

В. В. Наседкин



**Кислый  
вулканизм  
и водосодержащие  
стекла  
Северо-Востока  
СССР**

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

В. В. Наседкин

**Кислый  
вулканизм  
и водосодержащие  
стекла  
Северо-Востока  
СССР**

4163



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Н а с е д к и н В. В. Кислый вулканизм и водосодержащие стекла Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1983.

Книга является оригинальным систематическим исследованием кислых вулканических стекол Северо-Востока СССР, образование которых показано на фоне развития кислого вулканизма Охотско-Чукотского вулканического пояса в пределах крупных тектонических и вулканических структур типа депрессий, грабенов, кальдер и горстов. Выделены генетические типы вулканических стекол: эффузивно-экструзивные, субвулканические и эксплозивные. Приводятся детальная петрографическая и геохимическая характеристики разновидностей вулканического стекла.

Ил. 31. Табл. 31. Библиогр. 31 назв.

Ответственный редактор  
доктор геол.-минерал. наук  
В.П. ПЕТРОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение ряда лет нами на территории Северо-Востока СССР проводились исследования месторождений вулканического стекла. Главной целью этих исследований было выявление общих закономерностей развития кислого вулканизма, с одной стороны, и оценка перспектив крупного региона на перлитовое сырье — с другой. Геологическими изысканиями был охвачен район от верховьев р. Яны Охотской до среднего течения р. Анадырь. Во время этих работ, которые были сконцентрированы на полях широкого развития кислых вулканических пород, было изучено свыше двух десятков участков, содержащих различные по морфологии и размерам тела вулканического стекла. Для некоторых из них, наиболее интересных с практической точки зрения, были составлены схематические геологические карты. Обобщение результатов этих исследований позволило уточнить схему развития кислого вулканизма для вулканогенного пояса в целом. Особое место в развитии вулканизма занимают андезиты. Однако выявление их положения в общей схеме развития вулканизма выходит за рамки данного исследования.

Изучение вулканических структур и отдельных аппаратов, к которым приурочены перлиты и сопутствующие им породы, показало, что в развитии кислого вулканизма может быть выделено два этапа. На первом этапе кислый вулканизм носил в основном взрывной характер. С взрывной деятельностью связано образование обширных полей пирокластических пород. Среди пирокластов преобладающую роль играют сваренные туфы. Последние приурочены к крупным кальдерам и вулcano-тектоническим структурам провального типа. Таковы, например, Арманская кальдера, Омсукчанский грабен и др. Более поздние этапы кислого вулканизма проявились в образовании субвулканических даек и штоков.

Вулканические породы первого этапа характеризуются отчетливой порфировой структурой. В зависимости от типа структуры и положения района в пределах вулканогенного пояса состав вкрапленников меняется. Типичными являются следующие ассоциации вкрапленников: кварц—щелочной полевой шпат—плагиоклаз, оливин—плагиоклаз—санидин, пироксен—плагиоклаз—щелочной полевой шпат—кварц. Для первого этапа вулканизма наиболее широко распространена ассоциация кварц—щелочной полевой шпат—кислый плагиоклаз—биотит. Количество кварца в породе может варьировать от 40—60 до 70—90% от общего объема вкрапленников.

Породы второго этапа распространены значительно менее широко. Они образуют локальные участки среди продуктов вулканизма первого этапа. Обычно это относительно небольшие тела в виде штоков и даек. Риолиты

второго этапа и их стекловатые аналоги имеют афировую структуру и по химизму относятся к субщелочным образованиям. По геохимическим признакам риолиты второго этапа весьма значительно отличаются от риолитов первого этапа. Для риолитов второго этапа характерно несколько более высокое содержание бериллия, олова и некоторых других элементов.

Для Анадырско-Корякской складчатой области характерна та же последовательность вулканизма, что и для Охотско-Чукотского вулканического пояса. Начальный этап вулканической деятельности в этом регионе носил эксплозивный характер. С эксплозивной деятельностью связано образование сваренного туфа, который пользуется весьма широким распространением. После эксплозивной деятельности происходило внедрение даек субщелочных риолитов.

В данной работе впервые в геологической литературе рассматриваются месторождения перлита обширного вулканического пояса, вытянутого вдоль северо-восточной окраины континента на сотни километров.

Среди перлитовых пород выделены субвулканические дайковые перлиты и стекловатые сваренные туфы. Оказалось, что наиболее высокую вспучиваемость имеют субвулканические перлиты, подвергшиеся слабой гидротермальной обработке. Стекловатые сваренные туфы, как правило, вспучиваются слабо и относятся к весьма низкокачественным сортам перлитового сырья.

С геохимической точки зрения водосодержащие вулканические стекла занимают особое место среди вулканических пород и могут рассматриваться как частицы первичного магматического вещества, неизмененного последующей кристаллизацией. Поэтому во многих случаях стекло является концентратом рудных и редкоземельных элементов и может рассматриваться в качестве индикатора, характеризующего металлогеническую специализацию того или иного рудного узла или района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Стекловатые породы, или сваренные туфы, первого этапа вулканизма обычно обеднены летучими, а также металлами и редкими элементами. В противоположность сваренным туфам дайковые тела обоих этапов вулканизма обогащены такими летучими, как фтор, хлор, соединения серы, а также металлами, например бериллием и оловом.

При проведении аналитических исследований автору большую помощь оказали А.И. Горшков, К.Е. Фролова, Н.И. Органова, И.М. Марсий, Г.О. Пилоян, Т.А. Зиборова, С.Е. Борисовский. В полевых работах принимали участие Н.И. Сергеев, Н.Н. Сергеев и Н.М. Михайлова. Технологические свойства перлитов были изучены Н.И. Сергеевым. Большая практическая помощь в проведении этих работ была оказана автору Г.Д. Гладышевым. Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

## Г Л А В А I

### ГЕОЛОГИЯ, ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Анадырско-Корякская складчатая зона относятся к глобальным структурам земной коры Северо-Востока СССР. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс сформировался на относительно древних, но разновозрастных структурах мезозойской складчатости. На востоке вулканогенный пояс примыкает к кайнозойской геосинклинали, занимающей пространство п-ова Камчатка. Анадырско-Корякская складчатая зона занимает промежуточное положение. Обе структуры входят в систему складчатого обрамления континента на границе с впадиной Тихого океана. Сложность вулканизма Охотско-Чукотского пояса определяется, с одной стороны, неоднородностью структур мезозойского фундамента, с другой — сложностью геолого-тектонического развития данного региона. Однако удивительное постоянство вулканических проявлений, поледовательность развития вулканизма и приуроченность к относительно узкому временному интервалу позволяют объединить отдельные участки в единую вулкано-тектоническую структуру. В данной главе вначале рассматривается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, а затем Анадырско-Корякская складчатая зона.

#### ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс входит в систему окраинно-континентальных вулканических поясов, обрамляющих котловину Тихого океана. Таких поясов несколько. Одни обрамляют Тихий океан с запада, другие — с востока. Пояса западного обрамления объединены Е.К. Устиевым в Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является северным звеном Восточно-Азиатского пояса. Южнее, на территории Приморья, расположены Восточно-Сихотэ-Алинский, далее на юг — Хонсю-Корейский и Восточно-Китайский пояса.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается с северо-востока на юго-запад на 3000 км. Некоторые исследователи орографически разделяют его на две равные ветви: Чукотскую — протяженностью 1600 км и Охотскую — до 1400 км в длину [4]. Граница между ветвями проходит по р. Парень. Ширина пояса колеблется от 80 до 350 км. Наибольшую ширину он имеет в южной части (бассейн р. Яны Охотской) и на севере (бассейн рек Анадырь и Аной). Минимальная ширина пояса наблюдается примерно в центральной части, вдоль Гижигинской губы.

В орографическом отношении пояс представляет систему хребтов, вытянутых примерно параллельно береговой линии. На фоне этого преоблада-

ющего направления выделяются и более мелкие хребты, некоторые из них ориентированы в поперечном направлении. Наиболее высокие вершины имеют отметки 2000—2500 м, днища долин соответствуют 500—800 м. Резко очерченные вершины обычно сложены стекловатыми сваренными туфами или кварцевыми порфирами. Пологие формы рельефа характерны для витрокластических туфов и туфов кварцевого порфира. Нижнетретичные базальты образуют относительно плоские платообразные возвышенности. Встречаются также кольцевые горные системы, которые многие исследователи отождествляют с кальдерами [3, 8 и др.]

### Тектоника






Охотско-Чукотский пояс является крупной тектонической структурой. По простиранию его можно разбить на три сектора: центральный, юго-западный и северо-восточный.

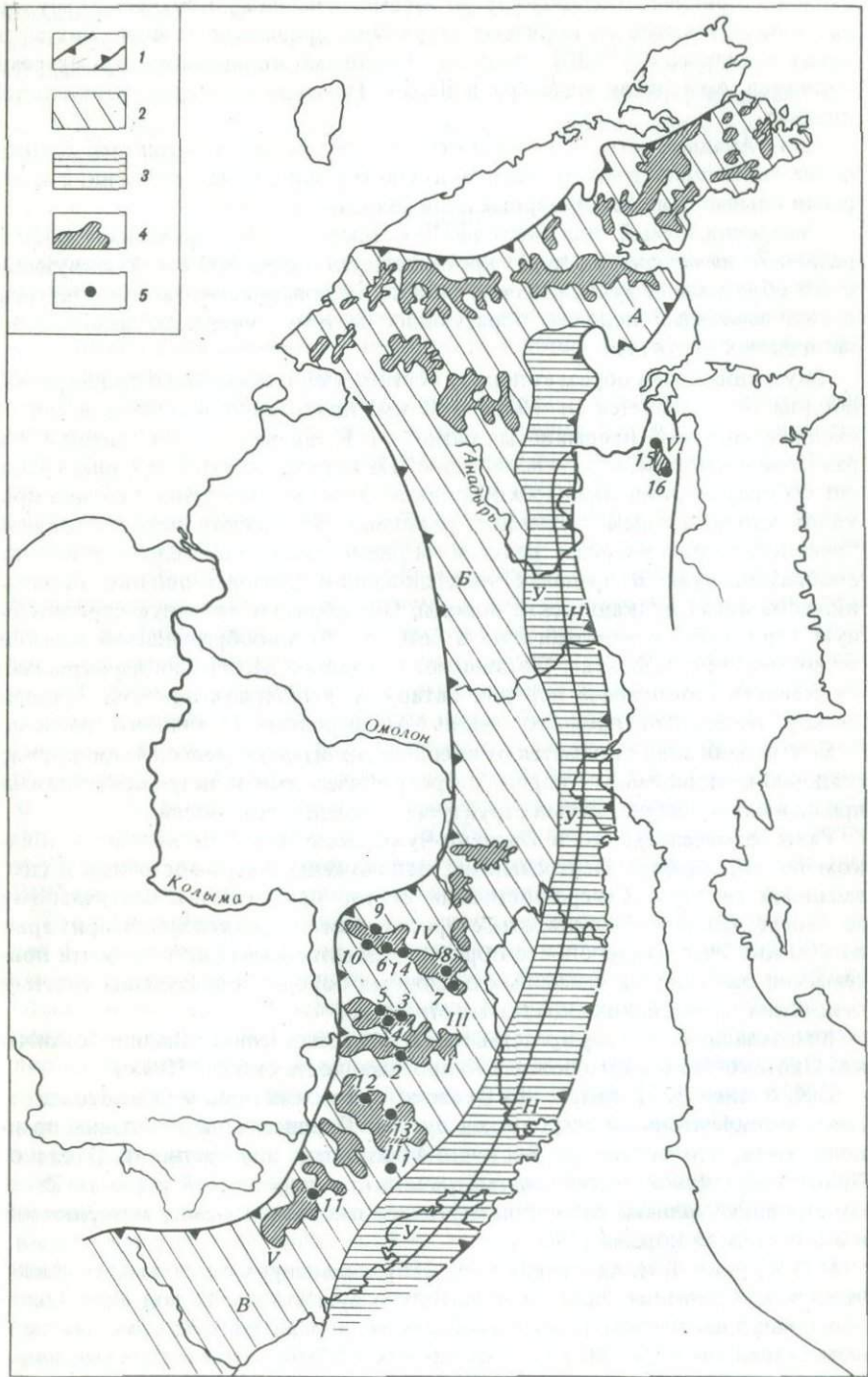
Центральный расположен между р. Пегтымель на севере и р. Иней на юге. Общая протяженность центрального сектора составляет 2000 км. Для него характерна отчетливо выраженная продольная зональность (фиг. 1). По отношению к Корьякско-Камчатской области выделяют внешнюю и внутреннюю зоны [3,6]. Внешняя зона непосредственно граничит с мезозойскими структурами Яно-Колымского и Омолонского районов. Порода, слагающие эти структуры, в то же время являются и фундаментом, на котором залегают вулканические тела пояса. Фундамент гетерогенен, что в значительной степени определяет и гетерогенность вулканических структур центрального сектора Охотско-Чукотского пояса. В.Ф. Белый выделяет [3] четыре блока (с юга на север): Охотский, Пенженский, Анадырский и Центрально-Чукотский. Для вулканических образований блоков фундаментом являются: Охотского — мезозойские структуры Яно-Колымской складчатой области, Пенжинского — относительно древние породы Омолонского массива и Гижигинского складчатой зоны, для Анадырского — древние породы Алазейско-Олойской складчатой области и для Центрально-Чукотского блока — мезозойские породы Чукотской области.

В пределах Охотского блока широко развиты поперечные вулканотектонические структуры типа узких депрессий и кольцевые структуры. Главными депрессиями являются Омсукчанская и Ольская. Они имеют

Фиг. 1. Схема размещения кислых пород и проявлений водосодержащих стекол на территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Рарытчинского антиклинория

1 — граница Охотско-Чукотского пояса; 2 — внешняя зона; 3 — внутренняя зона; 4 — поля кислых пород, 5 — проявления вулканического стекла; А-В — секторы: А — северо-восточный (Восточно-Чукотский), Б — Центральный сектор, В — юго-западный (Западно-Охотский); I-VI — поля кислых вулканических пород: I — Ольское, II — Арманское, III — Яно-Тальское, IV — Омсукчанское (Омсукчанский грабен), V — Янское, VI — Рарытчинское (Рарытчинский горст-антиклинорий); 1-16 — проявления стекла: 1 — Хасынское, 2 — верховья р. Олы, 3 — верховья р. Талой, 4 — Перевальное, 5 — Право-Хетинское, 6 — рч. Дикого, 7, 8 — водораздел рек Монгке-Герамры, 9 — верховья рч. Сарман, 10 — верховья рч. Буян, 11 — рч. Метеор, р. Левая Яна; 12 — рч. Утесный, 13 — р. Аган, 14 — рч. Ясная Поляна; 15 — оз. Красное, 16 — верховья р. Таллин. Подзоны внутренней зоны: У — унаследованная, Н — новообразованная

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 



сложное строение и подробно будут рассмотрены ниже. Кольцевые структуры подразделяются на корневые структуры древних вулканических аппаратов и кальдеры [20,30]. Наиболее крупными кольцевыми структурами являются Арманская кальдера и Верхне-Тальская вулканотектоническая впадина.

Для Анадырского, Пенженского и Центрально-Чукотского блоков более характерны изометричные вулканотектонические депрессии, с которыми обычно связаны обширные поля сваренного туфа.

Северо-восточный, или Восточно-Чукотский, сектор примыкает к Центральному на севере. Он имеет протяженность около 500 км. Участвующие в его образовании вулканические тела почти повсеместно залегают на триасовых осадочных породах, образующих систему чукотских мезозойских складчатых структур.

Внутренняя зона образует полосу восток-северо-восточного простирания. Ширина ее колеблется от 70 до 180 км. Внутренняя зона отделяется от внешней системой прерывистых разломов. К северу от п-ова Тайгонос эти разломы расположены кулисообразно. На востоке внутренняя зона граничит со структурами Анадырско-Корякской складчатой зоны. Граница проходит вдоль системы глубинных разломов. Внутренняя зона продольной границей, в свою очередь, делится на две подзоны: унаследованную и новообразованную. В пределах унаследованной подзоны широко развиты нижнемеловые вулканические породы. Она образует линейную отрицательную структуру, асимметричную в сечении. В новообразованной подзоне нижнемеловые эффузивы без видимого углового несогласия перекрывают вулканогенно-осадочные породы, датируемые готерив-барремом. Граница между подзонами проходит вдоль Анадырского глубинного разлома.

Внутренняя зона отличается от внешней значительно меньшей мощностью осадочно-вулканогенных пород, петрографическими и петрохимическими признаками и особенностями структуры геофизических полей.

Ранее отмечалось, что в Охотско-Чукотском поясе несколько особняком по отношению к Центральному расположены северо-восточный и юго-западный секторы. Северо-восточный сектор примыкает к центральному на севере. Он имеет субширотное простирание и протягивается примерно на 500 км. Участвующие в его образовании вулканические тела почти повсеместно залегают на триасовых осадочных породах, образующих систему чукотских мезозойских складчатых структур.

Юго-западный сектор представляет собой естественное западное окончание Охотско-Чукотского пояса. Его протяженность около 450 км.

Е.К. Устиев [27] считал, что Охотско-Чукотский пояс можно отождествлять с современными островными дугами. Позднее были высказаны предположения, что структуру Восточно-Азиатского, и в частности Охотско-Чукотского, пояса следует рассматривать как зону земной коры, по своему строению, занимающую промежуточное положение между материковой и океанической корами [14,22].

М.С. Марков, В.Н. Аверьянов и др. [16], анализируя результаты геофизических исследований, пришли к выводу о существовании под дном Охотского моря вытянутого в северо-восточном направлении массива с двучленным строением коры. Между Охотско-Чукотским поясом и этим массивом было установлено наличие продольного желоба, заполненного осадочными

породами мощностью до 5 км [13]. Эти материалы позволяют предположить, что под Охотским морем находятся мезозойские и кайнозойские складчатые структуры, являющиеся продолжением Анадырско-Корякской складчатой зоны. Это предположение хорошо согласуется с представлениями Е.К. Устиева об Охотско-Чукотском складчатом поясе как системе древних островных дуг.

