пояса поднятия Курило-Камчатской геосинклинальной зоны.

Эпицентры землетрясений с нормальной глубиной очага также располагаются дугообразной полосой между глубоководной впадиной и цепью вулканов, т. е. на северо-западном склоне глубоководной впадины. Под цепью вулканов, — вернее, под поясом поднятия геосинклинальной области, — очаги землетрясений лежат на глубине 70—150 км. Эпицентры глубоких землетрясений находятся только во внутренней части вулканической дуги, причем глубина их очагов растет по мере удаления от вулканической дуги в сторону материка. Максимум сейсмической активности приурочен к северо-западному склону глубоководной впадины. Вдоль дуги сейсмическая активность распределяется в среднем равномерно (Токарев, 1957), а это значит, что в настоящее время вся дуга одновременно охвачена интенсивными тектоническими движениями и что процесс формирования геоструктурной дуги еще не окончен.

Распределение аномалий силы тяжести в Курило-Камчатской зоне, очевидно, указывает на то, что и глубинное строение земной коры (распределение вещества) подчинено общей закономерности строения геоструктурной зоны — дугообразному расположению, концентричному по отношению к основным структурам.

При рассмотрении распределения вулканической активности вдоль геоструктурной дуги (стр. 165) мы отметили, что ее максимумы лежат в

тех секторах, которые охватывают подводные долины, ответвляющиеся от глубоководной впадины в сторону вулканической дуги. Максимумы сейсмической активности на северо-западном склоне глубоководной впадины (второй и третий пояса) также приурочены к тем секторам зоны, которые охватывают эти подводные долины. Особенно четко это проявляется в районе Камчатки (Токарев, 1957). В средней части геоструктурной дуги (10-й—14-й секторы), где нет подводных долин и рельеф склона впадины довольно спокоен, вулканическая и сейсмическая активность ниже.

Приуроченность максимумов вулканической и сейсмической активности к тем участкам геоструктурной дуги, где имеются подводные долины, объясняется, очевидно, существованием в этих участках тектонических разломов, поперечных дуге, по которым в настоящее время и происходят наиболее интенсивные движения, вызывающие землетрясения в земной коре и активизирующие вулканическую деятельность. Эти же тектонические разломы, по-видимому, играли первостепенную роль в образовании самих подводных долин. В тех участках дуги, где на склоне глубоководной впадины нет подводных долин, сейсмическая и вулканическая активность ниже и связана, вероятно, с продольными тектоническими разломами, которые менее активны, чем поперечные. Наиболее активная вулканическая деятельность приурочена к местам пересечения поперечных разломов с продольными. Тектонические разломы, связанные с подводными долинами на северо-западном склоне глубоководной впадины, являются, по-видимому, наиболее крупными поперечными разломами.

В. И. Влодавец (1939) считает, что поперечные разломы моложе продольных и что магматические очаги вулканов Камчатки образовались при развитии тектонических разломов северо-восточного направления и активизируются в результате современных движений по линиям поперечного направления.

Сопоставление распределения вулканической и сейсмической активности во времени

Распределение вулканической и сейсмической активности во времени периодически изменяется. Характеризовать сейсмическую активность по числу землетрясений с $M \geq 6$ нельзя, так как за первый период наблюдений наши данные для землетрясений с $M \geq 7$ не полны.

Более надежной характеристикой сейсмической активности оказывается энергия, потому что основная ее часть выделяется при сильных землетрясениях (с $M \geq 7$), а для таких землетрясений имеющиеся данные достаточно полны за весь рассматриваемый период (с 1904 по 1954 г.).

Рассматривая распределение вулканической активности во времени, мы учитываем извержения вулканов всей дуги в целом. Объясняется это следующими соображениями. Несмотря на то, что активность вулканов Камчатки выше вулканической активности на Курильских островах, изменения активности во времени как вулканов Камчатки, так и вулканов Курильских островов имеют одинаковый ход, хотя их абсолютные величины различны. Сейсмическая активность вдоль дуги распределена в среднем равномерно, особенно в четвертом поясе, а это значит, что вся дуга одновременно охвачена интенсивными тектоническими движениями; поэтому рассматривать изменения сейсмической активности можно также для всей дуги в целом.

Так как изучаемая нами зона имеет протяженность около 2000 км, ширину около 800 км и землетрясения отмечаются по всей зоне, а вулканы протягиваются очень узкой полосой вдоль дуги, естественно предположить, что связь между вулканической деятельностью и сейсмической

активностью отдельных поясов будет различна, тем более, что сами тектонические движения в рассматриваемой зоне являются функцией радиуса, проведенного из полюса геоструктурной дуги, и что в одно и то же время их интенсивность в различных поясах различна (см. фиг. 4).

Сопоставление графиков распределения во времени вулканической (см. фиг. 2) и сейсмической (см. фиг. 4) активности показывает, что наибольшее совпадение наблюдается для кривых приведенных извержений и энергии землетрясений четвертого пояса. Но такое сопоставление не дает количественной характеристики этого совпадения, поэтому для выявления степени связи между вулканической и сейсмической деятельностью используем метод корреляции.

При стохастической или корреляционной связи между двумя переменными величинами x и y одному значению независимой величины x соответствует не одно значение переменной y , а несколько значений, варьирующих около некоторой средней величины. При прямолинейной (или просто линейной) корреляции равным изменениям одной величины соответствуют в среднем равные изменения другой. Числовой величиной, выражающей прямолинейную зависимость между переменными величинами, является коэффициент корреляции, обозначаемый буквой r , который определяется формулой

$$r = \sqrt{1 - \left(\frac{S_y}{\sigma_y}\right)^2}, \quad \text{где} \quad (17)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y}_c)^2}{n}} \quad (18)$$

есть стандартное отклонение наблюдаемых значений y_i от прямой

$$Y_c = \frac{\sum_1^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2} (x_i - \bar{x}) = b(x_i - \bar{x}), \quad (19)$$

построенной по способу наименьших квадратов, в предположении, что ошибкам измерений подвержена только одна величина y , а

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_i - \bar{y})^2}{n}} \quad (20)$$

есть стандартное отклонение величины y от среднего арифметического.

