

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 позволит 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 Хаошени, 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, Облуковина 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).

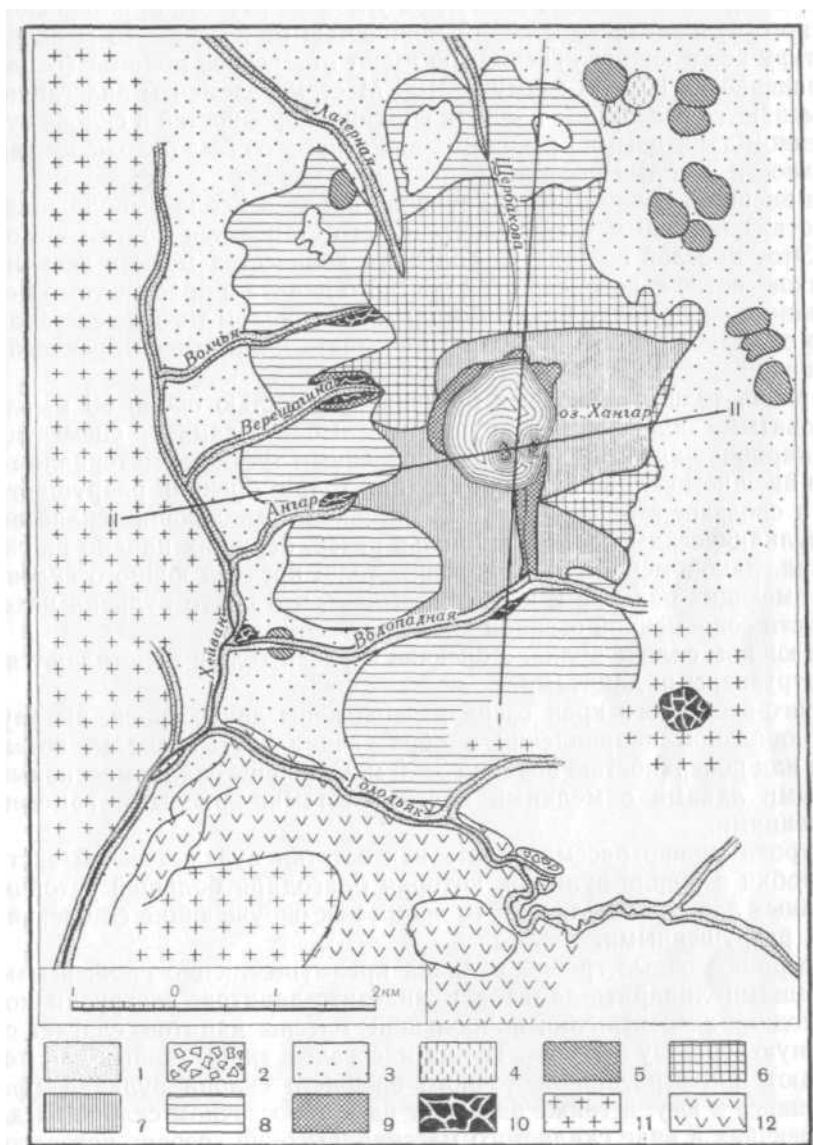
Крутые склоны гор, сложенных древними кристаллическими породами, обрываются в котловину вулкана, окружая ее кольцом, разорванным в местах выхода из котловины речных долин. Древний щитообразный вулкан, образованный на дне котловины, частично уцелел в виде столовых гор, окружающих полукольцом конус Хангара.

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. Голодык.

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.

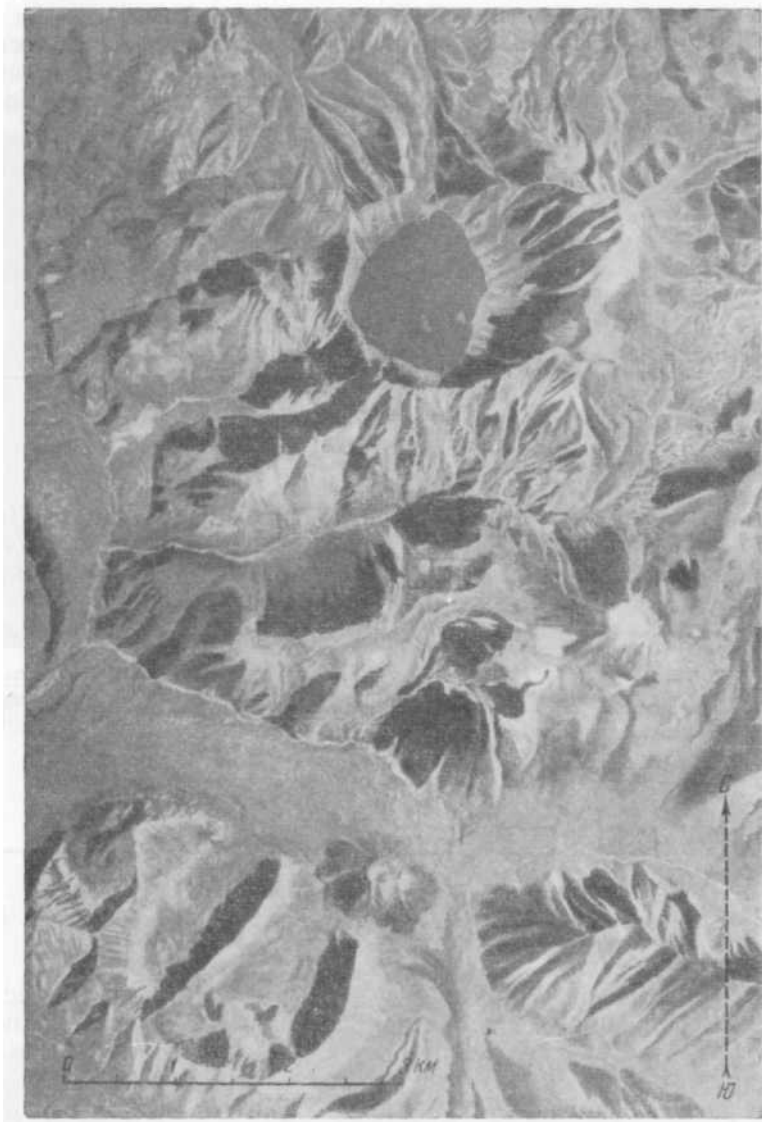
Острова можно рассматривать как остатки вулканической экструзивной пробки в жерле вулкана, которая благодаря большей устойчивости массивных лав сохранилась, в то время как окружающие ее брекчии оказались разрушенными.