### Вулканизм

**Общая характеристика.** При образовании и развитии Охотско-Чукотского вулканического пояса сформировались три комплекса изверженных пород. Каждый комплекс состоит из вулканических и интрузивных пород. Ассоциацию вулканических и интрузивных пород Е.К. Устиев назвал вулканоплутонической формацией [28].

Образование наиболее раннего комплекса имело место в нижнем мелу (неоком, апт-альб). Среди вулканических пород преобладают основные и средние образования. Базальты и андезито-базальты составляют около 18%, андезиты — 52, дациты — 9 и риолиты — 21%. Для базальтов характерны примерно равные соотношения лавового и пирокластического материалов, среди андезитов преобладают пирокластические породы (примерно 60–70% по отношению к общему объему изверженного материала). Базальты представлены оливиновыми и безоливиновыми породами, андезиты — амфиболовыми и двупироксеновыми породами. Как среди базальтов и андезитов, так и среди риолитов присутствуют субщелочные вулканические породы, связанные с определенными вспышками вулканизма.

Второй комплекс вулканических пород был образован в верхнем мелу (сеноман, турон-сенон). В этот комплекс также входят базальты, андезиты и риолиты. Однако соотношение между породами совершенно иное: на базальты и андезито-базальты приходится всего около 1%, на андезиты — порядка 6 и на риолиты — 93%. Так же как и в предыдущем случае, среди пород этого комплекса присутствуют субщелочные образования. Наиболее часто они встречаются среди риолитов.

Третий комплекс вулканических пород сформировался в верхнем мелу (дат) — палеогене. Оживление вулканической деятельности связано с мощными извержениями базальтов и андезито-базальтов (90–91% от общего объема вулканических пород). На андезиты приходится порядка 9% и на риолиты — около 1%. Основные эффузивы представлены главным образом пироксен-оливиновыми базальтами и долеритами. Образование этих пород связано с трещинными извержениями и щитовыми вулканами. Наиболее молодые образования этого комплекса представлены субщелочными породами: трахибазальтами, трахиандезитами и трахириолитами.

С каждым комплексом и соответственно этапом вулканизма связана интенсивная интрузивная деятельность. Интрузивные массивы занимают весьма значительную площадь. Е.К. Устиев, И.А. Загрузина, И.М. Сперанская выделили три разновозрастных интрузивных комплекса: от верхней юры до палеогена. В.Ф. Белый и А.П. Милов предполагали, что все интрузивные породы сформировались в относительно узком возрастном диапазоне — альб-сеноман. Однако данные о возрастных соотношениях пород, полученные в последнее время, свидетельствуют скорее о длительном раз-

витии вулканизма. Наиболее ранние интрузии сопоставимы с вулканическими породами базальт-андезитовой формации. Среди интрузивных пород встречаются все разновидности от габбро до гранитов. Преобладают монцониты и граниты.

Наблюдается некоторое различие вулканизма во внешней и внутренней зонах вулканического пояса. Во внешней зоне вулканические образования залегают с резким угловым несогласием на осадочных породах верхней юры. Во внутренней зоне базальты и андезиты согласно залегают на молласовых отложениях альба. Среди базальтов внешней зоны широко развиты оливиновые разновидности; особенно четко это заметно на примере Охотского, Пенженского и Анадырского блоков и Восточно-Чукотского сектора.

Андезиты и базальты внешней зоны отличаются повышенным содержанием глинозема и калия. Риолиты внешней зоны калиево-натриевые, в то время как во внутренней зоне преобладают натриевые риолиты. Кислый вулканизм верхнего мела проявился главным образом в пределах внешней зоны и в относительно небольшом количестве проявился во внутренней. Субщелочные риолиты этого этапа также наблюдаются в основном во внешней зоне. В противоположность этому в конце мела — начале палеогена кислый вулканизм проявился главным образом во внутренней зоне.

**Кислый вулканизм.** Как уже было отмечено проявление кислого вулканизма связано с двумя возрастными этапами: верхним мелом и палеогеном. Наиболее интенсивно кислый вулканизм развивался в верхнем мелу. Кислые породы (риолиты, дациты, риодациты), как правило, локализируются в своеобразных вулкано-тектонических структурах (линейных и изометричных), которые занимают поперечное положение по отношению к простиранию общей зоны базальтового и андезитового вулканизма. Подавляющее большинство кислых пород относится к нормальному известково-щелочному ряду, однако в завершающую стадию развития кислого вулканизма наблюдалось и появление субщелочных образований. В зависимости от региона мощность кислых пород варьирует от 300—500 до 1000—1200 м. Обычно риолитовая толща имеет двучленное строение.

Нижняя часть толщи представлена тонкообломочными туфами, вероятно, первоначально витрокластического состава. Туфы обычно чередуются с риолитами и близкими по составу кислыми породами. Однако объемы эффузивного материала, как правило, небольшие. Образование этих пород связано с постройками центрального типа. Вулканические центры фиксируются своеобразными ядрами, состоящими из флюидалных риолитов и кварцевых порфиров. Пространственно с ядрами могут быть связаны кольцевые и радиальные разломы, выполненные дайками риолитов и перлитов.

Верхняя часть толщи состоит из сваренных туфов. Сваренные туфы составляют подавляющую часть объема кислых вулканитов. По данным В.Ф. Белого [4], на долю сваренных туфов приходится около 95% от всего объема кислого материала. Однако эти данные несколько завышены. В некоторых вулкано-тектонических структурах наряду со сваренными туфами широко распространены кварцевые порфиры и их пирокласты.

Тонкообломочные витрокластические туфы широко распространены в северной части Ольской депрессии, в пределах Правохетинской и Верхне-Тальской вулканических структур и др. Существуют районы, в которых

витрокластический туф относительно слабо развит. Значительно большую роль здесь играют кварцевые порфиры и их туфы. Кварцевые порфиры широко распространены в Омсукчанской депрессии (бассейн р. Джагын).

Игнимбриды наиболее широко распространены в Пенженском (45%), и Охотском (50%) блоках центрального сектора и, кроме того, в юго-западном секторе (Западно-Охотский и Восточно-Охотский блоки). Извержения сваренного туфа во многих случаях связаны с образованием значительных по размеру вулканотектонических структур типа кальдеры. Крупные кальдеры, заполненные сваренным туфом, установлены в среднем течении р. Армань [9], в верховьях рек Олы (бассейн р. Ингагчи) и Талой. Сваренные туфы обычно имеют порфировую структуру. Содержание кварца во вкрапленниках местами достигает 20–35%. Региональное распространение среди вкрапленников кварца свидетельствует о существовании вполне определенного механизма кристаллизации кислых магм в различной геологоструктурной обстановке.

С нижнепалеогеновым вулканизмом связано относительно небольшое по объему количество кислых эффузивов. Риолиты этого этапа относятся к существенно натриевым образованиям. Среди них встречаются нормальные известково-щелочные породы и субщелочные риолиты.

В связи с существованием двух этапов вулканизма, многие авторы выделяют два типа формаций. Риолиты первого этапа относят к андезит-риолитовой формации, риолиты второго этапа – к контрастной базальт-риолитовой формации [4,5].

Существуют две концепции о происхождении кислых вулканических пород. Согласно первой – кислые магмы образуются за счет переплавления пород коры, а согласно второй – в результате дифференциации глубинного базальтового вещества. Основными аргументами в пользу первой концепции являются следующие: 1) пространственная обособленность кислых пород от андезитов и базальтов, 2) сравнительно большой объем изверженного материала кислых магм. Петрохимические различия пород из различных зон пояса связывают с неоднородностью пород фундамента и верхней мантии.

Вторая концепция аргументирована более убедительно: 1) окраинно-линеamentный магматизм связан с системой глобальных разломов, имитирующих структурный план молодых перитихоокеанских островных дуг, 2) продукты кислого вулканизма отличаются однотипностью состава на огромных пространствах, несмотря на гетерогенность соприкасающихся структур континента, 3) андезиты и связанные с ними риолиты характеризуются повышенной кремнекислотностью и более высоким по сравнению с островодужными содержанием щелочей и, в частности, более высоким содержанием калия.

По-видимому, область андезитового и более кислого магмообразования располагается на глубине 35–50 км. Исходным субстратом для выплавления средних и кислых магм могут быть мелано- и лейкобазальтоидные выплавки мантии, преобразованные в амфиболиты, гранулиты, эклогиты.

Нами исследовались вулканические стекла хр. Рарыткин, который в геологическом отношении входит в Анадырско-Корякскую складчатую зону. Анадырско-Корякская складчатая зона находится на границе Верхояно-Чукотской мезозойской геосинклинали и современной Курило-Камчатской геосинклинали. Формирование Анадырско-Корякской геосинклинали началось в позднем мезозое, после того как Верхояно-Чукотская геосинклиналь вступила в фазу эпигеосинклинального орогенеза и произошло образование наложенного на мезозойские структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На западе Анадырско-Корякская геосинклиналь граничит с вулканическими структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Граница проходит вдоль системы глубинных разломов, пространственно совпадающих с современной сейсмофокальной зоной. На севере и северо-востоке к ней примыкают древние поднятия Чукотского полуострова. На востоке складчатые структуры Анадырско-Корякской геосинклинали погружаются под современные отложения Тихого океана. Анадырско-Корякская геосинклиналь, так же как и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, делится на две зоны — внешнюю и внутреннюю.

Хребет Рарыткин находится в пределах внешней зоны. Для внешней зоны характерно сравнительно пологое залегание верхне-мезозойских осадочно-вулканогенных образований. В данное время хр. Рарыткин представляет крупное горстовое поднятие меридионального протирания.

До того как произошли инверсия и складчатость, эта территория являлась прогибом. В основании прогиба залегают триасовые и верхнеюрские терригенные породы. На них несогласно залегают осадочные породы от волжского до нижнесенонского возраста. Осадочные породы представлены (снизу вверх): вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, кремнистыми сланцами, углистыми и молассовыми отложениями. На осадочных образованиях несогласно залегают породы палеоген-неогенового вулканогенного комплекса. До того как началась интенсивная вулканическая деятельность, Рарыткинский прогиб испытал сложные тектонические преобразования. В конце верхнего мела имели место складчатость и образование региональных разломов. Рарыткинский прогиб сначала преобразовался в складчатую область, а затем превратился в антиклинальное поднятие горстового типа. Вулканическая деятельность в этом районе началась в раннем палеогене. Основными очагами вулканической деятельности были вулканы, расположенные вдоль регионального разлома, ограничивающего хр. Рарыткин на западе и на параллельных оперяющих разрывных структурах. В нижней части разреза вулканогенной толщи залегают базальты и андезито-базальты и их пирокластические аналоги, выше — андезиты и их туфы. По данным Г.Г. Кайгородцева, мощность этой толщи составляет около 600 м. Выше залегают дациты и риолиты. Дациты развиты незначительно. Риолиты образуют крупные потоки, вероятно, связанные с вулканическими структурами центрального типа. В пределах всей полосы вулканогенных пород широко развиты пирокластические образования сваренных туфов. Суммарная мощность кислых вулканических пород составляет 700—800 м. Риолитовый вулканизм завершился образованием субщелоч-

ных дифференциатов. Дайки субщелочных риолитов пересекают эффузивы и более поздние сваренные туфы в пределах многих вулканических структур, и в частности в верховьях р. Талаяин. Образование стекловатых разновидностей кислых пород связано со всеми этапами кислого вулканизма, но наиболее крупные тела вулканического стекла формировались в наиболее поздние стадии вулканической деятельности.

Неогеновый вулканизм проявился, по-видимому, главным образом вдоль оперяющих главный разлом более молодых тектонических структур. В частности, к неогену относятся эффузивные образования, окаймляющие оз. Красное, расположенное в 40 км к западу от основания хр. Рарыткин. Неогеновый вулканизм также носил дифференцированный характер. В основании вулканической толщи залегают андезито-базальты и андезиты, выше — риолито-дацитовые сваренные туфы. С эксплозивной деятельностью связано накопление обсидиановых лапиллиевых туфов, при размыве которых образовались озерные отложения обсидиановой гальки.

Для третичного вулканизма Анадырско-Корякской складчатой зоны, и в частности Рарыткинского антиклинория, характерны примерно равные объемы продуктов основного и кислого вулканизма. Эксплозивная деятельность проявилась менее интенсивно по сравнению с таковой в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В то же время эффузивные образования и лавовые потоки встречаются значительно чаще. Последовательность развития кислого вулканизма в общих чертах напоминает схему развития вулканизма в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В первый этап происходило образование нормальных калиево-натриевых риолитов, затем преобладал эксплозивный вулканизм и в завершающую стадию образовались субщелочные риолиты в виде мелких экструзий и субвулканических даек.

## Г Л А В А II

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Изученные нами проявления кислых вулканических пород локализируются во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса и Анадырско-Корякской складчатой зоне. Обычно они приурочены к полям кислых вулканических пород, в большинстве случаев ориентированных поперек простирания главной структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти поля гетерогенны и включают различные по морфологии и генезису вулкано-тектонические и тектонические структуры. Проявления вулканических стекол и стекловатых пород были изучены в бассейне р. Мареканка, в верховьях р. Яны Охотской, в среднем течении р. Армань, в верховьях р. Олы, в верховьях рек Правой Хеты и Талой, в верховьях рек Джагын и Монгке и других районах.

Поле распространения вулканических пород включает верховья рек Олы и Малтан. Оно протягивается в субмеридиональном направлении на 125 км, ширина его не превышает 25–30 км. Поле имеет гетерогенное строение. В.Ф. Белый в пределах Ольского поля выделяет следующие палеовулканические структуры (с юга на север): Гайчанская кальдера, Северо-Гайчанская депрессия, Ингагчинская депрессия, Ольская депрессия, Татынганский купол, Хуренджинская и Малтано-Бохапчинская купольные структуры. Наиболее детально изучены вулканические стекла Ингагчинской и Ольской депрессий, а также Татынганского купола.

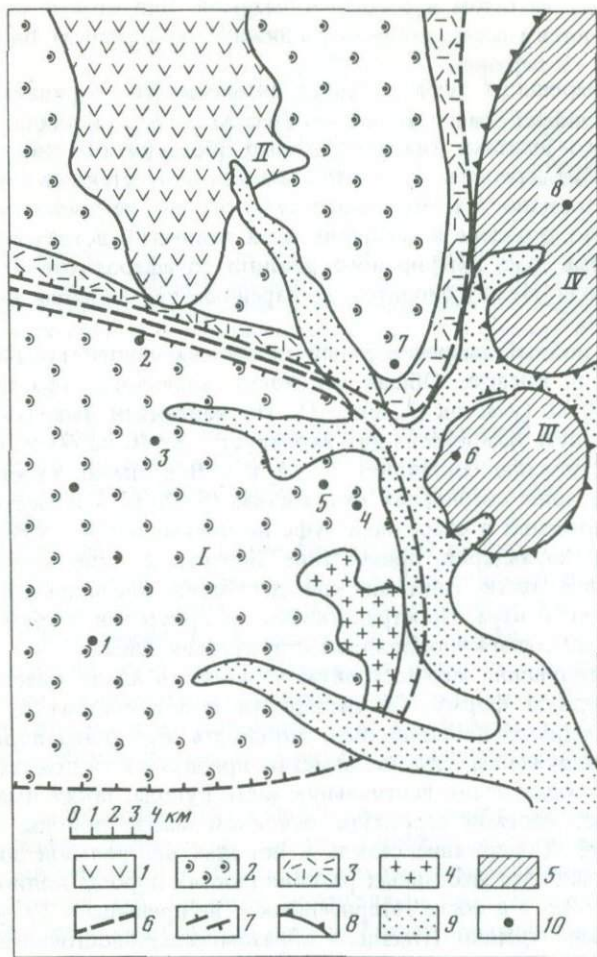
### Ингагчинская депрессия

Река Ингагчи является правым верхним притоком р. Олы. В пределах ее бассейна расположена депрессия субширотного простираения. Южный и северный фланги депрессии сложены из более древних пирокластических и лавовых пород, относимых к хольчанской свите. Центральная часть депрессии заполнена мощной толщей сваренного туфа. В восточной части депрессии выделяются две купольные структуры. По-видимому, в этой части можно предположить существование древнего вулканического центра. Южной купольных структур обнажается массив гранитов.

Депрессия заполнена породами, которые подразделяются на две пирокластические толщи: верхнюю и нижнюю. Наиболее полный разрез нижней толщи изучен на водоразделе рек Тоопчан и Ингагчи.

На этом участке (участок 1, фиг. 2) нижняя вулканогенная толща имеет весьма пестрый состав. В нижней части разреза залегают тонкозернистые туфопесчаники, далее — туфобрекчии, в составе которых преобладают обломки кварца и полевых шпатов. Чешуйки биотита целиком хлоритизированы. Цементирующий базис (10–15%) состоит из мелких обломков хлоритизированного стекла, полевого шпата и кварца. На туфобрекчии залегают андезито-дациты и кварцевые порфиры. Мощность эффузивов не превышает 80–90 м. Эффузивы перекрываются слоем витрокластического туфа, на котором залегают толща сваренного туфа. В средней и верхней части этой толщи присутствуют стекловатые разновидности туфа. Стекловатый туф образует прерывистую зону в средней части пирокластической толщи. Мощность зоны интенсивного сваривания 10–15 м. Количество свежего недевитрифицированного стекла в туфе невелико и составляет не более 20–25%. Сваренный туф представлен биотит-роговообманковой разновидностью. Биотит, как правило, сильно опацифицирован.