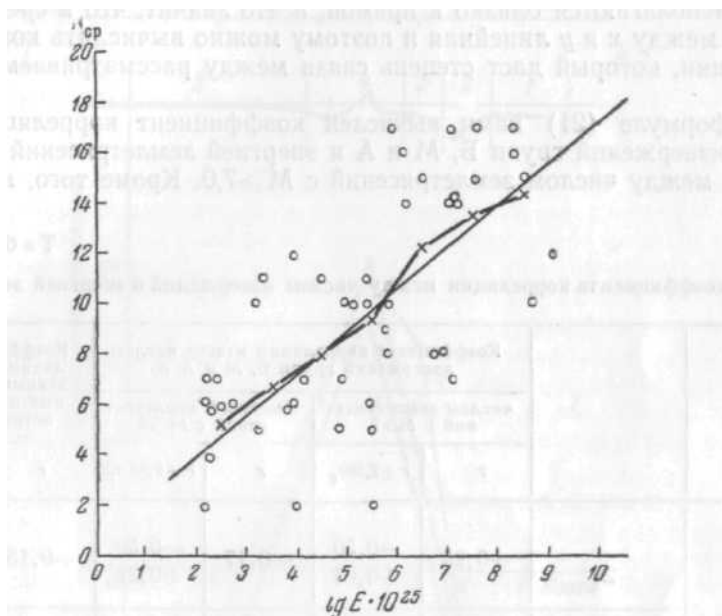
Заменив в формуле (17) значения S_y и σ_y из формул (18) и (20), получим наиболее удобную форму для вычисления коэффициента корреляции через наблюдаемые величины x_i и y_i и их средние арифметические значения \bar{x} и \bar{y} .

$$r = \frac{\sum_1^n x_i y_i - n\bar{x}\bar{y}}{\sqrt{\left(\sum_1^n x_i^2 - n\bar{x}^2\right) \left(\sum_1^n y_i^2 - n\bar{y}^2\right)}}. \quad (21)$$

Здесь n — число пар одновременно наблюдаемых величин x и y . Из формулы (21) видно, что коэффициент корреляции — величина безразмерная, поэтому коррелировать можно любые две величины независимо от их

размерности, причем обе эти величины можно брать в любых единицах и масштабах, потому что в формулу (21) входят только их отклонения от среднего арифметического (Романовский, 1928; Уорсинг, Геффнер, 1953)

Основным достаточным критерием применимости коэффициента корреляции для выявления связи между двумя варьирующими величинами x и y является линейность средней зависимости между ними. При этом не имеет значения, по какому закону распределены отдельные значения величин x и y (Слуцкий, 1912).



Фиг. 5. Корреляционное поле извержений (i в ср) и энергии землетрясений 4-го пояса ($\lg E$) Курило-Камчатской зоны.

Коэффициент корреляции может выражать или степень зависимости величины y от x , когда на величину y действуют и другие факторы, кроме x , или же меру влияния общих причин на величины x и y . В последнем случае, если x есть линейная функция $i + k$ независимых переменных, которые оказывают одинаковое влияние на значение этой функции, а y — точно такая же линейная функция $j + k$ независимых переменных, где k — число переменных, общих для x и y , коэффициент корреляции выражается формулой, эквивалентной формуле (21).

$$r = \frac{k}{\sqrt{(i+k)(j+k)}} \quad (22)$$

При выявлении связи между вулканической и сейсмической активностью мы имеем случай зависимости двух величин от одной общей — тектонического движения. Но на вулканическую и сейсмическую деятельность оказывают влияние и другие факторы (например, вязкость извергаемых лав, жесткость пород, слагающих земную кору, и т. п.), которые точно не известны. Однако в нашем распоряжении имеются данные о вулканической и сейсмической активности для каждого года, и по ним мы можем вычислить коэффициент корреляции. Для этого необходимо и достаточно, чтобы между этими двумя величинами существовала в среднем линейная зависимость.

Выяснить характер зависимости между величинами x и y можно путем нанесения точек на график, выражающий зависимость $x - y$ для всех пар значений x и y с последующим построением линий регрессии (Уорсинг, Геффнер, 1953). Если линии регрессии, построенные по экспериментальным данным, близки к прямым, то между величинами x и y существует в среднем линейная зависимость. Такой график (фиг. 5) нами построен для извержений групп Б, М и А (x) и для энергии землетрясений четвертого пояса (y). Мы видим, что взвешенные точки всех x -интервалов располагаются близко к прямой, а это значит, что в среднем зависимость между x и y линейная и поэтому можно вычислить коэффициент корреляции, который даст степень связи между рассматриваемыми явлениями.

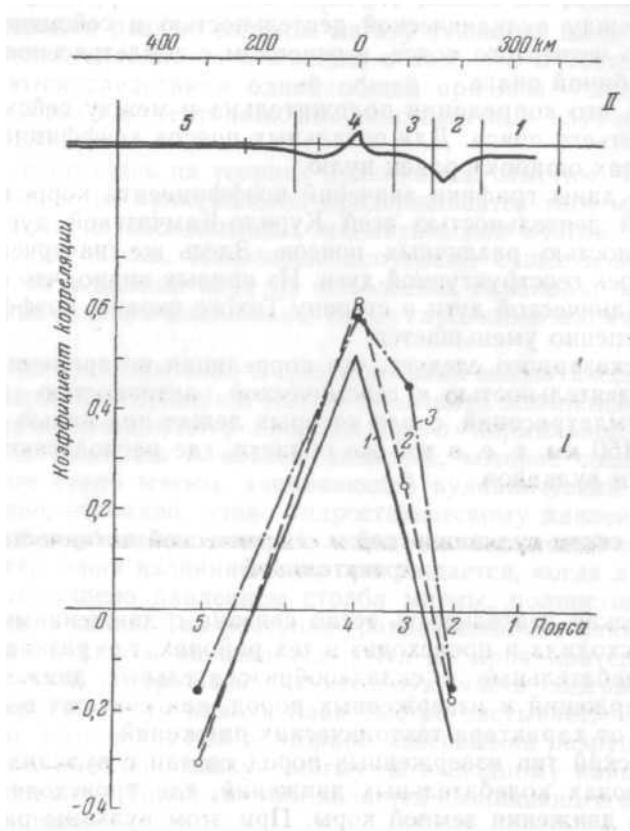
По формуле (21) нами вычислен коэффициент корреляции между числом извержений групп Б, М и А и энергией землетрясений за 50 лет, а также между числом землетрясений с $M \geq 7,0$. Кроме того, вычислен и

Таблица 11

Значение коэффициента корреляции между числом извержений и энергией землетрясений