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.

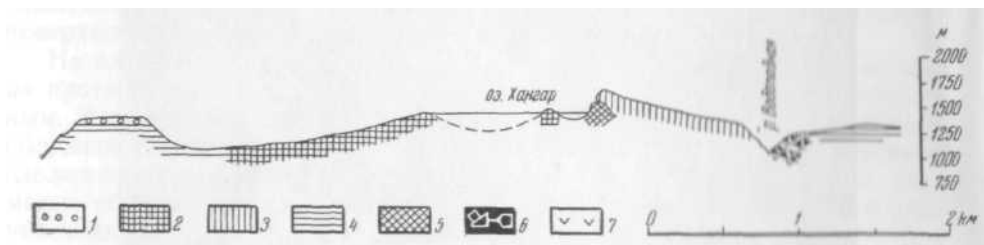
Липарито-дациты залегают на западной столовой горе, представляющей северное подножье Хангара. Выходы липарито-дацитов, содержащих образования, похожие на игнимбриты, наблюдаются на северо-запад-



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

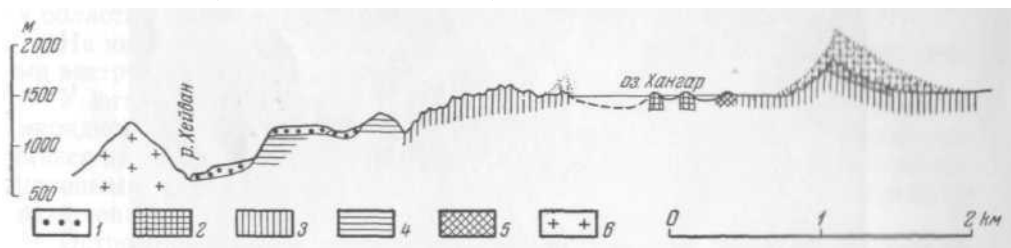
шариками, представляющими собой мелкие сферолиты, видимые простым глазом. Крупные неправильные пустотки в этих породах разбросаны беспорядочно и, очевидно, образованы под влиянием расширения газов, разрывавших еще пластичную породу во время остывания. Стенки пор выполнены вторичной желто-розовой охристой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

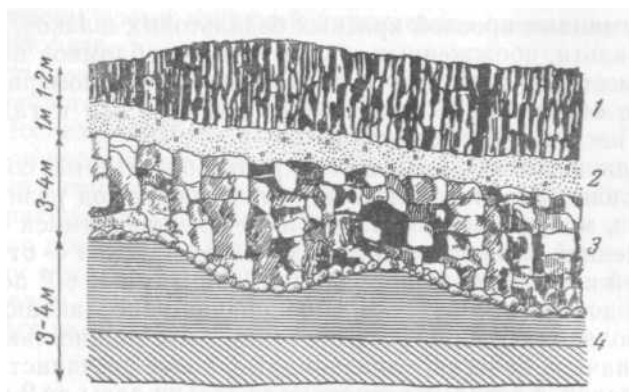
В северном обрыве каньона в верховьях р. Голодыак можно наблюдать взаиморасположение отдельных потоков. Основание обрыва слагают гранодиориты, залегающие до середины разреза на высоту около 60 м. На их неприглядной, эродированной поверхности залегают брекчии базальтов, состоящие из вулканического песка 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 залегает 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 н а б - л ю д а ю т с я 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 базальтово-го потока обнажаются серые или коричневато-серые 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».

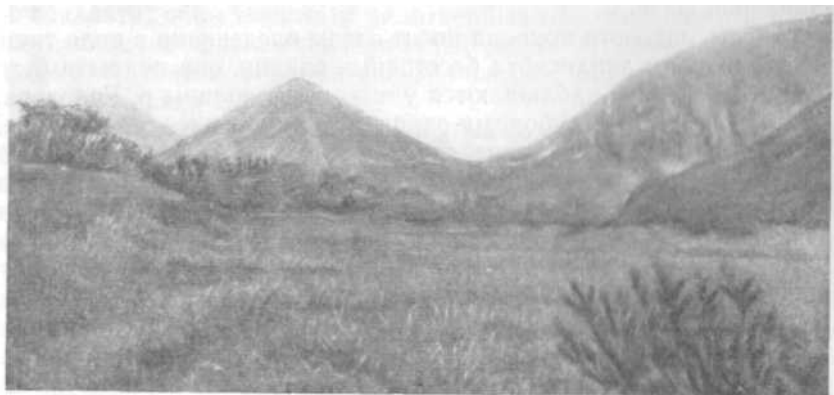
Шлаковый конус имеет высоту около 200 м, вытянут на СЗ 310° в виде гребня, южный склон которого примыкает к отрогу горы, разделяющей два ледниковых цирка, открытых к северу. Таким образом, гребень вулкана перегораживает выход из двух ледниковых цирков, главным образом из западного.

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).

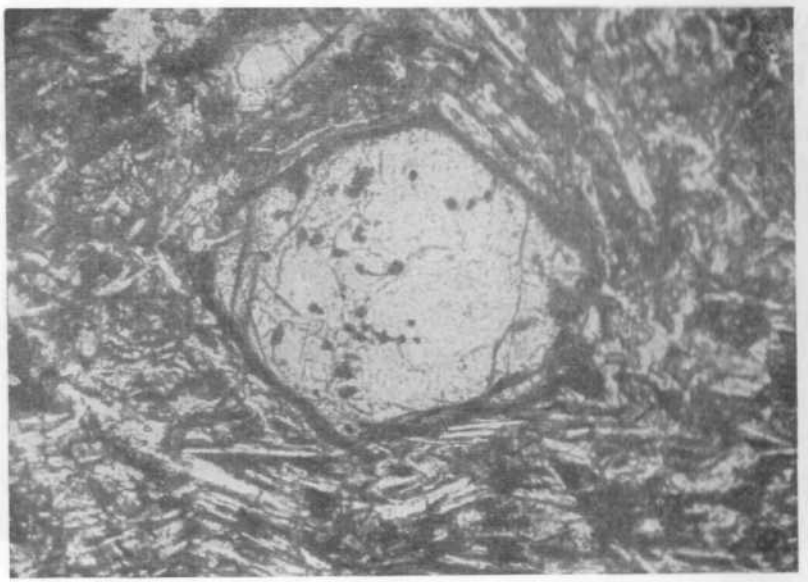
Фенокристаллы представлены главным образом оливином (15%) и моноклинным пироксеном (около 10%). В небольшом количестве присутствует плагиоклаз. Основная масса, составляющая около 69—70% породы, сложена в основном довольно грубыми микролитами плагиоклаза, реже — гранулами авгита.