Симметрично этому участку на водоразделе рек Ингагчи—Булум также обнажаются породы нижней пирокластической толщи (участок 2, фиг. 2). Мощность нижней пирокластической толщи здесь составляет около 200 м. Так же как и на водоразделе рек Тоопчан—Ингагчи для толщи характерна неравномерность в спекании обломков. Плотные стекловатые сваренные туфы образуют линзовидные тела и прослои. Длина тел колеблется от 5–10 до 100–150 м, мощность — от 10–15 см до 15–20 м. Кроме стекла, в туфе присутствует кристаллический материал: вкрапленники, обломки вкрапленников и пород до 35–50%, а в некоторых разновидностях туфа до 80%. Кристаллокласты представлены кварцем, калиево-натриевым полевым шпатом,



Фиг. 2. Схема размещения перлитов в пределах Ольского вулканического поля

1 — андезито-базальты, базальты Ольской депрессии; 2 — в различной степени сваренные туфы; 3 — измененный витрокластический туф; 4 — гранитоиды; 5 — нерасчлененные эффузивы куполовидного поднятия; 6 — тектоническая зона; 7 — граница депрессии; 8 — граница куполовидного поднятия; 9 — аллювиальные отложения; 10 — проявления вулканического стекла

Вулкано-тектонические структуры: I — Игначинская депрессия; II — Ольская депрессия, III — Северо-Восточное куполовидное поднятие, IV — куполовидное поднятие Татынгычан

Проявления вулканического стекла: 1 — водораздел рек Тоопчан—Ингагчи; 2 — водораздел рек Игагчи—Булум; 3 — верховья р. Ингагчи; 4 — юго-восточный купол; 5 — дайки стекла; 6 — северо-восточный купол; 7 — проявление Ольской депрессии; 8 — Татынгычанский купол

плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Биотитовые сваренные туфы локализируются главным образом в нижней части разреза, биотит-рогово-обманковые — в верхней.

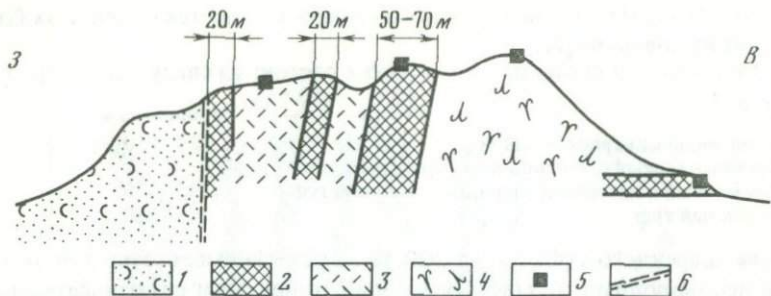
Стекло сваренного туфа из зоны интенсивного сваривания довольно сильно девитрифицировано, главным образом за счет кристаллизации щелочного полевого шпата и кварца, которые образуют тонковолокнистые и тонкозернистые агрегаты. Содержание гомогенного стекла в наиболее стекловатых разновидностях сваренного туфа обычно не превышает 10–30%. На данном водоразделе в северной части депрессии встречаются дайки и штокообразные тела порфириового риолита со сферолитовой структурой основной массы. Между риолитом и сваренным туфом наблюдается интрузивный контакт.

Наиболее полный разрез верхней пачки сваренного туфа был изучен в верховьях р. Ингагчи. Общая мощность сваренного туфа здесь составляет 200–150 м (участок 3, фиг. 2). По вертикали выделяются четыре потока. Мощность каждого из них варьирует от 40 до 60 м. Длина потоков по простиранию составляет 1–1,5 км. В пределах каждого потока присутствуют зоны сваривания мощностью 15–20 м. Количество кристаллических включений в сваренном туфе не превышает 40–50%. Для кристаллокластов характерно присутствие биотита и акцессорного ортита.

В восточной части Ингагчинской депрессии предполагается наличие вулканического центра. Пространственно он приурочен к трем вершинам, на которых выявлены куполовидные структуры и дайки.

Купол, образующий юго-восточную вершину, в плане имеет неправильную грушевидную форму. По периферии купол состоит из массивной стекловатой черного цвета породы. Мощность этой зоны порядка 20 м. В стекле невооруженным глазом заметны признаки кластической структуры. Породы, образующие центральную часть купола, также имеют брекчиевое строение, местами структура основной массы породы напоминает сваренный туф. Содержание стекла в породах центральной зоны купола различно. В наиболее массивных разновидностях породы количество стекла достигает 60%, а в более гетерогенных — не превышает 30–40%. Купол разбит системой трещин (главным образом северо-восточного простирания) на блоки. Вдоль трещин наблюдается интенсивная каолинизация пород. Наиболее крупная зона гидротермального изменения пород отмечена в восточной части купола. Мощность зоны каолинизированных пород составляет около 2,5–3 м. В верхней части купол (вершина сопки) сложен также массивной стекловатой породой. Стекловатые породы купола можно рассматривать в качестве плохо вспучивающейся разновидности перлитового сырья. Ориентировочные запасы этих пород составляют 1,5–2 млн. м<sup>3</sup>.

Примерно в 1 км к северо-западу от этого купола находятся дайки, состоящие из смоляно-черного сваренного туфа. Дайки образуют вершину безымянной сопки, которая имеет вид скалистого гребня. Западная часть гребня состоит из аргиллизированного туфа, восточная — из стекловатого сваренного туфа, который залегает в виде потока. В центральной части гребня отмечены выходы риолита (фиг. 3). Здесь также локализируются дайки стекловатого сваренного туфа. Центральная дайка залегает в риолите, западная и восточная дайки приурочены к контакту туфа и риолита.



Фиг. 3. Дайки вулканического стекла в восточной части Ингагинской депрессии  
 1 — сваренный туф; 2 — вулканическое стекло; 3 — риолит; 4 — риолитовый сваренный туф; 5 — место отбора образцов; 6 — тектоническая зона

Мощность западной и восточной даек 20 м, центральной 50—70 м. Все три дайки имеют крутое, почти вертикальное падение. Поток сваренного туфа, отмеченный в восточной части гребня, состоит из массивного стекла; мощность стекла 20—25 м.

Северо-восточный купол в плане изометричен, склоны крутые, особенно круто расположен юго-западный склон, который спускается к колымской трассе. Вблизи вершины диаметр купола около 200 м. Купол состоит из плотного светло-коричневого фельзита. По периферии массива фельзита сменяются смоляно-черными стекловатыми породами, которые в плане образуют непрерывную кольцевую зону мощностью 5—6 м. В центре купола расположено еще одно изометричное тело перлитовых пород. Оно имеет диаметр около 50 м и состоит из брекчиевых разновидностей перлитового риолита.

В районе северо-восточного купола широко распространены андезиты и андезито-дациты, датируемые сеноном верхнего мела, на которых залегает толща мощностью до 100 м, сложенная витрокластическим туфом. Витрокластический туф прорван экструзиями кварцевого порфира. Два экструзивных тела имеют форму конусообразных вершин с крутыми склонами. Туфы, контактирующие с экструзивными телами, аргиллизированы и окварцованы.

### Ольская депрессия

В средней части Ольского поля (верховья р. Олы) расположена депрессия. Ее поперечные размеры составляют 35×40 км. По данным Н.Г. Чертовских, В.Н. Юдиной и Ю.Г. Кобылянского (цитируется по В.Ф. Белому [2,3]), разрез Ольской депрессии состоит из трех свит: улынской, ольской и магдыкитской. Двупироксеновые андезито-базальты и андезиты улынской свиты окружают депрессию по периферии почти непрерывной полосой. Выше залегают сваренные туфы ольской свиты, которые также образуют кольцеобразную структуру. Центральная часть депрессии заполнена залегающими горизонтально базальтами и андезито-базальтами магдыкитской свиты. Базальты образуют платообразную поверхность. К базальтам приурочены пустоты и жеоды, заполненные агатом и кварцем. В юго-восточной части депрессии залегают экструзивные купола и субвулканические

кие тела. Местами отложения ольской свиты в виде тектонических блоков выходят на поверхность.

Разрез ольской свиты на этом участке состоит из следующих пород (снизу вверх):

	Мощность, м
Риолитовый окварцованный туф	120–150
Серовато-желтый с зеленоватым оттенком тонко-обломочный измененный витрокластический туф	155–170
Сваренный туф	175–280

Зона сваренного туфа из верхней части разреза имеет гетерогенное строение и неоднородный состав. В основании толщи залегают относительно слабо сваренные туфы. Выше залегают интенсивно сваренный туф мощностью 20–25 м. Данная зона не выдержана по простиранию. Наблюдается фациальный переход массивного стекловатого туфа в окристаллизованный сваренный туф. Стекловатые сваренные туфы, которые можно рассматривать в качестве перлитового сырья, содержат до 40–50% кристаллокластического материала.

К югу-востоку от вершины, на сравнительно пологом ее склоне, расположено поле измененного белого туфа. В измененном сваренном туфе по сравнению с неизмененным наблюдается увеличение количества  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3 + FeO$ . По соотношению щелочей ( $K_2O$  4,6%,  $Na_2O$  1,96%) эти породы весьма близки к так называемому фарфоровому камню, который используется в керамической промышленности Приморского края.

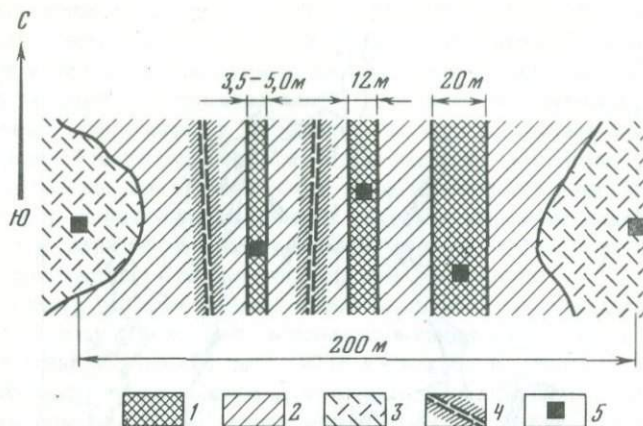
### Татынгычанский купол и другие структуры

В верховьях р. Татынгычан, левый приток р. Олы, расположено куполовидное поднятие.

В основании поднятия залегают измененный витрокластический туф, над ним — белый туф кварцевого порфира. Выше туфа залегают тонкоплитчатый риолит, который и образует основную часть экструзивного купола (фиг. 4). На вершине купол состоит из риолита. Вершина пересекается тектонической зоной, заполненной сильно хлоритизированными туфоподобными породами. В пределах тектонической зоны залегают три дайки субмеридионального простирания. Первая из них (с запада на восток) имеет мощность около 5 м, вторая — 15 и третья — 20 м. Дайки состоят из черного с зеленоватым оттенком перлита.

В пределах Ольской депрессии были выделены Гайчанская и Северо-Гайчанская вулcano-тектонические впадины, а также Хуренджинский и Малта-но-Бохапчинский купола.

Гайчанская кальдера имеет изометрично-полигональную форму. Края ее ограничены системой разломов. Разрез кальдеры (снизу вверх) следующий: риолиты и риолито-дациты, литокластические сваренные туфы, витрокластические сваренные туфы. Общая мощность туфовой толщи достигает 700–800 м. Отдельные потоки витрокластического сваренного туфа составляют 20–30 м. В потоке, однако, присутствует зона массивного стекла мощностью от 5 до 10–15 м. Кристаллокластический материал в сваренном туфе представлен плагиоклазом, кварцем, моноклинным пироксеном и биотитом. В толще сваренного туфа встречаются дайки риолитов, зальбанды которых сложены вулканическим стеклом.



Фиг. 4. Схема геологического строения участка центральной части Татынгычанского поднятия  
 1 — вулканическое стекло; 2 — хлоритизированный витрокластический туф;  
 3 — риолит; 4 — зона окварцевания; 5 — место отбора образцов

Северо-Гайчанская депрессия (по В.Ф. Белому) расположена непосредственно северней Гайчанской кальдеры. В плане депрессия имеет изометричную форму. Размер в поперечнике составляет 20 км. Она заполнена пирокластическими породами (снизу вверх): туфы, туффиты, туфо-песчаники, сваренные туфы. Общая мощность пирокластических образований колеблется от 300 до 700 м. Среди сваренных туфов верхней части разреза встречаются стекловатые массивные сваренные туфы.

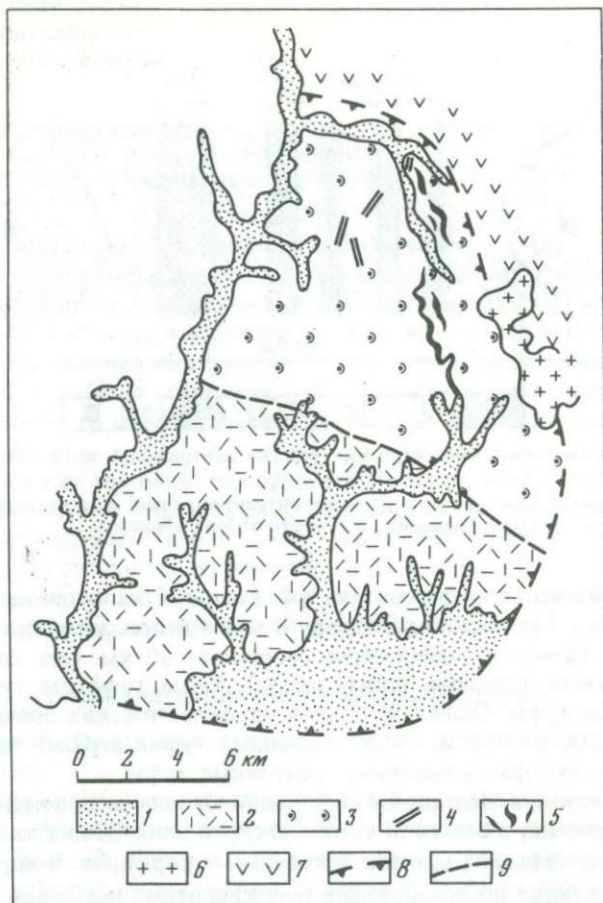
Хуренджинский и Малтано-Бохапчинский купола расположены северней Ольской депрессии, в северной части Ольского поля. Эти купольные структуры сложены туфами риолитов и кварцевых порфиров. В ядре поднятий обычно обнажаются штокообразные тела кварцевых порфиров и риолитов. Встречаются дайки риолитов и стекловатых пород.

#### АРМАНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Арманское вулканическое поле расположено в среднем течении р. Армань, главным образом по левобережью. Арманское поле в плане изометрично-овальное, длинная ось овала ориентирована в меридиональном направлении. Размеры поля в поперечнике составляют 25–30 км. В пределах Арманского поля выделяются следующие структуры более мелкого порядка: Арманская кальдера, Хатачанская и Загорская вулканотектонические депрессии.

#### Арманская кальдера

Кальдера имеет форму трапеции (фиг. 5). В поперечнике она достигает 12–15 км. На северо-западе кальдера ограничена Арmano-Среднеканским региональным разломом, восточный край кальдеры ограничен карамкенским тектоническим нарушением. Южная граница кальдеры проходит вдоль



Фиг. 5. Схема Арманской кальдеры. Составлена по данным В.Ф. Белого [3], Р.А. Еремина и В.В. Ярмолюка [8]

1 — речные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — сваренный туф; 4 — дайки перлита; 5 — стекловатый сваренный туф; 6 — гранитоиды; 7 — основные и средние эффузивы; 8 — граница кальдеры; 9 — разлом

сброса, отделяющего породы внутрикальдерного выполнения от эффузивно-осадочных пород основания. В пределах кальдеры имеются более мелкие внутренние разломы, которые следуют простиранию главных пограничных структур.

Породами фундамента являются измененные андезиты нижнего мела. Выше залегают сваренные туфы, относимые к ольской свите, датируемой сенон-датом. Общая мощность пирокластических образований, по оценкам разных авторов, варьирует от 400 до 600 м. Толща состоит из двух горизонтов: нижнего и верхнего.

Нижний горизонт, выстилающий дно кальдеры, состоит из относительно слабо сваренного туфа. Интенсивно сваренные стекловатые туфы образуют

отдельные зоны в толще слабо литифицированного туфа. Эти разновидности И.М. Сперанской [26] были названы гиалоигнимбритами. Туфы, залегающие в нижней части разреза, содержат значительное количество резургентного материала, представленного породами из основания кальдеры. Количество вкрапленников незначительно. Оно возрастает вверх по разрезу. Для нижней части разреза характерны такие темноцветные, как биотит и роговая обманка, для верхней части характерен моноклинный пироксен. В результате детального исследования разрезов пирокластической толщи в верховьях р. Аган были установлены следующие закономерности перехода между пирокластами с различной степенью сваривания.

В основании разреза залегает слабо сваренный витрокластический туф. Вверх по разрезу постепенно степень сваривания возрастает и начинают появляться зоны мощностью до 5–10 м, состоящие из плотного стекловатого туфа. Мощность части разреза, состоящего из слабо сваренного туфа с отдельными телами и зонами стекловатого туфа, составляет 100–150 м. Верхняя часть разреза (примерно 300–400 м) состоит из массивного стекловатого сваренного туфа. На самом верху залегают менее плотные разновидности, которые на хребтах в ряде случаев образуют остроконечные скальные выходы. Главные выходы стекловатых сваренных туфов приурочены к восточному краю кальдеры (верховья р. Аган).

Стекловатые сваренные туфы нижнего горизонта перекрыты плотными кристаллокластическими сваренными туфами. Мощность этого горизонта порядка 400–500 м.

Мощность стекловатого сваренного туфа варьирует от 10 до 25 м. Туфы распространены на большой площади. Суммарные запасы их весьма значительны.

К северо-западному краю кальдеры приурочен целый ряд субвулканических тел (фиг. 6), сложенных гранит-порфирами и риолитами. Среди них также встречаются дайки стекловатых пород и перлитов.

Н.Н. Сергеевым были изучены дайки перлитов в верховьях рч. Утесного, левого притока р. Армань. Здесь близко к поверхности подходят пироксеновые андезиты, являющиеся породами фундамента. На них залегают сва-



Фиг. 6. Разрез периферической части Арманской кальдеры в верховьях р. Аган

Хребты и скалистые вершины состоят из стекловатого сваренного туфа; нижняя часть разреза состоит из измененного витрокластического туфа. Фото Н.Н. Сергеева

ренные туфы нижнего горизонта. Снизу вверх туфы сменяются в следующей последовательности: тонкообломочный, грубообломочный туфы и туфобрекчия. Разрез венчается дацитами. Все перечисленные породы хлоритизированы, карбонатизированы, окварцованы. Толща витрокластического туфа прорвана дайками сферолитового риолита и перлита. В верховьях правого истока рч. Утесного исследованы две дайки перлита. Наиболее крупная из них прослежена по простиранию на 70 м. Ее мощность составляет около 5—10 м. Дайка состоит из зеленовато-серого и красно-бурого перлита с зернистым сколом. Вторая дайка имеет меньшие размеры, сложена плотным смоляно-черным перлитом.