		Коэффициент корреляции между числом извержений групп Б, М и А и				Коэффициент корреляции между приведенными извержениями и энергией землетрясений с $M \geq 6$	
		числом землетрясений с $M \geq 7$		энергией землетрясений с $M \geq 6$		r	$r \pm 2,58 \sigma_r$
		r	$r \pm 2,58 \sigma_r$	r	$r \pm 2,58 \sigma_r$		
Все землетрясения поясов	2	-0,25	-0,56 +0,07	-0,17	-0,50 +0,21	-0,15	-0,48 +0,23
	3	0,17	-0,21 +0,50	0,25	+0,12 -0,56	0,45	+0,10 +0,70
	4	0,51	+0,18 +0,74	0,62	+0,34 +0,80	0,59	+0,30 +0,79
	5	-0,28	-0,58 +0,09	-0,31	-0,61 +0,06	-0,16	-0,49 +0,22
Землетрясения всей зоны	Нормальные	0,10	-0,27 +0,44	-0,02	-0,38 +0,34	-0,00	-0,37 +0,37
	Промежуточные	0,37	+0,01 +0,65	0,55	+0,24 +0,76	0,56	+0,25 +0,77
	Глубокие	0,04	-0,33 +0,39	0,24	-0,13 +0,55	—	—
	Все	0,17	-0,21 +0,50	0,01	-0,35 +0,37	—	—

коэффициент корреляции между приведенными извержениями и энергией землетрясений. Полученные данные сведены в табл. 11. В ней, кроме значений коэффициента корреляции для различных поясов и глубин очагов, даются и пределы (в графе $r \pm 2,58 \sigma$), в которых он лежит с вероятностью 0,99. Стандартное отклонение коэффициента корреляции σ вычислялось с помощью Z-функции Фишера (Романовский, 1928).



Фиг. 6. Изменение коэффициента корреляции во времени между вулканической деятельностью и сейсмической активностью различных поясов Курило-Камчатской зоны (I).

Профиль морского дна по линии 15-го сектора; по вертикали увеличен в 10 раз (II).
 1 — коэффициент корреляции между извержениями групп Б, М и А и землетрясениями с интенсивностью М 7; 2 — коэффициент корреляции между извержениями групп Б, М и А и энергией землетрясений с интенсивностью М 6; 3 — коэффициент корреляции между приведенными извержениями и энергией землетрясений с М 6

Как видно из табл. 11, корреляция во времени максимальна между извержениями вулканов всей дуги и сейсмической активностью четвертого пояса.

Во всех трех случаях с вероятностью 0,99 коэффициент корреляции положителен, и более того, когда мы рассматриваем не число землетрясений, а их энергию, он с той же вероятностью становится выше 0,3.

Для землетрясений третьего пояса коэффициент корреляции положителен во всех трех случаях только с вероятностью 0,5. Для землетрясений второго и пятого поясов он отрицателен и с вероятностью 0,5 во всех трех случаях меньше нуля.

Между вулканической активностью, с одной стороны, и землетрясениями с нормальной глубиной очага, глубокими землетрясениями всей зоны — с другой, корреляции во времени нет. Положительная корреляция во времени наблюдается между вулканической активностью и землетрясениями только с промежуточной глубиной очага. С вероятностью 0,99 для этих землетрясений коэффициент корреляции более 0,25.

Таким образом, мы видим, что положительная корреляция во времени существует между вулканической деятельностью и сейсмической активностью только четвертого пояса, в основном с землетрясениями с промежуточной глубиной очага.

Возможно, что корреляция положительна и между сейсмической активностью третьего пояса. Для остальных поясов коэффициент корреляции (в пределах ошибок) равен нулю.

На фиг. 6 даны графики значений коэффициента корреляции между вулканической деятельностью всей Курило-Камчатской дуги и сейсмической активностью различных поясов. Здесь же начерчен и профиль рельефа поперек геоструктурной дуги. Из кривых видно, что по мере удаления от вулканической дуги в сторону Тихого океана коэффициент корреляции постепенно уменьшается.

Из всего сказанного следует, что корреляция во времени между вулканической деятельностью и сейсмической активностью наблюдается только для землетрясений, очаги которых лежат под цепью вулканов на глубине 70—150 км, т. е. в той же области, где располагаются и магматические очаги вулканов.

О связи вулканической и сейсмической активности с тектоникой

Вулканическая деятельность тесно связана с движениями земной коры. Она происходила и происходит в тех районах, где развивались и развиваются колебательные и складкообразовательные движения, причем характер извержений и изверженных пород, как считают некоторые геологи, зависит от характера тектонических движений.

Атлантический тип изверженных пород связан с вулканами, расположенными в зонах колебательных движений, где происходят медленные вертикальные движения земной коры. При этом вулканы располагаются линейно на трещинах тектонических разломов или чаще на пересечениях таких трещин.

Тихоокеанский тип изверженных пород связан с вулканами, расположенными в зонах складкообразовательных движений, где происходят сравнительно быстро и кратковременно боковые движения, вызывающие складчатость и взбросы, причем эти движения действуют на длинные узкие полосы земной коры.

В том, что существует связь между вулканизмом и тектоническими движениями земли, нет никакого сомнения. Это подтверждается и геологией, и геофизикой.

Как известно, хорошо выяснена связь расположения вулканов с тектоническими трещинами в ряде вулканических районов. (Приведем ряд примеров. Потухшие вулканы Оверни — цепи Пюи, а также Этна и другие вулканы в Италии приурочены к системе трещин, располагающихся эшелонами; в Венгрии базальтовые куполы и конусы расположены на трещинах и особенно на их пересечении; вулканы Камчатки располагаются на системе трещин двух пересекающихся направлений. В специальной литературе можно найти множество подобных примеров).

Данные геофизики также целиком подтверждают эту точку зрения. Все современные действующие вулканы находятся в зонах наиболее

активной сейсмической деятельности и наибольших нарушений изостатического равновесия, т. е. в тех районах, где имеются большие нарушения целостности земной коры и где в настоящее время происходят наиболее интенсивные тектонические движения.

Таким образом, связь вулканизма с движениями земной коры несомненна, но ее природа, ее закономерности пока еще изучены очень слабо.

Существовали разные взгляды на эту связь, но ныне большая часть исследователей склоняется к мнению о том, что и тектоника, и вулканизм являются следствием одной общей причины — движения подкоркового вещества или тектоники высокопластичных глубинных масс (Заварицкий, 1952).