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.

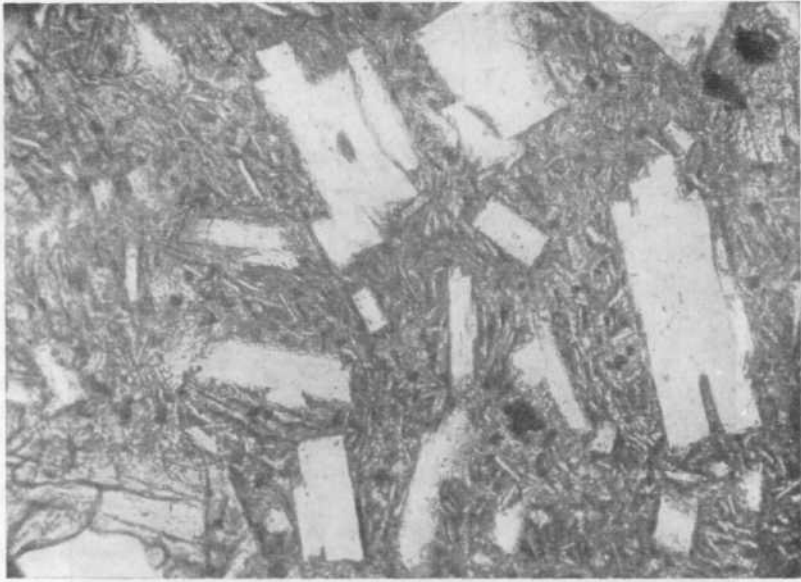
Основная масса резко преобладает над фенокристаллами, характеризуется пилотакситовой или интерсертальной структурой.

Между потокообразно расположенными микролитами плагиоклаза зажаты гранулы авгита. Стекло темно-бурое, местами замешенное хлорито-подобным 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 мелкоиздробленного 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 зернами 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, Np — 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, Np — 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. Тримит 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 гломеропорфиновые 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.

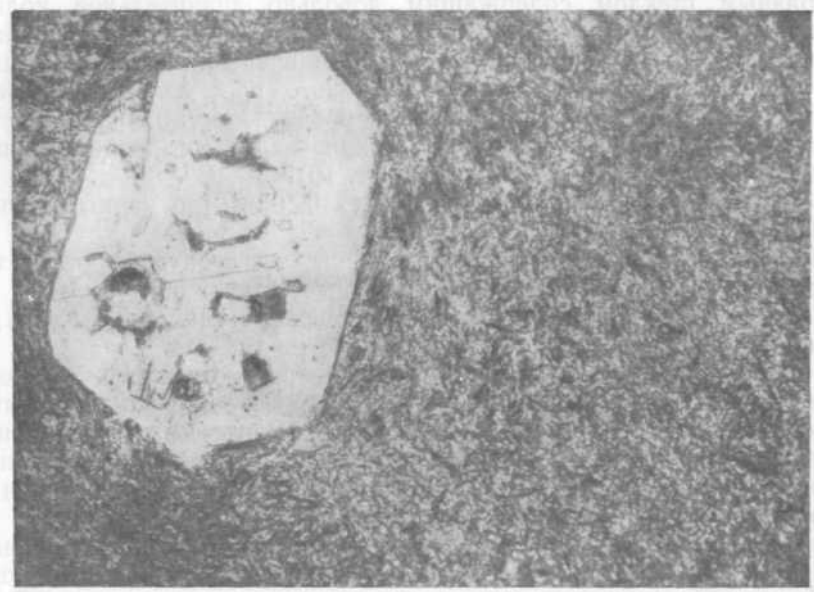
Ромбический пироксен встречается в небольшом количестве. Он образует мелкие короткие призмы размером 0,3—0,5 мм. Судя по слабому плеохроизму в зеленоватых тонах, двупреломлению (0,012) и прямому углу погасания, он представлен гиперстеном.

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.

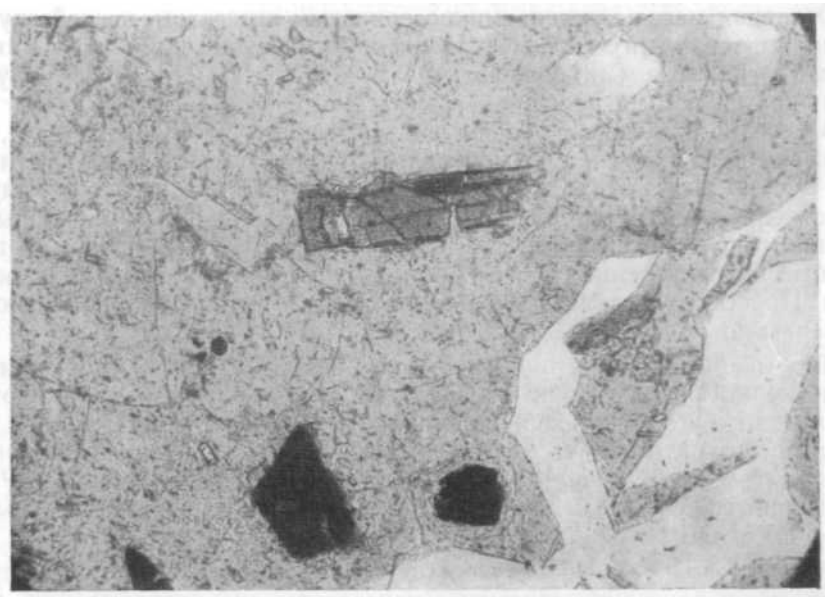
Основная масса этой группы пород довольно однообразна, будучи сложена преимущественно гранеллитовым стеклом, испещренным войлоком кристаллитов, среди которых спорадически наблюдаются микронолиты плагиоклаза (фиг. 14).