### Другие структуры

В западной части Арманского вулканического поля расположены Хатачанская и Загорская депрессии (по В.Ф. Белому). Хатачанская депрессия имеет форму неправильного овала. В поперечнике она составляет 10—12 км. Здесь широко распространены андезиты-базальты магдыкитской свиты. Они перекрывают все более древние образования, в том числе и пирокластические породы ольской свиты. Стекловатые сваренные туфы распространены только с северной части этой структуры.

Загорская депрессия выделена условно. Стекловатые породы в ее пределах на зафиксированы.

### ЯМО-ТАЛЬСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Ямо-Тальская вулканическая структура охватывает водораздел рек Ямы и Талой и относится к одной из наиболее крупных структур Охотского блока Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. фиг. 1). В длину Ямо-Тальское вулканическое поле протягивается на 170—180 км от среднего течения р. Ямы до верховьев р. Талой. Ширина поля 15—30 км. По аналогии с Ольским и Арманским вулканическими полями Ямо-Тальское поле неоднородно и состоит из целого ряда более мелких вулканических структур. Нами детально изучены две вулcano-структуры, расположенные в северной части вулканического поля: Право-Хетинская и Верхне-Тальская депрессии.

### Право-Хетинская депрессия

Право-Хетинская депрессия расположена в северной части Ямо-Тальского поля. Меридиональным разломом, который проходит по р. Правой Хете, он разбит на два блока — Западный и Восточный. Нами детально исследован Западный блок.

Южная граница блока проходит по параллели на уровне 240 км трассы Магадан — Усть-Нера, северная — на уровне 264 км. Ширина блока 5 км. В нижней части блока на поверхность выходят черные филлитовидные слюди-сто-кварцевые сланцы (фиг. 7). Северная часть блока состоит из эффузивов и их пирокластов. Граница между породами вулканогенного комплекса и верхне-юрскими сланцами проходит вдоль крупной тектонической зоны. Восточная граница блока также проходит по разлому, который простран-

ственно совпадает с долиной р. Правой Хеты и отчетливо фиксируется дайками риолитов и стекловатых пород.

Из пород вулканогенного комплекса в районе наиболее широко развиты туфы кварцевого порфира и риолита. Туфы кварцевого порфира залегают в низах вулканогенной толщи. Гипсометрически они охватывают интервал высот от 400 до 700 м. Выше по разрезу от 700 до 900 м распространены тонкообломочные плитчатые туфы. В пределах туфового поля выделены три палеовулканических центра: северный, северо-восточный и южный.

Северный центр (см. фиг. 7) состоит из массивного кварцевого порфира и интенсивно сваренного туфа кварцевого порфира. Кварцевый порфир образует остроконечную высоту с крутыми склонами, которая резко выделяется на фоне пологих вершин района.

Северо-восточный центр в плане имеет неправильную изометричную форму; в поперечнике он достигает 1,6–1,8 км; состоит из риолитов. В северо-западном направлении от центра ответвляются два потока. Массив, вероятно, является корневой частью вулкана. Вокруг него, параллельно его границам, расположены тектонические трещины, к которым приурочены дайки риолита и перлита. К югу от этого центра (участок 8, фиг. 7) находится штокообразное тело перлита. В поперечнике оно достигает 150 м. Примерно в центре шток пересекается зоной дробления мощностью до 10 м. В зоне дробления перлит цеолитизирован. Цеолитизацией захвачены не только обломки из зоны дробления, но и массивные перлиты на 15–20 м по обе стороны от осевой части тектонической зоны. К югу от перлитового штока, непосредственно у разветвления рч. Прямого (участок 20, фиг. 7), находится субвулканическая дайка, прослеженная по простираию на 140–150 м. Центральная часть дайки состоит из риолита с фельзитовой основной массой, далее — ближе к периферии — расположена зона сферолитового риолита мощностью до 20 м, а затем — внешняя зона стекла. Мощность этой зоны составляет около 8–10 м. Дайка залегает в туфе. На контакте между стеклом и туфом в виде узкой полосы проходит зона милонитизации.

Южный вулканический центр расположен к юго-западу от устья рч. Гипотетического, на водоразделе рч. Гипотетического и р. Правой Хеты. Его рельеф в виде пологой куполовидной возвышенности. Южный вулканический центр имеет наиболее сложное строение. Он состоит из ядра и системы, сопряженных с ним даек (участок 1, фиг. 7). В целом южный вулканический центр представляет корневую часть крупного вулканического аппарата центрального типа. Ядро купола, по-видимому, штокообразное тело, сложено кварцевым порфиром, среди кварцевого порфира встречаются разновидности гранит-порфирового облика. Склоны куполовидной возвышенности состоят из сваренного туфа кварцевого порфира, который кольцом окружает данный вулканический центр. Юго-восточная и центральная части купола осложнены серией радиальных разломов, направленных к ядру структуры. Разломы заполнены дайками перлита и брекчией кварцевого порфира и риолита. Вероятно, эти дайки пересекаются в центре купола. Подобные системы радиальных даек (подводящих каналов) характерны для крупных вулканических центров, например, для Толбачика и Кроноцкой сопки на Камчатке.

В северо-восточной части купола проходит кольцевой разлом, в пределах которого также локализуется дайкообразное тело перлита. Остальные дай-

ки, направленные к центру экструзива, состоят из брекчии кварцевого порфира и риолита.

Купол делится на две примерно равные части (северную и южную) разломом восток-северо-восточного простирания, который является продолжением главного разлома, проходящего по восточной периферии Западного блока. С разломом связана тектоническая зона мощностью от 200 до 350 м. Она выполнена крупным светло-зеленым туфом. При микроскопическом исследовании было установлено, что первоначально обломки были представлены стеклом, которое впоследствии было замещено адуляром, кварцем, минералами группы монтмориллонита и хлоритом. В краевых частях тектонической зоны породы цеолитизированы. Дайки перлита делятся на южную, северную и кольцевую.

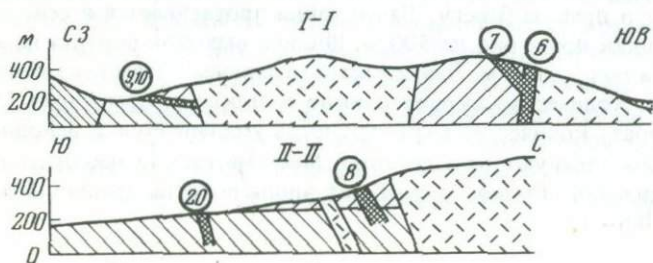
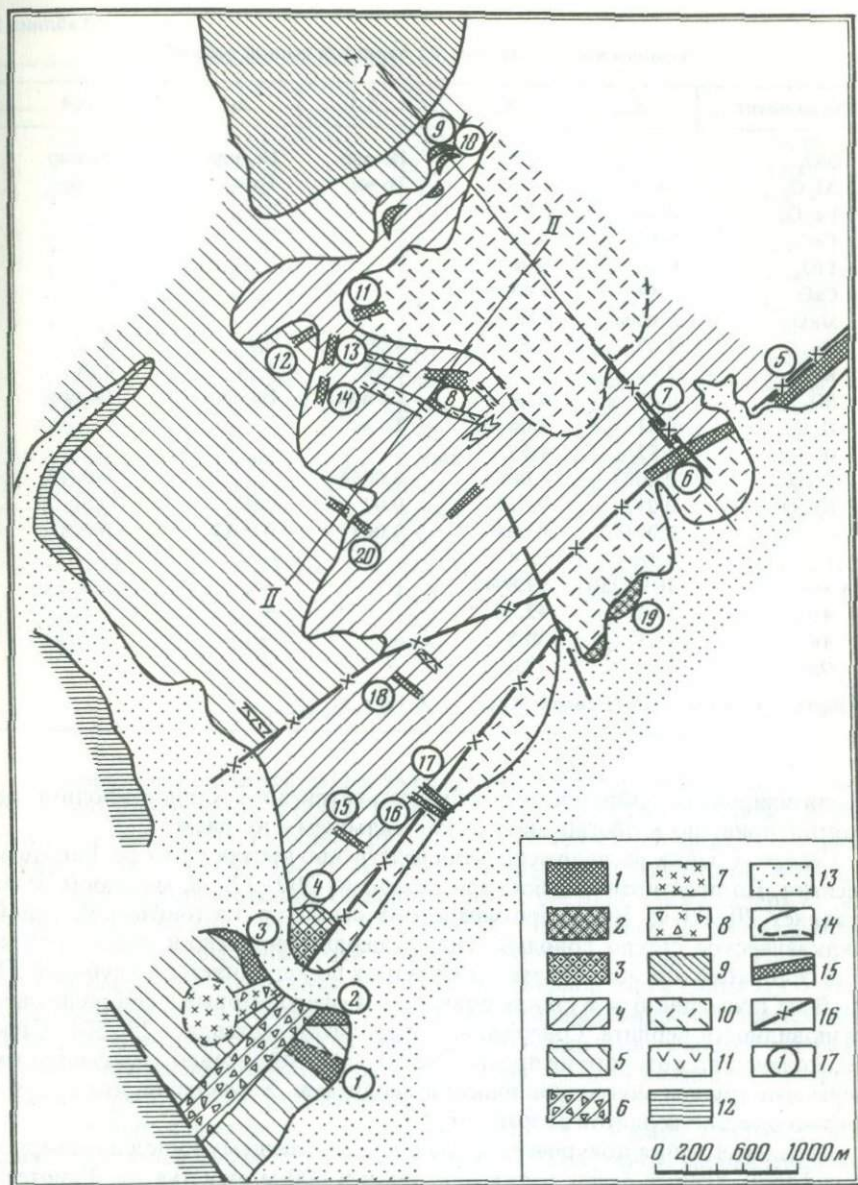
Южная дайка находится в 200 м к югу от устья рч. Гипотетического. Она локализуется в пределах разлома северо-западного простирания, который, как отмечалось, направлен к центру купола. Длина дайки, прослеженной по коренным выходам, составляет 250–300 м. Далее на северо-запад перлиты перекрываются галечными отложениями речной террасы. Мощность дайки 100–150 м (фиг. 8).

Судя по коренным обнажениям на глубину 20–25 м от поверхности, дайка состоит из зеленовато-серого и зеленого перлита. Перлит имеет порфировую структуру. Количество вкрапленников составляет от 8–10 до 20–30%. С глубиной количество вкрапленников возрастает. Кроме вкрапленников присутствуют сферолиты и перистые кварцево-полевошпатовые агрегаты. Их количество с глубиной также возрастает. Соответственно сверху вниз уменьшается количество стекла, содержание которого в основании разреза не превышает 40–50% от объема породы, а в верхней части разреза достигает 80–90%. Почти повсеместно стекло содержит кристаллиты, тонкие волосявидные кристаллы длиной до 0,05–0,1 мм и толщиной до 1–2 мкм. Кристаллиты обычно ориентированы или в некоторых образцах группируются в радиально-лучистые агрегаты. Стекло основной массы обычно цеолитизировано. Содержание вторичных минералов (монтмориллонит, цеолиты) варьирует от 10–15 до 25–30%.

Кроме кварца, калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита (обычно полностью хлоритизированного) присутствуют акцессорные минералы: титанистый магнетит, ортит, монацит и циркон. Наиболее часто эти минералы встречаются в нижней части разреза. Вниз по разрезу в перлите увеличивается содержание  $H_2O$  и  $CaO$  (табл. 1), что обусловлено цеолитизацией стекла. Для наименее измененных перлитов характерно некоторое преобладание калия над натрием. В нижней части разреза, наоборот, — перлиты

Фиг. 7. Схема геологического строения Западного блока Правохетинского горста. Составил В.В. Наседкин с использованием материалов Н.Н. Серчука и Н.М. Михайловой

1 — перлит; 2 — измененный перлит; 3 — сферолитовый перлит; 4 — измененный витрокластический туф; 5 — сваренный туф кварцевого порфира; 6 — измененный крупнообломочный витрокластический туф и туфобрекчия; 7 — кварцевый и фельзитовый порфир; 8 — брекчия кварцевого порфира; 9 — сваренный туф жерловой фации; 10 — риолит; 11 — долерит; 12 — слюдястый сланец; 13 — аллювиальные отложения; 14 — геологические границы; 15 — мелкие дайки; 16 — разлом; 17 — номера участков (пояснения см. в тексте)



Химический состав (вес.%) перлитов южной дайки\*

Компонент	A <sub>0,1</sub>	A <sub>0,2</sub>	A-1	A-2	A-4
SiO <sub>2</sub>	72,88	72,88	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	14,22	То же	То же	То же
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,77	"	"	"
FeO	0,50	0,28	"	"	"
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	"	"	"
CaO	1,49	1,48	"	"	"
MgO	Следы	Следы	"	"	"
Na <sub>2</sub> O	4,03	2,82	4,09	3,91	3,51
K <sub>2</sub> O	2,82	2,72	3,69	3,76	4,06
SO <sub>3</sub>	0,05	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O	0,81	2,06	То же	"	"
П. п. п.	4,52	4,59	"	"	"
Li <sub>2</sub> O	0,0089	0,0055	0,0054	"	0,0057
Rb <sub>2</sub> O	0,042	0,017	0,02	0,02	0,02
Cs <sub>2</sub> O	0,0047	0,0047	0,0011	0,0012	0,001
F <sub>2</sub>	0,18	0,14	—	—	—
С у м м а	101,1250	99,8942	—	—	—
Аб	55,1	42,30	—	—	—
Ан	19,5	30,5	—	—	—
Ор	25,4	27,2	—	—	—

\*Образцы отобраны снизу вверх: A<sub>0,1</sub>, . . . , A-1 и т. д.

цеолитизированы. Образование кальциево-натриевого клиноптилолита, вероятно, приводит к обогащению стекла кальцием и натрием.

Северная дайка расположена непосредственно против устья рч. Гипотетического. По простиранию дайка прослежена на 200–220 м, мощность ее составляет 70–80 м. На северо-западе она срезается тектонической зоной. Вулканическое стекло довольно сильно цеолитизировано и имеет отчетливый беловатый оттенок. Состав стекловатых пород меняется с глубиной. На глубине примерно 6 м в стекле появляются сферолитовые и фибролитовые разновидности перлита. Содержание сферолитов составляет 25–30%. Стекло, количество которого не превышает 50–60%, интенсивно замещается минералами группы монтмориллонита и цеолитами. Характерно, что с глубиной количество цеолитов возрастает.

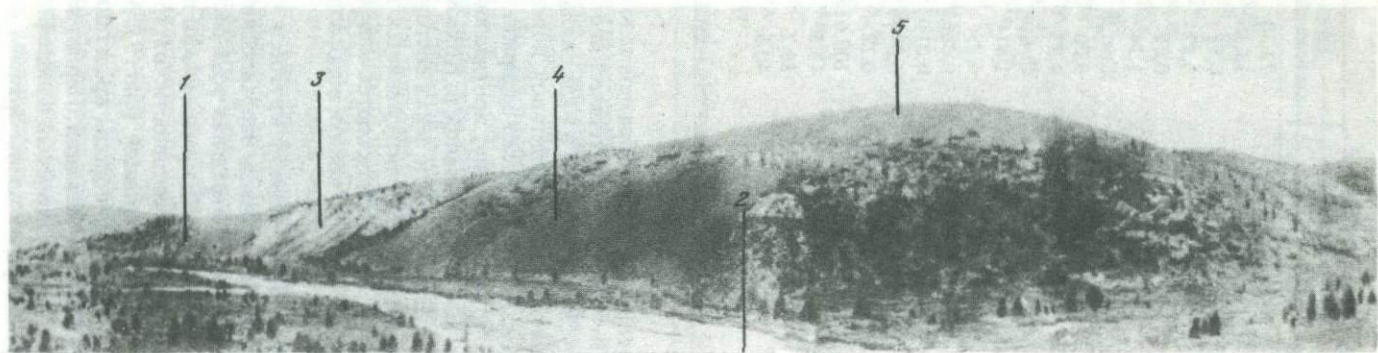
Кольцевая дайка приурочена к разлому, огибающему купол по северной периферии. Южный фланг дайки находится в 600 м от устья рч. Гипотетического, на его правом берегу. Далее дайка протягивается в северо-западном направлении примерно на 500 м. Ширина выходов перлита на крутом склоне составляет 25–50 м. Дайка состоит главным образом из темно-зеленого перлита. Количество вкрапленников в стекле не превышает 15–17%. Вверх по разрезу количество вкрапленников уменьшается. В основной массе перлита присутствуют кристаллиты. Местами стекло цеолитизировано. Зоны цеолитизации обычно локализуют вдоль пологих трещин. Мощность зон порядка 0,6–0,8 м.

A-6	A-8	A-9	A-11	A-12
71,96	72,5	72,08	72,46	72,30
12,84	13,24	13,24	13,84	13,36
0,67	0,74	0,59	0,87	0,81
0,64	0,58	0,58	0,35	0,57
0,04	0,04	0,04	0,06	0,06
1,34	0,90	0,90	0,96	1,24
0,16	0,16	Следы	Следы	Следы
3,27	3,02	3,16	3,20	3,00
3,97	4,20	4,01	3,75	4,23
Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
0,83	1,09	0,74	0,69	1,41
4,76	4,11	4,72	4,89	4,89
0,0069	0,0047	0,0048	0,0052	0,0067
0,025	0,011	0,016	0,018	0,011
0,0009	0,0006	0,0008	0,0006	0,0004
0,14	0,12	0,14	0,12	0,22
99,7588	99,6313	99,6436	100,5268	100,618
48,2	43,3	46,0	45,8	43,8
13,6	16,2	16,2	19,4	16,2
38,2	40,5	37,8	34,8	40,5

К северу от кольцевой дайки залегает еще одно дайкообразное тело перлита, оно расположено в 600 м к северу от устья рч. Гипотетического. Южная часть тела вскрыта долиной ручья и спускается к руслу в виде скальных обрывов. На глубине 20–25 м перлит сменяется сферолитовой породой.