Не останавливаясь на теориях вулканизма, отметим, что в настоящее время большинство вуканологов придерживается того мнения, что вулканы питаются из обособленных магматических очагов, расположенных на глубине 50—80 км. Некоторые допускают существование периферических очагов в земной коре на небольших глубинах, причем считают, что эти очаги связаны каналами с более глубокими магматическими очагами.

Исходя из представления о существовании магматических очагов, повторные извержения вулканов можно объяснить возникновением дополнительного давления в очаге, превышающего нормальное. (Нормальным давлением в очаге мы называем давление, которое создает в магматическом очаге столб магмы, заполняющей вулканический канал доверху. Это давление, очевидно, равно гидростатическому давлению, существующему на той глубине, на которой лежит магматический очаг).

При извержении излияние лавы прекращается, когда давление в очаге будет уравновешено давлением столба магмы, полностью заполняющей вулканический канал. Так наступает равновесное состояние вулкана. При этом выводной канал оказывается почти до края кратера заполненным жидкой магмой, потерявшей значительную часть содержащихся в ней газов. В верхней части канала лава быстро застывает, образуя лавовую пробку. Для того чтобы при повторном извержении разрушить эту пробку и продвинуть довольно вязкую магму по выводному каналу, необходима значительная сила. Такой силой и является возникающее в очаге дополнительное давление.

Это давление, очевидно, нарастает постепенно и, когда оно достигнет предела прочности лавовой пробки, закупоривающей выводной канал, произойдет извержение.

Наращение давления перед извержением подтверждается наблюдениями над вулканами на Гавайских островах и в Японии, где было точно установлено, что перед извержением вулканы вспучиваются, приподнимаются, причем вспучиваются больше те вулканы, у которых лава более вязкая, так как требуется большее давление для ее выжимания. После извержения вулканы снова оседают до прежнего уровня (Jaggar, Finch. 1926; Minakami, 1950).

Мы считаем, что дополнительное давление в магматических очагах создается движением подкоркового вещества или, по А. Н. Заварицкому, — первичной тектоникой. Подкорковые движения, охватывающие одновременно большие районы, в твердых частях земной коры и оболочки вызывают напряжения, а в жидких магматических очагах создают дополнительное давление. Но здесь могут иметь место два случая.

В первом случае тектонические движения, охватывающие большие районы, происходят равномерно, с постоянной интенсивностью. Они будут вызывать напряжения в твердых частях земной коры и оболочки, а в магматических очагах будут создавать дополнительное давление. Напряжения

будут разрешаться частично за счет текучести вещества и частично в виде сдвигов, а дополнительное давление в магматических очагах — при извержениях. Несмотря на то, что тектонические движения будут охватывать всю дугу (или большую ее часть), извержения отдельных вулканов этой дуги будут происходить без всякой связи между ними, потому что давление в каждом очаге будет нарастать равномерно и начало извержения будет определяться только индивидуальными особенностями каждого очага и вулкана. Землетрясения тоже будут происходить случайно, равномерно во времени.

В этом случае возможна связь между деятельностью только близко расположенных вулканов или между деятельностью вулкана и тектоническими землетрясениями, очаги которых лежат вблизи магматического очага.

Вполне возможно, что уменьшение давления в очаге при извержении будет способствовать разрешению напряжения в близлежащих частях коры и оболочки, и наоборот, разрешение напряжений вблизи очага может увеличить давление в очаге и таким образом способствовать началу извержения.

Во втором случае тектонические движения происходят неравномерно, с изменяющейся со временем интенсивностью. В этом случае напряжения в земной коре и в твердых частях оболочки и дополнительное давление в магматических очагах в моменты усиления тектонических движений будут нарастать быстрее, а в другие моменты медленнее, и соответственно землетрясения и извержения вулканов будут происходить то чаще, то реже, т. е. они будут отражать интенсивность тектонических движений. В этом случае в вулканической и сейсмической деятельности должна наблюдаться какая-то синхронность.

Если тектонические движения охватывают всю геоструктурную дугу, то большинство вулканов этой дуги должно одновременно то усиливать, то ослаблять свою деятельность. Здесь, конечно, значительную роль будут играть индивидуальные особенности каждого вулкана (размеры очага и выводного канала, вязкость магмы и содержание в ней газов и воды, ее температура и др.), поэтому их извержения не будут начинаться одновременно: одни начнут извергаться раньше, другие позже. Но если мы рассматриваем дугу в целом и если периоды ослабления и усиления тектонических движений больше периода эруптивного цикла для большинства вулканов, тогда должно четко проявляться периодическое изменение вулканической активности дуги. Аналогичные изменения должны наблюдаться и в сейсмической деятельности в той области, которая охвачена тектоническими движениями, причем в периоды более интенсивных движений землетрясения будут происходить чаще и их суммарная энергия будет больше.

По нашему мнению, физико-химические процессы в магме, а также содержащиеся в ней газы начинают играть существенную роль только тогда, когда магма поднимается по каналу уже на значительную высоту и внешнее давление сильно понижается.

Целью настоящей работы является выявление связи между вулканической и сейсмической активностью Курило-Камчатской геоструктурной дуги, причем имеется в виду связь между извержениями вулканов и тектоническими землетрясениями, а не вулканическими, связанными с магматическим очагом и деятельностью вулкана. Для этого необходимо было сопоставить распределение во времени энергии извержений и энергии землетрясений, но, к сожалению, по имеющимся данным мы не смогли дать количественную оценку энергии извержений, а ограничились учетом тех годов, в которые происходили извержения. Однако если считать, что извержение вызывается дополнительным давлением в очаге, такая оцен-

ка вполне достаточна, потому что важен сам факт начала извержения, который указывает на то, что в очаге давление повысилось до предельного. Интенсивность извержения зависит скорее от особенностей того или иного вулкана.

В распределении энергии во времени по отдельным поясам (см. фиг. 4) обращает на себя внимание постепенный сдвиг максимума энергии на более позднее время от второго пояса к четвертому. Сдвиг максимума энергии от пояса к поясу приблизительно равен четырем годам. Можно проследить три таких максимума. Первый лежит в третьем поясе около 1905 г. и в четвертом около 1909 г.; второй максимум лежит во втором поясе около 1915 г., в третьем — около 1918 г. и в четвертом — около 1923 г.; третий максимум во втором поясе лежит около 1936 г., а в четвертом — около 1944 г. (в третьем поясе он отсутствует). Если сдвиг максимума энергии от пояса к поясу имеет реальный смысл, то его можно объяснить следующим образом. Тектоническим движением (допустим, что это пододвигание дна океана под материк) охвачена вся зона. Напряжения достигают предела прочности пород в наиболее нарушенной части геоструктурной дуги — во втором поясе — на самой границе материкового и океанического вещества земной коры. После того как в этой части земной коры произойдут подвижки и напряжения разрешатся, максимальные напряжения возникнут в третьем поясе, так как теперь уже земная кора второго пояса не будет оказывать такого сопротивления движению океанического вещества под материк. Аналогичное явление произойдет и в четвертом поясе, после того как произойдут подвижки в третьем.