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 андезито-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 прослоя 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.

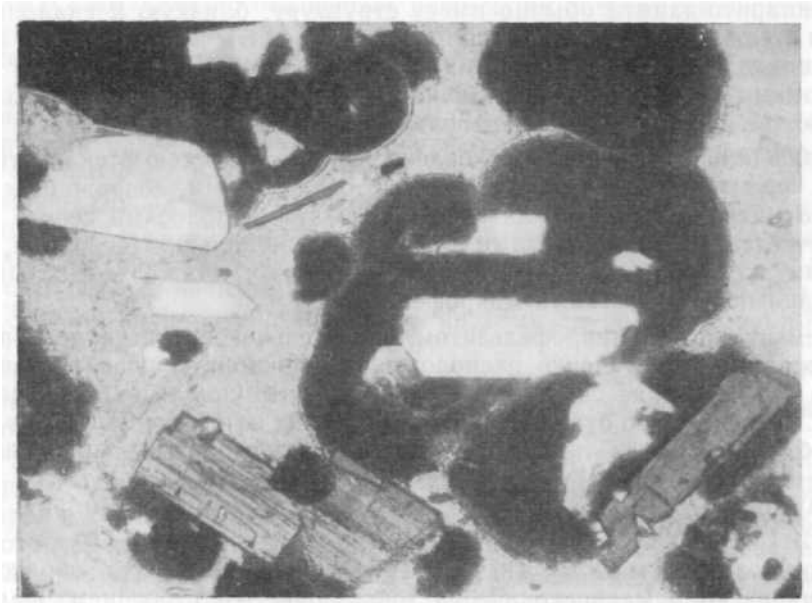
Часто наблюдается тонкая структура, близкая к гиалопилитовой: стекло содержит многочисленные беспорядочно разбросанные микронолиты плагиоклаза, реже — микролиты плагиоклаза двух поколений, из которых более крупные имеют форму мелких лейт.

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.

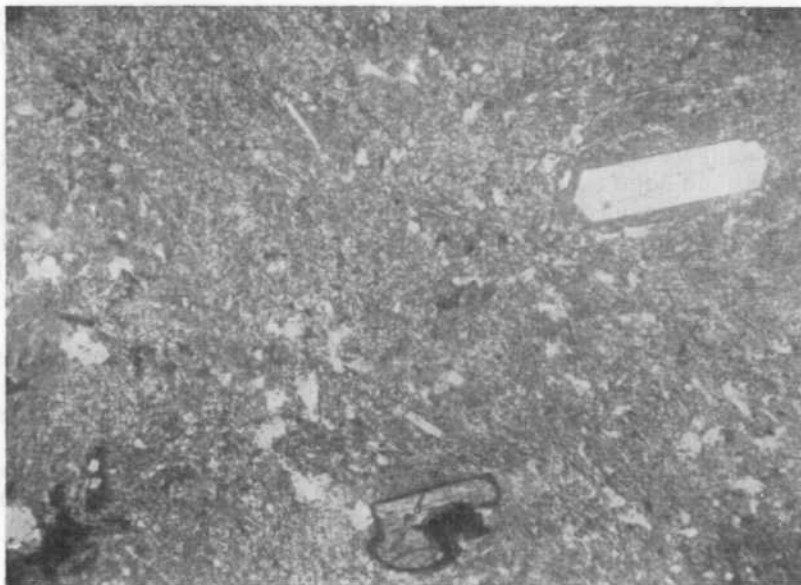
Основная масса имеет тонкогиалопилитовое строение. Состоит она из вытянутых, беспорядочно ориентированных тонких микролитов плагиоклаза, погруженных в стекло ($N=1,523$, что соответствует 62% содержания SiO_2), и из значительного количества магнетитовой пыли, придающей основной массе серый оттенок (фиг.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

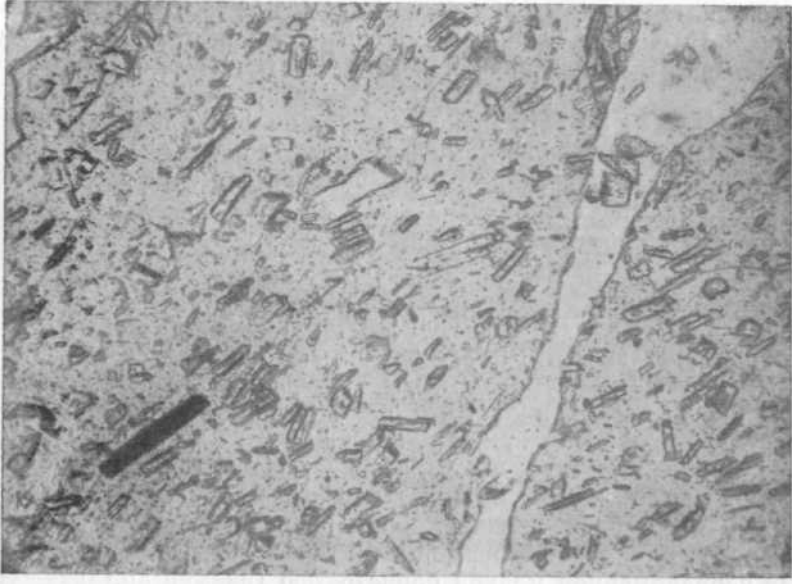
Породы эти сходны с липаритами, которые наблюдал Б. И. Пийп (1937) на вулкане Узон: в них также нет порфиновых выделений кварца и санидина; кварц выделяется только в фельзите основной массы. В качестве фенокристаллов указан также андезин.

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.

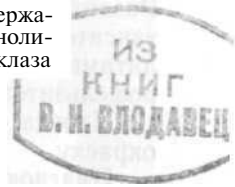
Плагиоклаз в виде микрофенокристаллов встречается в мелких таблитчатых кристаллах, а также их обломках, обычно размером 0,08 X 0,35 мм, реже 0,3 X 0,5 мм. Плагиоклаз прозрачен; включения в нем отсутствуют. Измерения углов погасания в сечении \perp РМ (23°, 25°) показывают, что это основной андезин (№ 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% SiO_2) 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, Nr — 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 нераскристаллизованного 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 разъедание 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.