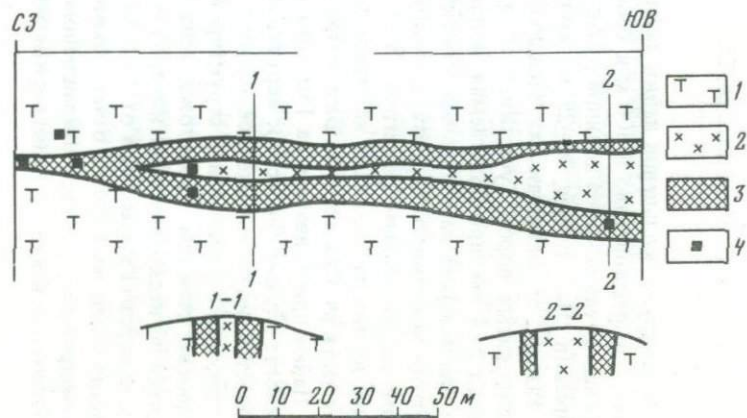
Разлом, ограничивающий Западный блок с востока, также содержит тела стекловатых пород (участки 5–7, фиг. 7). По-видимому, протяженность дайки 2–3 км, предполагаемая мощность 50–70 м. Долиной р. Правой Хеты она вскрыта на отдельных участках. В северной части дайка состоит из черного массивного перлита, в южной части черный перлит сменяется зеленым сферолитовым перлитом. От главной дайки ответвляются апофизы. Одна из них расположена на левом берегу рч. Сухого, вблизи водораздельной части рч. Сухого – рч. Безымянного.

Дайка протягивается на 150–160 м по аз. 315°, падение крутое, в большинстве случаев близкое к вертикальному. В поперечном направлении наблюдается четко выраженное зональное строение. Центральная зона состоит из риолита с фельзитовой структурой основной массы, краевые части представлены стеклом. Риолитовая зона непостоянна по мощности: от 15 м в центре до нескольких сантиметров в местах выклинивания (фиг. 9). Мощность перлита колеблется от 1 до 10 м. Вмещающие породы представлены светло-зеленым туфом с отчетливыми признаками спекания. Перлит имеет порфировую структуру. Вкрашленники – калиево-натриевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц. Акцессорные минералы представлены ортитом и цир-



Фиг. 8. Панорама Правохетинского месторождения перлита (Южный вулканический центр). Вид с севера. На переднем плане долина рч. Гипотетического

1 — дайкообразное тело измененного перлита (дайка 1, см. фиг. 7); 2 — кольцевая дайка перлита (дайка 3, см. фиг. 7); 3 — зона измененного витрокластического туфа; 4 — брекчия кварцевого порфира; 5 — кварцевый порфир центральной зоны



Фиг. 9. План и разрезы апофизы, ответвляющейся от главного дайкового тела

1 — измененный туф; 2 — фельзитовый риолит; 3 — перлит; 4 — место отбора образцов

коном. Вмещающие туфы местами калишпатизированы, более интенсивная калишпатизация наблюдается в риолите центральной зоны. Содержание  $K_2O$  в калишпатизированном туфе из зоны контакта достигает 6 вес. % в измененном риолите из центральной зоны — 5,3%.

Для данного района характерны и более мелкие проявления перлита (участки 8—20, фиг. 7). Мелкие дайки перлита тяготеют к экзоконтактной зоне, окружающей риолитовый массив. Мощность этих даек колеблется от 1—3 до 0,1—0,3 м. По простиранию дайки прослежены на 10—50 м. Несколько дайковых тел обнаружено также к северу от южного вулканического центра. Обычно дайки приурочены к трещинам, расположенным почти под прямым углом к Главной зоне разлома; мощность даек 0,1—0,3 м, длина 10—40 м.

### Верхне-Тальская вулканогенно-тектоническая депрессия

Вулканогенно-тектоническая депрессия верховьев р. Талой (рч. Суворовский, Витрофировый, Гранитный) относится к наиболее сложным структурам центрального сектора. Она имеет грубоизометричную форму. Размер в поперечнике составляет 5—6 км. Депрессия выполнена реолитовым туфом. Туфовая толща имеет следующий разрез (снизу вверх):

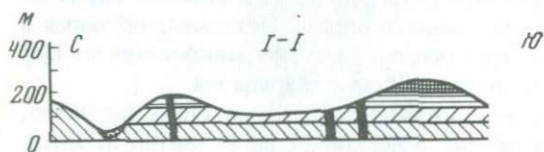
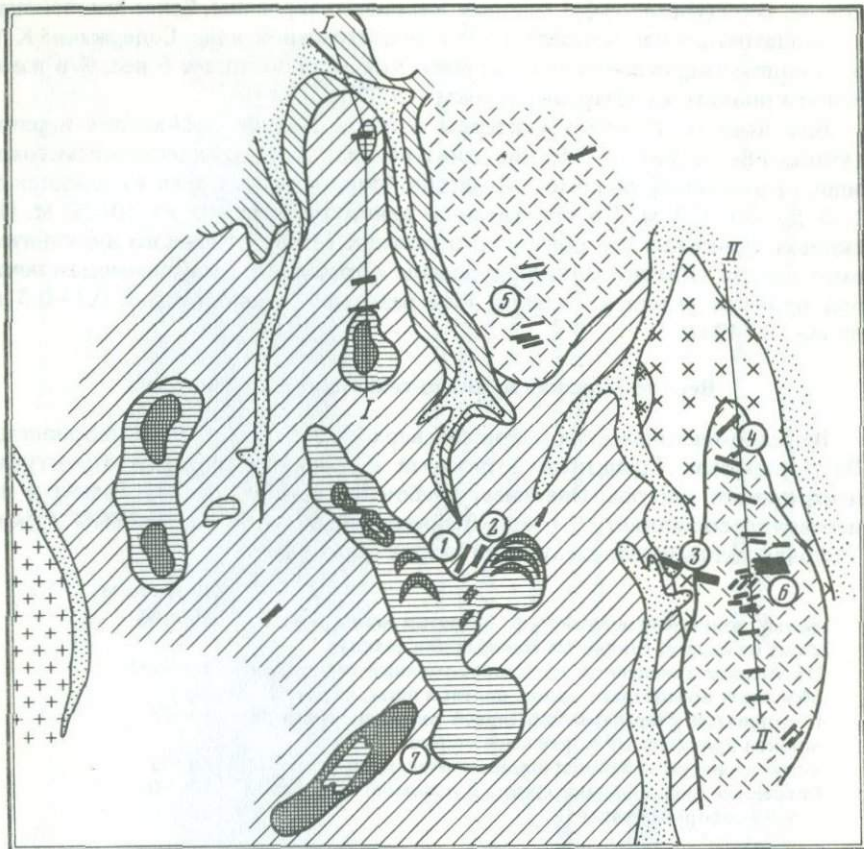
	Мощность, м
Белый тонкообломочный туф, основная масса туфа состоит из кварца, глинистых минералов и слюды	50—100
Интенсивно-измененный крупнообломочный туф; среди обломков преобладают кварц, полевошпатовый шпат, риолит	100—150
Стекловатый сваренный туф черной окраски; среди обломков присутствует коричневое стекло	50—65
Тонкослоистый литокристаллокластический туф	50—65
Сваренный туф, обломки стекла в основной массе туфа сильно деформированы	70—80

В разрезе выделяется два горизонта сваренного туфа. Нижний горизонт сваренного туфа содержит зону массивного стекла. Отдельные обломки в стекловатом туфе неразличимы практически даже под микроскопом. Туф верхнего горизонта отличается меньшей степенью сваривания.

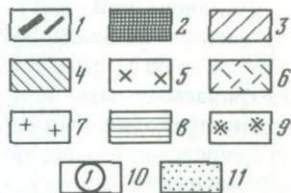
Вулканический центр, с которым связаны сваренные туфы, вероятно, находится в юго-западной части района, в верховьях рч. Гранитного. Здесь, в русле ручья, обнажаются гранит-порфиры и кварцевые порфиры, рассматриваемые нами как породы вулканического очага. В восточной части района проходит контакт между вулканогенными породами, выполняющими депрессию, и осадочными породами верхней юры. Контакт проходит по тектонической зоне, к которой приурочены два крупных экструзивных массива: северный и южный.

Северный экструзивный массив (фиг. 10) образует возвышенность с крутыми склонами. Возвышенность сложена флюидальными риолитами, среди которых хорошо заметны выходы перлитовых пород.

Южный экструзивный массив имеет весьма сложное строение. В плане он имеет форму эллипса, вытянутого с севера на юг на 5 км. Размер в поперечнике 1—1,2 км. В основании массива залегают кварцевые порфиры, которые прорваны риолитами. Риолиты образуют главную часть массива:



0 500 1000 м



Фиг. 10. Схематическая геологическая карта Верхне-Тальской вулкано-тектонической депрессии

1 — дайки перлита; 2 — перлитовая разновидность сваренного туфа; 3 — измененный витрокластический сваренный туф; 4 — сваренный туф кварцевого порфира, 5 — кварцевый порфир; 6 — риолит; 7 — гранит-порфир; 8 — нерасчлененная толща пирокластических пород, в строении которой участвует стекловатый сваренный туф; 9 — микродolerит; 10 — номера участков (пояснения см. в тексте); 11 — аллювиальные отложения

вершины и седловину между ними. В пределах всего массива флюидалные разновидности риолита ориентированы круто, почти вертикально. В средней части экструзива зафиксировано свыше 20 даек стекловатых пород, простирание которых совпадает с простиранием флюидалности в риолитах. Ниже по склону дайки соединяются, образуя изометричное тело вулканического стекла, по-видимому, штокообразной формы. В основании риолитового массива присутствуют зернистые диоритоподобные породы.

В пределах Верхне-Тальской депрессии перлиты образуют дайки, штоки и зоны в толще сваренного туфа. Среди даек выделяются одиночные тела и группы или серии.

Две крупные одиночные дайки перлита (участки 1,2 фиг. 10) расположены на водоразделе рч. Витрофирового и р. Анманэхан (правый приток р. Талой). Первая дайка залегает среди измененного белого туфа. Простирание дайки северо-восточное, падение — вертикальное. Длина дайки около 200 м, видимая мощность в средней части порядка 50 м. Дайка состоит из красновато-бурого перлита. Перлиты, прилегающие к западному контакту дайки, имеют белесоватый оттенок, обусловленный присутствием цеолитов. Мощность зоны цеолитизации 1,5—2 м. Цеолитизированные перлиты характеризуются высоким содержанием Са и H<sub>2</sub>O. Вторая дайка расположена в 150—200 м к востоку-северо-востоку от дайки 1. В длину она прослежена на 50 м. Ее средняя мощность составляет 20 м. Простирание СВ 25° С, падение вертикальное. Перлит, слагающий дайку, имеет красновато-бурую окраску. Так же, как и в первой дайке, вблизи контактов он цеолитизирован.

Серии даек расположены в пределах северного и южного экструзивных массивов (3—5, фиг. 10). Наиболее значительные дайки южного массива расположены в его северной части. Первая группа насчитывает четыре дайки. Простирание северо-восточное или субширотное. По простиранию они прослежены на 15—20 м, мощность варьирует от 1,5 до 2,5 м. Обычно дайки состоят из смоляно-черного перлита, вблизи контактов стекло приобретает матовый оттенок, что связано с присутствием вторичных гидротермальных минералов: цеолитов, монтмориллонита. Вблизи контакта с дайками вмещающие риолиты брекчированы. Серии сближенных мелких даек встречаются в центральной и южной частях южного экструзива.

В пределах северного экструзивного массива зафиксировано шесть даек. Три из них находятся на крутом юго-западном склоне экструзива, одна — на его вершине и две других — в 600 м к северу от вершины. Дайки, расположенные на склонах риолитового массива, целиком сложены плотным смоляно-черным перлитом. Мощность тел 20—40 м. Дайка, расположенная на вершине экструзива, имеет зональное строение. Ее центральная часть состоит из сферолитового и фельзитового риолита, краевые части состоят из перлита. Окраска перлитов черная, бурая, иногда грязно-зеленая. Мощность перлитовой зоны колеблется от 10 до 30 м.

Штоки и штокообразные тела перлитов приурочены главным образом к север-северо-восточной части южного экструзивного массива. Они имеют изометричную форму с ответвляющимися апофизами. В поперечнике шток достигает 150—200 м. Длина апофиз варьирует от 10 до 40 м. Шток состоит из смоляно-черного перлита с отчетливой порфировой структурой. Размер кристаллов вкрапленников в штоке больше, нежели в дайках. В централь-

ной части штока преобладают окристаллизованные полустекловатые породы. Кристаллические агрегаты, присутствующие в перлите, имеют сферолитовую и фельзитовую структуру. В некоторых случаях фельзитовый агрегат образуется по трещинкам и по периферии обломков.

Стекловатые зоны сваривания линейной и линзовидной формы приурочены к потокам сваренного туфа. В толще сваренного туфа хорошо различимы скалистые выходы черных стекловатых пород. Они образуют прерывистые зоны, опоясывающие вершины гор и гребни хребтов. В общей сложности в Верхне-Тальской депрессии насчитывается три потока сваренного туфа. Каждый поток содержит зону массивного стекла. Стекловатые породы распространены на значительной площади. В верховьях рч. Суворовского они занимают площадь  $1200 \times 300 = 360\,000 \text{ м}^2$ , в верховьях рч. Флюидного установлено три потока, каждый из которых занимает площадь 80 тыс.  $\text{м}^2$ . Как уже отмечалось, потоки имеют зональное строение. Мощность зоны массивного стекла составляет обычно 5–15 м.

### ОМСУКЧАНСКИЙ ГРАБЕН

Грабены и грабенообразные впадины в пределах Охотско-Чукотского пояса относительно редки. Омсукчанский грабен (фиг. 11) — одна из наиболее крупных структур этого типа. Грабен протягивается в северо-западном направлении на 165–170 км. В северной части его ширина составляет 20, а в южной — 35–50 км. На западе Омсукчанский грабен ограничен региональным разломом, отделяющим его от Балыгычанской области полового дислоцированных пород. Начало формирования тектонической зоны относится к апту. Вдоль этой зоны происходило образование узкого асимметричного грабенообразного прогиба. Наиболее интенсивное опускание испытывал восточный край грабена. Западный разлом, с которым связан интенсивный вулканизм, сформировался несколько позднее. Ширина полосы эффузивных пород в наиболее узком месте колеблется от 5 до 10–15 км. Эффузивная деятельность проявилась в верхнем мелу.

Эффузивы верхнего мела подразделяются на две свиты: таватумскую и наяханскую. Таватумская свита состоит из андезитов, андезитовых туфов, андезито-базальтов, их туфов и дацитов и их туфов. Мощность таватумской свиты 650–800 м. На породах таватумской свиты согласно, но с перерывом залегают кислые эффузивы наяханской свиты. Наяханская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита состоит из риолитов, кварцевых порфиров, сваренных туфов кварцевого порфира. Для верхней подсвиты характерны мощные накопления пирокластических пород, главным образом, сваренных туфов, среди которых встречаются стекловатые образования. Породы наяханской свиты прорваны дайками риолитов. В приконтактных частях этих тел обычно встречаются вулканические стекла перлитового типа.

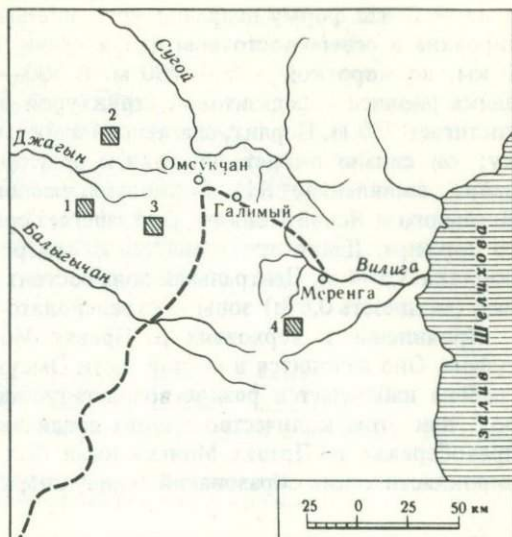
Проявления вулканических стекол выявлены на следующих участках: 1) в верховьях рч. Дикого, 2) в верховьях рч. Буяна, 3) на водоразделе ручьев Ягельного и Ясной Поляны, 4) в верховьях р. Правая Монгке.

Среди изученных перлитовых тел выделяются штоки, дайки и зоны потоков.

Одно из наиболее значительных штокообразных тел расположено в верховьях рч. Дикого, который слева впадает в р. Малый Кэн. Перлиты на этом

Фиг. 11. Схема расположения проявлений перлита в пределах Омсукчанского грабена

1 — верховья рч. Дикого;  
2 — верховья рч. Буян и Сармана;  
3 — Ясная Поляна;  
4 — проявления водораздела р. Монгге-Герамрье



участке ранее отмечались В.Г. Бростовской и К.Л. Львовым. Субвулканическое тело риолитов локализуется в пределах западного борта Омсукчанского грабена (участок 1, фиг. 11). Склоны долины рч. Дикого состоят из туфа кварцевого порфира. В нижней части разреза туф содержит значительную (5–10%) примесь обломков

сланцев и алевролитов. Непосредственно в верховьях рч. Дикого и прилегающей к нему системе рек (рч. Начальный и др.) залегают кварцевые порфиры. Местами, вероятно вблизи контактов с более поздними риолитами и в тектонических зонах, кварцевые порфиры изменены — серицитизированы. Серицит в виде тонкочешуйчатых агрегатов зеленоватой окраски замещает вкрапленники полевого шпата. На водоразделе между правыми притоками ручьев Дикого и Начального на поверхность выходят розовато-серые породы фельзитового облика. Фельзитовые риолиты образуют штокообразное тело, прорывающее кварцевые порфиры. Снизу вверх мощность штока несколько возрастает от 220 м в нижней части водораздела до 280 м в верхней. Шток приурочен к контакту риолита и кварцевого порфира. Главная часть тела состоит из криптозернистого риолита, в верхней части тела наблюдаются сферолитовые риолиты. Краевые части штока состоят из зеленовато-серого и зеленого перлита. Шток прорван относительно маломощной (вероятно, не более 1 м) жилой черного перлита с характерной плитчатой отдельностью. Намечаются следующие этапы формирования данного комплекса. В первый этап сформировался комплекс кварцевых порфиров и их туфов, во второй — произошло внедрение флюидального риолита, при остывании которого образовалось вулканическое стекло; с третьим этапом связано внедрение жилы перлита.