Таким образом, нарастание максимальных напряжений и их разрешение идут волнообразно по поверхности скалывания от глубоководной впадины в сторону материка. Когда волна максимальных напряжений достигает четвертого пояса, усиливается вулканическая деятельность. Очевидно, в периоды более интенсивных движений в жестких частях земной коры и оболочки наиболее быстро нарастают напряжения, а в магматических очагах наиболее быстро нарастает дополнительное давление. Все это ведет к одновременному усилению сейсмической и вулканической активности геоструктурной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И. О связи вулканов Камчатки с сейсмической активностью. Бюлл. Вулк. станции на Камчатке, № 6, 1939.
- Влодавец В. И. Исторический обзор эруптивной деятельности Ключевского вулкана. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1949, вып. 6.
- Влодавец В. И. Вулканы Советского Союза. Географгиз, 1949.
- Влодавец В. И., Пийп Б. И Каталог действующих вулканов Камчатки Бюлл. Вулк. станции АН СССР, № 25, 1957.
- Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии, 12, 1955.
- Горшков Г. С. Вулканы о-ва Парамушир и их состоянии летом 1953 г. Бюлл. Вулк. станции АН СССР, № 22, 1954.
- Горшков Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды (1713—1952 гг.). Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 8, 1954.
- Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. Бюлл. Вулк. станции АН СССР, № 25, 1957.
- Заварицкий А. Н. О вулканах Камчатки. В кн. «Камчатский сборник», т. I, М.-Л., 1940.
- Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов. Вестн. АН СССР, 1946, № 1.
- Заварицкий А. Н. Одна из важнейших задач науки о Земле. (Проблема возникновения Тихого океана). Вестник АН СССР, 1952, № 6.
- Кулаков В. С. О деятельности Камчатских вулканов. «Природа», 1936, № 8.
- Островные дуги (сб. статей). Изд-во иностр. лит-ры, 1952.

- П и й п Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. Тр. Камч. вулк. станции АН СССР, вып. 3, 1946.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 11, 1956.
- Романовский В. И. Элементы теории корреляции. Изд. 2-е. ОНТИ, 1928.
- Слуцкий Е. Е. Теория корреляции. Киев, 1912.
- Токарев П. И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне. Бюлл. Вулк. станции АН СССР, 1957, № 27.
- Уорсинг А., Геффнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных. Изд. 2-е. М., 1953.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 12, 1955.
- Gutenberg B. a. Richler C. F. Seismicity of the Earth. Princeton, New Jersey, 1954.
- Jaggat T. a. Finch R. H. Tilting and level changes at pasific volcanoes. Pan-Pasific Science Congress, 3d. Tokyo, 1926.
- Minakami T. On explosive activities of andesitic volcanoes and forerunning phenomena. Bull. Volcanologie, ser. 2, 10, 1950.

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД¹

Пирокластические горные породы, являясь промежуточной группой между изверженными и осадочными породами, наследуют ряд особенностей, свойственных как изверженным горным породам, так и осадочным. Вследствие этого вопросы классификации пирокластических горных пород весьма сложны, и неудивительно, что до сих пор в этом вопросе нет четкости. Общей генетической особенностью всех пирокластических горных пород является то, что материалом для них служат выбросы из вулкана, которые впоследствии цементируются, образуя пирокластические горные породы. В зависимости от вещественного состава магмы, характера выбросов из вулкана, условий транспортировки, среды, в которой отлагаются пирокластические породы, типа цементации и характера посторонних примесей, образуются различные пирокластические породы, отличающиеся вещественным составом, структурой и текстурой.

Туфы и туффиты представляют собой наиболее распространенные группы пирокластических горных пород. Они образуются в результате выбросов из вулкана обломочного материала, отложения его в окрестностях вулкана и дальнейшей цементации гидрохимическим путем. Образование туфов и туффитов может происходить как в наземных, так и в водных условиях. Вблизи вулкана отлагаются наиболее крупные обломки, а по мере удаления от вулкана крупность материала уменьшается.

В зависимости от вещественного состава магмы и характера извержений образуются разнообразные туфы, отличающиеся химическим составом и характером обломков (вулканическое стекло, кристаллы и обломки эффузивных пород).

К пирокластическому материалу может примешиваться различный посторонний материал: терригенный, органогенный и химически осажденный, причем примеси наблюдаются в горных породах, образовавшихся как в наземных условиях, так и в водной среде.

В том случае, когда пирокластические породы не содержат посторонних примесей или если примеси незначительны (до 5%), они носят название туфов. Если же в пирокластическом материале независимо от его крупности присутствует посторонняя примесь в виде терригенного и органогенного материала или химического осадка, то порода носит название туффита. К туффитам могут относиться пирокластические породы, которые содержат постороннюю примесь в количестве до 50%. Если посторонняя примесь преобладает, порода переходит в нормально-осадочную

¹ Статья печатается в дискуссионном порядке. В некоторых случаях автор вкладывает новый смысл в уже установившиеся литолого-петрографические понятия, и с его определениями не всегда можно согласиться. Ред.

(например, туфопесчаник или туфоконгломерат). Кроме того, известны пирокластические породы, содержащие постороннюю примесь, выброшенную во время извержения вулкана и представляющую собой породы стенок канала вулкана. Такие пирокластические породы еще не имеют определенного названия, но должны быть выделены в отдельную группу.

Отложение пирокластического материала происходит различными способами. Он может выпадать непосредственно из воздуха, переноситься реками и временными потоками после выпадения на сушу и сноситься грязевыми потоками. После отложения пирокластического материала он обычно быстро цементируется. Так, например, грязевой поток Везувия, похоронивший в 79 г. Помпею и Геркуланум, в настоящее время представляет собой туф. Вместе с тем на Камчатке рыхлый пирокластический материал пользуется значительным распространением.