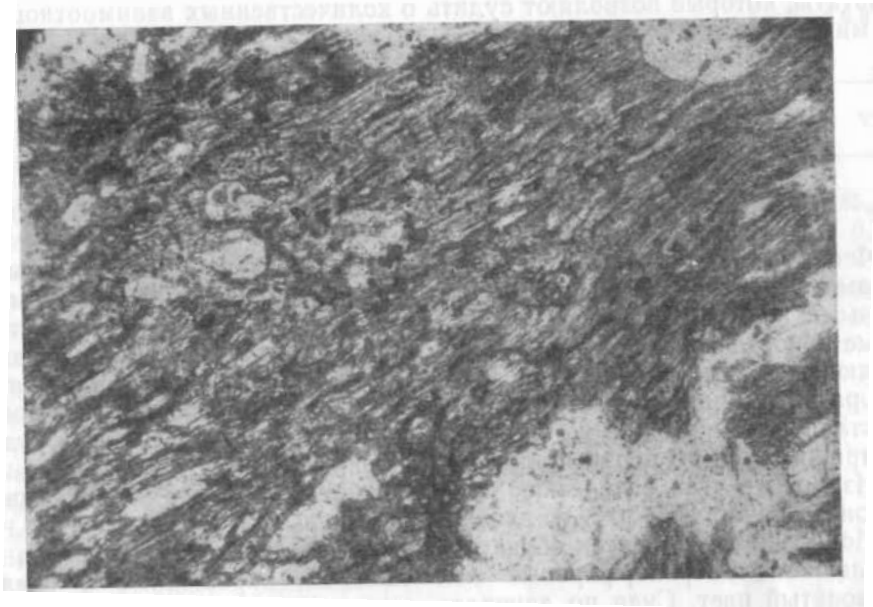
Кварц представляет собой чуждые включения; он наблюдается в виде обломков зерен; встречается редко. Содержание SiO₂ в пемзах 60,04% и 61,06% (аналитик Н. Н. Шаврова), что характерно для даитовой пемзы.

Пироксеново-оливиновые базальты долины Голодьк

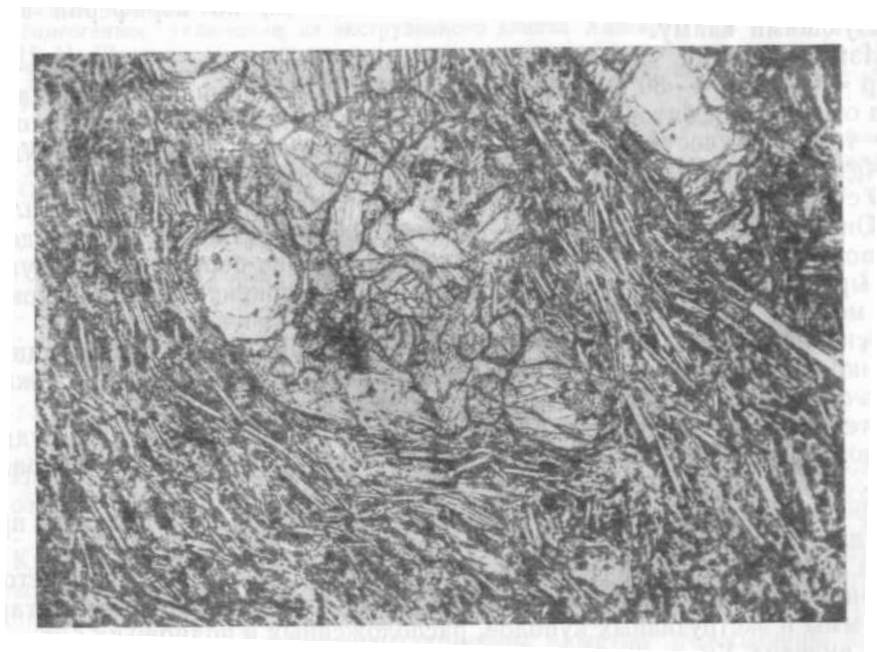
Излияния этих базальтов продолжались на протяжении всей истории образования Хангара и закончились уже в послеледниковое время.

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 суммы 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.

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.

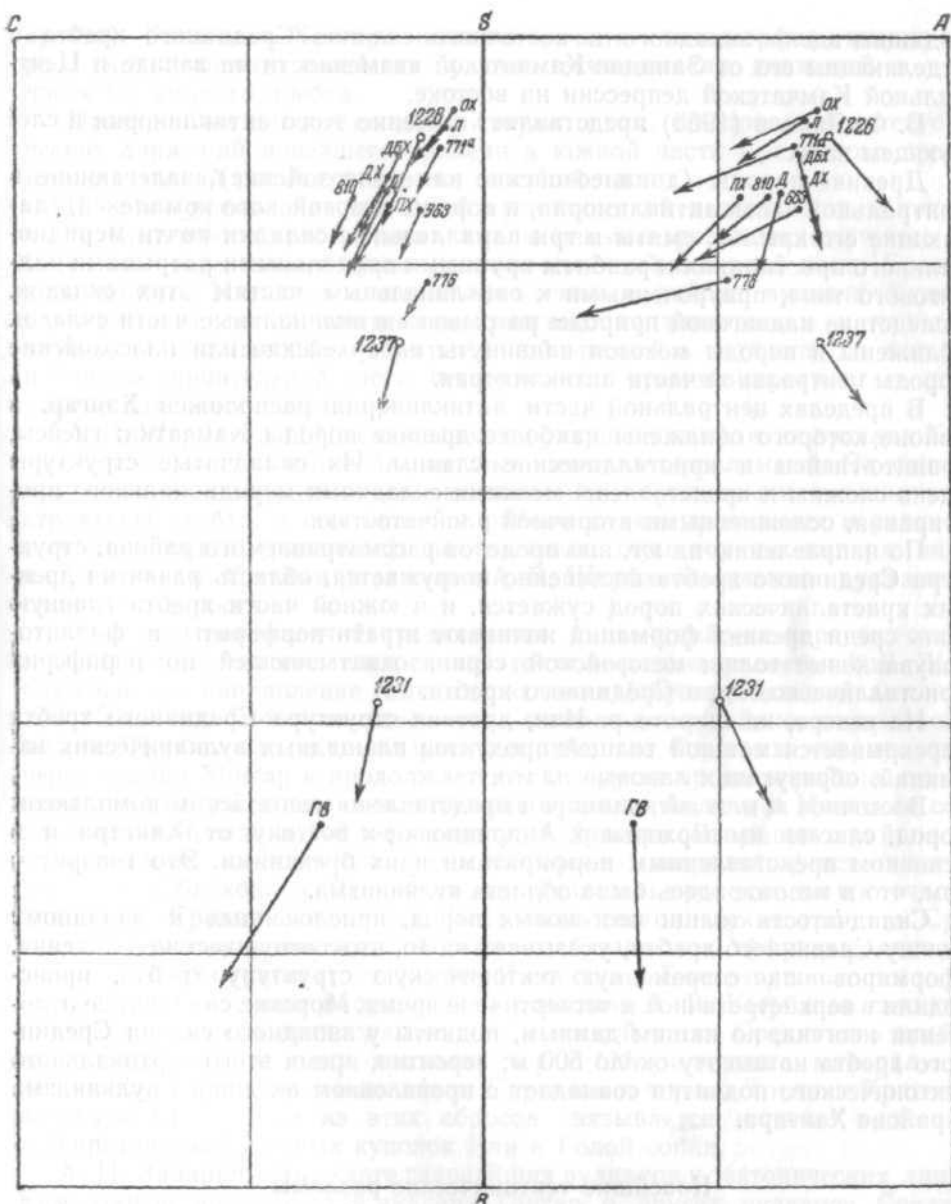
XII — обсидиан Хангара (восточный склон); обр. О X; аналитик О. Н. Кобылина.