Дайки перлитосодержащих пород изучены в верховьях ручьев Буяна и Сармана и на водоразделе ручьев Ясной Поляны и Ягельного. Водораздел ручьев Буяна и Сармана находится в северной части Омсукчанского грабена (2 на фиг. 11). Он сложен туфами кварцевого порфира. В зависимости от степени спекания обломков туфы можно разделить на сваренные и литокристаллокластические. В этом районе А.Г. Шуригиним и Е.И. Иевлевой были выделены шток риолита и ассоциирующие с ним дайки со стеклом. Дополнительные исследования, проведенные нами, показали, что шток

в плане имеет форму неправильного эллипса, длинная ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. По длинной оси он составляет 1 км, по короткой — 600–700 м. В 300–400 м от массива расположена дайка риолита с фельзитовой структурой основной массы. В длину дайка достигает 700 м. Перлит, слагающий дайку, имеет красновато-бурую окраску; он сильно окристаллизован и практически не вспучивается. Вторая дайка, выявленная В.Н. Волковым, расположена на водоразделе ручьев Ягельного и Ясной Поляны. Она залегает среди сваренных туфов кварцевого порфира. Дайка протягивается на северо-восток на 170 м, ее мощность порядка 3,5–4 м. Центральная зона состоит из фельзитового риолита, краевые (мощность 0,6 м) зоны — из зеленовато-черного перлита.

Проявление в верховьях р. Правая Монгке представлено сваренным туфом. Оно находится в южной части Омсукчанского грабена. В этой части грабена наблюдается резкое возрастание мощности пирокластических пород, при этом количество кварца среди вкрапленников уменьшается. На правом берегу р. Правая Монгке нами был исследован следующий разрез пирокластических образований (снизу вверх):

	Мощность, м
Измененный кристалло-литокластический туф кварцевого порфира	100–120
Измененный сваренный туф кварцевого порфира с пламене-видными обломками хлоритизированного стекла	100–150
Лито-кристаллокластический туф с тонкообломочным витрокластическим цементом	70–80
Стекловатый сваренный туф	40–80 м

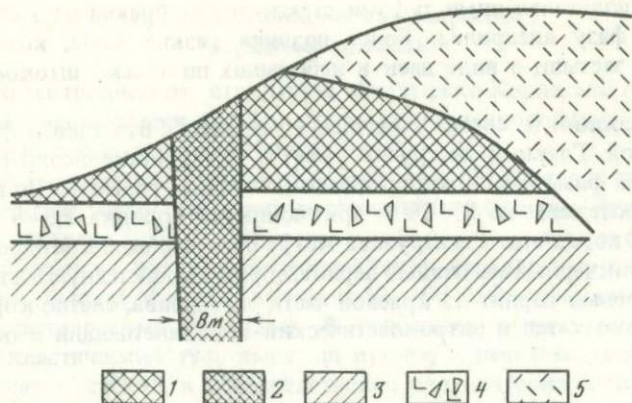
Туфы верховьев р. Правая Монгке изменены вторичными процессами. По минералам основной массы и вкрапленникам темноцветных минералов и основной массы развиваются хлорит и кальцит.

Как уже отмечалось, стекловатые породы данного района представлены сваренным туфом. Нами были изучены две вершины: восточная и западная. Западная вершина морфологически напоминает экструзивный купол. В диаметре он достигает 500 м. Нижняя периферия купола состоит из стекловатого сваренного туфа. Эта зона в виде кольца окаймляет экструзив. Мощность зоны 20–25 м. Количество стекла в сваренном туфе относительно невелико, порядка 20–25%. Местами стекло девитрифицировано. Центральная часть экструзива состоит из девитрифицированного сваренного туфа. Восточная вершина имеет аналогичное строение.

В возрастном отношении кварцевые порфиры и сваренные туфы кварцевого порфира несколько моложе соответствующих пород из северной части грабена. Полоса эффузивов состоит, по-видимому, из блоков, отделенных друг от друга субширотными разломами.

### ЯНСКИЙ ГРАБЕН

Янский, или Магдыкитский, грабен расположен в бассейне верхнего течения р. Яны Охотской. Строение грабена подробно описано И.М. Сперанской [24]. Грабен протягивается в субширотном направлении на 60–65 км, его ширина не превышает 10–12 км. В восточной части грабена наблюдается система ступенчатых блоков, связанных с разломами меридионального



Фиг. 12. Схематический разрез через экструзивный купол в верховьях рч. Метеор (Янский грабен)

1 — массивный слабо вспучивающийся перлит; 2 — дайка перлита; 3 — измененный пемзовый туф; 4 — брекчиевый фельзитовый риолит; 5 — риолит

простираия. Вертикальные смещения блоков составляют 300—400 м. К разломам приурочены дайки и экструзивные купола. И.М. Сперанской в районе выделено два этапа вулканической деятельности: верхнемеловой и третичный. Верхнемеловой, в свою очередь, делится на ранний андезитовый и более поздний риолитовый. Формирование верхнемелового риолитового комплекса началось с излияния андезитовых лав, затем последовал интенсивный эксплозивный вулканизм, с которым связано образование сваренных туфов. Этот этап вулканизма завершился внедрением даек риолита. С нижнетретичным этапом вулканизма связано образование базальтов и более поздних риолитовых экструзий. Стекловатые породы, рассматриваемые в качестве перлитового сырья, встречены среди как сваренных туфов, так и экструзивных образований.

В результате геологических работ, которые проводились И.М. Сперанской [23, 24], вулканические стекла были отмечены в толще сваренных туфов по рч. Хурчан и на левобережье рч. Метеор, среди экструзивных риолитов. Пробы вулканического стекла, отобранные в процессе этих работ, были испытаны на вспучиваемость сначала в Магадане. Из вулканических стекол после обжига был получен вспученный материал весьма низкого качества. Значительного уменьшения объемного веса удалось добиться при добавлении к сырому стеклу жидкого стекла.

Нами было проведено повторное изучение экструзивных перлитов левобережья рч. Метеор. В результате этих исследований было установлено, что в основании вулканогенной толщи залегают базальты, стекло основной массы которых полностью хлоритизировано, выше залегают крупнообломочные пемзовые туфы риолита. Среди кластического материала присутствуют обломки андезитов и базальтов. Пемзовый витрокластический туф прорван экструзией риолитов, в котором присутствует вулканическое стекло. Формирование экструзива произошло в две фазы. В первую образовалось главное тело экструзива, состоящее из черного массивного стекла. Вблизи

контакта с подстилающими туфами стекло имеет брекчиевую структуру. Во вторую фазу внедрились более поздние вязкие лавы, которые при охлаждении застыли в виде даек и небольших по объему штокообразных тел (фиг. 12).

Эти тела состоят из светло-коричневого перлита с отчетливой флюидальной текстурой. Главный экструзив имеет в поперечнике около 1,5–2 км. Дайки второй фазы имеют относительно небольшие размеры. По простиранию они прослежены на 15–20 м при мощности порядка 2,5–8 м. Среди стекловатых пород этого экструзива могут быть выделены четыре главные разновидности: черный массивный перлит, образующий главную часть экструзива, брекчиевый перлит из краевой части экструзива, светло-коричневый перлит дайковых тел и витрокластический туф, залегающий в основании массива.

### РАРЫТКИНСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

Рарыткинский горст-антиклинорий, или Рарыткинское поднятие, расположен на стыке Корякско-Камчатской области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в пределах Анадырско-Корякской складчатой области. Поднятие протягивается на 165 км в субмеридиональном направлении. Ширина его составляет 10–15 км на юге и 30–35 км на севере. От соседних складчатых структур на западе антиклинорий отделяется Березовским разломом. Восточная граница также проходит по разлому. Рарыткинское поднятие сложено осадочными и вулканогенно-осадочными породами мезозойского возраста. Наиболее широко распространены нижне- и верхнемеловые отложения. Они делятся на четыре свиты: а) нерасчлененные апт-альбские осадочные породы, б) аргиллиты, алевролиты, редко полимиктовые песчаники тополеводской свиты, в) разнородные вулканомиктовые и полимиктовые песчаники амочинской свиты, г) слабо литифицированные аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями угля рарыткинской свиты. Выше залегают третичные вулканогенные породы, образующие два массива.

Первый массив в виде узкой полосы протягивается вдоль западной и северо-западной окраин Рарыткинского антиклинального поднятия. Второй массив приурочен к впадине оз. Красного. Горы и холмы, образующие этот массив, представляют естественную чашу, внутри которой находится само озеро.

Наиболее значительные проявления вулканического стекла приурочены к первому массиву. Полный разрез этих пород изучен в бассейне рек Осиновой и Тальян. Разрез состоит из двух толщ: нижней и верхней. В основании нижней толщи залегают дациты, выше — базальты. Верхняя толща состоит из риолитов, трахириолитов, дацитов и их пирокластов. Верхняя толща датируется палеоценом.

Палеоценовые эффузивы и пирокластические породы образуют отдельные вулканические аппараты. Нами детально исследованы вулканотектонические депрессии верховьев р. Тальян и района оз. Красного.

## Вулкано-тектоническая депрессия верховьев р. Тальян

Вулкано-тектонические структуры Анадырско-Корякской складчатой области морфологически близки более древним подобным структурам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

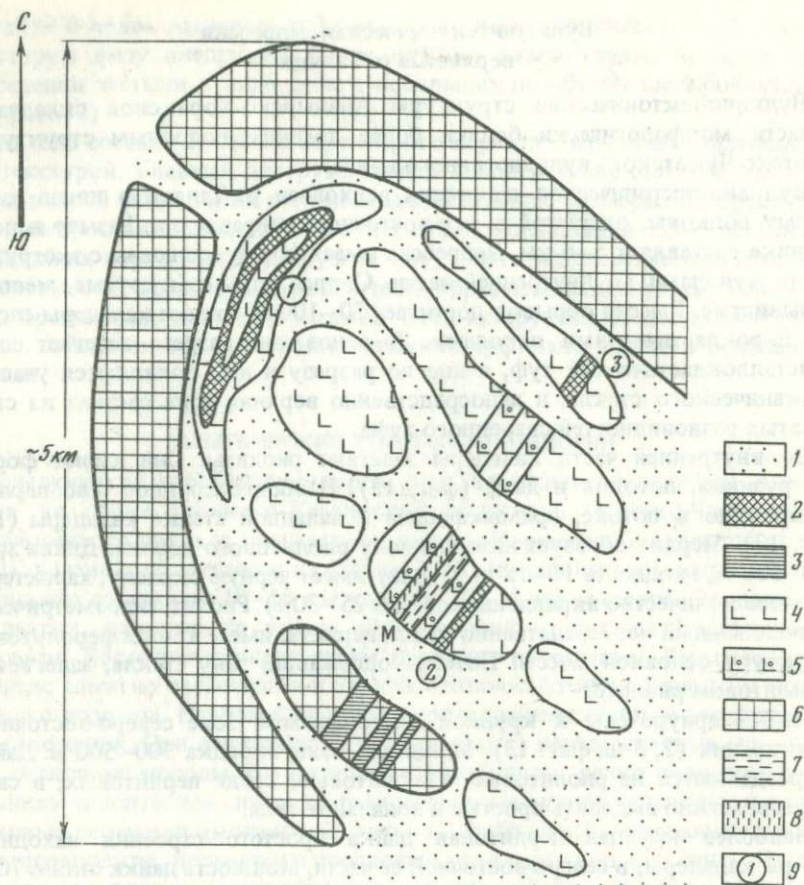
Вулкано-тектоническая депрессия верховьев р. Тальян в плане имеет форму подковы, открытой в юго-восточном направлении. Размер в поперечнике составляет 5—6 км. Депрессия имеет форму кальдеры с экструзивными куполами во внутренней части. Стенки кальдеры крутые, местами обрывистые. Высота обрывов достигает 50—100 м. Стенки кальдеры сложены пирокластическими породами. В основании разреза залегает литокристаллокластический туф, выше по разрезу в нем появляются участки вулканического стекла, и непосредственно верхняя зона состоит из стекловатых разновидностей сваренного туфа.

Во внутренней части кальдеры залегают риолиты. Они имеют форму экструзивов, потоков и даек (фиг. 13). Наиболее крупное тело перлита обнаружено в потоке, примыкающем к западной стенке кальдеры (1 на фиг. 13). Перлит образует нижнюю зону риолитового потока. Длина зоны 400—500 м, мощность 10—15 м. Перлит имеет черную окраску, характерно большое количество вкрапленников (до 25—30%). Риолит, гипсометрически расположенный непосредственно выше перлита, имеет тонкосферолитовую структуру основной массы. Поток, содержащий зону стекла, залегает на фельзитовом риолите.

Дайки приурочены к крупной тектонической зоне северо-восточного простирания (2, 3 на фиг. 13). Мощность зоны порядка 300—500 м. Дайки подразделяются на риолитовые и перлитовые. Среди перлитовых, в свою очередь, можно выделить простые и зональные тела.

Наиболее крупная перлитовая дайка простого строения находится внутри кальдеры, в северо-восточной ее части. Мощность дайки около 70 м. В длину она прослежена более чем на 150 м. По простиранию дайка не однородна. Северо-восточная ее часть состоит из стекла, а северо-западная — делится на три ветви, пространство между которыми заполнено сферолитовым риолитом. Риолит относится к гигантосферолитовой разновидности. На контакте со стеклом отдельные сферолиты достигают наиболее крупных размеров до 10—40 см в диаметре. Довольно часто центральная зона сферолитов заполнена халцедоном, среди которого выделяются сапфириновые разновидности. Можно выделить два типа халцедона: прожилковый и концентрически-зональный. Прожилки состоят из голубого халцедона сапфиринового типа. Камни с концентрически-зональным строением относятся к классу агата. В концентрически-зональных агатах внешняя зона состоит из темно-серого халцедона, затем следует зона голубой или интенсивно синей окраски. Центральная часть обычно представлена крупношестоватым халцедоном и кварцем.

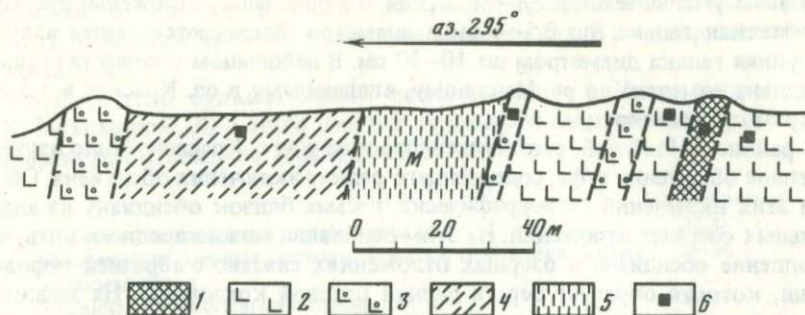
По своим физико-механическим свойствам перлиты, слагающие дайку, неоднородны. В северо-восточной части дайки преобладают относительно рыхлые перлиты. При легком нажиме образцы рассыпаются на обломки шестоватого и игольчатого габитуса. В юго-западной части дайки перлит имеет более массивную текстуру.



Фиг. 13. Схема вулкано-тектонической депрессии верховьев р. Тальян (Рарытклинский антиклинорий)

1 — современные отложения; 2 — вулканическое стекло; 3 — стекловатый дацит; 4 — фельзитовый риолит; 5 — сферолитовый риолит; 6 — сваренный туф; 7 — монтмориллонитовая глина (М); 8 — цеолитовая порода; 9 — участки (пояснения см. в тексте)

Вторая дайка также приурочена к тектонической зоне северо-восточного простирания. Эта дайка расположена к юго-западу от вышеописанной дайки, на протяжении той же тектонической зоны. На одном из хребтов, расположенных радиально по отношению к предполагаемому центру, строение тектонической зоны можно проследить наиболее полно. Мощность ее в данном месте около 120 м. С юго-востока на северо-запад породы сменяются в следующей последовательности (фиг. 14): перлит, измененный риолит, сферолитовый риолит, измененный риолит, сферолитовый риолит, монтмориллонитовая глина, цеолитизированный витрокластический туф, сферолитовый риолит, измененный риолит. Более наглядно строение перечисленных тел показано на фиг. 14. Перлитовая дайка прорывает риолиты. На



Фиг. 14. Геологический разрез через тектоническую зону верховьев р. Тальян (см. участок 2 на фиг. 13)

1 — перлит; 2 — фельзитовый риолит; 3 — сферолитовый риолит; 4 — цеолитовая порода; 5 — монтмориллонитовая глина (М); 6 — проявления перлита

контакте со стеклом перлит аргиллизирован. Мощность перлита порядка 10 м. Перлит имеет порфириковую структуру. Основная масса микролитовая, в стекле присутствуют мелкие сферолиты. Сферолитовый риолит характеризуется гигантсферолитовой отдельностью. Размер сферолоидов варьирует от миллиметров до гигантских тел в диаметре 10–30 см. Мощность сферолитовых даек 10–15 м. Монтмориллонитовые глины образуют зону мощностью 25–30 м. Макроскопически это белая со слабо-зеленоватым оттенком пластичная глинистая порода. Цеолиты образовались при гидротермальном изменении витрокластического туфа. Мощность зоны порядка 50 м.

Стекловатые сваренные туфы встречены к востоку от данной тектонической зоны. Они залегают на водоразделе рек Кэпттоккыль и Тальян. Потоки сваренного туфа имеют зональное строение. Верхняя зона состоит из девитрифицированного сваренного туфа, ниже расположена зона неполностью девитрифицированного туфа, в котором присутствует до 10–15% стекла. Еще ниже находится зона стекловатого сваренного туфа мощностью до 20 м. Сваренный туф этого участка протягивается по водоразделу в восточном направлении и далее соединяется с покровом туфа, который образует стенки кальдеры. Стекловатый сваренный туф этого района характеризуется высоким (до 25%) содержанием вкрапленников.