Пирокластический материал может быть также сцементирован в результате быстрого отложения сильно перегретых обломков. Выброшенный обломочный материал в результате накопления в перегретом состоянии спекается в пористую массу. Таким образом, обломки соединяются без помощи цемента. Они «спекаются» в общую массу в результате расплавления поверхности обломков и последующего соединения их между собой, т. е. происходит сваривание.

Горные породы, образовавшиеся путем сваривания, носят название «игнимбритов». После изучения «сваренных туфов» вулкана Катмаи на Аляске и отнесения «туфов» Алагеза А. Н. Заварицким (1947) к игнимбритам, сваренные туфы начали распознавать во многих местах как у нас в СССР, так и за границей. Однако в последние годы появились возражения против огульного отнесения всех прочно сцементированных пород к игнимбритам и оспаривается возможность образования спекшихся туфов на расстоянии от центра извержения свыше 40 км. Вместе с тем Ван-Беммелен (Vemmelen van, 1949) указывает на наличие в пределах действующих вулканов Индонезии горных пород, спекшихся после выбросов в сплошную массу. Мы считаем, что нет оснований отрицать наличие спекшихся туфов, но распространение их, вероятно, весьма ограничено.

Пирокластический материал часто бывает сцементирован лавой. В этом случае образуются кластолавы. Условия образования кластолав весьма разнообразны. Кластолавы образуются в том случае, когда обломочный вулканический материал падает в пористую движущуюся лаву. Таким путем, по предположению Д. С. Белянкина (1952), произошло образование туфолав при извержении вулкана Алагеза. Смешивание твердых обломков и жидкой лавы может происходить в очаге, после чего туфолава, по терминологии Д. С. Белянкина, изливается на поверхность. Так, по мнению В. И. Влодавца (1953), образовалась туфолава при извержении вулканов Семячикской группы. Кластолава может образоваться и другим путем. Лава, внедряясь в несцементированный материал вулканического конуса, также образует кластолаву. В трубках взрыва обломочный эффузивный материал иногда цементируется последующими порциями лавы; наконец, апикальные части купола также часто бывают сложены кластолавой. При таком расширенном понятии кластолавы будет возможно дать определение ей в поле, так же как мы определяем какую-либо эффузивную породу, независимо от того, слагает ли она поток, или дайку, некк, купол и т. д. При отсутствии такого термина геолог в поле встречается с большими трудностями, так как, встретив небольшое обнажение кластолавы, по которому еще нельзя судить об условиях залегания, он не имеет возможности дать породе определенное название.

Таким образом, с петрографической точки зрения кластолавой следует называть породу, состоящую из обломков эффузивной породы и сцементи-

рованную лавой. Понятие термина кластолава нуждается в расширении также и потому, что кластолава является породой, переходной к эффузивной. Это позволяет назвать кластолавой не только породу, состоящую из обломков эффузивных пород, выброшенных из вулкана и сцементированных лавой, но вообще любую породу, состоящую из обломков эффузивных пород и сцементированную лавой, независимо от ее происхождения.

Так, например, кластолавой следует называть породу, слагающую краевые части потоков лав, где отдельные обломки затвердевшей лавы сцементированы такой же лавой, а также шлаковые и краевые части неков, тоже часто состоящие из обломков лавы, сцементированных лавой.

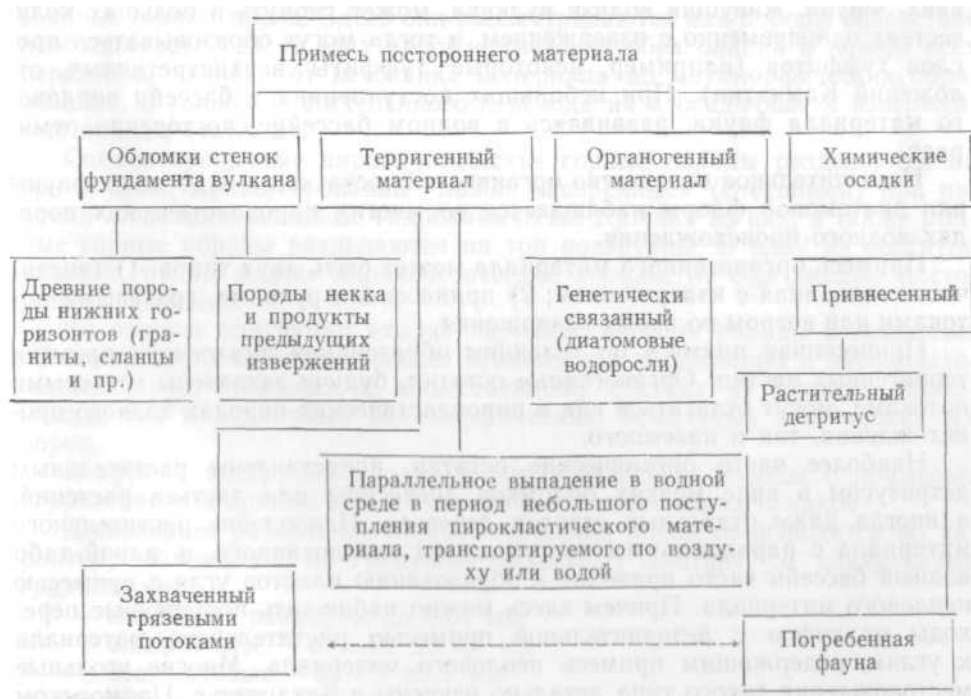
Примеси постороннего материала

Из приведенного выше описания условий образования пирокластических пород видно, что они разделяются на сцементированные пирокластические породы и рыхлые. Сцементированные пирокластические породы разделяются на сцементированные лавой, «сваренные» при падении и сцементированные гидрохимически. Иногда они включают примесь постороннего материала. Рыхлые пирокластические породы также могут содержать и не содержать постороннюю примесь. Посторонний материал разделяется на четыре группы:

- 1) обломки стенок канала вулкана;
- 2) терригенный материал;
- 3) органогенный материал;
- 4) материал химических осадков.

Таблица 1

Классификация примесей постороннего материала в пирокластических горных породах



¹ До сих пор рыхлые образования, как осадочные, так и обломочные пирокластические, одни петрографы относили к горным породам, а другие, именовали их материалом для горных пород. Автор не берет на себя смелость решать этот сложный вопрос, однако при выделении групп пирокластических пород рыхлые пирокластические образования условно выделены как группа пород.