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.

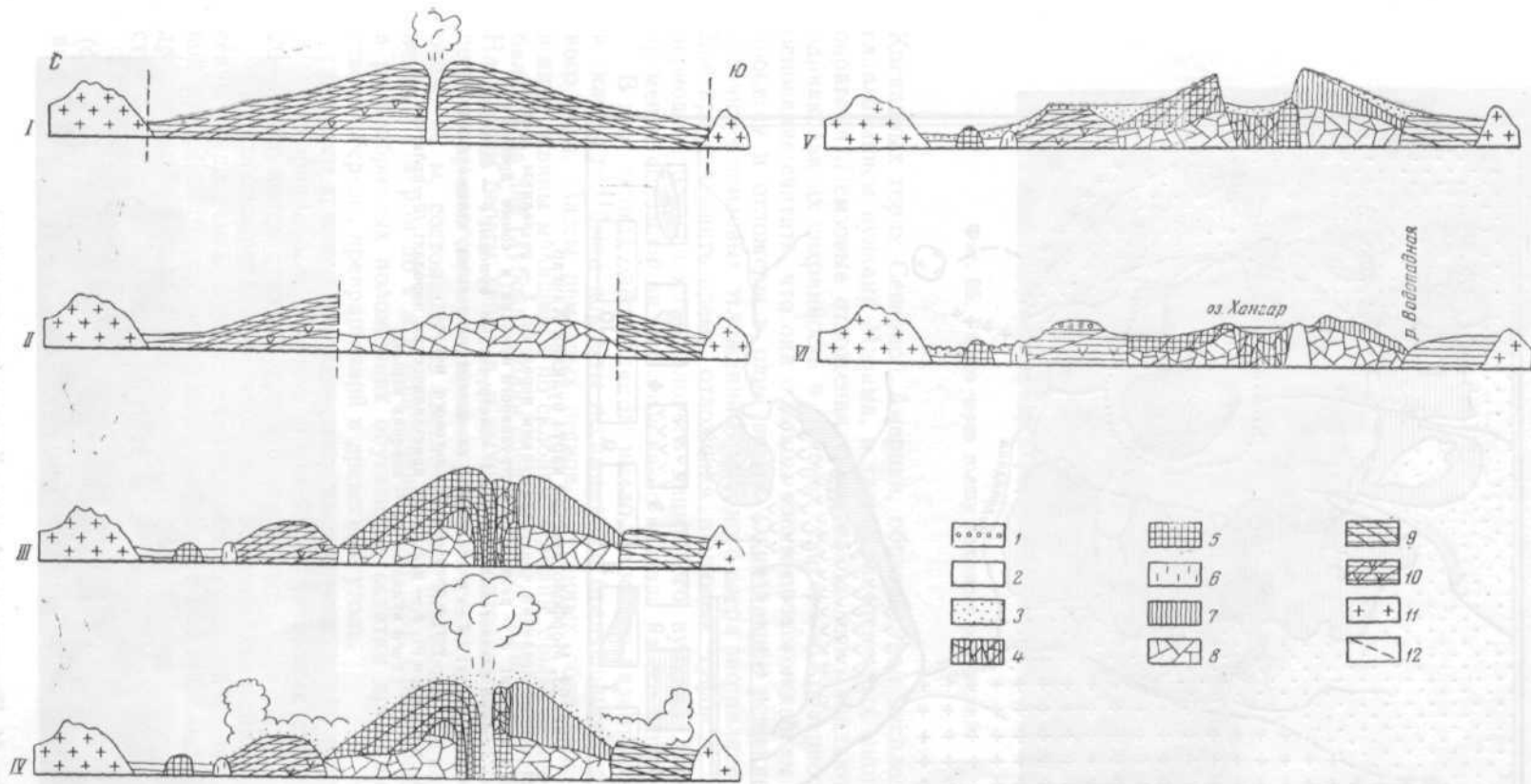
Сравнивая вулкан Хангар с вулканами подобной типа, действовавшими в историческое время, мы можем представить себе общую картину вулканических извержений, в результате которых произошло обезглавливание конуса Хангара.