### Депрессия оз. Красного

Озеро Красное находится в 150 км от г. Анадырь и соединяется с р. Анадырь протокой. Само озеро занимает пологую котловину, которая с запада, востока и юга окаймляется низкими горами. Обсидиан добывался здесь еще во времена неолита. Древние жители этого края использовали обсидиан для производства орудий труда, украшений. Наиболее детально обсидианы этого района описаны в 1963–1965 гг. в работах Г.И. Суворова и В.Г. Силкина. Нами изучались обсидианы, залегающие на восточном и северо-восточном побережье озера. Обсидиан встречается в виде гальки в озерном и песчано-галечном аллювии. Наиболее высокое (до 20–30%) содержание обсидиановой гальки установлено в окрестностях озера. На юг количество

обсидиана уменьшается до 2–5%. Среди аллювиальных отложений преобладает мелкая галька, до 0,5–4 см в диаметре. Встречаются также валуны и крупная галька диаметром до 10–30 см. В небольшом количестве галька обсидиана отмечена по рч. Мысовому, впадающему в оз. Красное в 1,5 км к югу от с. Красно.

В районе м. Рыбачий, расположенного к югу от с. Красно было изучено коренное обнажение туфа, содержащего редкие включения обсидиана. Обсидиан этих включений петрографически весьма близок обсидиану из аллювиальных озерных отложений. На этом основании можно предположить, что накопление обсидиана в озерных отложениях связано с абразией туфовой толщи, которая образует берега данной озерной котловины. На западном побережье обсидиан встречается в большем количестве, его содержание в озерном аллювии достигает 60%.

На западном побережье прибрежные возвышенности состоят из стекловатого сваренного туфа. Таким образом, озерная котловина расположена в центре изометричного в плане вулканического массива. По предположению некоторых исследователей [10] впадина оз. Красного является ледниковой. Однако общие геоморфологические и геологические соображения в большей степени свидетельствуют об озерно-вулканическом происхождении впадины.

#### ЛЕДНИКОВЫЕ ВПАДИНЫ МАГАДАНСКОГО РАЙОНА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ

В бассейне р. Хасын (притоки Уптар, Сухая, Красавица и др.), начиная с сороковых годов, отмечались отложения тонкодисперсного вулканического пепла. В виде тонкого слоя пепел залегает на поверхности большинства водоразделов этого района. Наиболее значительные по масштабам скопления вулканического пепла известны в ледниковых отложениях позднечетвертичного возраста.

В этом районе четвертичные отложения залегают непосредственно на вулканогенных образованиях верхней юры. Последние состоят из следующих пород (снизу вверх): андезитов, андезито-базальтов, туфов андезито-базальтов и их туфобрекчий, дацитов, риолитовых сваренных туфов, риолитов. Общая мощность верхнеюрских отложений достигает 1400–1500 м. На размытой поверхности верхнеюрских пород залегают рыхлые четвертичные отложения. Последние подразделяются на три горизонта, или толщи. В нижней части разреза залегают нерасчлененные образования ниже- и среднечетвертичного времени. Они представлены песчаногалечными и валуногалечными породами, образующими толщу общей мощности > 150 м. Эти отложения можно рассматривать как нижнеледниковые. Верхнеледниковые отложения залегают на нижней ледниковой толще с некоторым угловым несогласием. Они представлены песчаногравийными отложениями, супесью, суглинками. Среди этих отложений залегают вулканические пеплы.

Как уже отмечалось, наиболее крупные залежи вулканического пепла находятся в бассейне рек Уптар и Красавица (пос. Стекольный). В долине р. Красавица, по данным М.Н. Захарова, вулканический пепел образует две линзовидные залежи. Нами изучалась северная залежь мощностью до 20 м. В основании этой линзы расположен горизонт водноледниковых песчано-

глинистых отложений. Вулканический пепел представляет собой плотный агрегат тончайших частичек вулканического стекла. В сыром виде он легко режется ножом.

Крупное тело вулканического пепла в долине р. Уптар было описано И.К. Мухомором. Для этого участка характерен следующий разрез позднечетвертичных отложений (снизу вверх):

	Мощность, м
Ледниковые валунногалечные отложения	2-3
Ледниковые озерные песчаноглинистые отложения, вулканический пепел	5-14
Верхние валунногалечные отложения	5-14

Главная залежь вулканического пепла этого района имеет морфологию линзы, которая вытянута с юго-запада на северо-восток на 500 м. Ширина ее составляет 240 м, мощность — 5—15 м. В центральной части линзы залегает белый пепел с весьма небольшой (до 2%) примесью терригенного материала (песка, гравия). Вулканический пепел на 90—98% состоит из обломков вулканического стекла.

Источник вулканического пепла до настоящего времени не выяснен. Пепел покрывает весьма большую территорию и весьма однороден по гранулометрии и петрографическому составу. Поэтому пепловые отложения различных районов, по-видимому, связаны с одним весьма сильным извержением. Одни исследователи (Е.Д. Бургсдорф и др.) считают, что эруптивный центр, давший эти пеплы, находился в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, примерно в 200—300 км к северу от бухты Нагаева. Другие исследователи считают, что пеплы были принесены из районов, расположенных восточней, и в частности на Камчатке (Е.К. Устиев и др.). На Камчатке в позднечетвертичное время имела место интенсивная вулканическая деятельность, которая характеризовалась многочисленными кислыми эксплозиями.

Как уже отмечалось, пепловые отложения залегают на обширной территории. Средняя мощность пепла на водоразделах небольшая, порядка 10—30 см. Образование мощных пепловых залежей связано с размывом пеплового покрова и осадением пепловых частиц в озерных бассейнах ледникового происхождения.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ  
И СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОДОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ  
И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Риолиты, риолито-дациты и их стекловатые аналоги в пределах Охотско-Чукотского пояса и Анадырско-Корякской складчатой области пользуются весьма широким распространением. По химическому составу, и главным образом содержанию щелочей, они подразделяются на нормальные, или риолиты со средней щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  менее 8,1% по новой классификации), и субщелочные риолиты и риолито-дациты ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 8,1\%$ ). Нормальные риолиты образуют главную часть кислых эффузивов данного района. Кроме названных особенностей химического состава для них характерно довольно высокое содержание глинозема, порядка 14–16%. Содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  близки, хотя в большинстве разновидностей калий несколько преобладает над натрием.

Нормальные риолиты и риолито-дациты в зависимости от минерального состава вкрапленников подразделяются на три группы. Для первой группы характерна следующая ассоциация вкрапленников: кислый плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц и биотит, для второй группы характерна ассоциация оливина, плагиоклаза и санидина, в некоторых разновидностях присутствует кварц и, наконец, для третьей группы характерна ассоциация моноклинного пироксена, гиперстена, плагиоклаза и санидина.

Породы первой группы пользуются весьма широким распространением. Они образуют поля площадью в несколько десятков квадратных километров. Наиболее обширные площади, занятые кварцевыми порфирами, известны в пределах Право-Хетинской депрессии и Омсукчанского грабена. Отдельные тела достигают мощности 50–100 м. Среднее содержание вкрапленников обычно не превышает 15–25%. Общее содержание вкрапленников может варьировать по вертикали и простиранию отдельных тел. Обычно оно несколько возрастает с глубиной. Среди вкрапленников кварц занимает преобладающее положение. Количество кварца в некоторых разновидностях достигает 80–90% от общего объема вкрапленников. Для этой группы пород характерен кислый плагиоклаз, в среднем олигоклаз-альбит. Судя по экспериментальным данным, подобная ассоциация — кислый плагиоклаз, щелочной полевой шпат и кварц — должна образовываться при весьма высоких содержаниях воды [21, 31, 33]. В то же время отсутствие или весьма небольшое количество водосодержащих фаз заставляет предположить, что магмы были относительно сухие. По-видимому, основным плавнем была не вода, а другие летучие и, например, фтор. Присутствие фтора создавало кислую среду, что привело к обильной кристаллизации кварца. Методом рентгено-спектрального анализа фтор был определен в виде включений во вкрапленниках и основной массе вулканических пород. Другой характерной особенностью риолитов этого типа является довольно высокое содержание акцессорных минералов, в частности, ортита, циркона и ильмено-рутила. Содержание этих минералов в некоторых разновидностях пород достигает 1–2 кг на 1 т породы.

Кварцево-плаггиоклаз-санидиновые риолиты образуют потоки и дайки и мелкие экструзивные купола. К потокам относятся главным образом обширные поля сваренного туфа кварцевого порфира. Экструзивные купола и дайки участвуют в образовании сильно эродированных вулканических структур центрального типа. По-видимому, дайки и образовавшиеся при их пересечении купола и вулканические жерла в некоторых случаях могут рассматриваться в качестве подводящих каналов, с которыми связано извержение сваренного туфа. В некоторых случаях кварцево-плаггиоклаз-санидиновые риолиты или кварцевые порфиры не связаны с более ранним андезитовым вулканизмом, а, по-видимому, участвуют в образовании контрастной формации.

Риолиты с вкрапленниками этой ассоциации широко распространены в вулкано-тектонических структурах типа депрессий и грабенов: Хетинская депрессия, Омсукчанский грабен. Эти породы распространены значительно в меньших масштабах в вулкано-тектонических депрессиях типа кальдер, с которыми связаны мощные толщи сваренного туфа.

Риолиты и риолито-дациты, содержащие вкрапленники гиперстена, плаггиоклаза, кварца и амфибола или моноклинного пироксена, гиперстена, плаггиоклаза, кварца и биотита, наиболее характерны для структур, которые заполнены мощными накоплениями сваренного туфа. Эти ассоциации вкрапленников встречаются как в риолитах, образующих дайки и мелкие экструзии, так и в самих сваренных туфах. Большинство разновидностей из этой группы вулканитов относится к риолито-дацитам. По сравнению с кварцевыми порфирами они имеют более высокие содержания  $Al_2O_3$  (до 14–16%) и CaO (до 1,5–2,5%);  $K_2O/Na_2O$  отношение близко к единице. Иногда натрий преобладает над калием. Риолито-дациты этой ассоциации широко распространены в Арманском вулканическом поле, в пределах Ольской и Ингагачинской депрессий, в южной части Омсукчанского грабена, в пределах Верхне-Тальской вулканической депрессии. Весьма широким распространением они пользуются в Восточно-Чукотском секторе вулканогенного пояса и в вулканитах Анадырско-Корякской складчатой области.

Субщелочные риолиты и риолито-дациты встречаются значительно реже пород, относимых к двум первым ассоциациям. Как правило, они содержат незначительное количество вкрапленников, не более 10–15%. Субщелочные кислые вулканиты образуют дайки и мелкие экструзии и штоки, прорывающие как кварцевые порфиры, так и сваренные туфы и ассоциирующие с ними эффузивно-экструзивные риолиты.

Содержание глинозема в этих породах обычно не превышает 12%, сумма щелочей составляет 7–8%. Причем количество натрия и калия примерно равно. Субщелочные риолиты встречаются главным образом в вулкано-тектонических структурах типа грабенов и горстов (Омсукчанский и Янский грабены).

Для риолитов и риолито-дацитов Охотско-Чукотского пояса характерны и свои геохимические особенности (табл. 2).

Наиболее высокие содержания Ве наблюдаются в субщелочных риолитах (8–30 г/т), несколько меньшие в кварцевых порфирах (3–8 г/т) и значительно ниже кларковых в сваренных туфах и ассоциирующих с ними дайковых породах (3–4 г/т). Аналогичная закономерность характерна для олова,

Сравнительная характеристика содержаний металлов (г/т)  
и редких щелочей (вес. %) в стекловатых породах  
Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Компоненты	1	2		3	4
		а	б		
Be	5,5	3	3-4	3-8	8-30
Mn	600	100	100-500	500	500-800
Sn	3	3	0-4	0-8	8-10
No	20	10	10	10-20	30-50
Ga	20	30	5-20	20-30	20-50
Ag	-	-	-	1	-
Zr	200	200	200-150	200	80-300
Cr	25	-	-	10-20	10-20
Sr	300	-	-	200-500	50-500
La	60	50	-	50	0-50
Y	34	50	30-50	20-30	50-80
B	15	-	-	-	50-200
Ib	-	-	-	-	-
Li <sub>2</sub> O	0,002-	0,002-	0,005-	0,0025-	0,005-
	0,005	0,0077	0,014	0,0035	0,0137
Rb <sub>2</sub> O	0,021	0,017-	0,021	0,025-	0,021-
		0,019		0,012	0,029
Cs <sub>2</sub> O	0,0003	0,0019	0,001-	0,004-	0,0024-
			0,04	0,027	0,05

1 - кларковые количества; 2 - риолиты и риолито-дациты, содержащие вкрапленники пироксена, плагиоклаза, кварца и амфибола или биотита; 3 - то же, с вкрапленниками кварца, щелочного полевого шпата и кислого плагиоклаза; 4 - субщелочные риолиты.

ниобия, галлия. Например, содержание олова соответственно составляет (в г/т) 8-10, 1-8, 0-4, ниобия -30-50, 10-20, 8-10. Содержание циркония в породах всех трех групп примерно одинаково 150-200 г/т, т. е. близко к кларковому. И лишь в отдельных разновидностях субщелочных риолитов оно достигает 300 г/т.

Риолиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характеризуются повышенным содержанием иттрия, обычно 50-80 г/т. Кларк составляет 34 г/т. Содержание лантана обычно несколько ниже кларкового. Субщелочные риолиты и риолито-дациты обладают аномально высоким содержанием бора, 50-200 г/т по сравнению с кларком 15 г/т. Содержание редких щелочей близко к средним для данных типов пород, хотя в риолитах субщелочного ряда наблюдается повышенное содержание лития, рубидия и цезия. Аномально высокое содержание цезия в некоторых пробах можно объяснить связью цезия с вторичными гидротермальными процессами.

подавляющее большинство вулканических стекол и стеклосодержащих пород Охотско-Чукотского пояса относятся к риолиту и риолито-дациту. Среди них выделяются нормальные калиево-натриевые и субщелочные вулканические стекла и стеклосодержащие породы.

### Калиево-натриевые вулканические стекла и сопутствующие породы

Породы этого класса делятся на две большие группы: в первую попадают эффузивные и экструзивные образования, во вторую — породы, имеющие пирокластическую природу.

**Эффузивные, экструзивные и субвулканические породы.** Эти породы в зависимости от состава вкрапленников подразделяются на следующие виды: кварцево-плагиоклаз-санидиновые, оливин-плагиоклаз-санидиновые, пироксен-плагиоклаз-санидиновые. Стекло основной массы по содержанию воды относится к перлиту, поэтому эти стекловатые породы в дальнейшем мы будем называть перлитами.

Кварцево-плагиоклаз-санидиновый риолит (риолито-дацит), или кварцевый порфир. Мы уже отмечали, что кварцево-плагиоклаз-санидиновые риолиты весьма широко распространены среди продуктов вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наиболее значительно распространены эти породы среди стекловатых риолитов Хетинской депрессии, они образуют отдельные дайки в вулканических постройках Арманской кальдеры и Верхне-Тальской депрессии.

Структура породы отчетливо порфировая. Вкрапленники обычно представлены крупными кристаллами кварца, плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата. В значительном количестве (0,5–1%) присутствуют акцессорные: ортит, монацит, циркон и рудный.

Соотношение между главными вкрапленниками: кварцем, калиево-натриевым полевым шпатом и плагиоклазом обычно сильно варьирует. Общее количество вкрапленников колеблется от 10 до 30–35%, в большинстве случаев составляет 15–20%. Наиболее значительно меняется содержание кварца. Среди вулкаников Хетинской депрессии количество кварца составляет обычно не более 20% от общего количества вкрапленников, в дайковых породах Верхне-Тальской депрессии — порядка 5–10%, в то время как в кварцевых порфирах Омсукчанского грабена кварц составляет более 50% от общего количества фенокристов. Увеличение или уменьшение содержания кварца отражает химизм среды, из которой происходит кристаллизация. Кварц обычно образует изометричные кристаллы до 1–5 мм в поперечнике. В наиболее богатых кварцем разновидностях риолитов наблюдаются гломеропорфировые сростки кристаллов кварца до 10 мм в поперечнике.

Калиево-натриевый полевой шпат обычно является главным минералом (до 20–40% от общего количества вкрапленников). Он образует хорошо ограниченные призматические кристаллы до 2–2,5 мм по длинной оси. Часты простые двойники. Содержание  $KAlSi_3O_8$  составляет 40–60%.

Плагноклаз присутствует в меньшем количестве. Он представлен олигоклазом №20—23, в краевых частях зерен встречаются каймы альбит-олигоклаза. Упорядоченность 0—0,1 (по А.С. Марфунину). Часто встречаются сростки калиево-натриевого полевого шпата и плагноклаза. На контакте этих минералов наблюдаются закономерно расположенные мирмецитовые вроски кварца (табл. I, а, б)<sup>1</sup>.

Темноцветный минерал встречается в небольшом количестве, единичные таблички биотита обычно замещены хлоритом. Размер чешуек 0,5—1 мм. Для них характерна гексагональная форма. Акцессорные: ортит, монацит, циркон, ильменит, магнетит, как правило, ассоциируют с биотитом. Ортит образует призматические кристаллы до 0,8 мм по длинной оси. Отчетливо плеохроирует. Циркон и монацит встречаются в виде хорошо ограненных кристаллов длиной до 0,05 мм. Присутствуют также ильменит и апатит (табл. I, в, г). Анализ большого количества проб, отобранных по падению субвулканических даек в верховьях р. Правой Хеты, показал, что содержание акцессорных минералов возрастает в наиболее глубоких участках этих даек. Количественно акцессорные минералы определялись в средней пробе, конечная навеска которой (после многократного квартования) составляла 200 г. Из 200 г породы было выделено 200 мг минералов тяжелой фракции. Примерно 80% этого количества составляет ортит, а остальные 20%: циркон, апатит, ильмено-рутил и ильменит. Из отдельных минералов тяжелой фракции были приготовлены рентгеновские микропрепараты, результаты исследования которых представлены в табл. 3.

Основная масса. Для кварц-плагноклаз-санидинового риолитового перлита характерны следующие разновидности структуры основной массы: сферолитовая, перисто-фибrolитовая, кристаллитовая, перлитовая и брекчиевая (табл. II, а—е).