Каждая из перечисленных групп разделяется на подгруппы (табл. 1). Обломки фундамента вулкана могут состоять из различных древних пород: гранита, сланцев и др., а также из продуктов предыдущих извержений другого вещественного состава и из ранее затвердевших вулканических пород родственного происхождения.

Примесь терригенного материала содержится во многих пирокластических породах. Она может быть как наземного, так и водного происхождения. Органогенный материал в наземных условиях примешивается главным образом при образовании грязевых потоков. Описания грязевых потоков Везувия, вулканов Индонезии и др. показывают, что движущиеся массы разжиженного взрывного материала захватывают на своем пути не только песчано-глинистые частицы, но и крупнообломочный материал. При наличии значительного количества терригенного материала порода переходит в туффит.

При образовании пирокластических пород в водных условиях терригенный материал также примешивается в значительных количествах. Если представить себе деятельность какого-либо островного вулкана, то окажется, что мощность взрывного материала будет уменьшаться по мере движения от вулкана в разные стороны. Следовательно, при равномерном выпадении терригенного материала он будет находиться в относительно большем количестве там, где меньше мощность пирокластического материала. Вблизи вулкана при значительных накоплениях взрывного материала будет отлагаться туф без примеси постороннего материала. При наличии водных течений, несущих терригенный материал, распределение его будет менее равномерным.

В пирокластических породах очень распространена примесь органогенного материала, которая накапливается в различных сложных условиях. Фауна, живущая вблизи вулкана, может гибнуть в больших количествах одновременно с извержением, и тогда могут образовываться прослойки туффитов (например, некоторые туффиты верхнетретичных отложений Камчатки). При небольших поступлениях в бассейн пеплового материала фауна, развиваясь в водном бассейне, постепенно отмирает.

Незначительное количество органических остатков в виде микрофауны или диатомовой флоры наблюдается во многих пирокластических породах водного происхождения.

Примесь органогенного материала может быть двух типов: 1) генетически связанная с извержением; 2) принесенная ручьями, грязевыми потоками или ветром во время извержения.

Принесенная примесь по условиям образования аналогична примеси терригенных частиц. Органогенные остатки, будучи захвачены грязевыми потоками, могут отлагаться как в пирокластических породах водного происхождения, так и наземного.

Наиболее часто органические остатки представлены растительным детритусом в виде мелких обломков древесины или листьев растений, а иногда даже отдельных стволов деревьев. Накопление растительного материала с параллельным поступлением взрывного в какой-либо водный бассейн часто приводит к образованию пластов угля с примесью пеплового материала. Причем здесь можно наблюдать постепенные переходы от туфов с незначительной примесью растительного материала к углям, содержащим примесь пеплового материала. Многие угольные месторождения такого типа детально изучены в Закарпатье, Приморском крае и на Камчатке.

Органогенные остатки, генетически связанные с пирокластическим материалом, представлены преимущественно диатомовыми водорослями и в меньшей мере радиоляриями и фауной, имеющей кремневые панцири.

Диатомовые водоросли наиболее распространены в некотором удалении от вулканов, в водных бассейнах, куда поступает эксплозивный материал, в виде обломков кислого вулканического стекла.

Химические осадки примешиваются к пирокластическому материалу в процессе осаждения последнего в водном бассейне. Необходимо отметить, что примеси химических осадков изучены крайне слабо. При изучении примесей химических осадков необходимо отличать примесь, образующуюся во время седиментации эксплозивного материала, от цементной породы, образующегося впоследствии. Цемент породы может быть химического происхождения, но он не является примесью химического осадка.

Предлагаемая классификация пирокластических горных пород

В основу классификации пирокластических горных пород положены принципы, заимствованные из классификации изверженных и осадочных горных пород, с отражением характерных особенностей, присущих пирокластическим породам.

По вещественному составу пирокластические горные породы разделяются так же, как и изверженные. По крупности материала они делятся аналогично осадочным.

Одновременно учитываются характер обломков, наличие примесей и их происхождение.

Пирокластические горные породы разделяются на две большие группы: рыхлые и сцементированные, причем рыхлые пирокластические породы правильнее считать не горными породами, а материалом для образования горных пород. Здесь они рассматриваются как породы вследствие необходимости охвата всех пирокластических образований и показа всех переходов, начиная от источника материала до метаморфических образований, а также до постепенного перехода их в осадочные и изверженные породы (табл. 2).

Сцементированные пирокластические горные породы разделяются на три группы: сцементированные лавой, «сваренные» (спекшиеся) при падении и сцементированные гидрохимически. Каждая из них, а также рыхлые горные породы разделяются на три подгруппы. В одну из подгрупп каждой группы входят пирокластические породы, не содержащие посторонних примесей.

Во вторую подгруппу входят пирокластические породы с примесью обломков пород со стенок канала вулкана как эффузивных и пирокластических пород, отличных по вещественному составу от данного извержения, так и различных метаморфических, осадочных и изверженных пород.

В третью подгруппу входят пирокластические породы с примесью терригенного и органогенного материала и химических осадков.

Дальнейшее деление пирокластических пород производится по характеру обломков и по гранулометрическому составу со следующими градациями:

- пелитовые размером до 0,01 мм
- алевритовые — от 0,01 до 0,1 мм
- псаммитовые — от 0,1 до 2 мм
- псефитовые — от 2 мм до 10 мм
- агломератовые — от 10 мм и более.

¹ В кластолавах и игнимбритах примесь терригенного материала встречается исключительно редко.

Деление пирокластических горных пород на группы и подгруппы

Сцементированные пирокластические породы	С лавовым цементом	Кластолавы
		Кластолавы с примесью обломков фундамента вулкана
		?
	Сваренные (спекшиеся)	Игнимбриты
		Сваренные пирокластические породы с примесью обломков пород фундамента вулкана
		?
	С гидрохимическим цементом	Туфы
		Пирокластические породы с примесью обломков пород фундамента вулкана
		Туффиты
Рыхлые пирокластические породы	Несцементированный пирокластический материал: бомбы, лапилли, песок, пыль, пепел	
	Несцементированный пирокластический материал с примесью обломков пород фундамента вулкана	
	Рыхлые туффиты, несцементированный пирокластический материал, смешанный с терригенным	

По характеру обломков горные породы делятся на витрокластические, состоящие преимущественно из обломков вулканического стекла, кристаллокластические, где преобладают обломки кристаллов, литокластические, состоящие главным образом из обломков эффузивных пород, и смешанные — из комбинации перечисленных выше обломков.