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

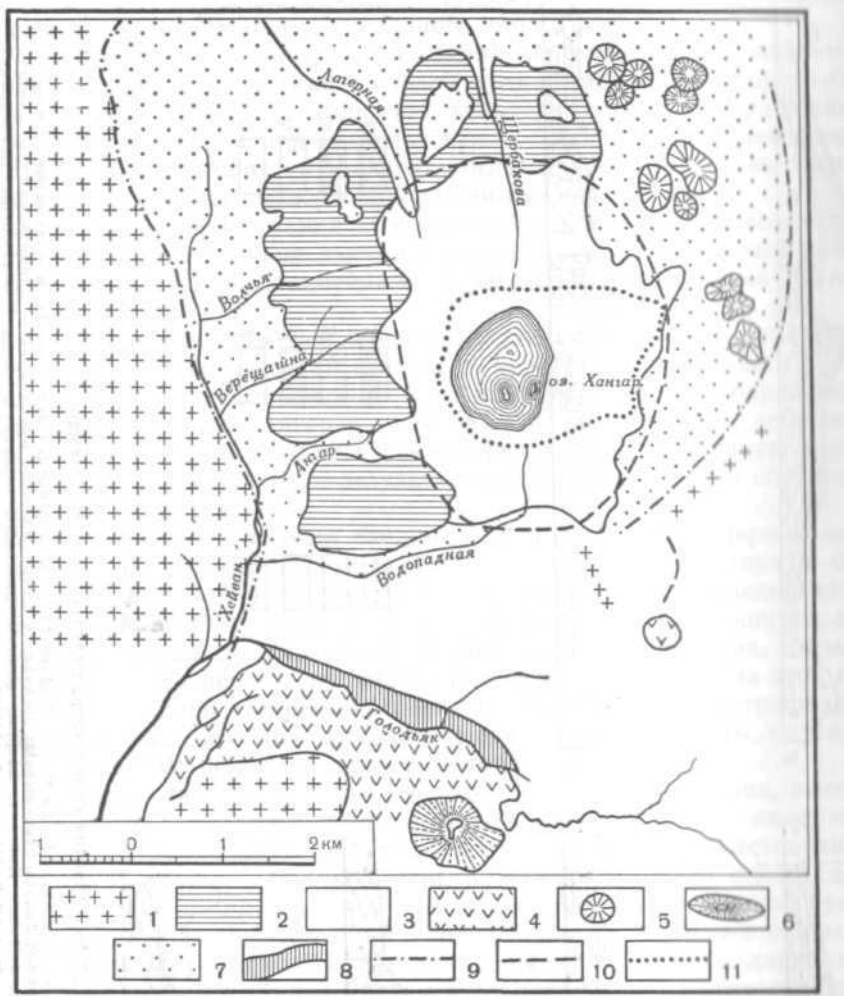


Фиг. 22. Важнейшие этапы развития кальдерного вулкана Хангар (схема).

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* — плинианская 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.

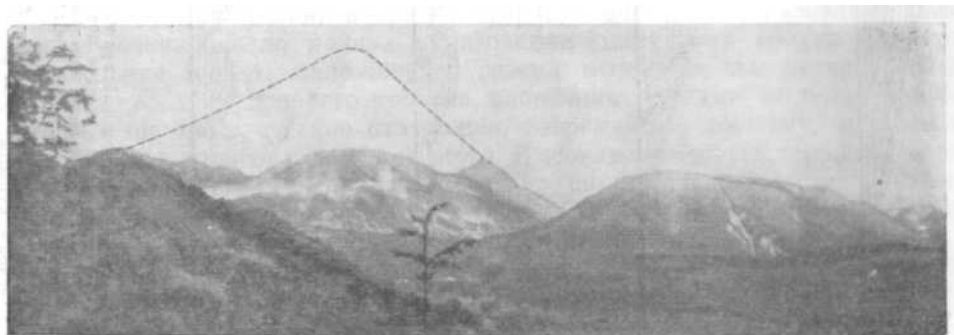
1 — моренные отложения; *2* — ледник; *3* — пирокластические пемзовые отложения; *4* — продукты разрушения дацитовых брекчии; *5* — экструзивные дациты Хангара и куполов; *6* — риолиты куполов; *7* — дацитовые брекчии; *8* — продукты разрушения древнего вулкана; *9* — андезиты; *10* — базальты; *11*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

(Вертикальный и горизонтальный масштабы равны)

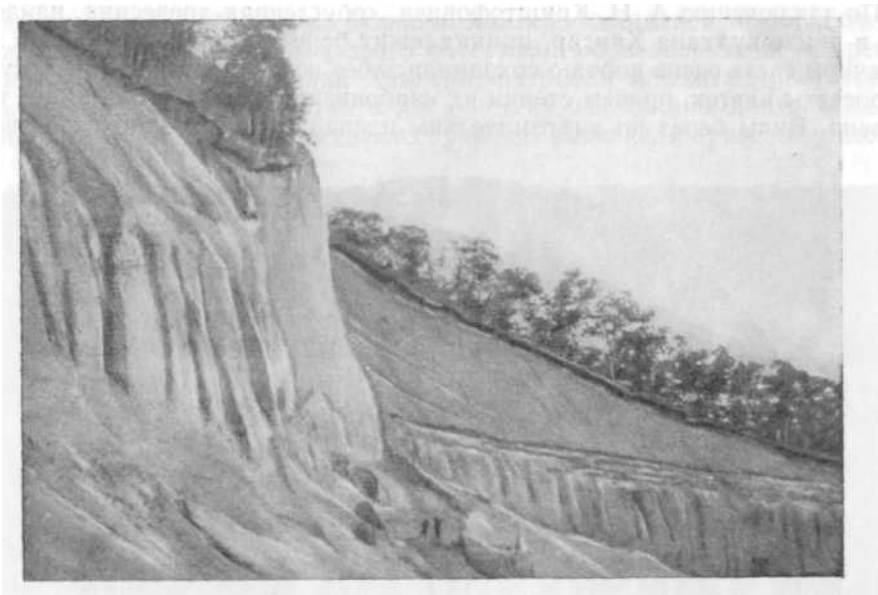


Фиг. 23. Морфологическая карта вулкана Хангар.

1 — горы, сложенные древними кристаллическими породами; 2 — развалины негo 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.

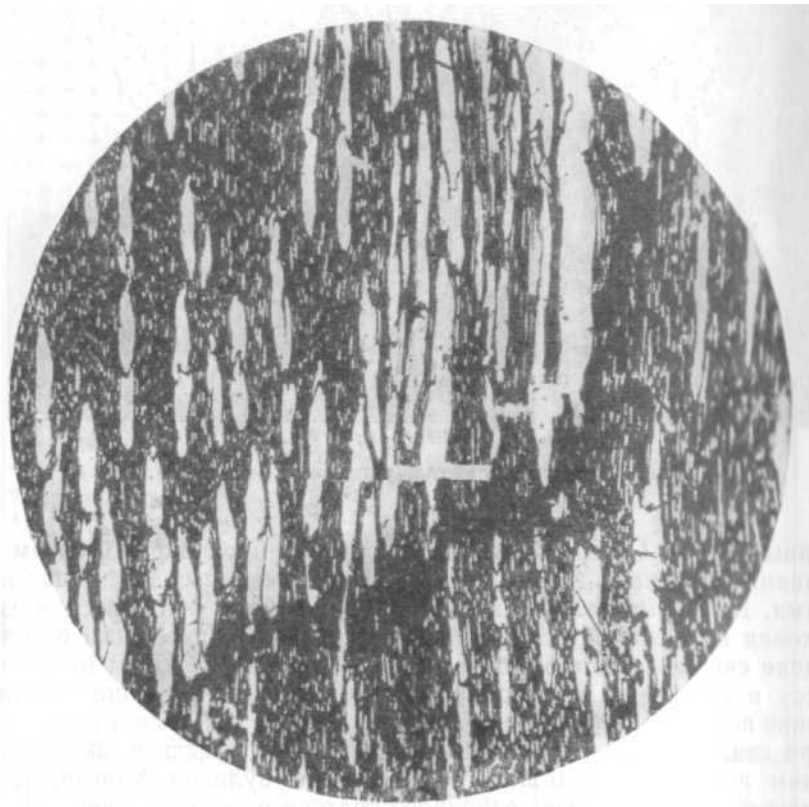
В этот период оледенение не имело широкого развития и долины рек и склоны гор были покрыты лесами, мало отличающимися от современного леса. Массы пемзовых песков, окутанных облаками пара и газа, в виде лавины мчавшиеся по склонам вулкана, срывали деревья и погребали их на дне глубоких долин среди мощных 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 нижнечетвертичного 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).

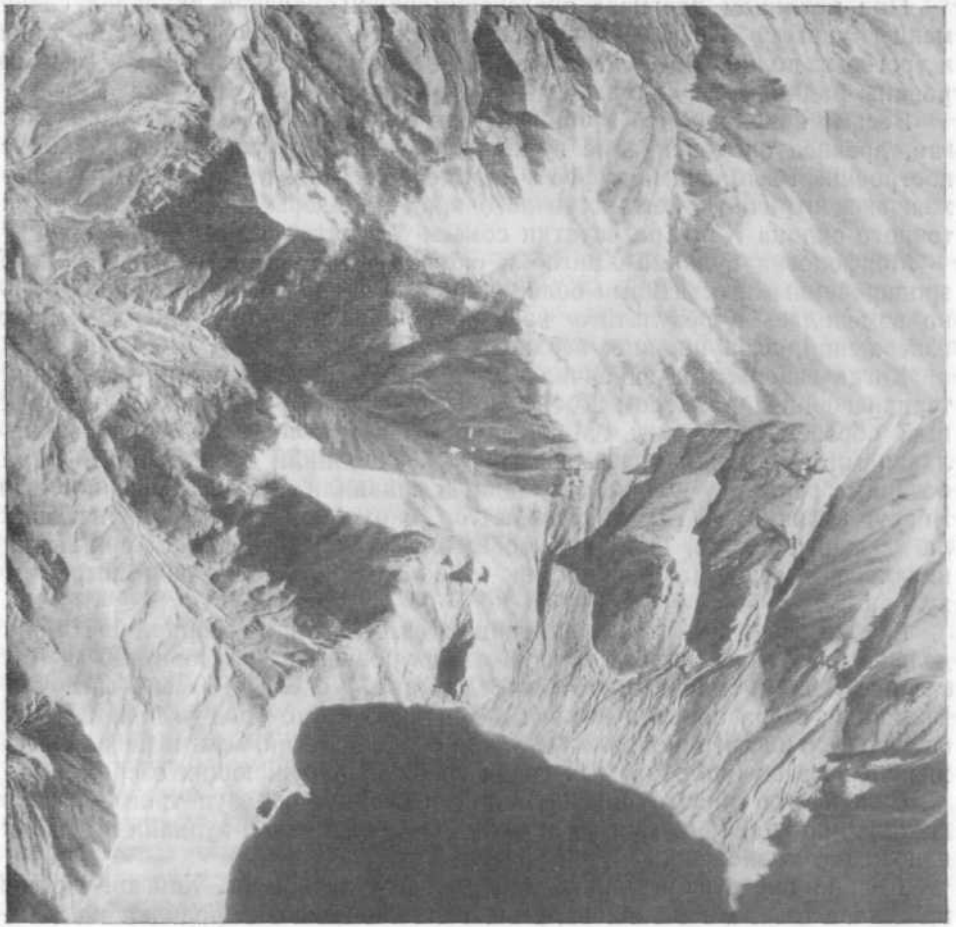
Водораздельная часть Срединного хребта, лежащая к востоку от Хангара, в верховьях р. Андриановка, представляет собою типичный горнодолинный ландшафт. Здесь широко распространены громадные ледниковые цирки и кары, а реки врезаются в виде каньонов в днища ледниковых трогов и образуют водопады на уступах 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 сопровождалось 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.
- Влодавец В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюлл. Вулк. станции, 1949, № 9.
- Гречишкин 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.
- Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Мин. о-ва, 1931, ч. 60, № 2.
- Заварицкий А. Н. Пять лет геологических исследований Камчатки. «Проблемы советской геологии», 1935, VI, № 12.
- Заварицкий А. Н. Линейное расположение вулканов Камчатки. Тезисы доклада на XVII Межд. геол. конгр., М., 1937.
- Заварицкий А. Н. О вулканах Камчатки. В кн. Камчатский сборник», т. I, изд-во АН СССР, 1940.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А. Н. Об изучении движений земной коры на Камчатке. Тр. совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, 1948.
- Заварицкий 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.
- Щербakov А. В., Харкевич Д. С. В верховьях р. Камчатки. В кн. «Экспедиции Академии наук СССР 1934 г.». Изд-во АН СССР, 1935.
- Щербakov А. В. Два геологических пересечения п-ова Камчатка. СОПС АН СССР, сер. Камчатск., вып. 5, 1937.
- Щербakov А. В. Маршрутные геологические исследования в Срединном хребте. Тр. Камч. комплексн. экспед. 1936—1937 гг., вып. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
- Bogdanowitsch 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.