Кроме того, подразделение пирокластических пород проводится по химическому составу. Они разделяются так же, как и изверженные горные породы, на липаритовые, трахитовые, дацитовые, андезитовые, базальтовые и др. Любая из подгрупп — туфы, туффиты и игнимбриты — имеет множество разновидностей (табл. 3).

Без учета вещественного состава туфы будут разделяться на пелитовые витрокластические, алевроитовые витрокластические и алевроитовые кристаллокластические, псаммитовые витрокластические, псаммитовые литокластические, смешанные витрокластические и т. д.

Для полной характеристики породы дается определение ее вещественного состава (например, псефитовый литокластический туф андезита или алевроитовый кристаллокластический туффит липарита).

Туфолавы ограничиваются литокластическими агломератовыми и псефитовыми разновидностями. Не отмечены пока и пелитовые, и алевроитовые игнимбриты.

Рыхлый пирокластический материал разделяется по крупности на пять подгрупп: бомбы, лапилли, песок, пыль и пепел, что соответствует пере-

численным выше пяти градациям — пелитовой, алевроитовой и пр. Они так же, как И сцементированные породы, разделяются по характеру обломков и вещественному составу.

Помещенные в табл. 3 пирокластические горные породы будут иметь следующие наименования: пыль витрокластическая, песок вулканический витрокластический, песок вулканический кристаллокластический, песок вулканический смешанный, псефит литокластический, агломерат и т. д. При этом указывается химический состав: например, песок литокластический базальта или пыль витрокластическая липарита.

Выделенные подгруппы пирокластических пород с примесью обломков пород, слагающих канал вулкана, а игнимбриты, кроме того, с примесью терригенного или органогенного материала (см. табл. 1) разделяются с соблюдением тех же признаков по крупности материала, характеру обломков, вещественному составу и типу примесей. Однако эти породы еще не имеют определенных наименований, и по мере их описания им будут присвоены свои названия. Необходимо здесь же отметить, что последние встречаются редко и могут описываться без специальных названий.

Дальнейшее разделение пирокластических пород производится по текстурным признакам, цвету, степени разложения или окремнения и т. д. Разделение по текстурным признакам играет большую роль, так как для пирокластических пород текстура часто имеет весьма существенное значение, особенно если туф рассматривается как рудовмещающая порода, стеновой материал, адсорбент и пр. Объем статьи и задачи не позволяют привести характеристику текстур.

Поскольку пирокластические породы занимают промежуточное место между изверженными и осадочными породами, они связаны с ними

Таблица 3

Деление пирокластических горных пород по гранулометрическому составу и характеру обломков

Характер обломков	Фракции, мм				
	Пелитовые 0,01	Алевроитовые 0,01—0,1	Псаммитовые 0,1—2	Псефитовые 2—10	Агломератовые >10
Витрокластические	Пелитовый витрокластический туф (туффит)	Алевроитовый витрокластический туф (туффит)	Псаммитовый витрокластический туф (туффит, игнимбрит)	—	—
Кристаллокластические	—	Алевроитовый кристаллокластический туф (туффит)	Псаммитовый кристаллокластический туф (туффит, игнимбрит)	Псефитовый кристаллокластический туф (туффит, игнимбрит)	—
Литокластические	—	—	Псаммитовый литокластический туф (туффит, игнимбрит)	Псефитовый кристаллокластический туф (туффит, игнимбрит, кластолава)	Агломератовый литокластический туф (туффит, игнимбрит, кластолава)
Смешанные	Пелитовый смешанный туф (туффит)	Алевроитовый смешанный туф (туффит)	Псаммитовый смешанный туф (туффит, игнимбрит)	Псефитовый смешанный туф (туффит, игнимбрит, кластолава)	Агломератовый смешанный туф (туффит, игнимбрит, кластолава)

постепенными взаимопереходами. По мере увеличения примеси терригенного материала, пирокластическая горная порода с примесью больше 50% терригенного материала переходит в нормально-осадочную. Пирокластические породы через грубообломочные кластолавы приближаются к изверженным породам. С другой стороны, пирокластические породы, подвергаясь различным изменениям, постепенно переходят в метаморфические породы. Переходными к ним являются туфоиды, которые уже утратили свой первоначальный облик, но еще распознаются по реликтовой структуре и текстуре.

В заключение необходимо отметить, что появившийся интерес к пирокластическим породам позволит выявить новые особенности их, что потребует дальнейших дополнений к предлагаемой классификации.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 3.
- Влодавец В. И. О некоторых семячских туфолавах и их происхождении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 3.
- Заварицкий А. Н. Описательная петрография, ч. II — Осадочные породы. Л. КУБУЧ, 1926.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород, ОНТИ, 1932.
- Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
- Заварицкий А. Н., Гоньшакова В. И. Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. ОНТИ, 1945.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Избр. тр., т. III. Изд. АН СССР, 1952.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. ОНТИ. 1937.
- Малеев Е. Ф. Классификация и главные структуры пирокластических пород. Советская геология, 1946, № 12.
- Малеев Е. Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 6, 1949.
- Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокластических и эффузивных горных пород. «Разведка недр», 1951, № 1.
- Прокин В. А. К вопросу о классификации и номенклатуре вулканических обломочных пород. «Разведка недр», 1953, № 1.
- Соловкин А. Н. О номенклатуре сложных вулкано-осадочных комплексов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 5.
- Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, сер. I — Геология и геоморфология, вып. 11. ОНТИ, 1937.
- Bemmelen van, R. W. The Geology of Indonesia. Gaaga, 1949.
- Holmes A. The nomenclature of petrology. London, T. Murby, 1928.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Т. Ю. М а р е н и н а. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки	3
Е. К. Мархинин. Вулканы острова Кунашир	64
П. И. Токарев. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило- Камчатской зоне.	156
Е. Ф. Малеев. Основные принципы классификации пирокластических пород	183

Труды Лаборатории вулканологии, вып. 17

**Вулканизм Камчатки и
Курильских островов**

Утверждено к печати
Лабораторией вулканологии
АН СССР

РИСО АН СССР №84—30В Сдано в набор 13/V 1959 г.
Подписано к печати 21/IX 1959 г. Формат 70x108¹/₁₆
12 печ. л. 16,44 усл. печ. л. 16,3 уч.-издат. л. + 1 вклейка
Тираж 1200 экз. Т-10420 Изд. № 3762
Тип. зак. № 1762 Цена 11
руб. 35 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10