Сферолитовая структура основной массы (табл. II, а) состоит из стекла и одиночных сферолитов. Количество сферолитов обычно уменьшается вниз по падению субвулканических даек. Размер отдельных сфероидов составляет 0,1—10 мм.

Перисто-фибrolитовая структура основной массы состоит из стекла и перистых и веерообразных агрегатов щелочного полевого шпата и кварца. В пространстве между волокнами этих минералов присутствуют стекло, тридимит или кристобалит. В отличие от сферолитов эти агрегаты резко асимметричны и не имеют четко выраженного центра. Обычно они занимают от 60 до 80 объемн.% основной массы.

Кристаллитовая структура широко распространена в стекловатых породах субвулканических тел. Выделяется две основные разновидности кристаллитовой структуры: пунктирно-кристаллитовая и беспорядочно кристаллитовая (табл. II, б, в). Пунктирно-кристаллитовая структура состоит из линейных прямых или изогнутых кристаллитов, расположенных в стекле равномерно по всему объему образца или сгруппированных в ритмичные полосы. В большинстве случаев кристаллиты представлены пироксеном. Длина индивидов 0,05—0,1 мм, толщина — не более 0,01 мм. Ширина полос, обогащенных кристаллитами, достигает 0,1 мм.

<sup>1</sup> Табл. I—VIII см. в конце книги.

## Рентгеновская характеристика минералов тяжелой фракции

1		2		3	
<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
3	3,56	4	4,98	7	3,27
3	3,24	9	4,57	1	2,83
10	2,94	1	4,23	2	2,83
4	2,73	2	3,69	7	2,48
2	2,64	10	3,34	4	2,21
1	2,56	2	2,83	1	1,89
Зш	2,15	1	2,67	10	1,699
1	2,08	10	2,56		
3	1,90	1	2,36		
7	1,653	1	2,25		
1	1,599	5	2,10		
1	1,564	4	1,915		
1	1,469	1	1,840		
1	1,452	3	1,766		
1	1,423	10	1,731		
1	1,316	4	1,667		
О. сл.	1,287	3	1,490		
О. сл.	1,260	5	1,393		
		4	1,268		
		4	1,197		
		6	1,113		
		6	1,104		
		7	1,063		
		7	1,053		

1 — ортит; 2 — циркон; 3 — ильменит-рутил.

Беспорядочно-кристаллитовая или спутанно-кристаллитовая структура состоит из хаотически расположенных кристаллитов изогнутой (саблевидной) формы. Рентгено-спектральным методом в кристаллитах установлено железо, магний и кремнезем. Это подтверждает вывод о том, что кристаллиты имеют пироксеновую природу.

Для перлитов также характерно брекчиевое и перлитовое строение. Брекчиевые перлиты наиболее часто встречаются в краевых частях субвулканических тел. В этом случае перлит состоит из плотно спаянных между собой обломков размером от 5 до 10–15 мм. По границам обломков иногда развиваются вторичные минералы. Перлитовая текстура определяется наличием системы концентрических трещин.

Субвулканические стекловатые породы 16 даек, участвующих в строении вулканической постройки Правохетинской депрессии, имеют близкий химический состав (табл. I, 4). Для всех субвулканических тел характерно присутствие во вкрапленниках кварца, калиево-натриевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Породы, в которых присутствует подобный

Химический состав перлитов, образующих субвулканические дайки Право-Хетинской депрессии (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	72,57	72,30	72,16	70,50	71,35	70,23	73,08
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,06	Нет	Нет	0,01	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,29	14,19	13,31	11,96	11,77	11,47	12,66
Fe <sub>3</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,78	0,88	1,27	1,18	1,31	0,80
FeO	0,50	0,43	0,50	0,16	0,11	0,24	0,14
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	Нет	Нет	Нет
MgO	0,32	"	"	0,21	0,42	1,73	0,17
CaO	0,90	0,96	0,96	0,79	0,71	0,85	1,46
Na <sub>2</sub> O	4,00	3,77	4,46	2,63	2,75	3,41	3,34
K <sub>2</sub> O	2,52	2,06	2,55	3,80	3,91	3,89	4,42
SO <sub>3</sub>	Нет	0,05	0,05	Не опр.	Не опр.		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,04	5,98	5,55	5,52	4,70	4,74	4,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,78	0,98	0,68	2,73	2,24	1,67	0,71
F <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,08	0,08	Не опр.
П. п. п.							
Li <sub>2</sub> O	То же	То же	То же	0,0028	0,0025	0,0045	То же
Rb <sub>2</sub> O	"	"	"	0,028	0,033	0,022	"
Cs <sub>2</sub> O	"	"	"	0,0016	0,0013	0,0009	"
Сумма						99,6574	100,66
Аб						57,70	
Ан						8,00	
Ор						39,30	
Ве	"	"	5	4	4	3	4
Mn	"	"	300	100	500	300	200
Sn	"	"	8	2	3	3	1
Nb	"	"	20	10	10	8	10
Ga	"	"	20	10	20	30	30
Zr	"	"	200	150	200	100	150
Cr	"	"	20	Нет	Нет	Нет	Нет
Sr	"	"	800	"	"	"	"
La	"	"	50	"	"	"	"
Y	"	"	50	30	30	40	40
B	"	"	30	Нет	Нет	Нет	Нет
ΣРЗ	"	"	300	180	230	140	190

1 — обр. 23—77, рч. Сухой; 2 — обр. 24—77, там же; 3 — обр. 25—77, там же, апофиза к главной дайке; 4 — обр. 190—76, 5 — обр. 190а—76, оба из района фельзитового массива; 6 — обр. ф 193—76, дайка вблизи фельзитового массива; 7 — обр. 194—76,

парагенезис вкрапленников (за немногим исключением), относятся к риолиту, т. е. содержание SiO<sub>2</sub> в них превышает 72%. По содержанию алюминия состав даек менее постоянен. Породы, слагающие тела зоны главного разлома, содержат до 13—14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Для этих пород также характерно высокое содержание натрия. Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O отношение составляет 1,2—1,6. В то же время содержание CaO — менее 1%. Для даек, тяготеющих к Южному и фельзитовому массивам, характерны иные соотношения

8	9	10	11	12	13	14	15
72,02	72,56	72,46	72,12	75,34	70,67	72,19	73,02
0,08	0,08	0,04	0,04	0,07	0,05	0,03	0,09
11,90	11,05	13,56	13,01	12,50	12,04	12,01	12,06
1,17	0,99	0,55	0,63	0,36	1,03	1,05	0,77
0,08	0,41	0,50	0,43	0,00	0,34	0,28	0,21
Нет	Нет	Нет	Нет	0,01	Нет	Нет	7
0,05	1,62	0,32	0,08	0,10	1,61	1,30	0,17
0,70	0,58	0,90	0,90	0,40	0,59	0,40	0,73
4,53	4,28	3,52	3,36	3,46	4,68	3,76	3,73
3,32	3,32	2,45	3,78	5,38	2,28	3,86	3,82
4,15	3,20	5,12	5,09	0,45	6,00	4,30	0,56
0,99	1,78	0,78	0,60	0,63	0,37	0,75	
0,22	Не опр.	Не опр.	0,12	0,04	0,06	0,08	—
				0,22	?	?	
0,0057	0,0044	То же	Не опр.	0,0114	0,0052	0,0024	—
0,019	0,021	"	То же	0,021	0,033	0,028	—
0,0014	0,0017	"	"	0,0006	0,0046	0,0012	—
99,3371	100,0071	99,42	99,56	99,5630	99,8078	100,0816	100,81
65,0	Не опр.	Не опр.	49,6	—	70,0	55,2	—
2	То же	То же	14,4	—	8,0	7,8	—
33,0	"	"	36,0	—	22,0	37,0	—
8	"	5	5	—	3	3	—
200	"	300	300	—	100	200	—
Нет	"	Нет	20	—	1	1	—
10	"	20	20	—	8	8	—
20	"	20	200	—	30	20	—
200	"	200	10	—	150	150	—
10	"	10	80	—	Нет	Нет	—
800	"	100	50	—	"	"	—
50	"	50	50	—	50	"	—
50	"	20	30	—	30	30	—
30	"	Нет	30	—	—	—	—
300	"	270	300	—	180	180	—

то же; 8,9 — обр. 462, то же; 10 — обр. 1005а, то же; 11 — обр. 28–77, верховья рч. Прямого; 12 — обр. 300–76, дайка вблизи восточной окраины фельзитового массива, 13 — обр. 380–76, то же; 14, 15 — обр. 383а–76, то же.

щелочей: содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  примерно равны или калий несколько преобладает над натрием. Соответственно содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  уменьшается до 11–12%.

Геохимически все стекловатые породы Право-Хетинской депрессии близки (табл. 4,5). Содержание Ве обычно близко кларковому или немного его превосходит, Мп значительно уступает кларковому, содержание олова близко к кларковому, но в большинстве случаев несколько ниже,

Содержание малых, редких и рассеянных элементов (г/т)  
в перлитах южной дайки (1, фиг. 7) Право-Хетинской депрессии

Наименование	A <sub>01</sub>	A <sub>02</sub>	A-1	A-2	A-3	A-4
Бериллий	3	7	5	3	5	5
Марганец	500	500	200	200	200	200
Олово	8	8	—	8	8	8
Ниобий	20	20	10	20	10	10
Галлий	20	20	20	20	20	20
Серебро	1	1	—	—	1	—
Цирконий	200	200	200	200	200	200
Хром	10	20	10	20	20	10
Стронций	200	200	200	200	200	200
Лантан	50	—	50	—	—	50
Иттрий	50	50	30	30	50	50
Бор	30	20	30	20	20	20

Химические составы образцов приведены в табл. 1, номера образцов в данной таблице соответствуют номерам образцов в табл. 1.

Nb равно кларковому, Ga равно или ненамного выше, La близко к кларковому. Характерно относительно высокое содержание иттрия, иногда в 1,5 раза выше кларка. Иттрий, вероятно, входит в состав орита, который встречается в акцессорных количествах.

В стекле методом рентгено-спектрального анализа установлено присутствие Cl и F. Эти элементы концентрируются в вакуолях размером 20—30 мкм. Хлор обычно связан с железом, фтор — с кальцием; по-видимому, включения этих минералов носят первичный характер.

В кварц-плагиоклаз-санидиновых риолитах некоторые исследователи отмечали наличие глобулей существенно железистого состава (якобит, магнетит, иоцит), в которых установлено повышенное содержание Ag Cs (57—133 г/т) и Sn (следы 6,4 г/т) (30).

Оливин-санидин-плагиоклазовый риолитовый перлит. Весьма своеобразные риолитовые перлиты, в которых во вкрапленниках присутствует оливин, образуют дайковые тела в пределах Верхне-Тальской вулканотектонической депрессии. Макроскопически это зеленовато-серая стекловатая порода. Структура отчетливо порфировая. Вкрапленники относительно немногочисленны и составляют 3—5% от объема. Среди них преобладают калиево-натриевый полевой шпат и кислый плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), в виде единичных зерен постоянно присутствует оливин (табл. III, а). Размер вкрапленников составляет 0,5—2 мм.

Пироксен-санидин-плагиоклазовый риолитовый перлит. Стекловатые породы этого типа встречены в пределах Верхне-Тальской вулканотектонической депрессии. Они образуют дайки и штоки южного вулканического массива. Количество вкрапленников не превышает 5—6%. Плагиоклаз кислый (олигоклаз 20—25). Пироксен обычно ромбический, относится к гиперстену.

Для оливин- и пироксенсодержащих пород характерно относительное постоянство структурных признаков основной массы. В первом случае

A-5	A-6	A-7 <sub>1</sub>	A-7 <sub>2</sub>	A-8	A-9	A-10	A-11	A-12
5	5	5	5	5	5	8	8	5
200	200	500	500	500	500	200	500	500
8	—	—	8	—	—	—	—	8
10	10	10	20	10	10	20	10	20
20	20	20	30	20	20	20	20	20
—	—	—	—	—	—	—	—	—
200	200	200	200	200	200	200	200	200
20	20	20	20	20	20	20	20	20
200	200	200	200	200	200	200	200	200
50	50	—	50	50	50	50	—	—
50	50	50	50	50	50	50	50	50
20	20	20	30	20	30	30	30	20

стекло основной массы сравнительно гомогенно и имеет хорошо выраженную перлитовую отдельность, во втором — основная масса имеет четко выраженную кристаллитовую структуру. Здесь была встречена разновидность перлита (северный экструзивный массив) с необычно высоким содержанием саблевидных и спиралевидных кристаллитов пироксена (табл. III, б). На электронно-микроскопических снимках установлено, что кристаллиты окружены оболочкой стекла, по своей структуре отличающегося от стекла окружающего базиса (табл. III, в).

По химическому составу породы этого типа относятся к риолиту (табл. 6—8). Содержание  $Al_2O_3$  в них обычно не превышает 12,5%, т. е. значительно меньше, чем в кварц-санидин-плагиоклазовых риолитах. В то же время содержание щелочей несколько выше, калий обычно несколько преобладает над натрием, хотя встречаются и обратные соотношения. В риолитах этого типа довольно высокие содержания CaO до 1,2% и MgO до 0,18—0,51% (табл. 6—8).

Для этих видов риолитов характерна некоторая обедненность компонентами гранитоидов. Содержание Be, Sn, Nb, Ga ниже кларкового. Лантан отсутствует. Итрий содержится в количествах, близких к кларковым. Содержание акцессорных минералов в этих перлитах значительно ниже, нежели в перлитах предыдущих вулканических ассоциаций.

**Пирокластические породы (сваренные туфы).** В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса сваренные туфы образуют весьма крупные скопления. Они широко распространены и в исследованных нами районах: в Арманской кальдере, Ольской депрессии, Верхне-Тальской вулcano-тектонической депрессии, Рарыткинской вулканической зоне. Здесь мы рассмотрим только стекловатые разновидности сваренного туфа.

Стекловатые сваренные туфы отличаются друг от друга характером спекания обломков и минеральным составом вкрапленников. Степень спекания обломков зависит от положения зоны стекловатого туфа в разре-

Химический состав (вес.%) и содержание металлов (г/т)  
в перлитах, образующих дайки в пределах Верхне-Тальской  
вулcano-тектонической депрессии

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	71,74	72,46	70,10	72,66	71,00
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,09	0,07	Нет	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	12,86	11,77	11,56	11,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,77	0,56	0,75	1,10
FeO	0,28	0,21	0,66	0,19	0,15
MnO	—	—	0,02	0,12	0,04
MgO	0,17	0,51	0,07	0,18	0,04
CaO	1,22	1,46	1,25	0,64	0,40
Na <sub>2</sub> O	3,64	2,32	3,51	2,75	4,52
K <sub>2</sub> O	4,42	4,94	3,29	3,04	2,76
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,76	2,21	2,88	2,40	3,75
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,03	5,20	5,30	5,38	4,03
F <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24
Li <sub>2</sub> O	То же	То же	То же	0,0050	0,0147
Rb <sub>2</sub> O	"	"	"	0,019	0,017
Cs <sub>2</sub> O	"	"	"	0,0015	0,0014
С у м м а	100,10	100,80	99,67	99,7155	99,6531
Аб	47,6	35,8	Не опр.	46,8	Не опр.
Ан	14,2	16,4	То же	33,70	То же
Ор	38,2	48,4	"	19,5	"
Ве	4	4	4	4	Не опр.
Мп	400	200	100	300	То же
Sn	2	2	1	Нет	"
Nb	20	10	10	20	"
Ga	30	20	30	10	"
Zr	200	100	150	100	"
Cr	Нет	Нет	Нет	10	"
Sr	"	"	"	500	"
La	50	"	"	9	"
Y	30	40	40	50	"
B	Нет	Нет	Нет	40	"

1 — оливин-санидин-плагиоклазовый перлит, обр. 184-76, 2-5 — оливин-санидин-плагиоклазовый перлит, обр. 185-76, взят из различных участков дайки.

зе отдельных вулканических тел или пирокластической толщи в целом. Наиболее спекшиеся разновидности сваренного туфа обычно расположены в мощных и выдержанных по простиранию витрокластических зонах (табл. IV).

Для классификации сваренного туфа кроме спекания может быть использован минеральный состав вкрапленников. В зависимости от состава вкрапленников туфы могут быть разделены на кварц-санидин-плагиоклазовые и пироксен-кварцево-плагиоклазовые. В первой разновидности в качестве темного минерала обычно присутствует биотит, а во второй — кроме пироксена может присутствовать амфибол.

Химический состав (вес. %) и содержание металлов (г/т)  
в перлитах из даек южного экструзивного массива  
(Верхне-Тальская вулканотектоническая депрессия)

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,10	73,81	71,10	73,02
TiO <sub>2</sub>	0,01	Нет	0,11	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	11,99	12,74	12,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	0,76	0,98	0,62
FeO	0,49	0,44	0,43	0,71
MnO	Нет	0,07	Нет	Нет
MgO	1,56	0,19	0,17	0,17
CaO	0,91	0,58	1,70	1,46
Na <sub>2</sub> O	4,14	2,71	4,44	4,62
K <sub>2</sub> O	2,55	3,47	3,48	2,70
SO <sub>3</sub>	Не опр.	—	0,04	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,96	1,35	1,05	1,87
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,16	4,24	5,49	4,25
F <sub>2</sub>	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Li <sub>2</sub> O	0,0036	То же	То же	То же
Rb <sub>2</sub> O	0,017	"	"	"
Cs <sub>2</sub> O	0,009	"	"	"
С у м м а	100,8296	99,63	100,88	0,39
Аб	64,1	44,3	44,7	65,0
Ан	26,3	36,8	23,0	9,6
Ор	9,6	18,9	32,3	25,4
Ве	4	Не опр.	3	3
Mn	200	То же	300	300
Sn	4	"	2	2
Nb	10	"	10	10
Ja	30	"	20	20
Zr	300	"	200	200
Cr	Нет	"	Нет	Нет
Sr	"	"	"	"
La	"	"	50	50
Y	30	"	30	30
B	Нет	"	Нет	Нет

1—4 — оливин-санидин-плагиоклазовый перлит: 1 — обр. 176-76, 2 — обр. 170-76, 3 — обр. 822-76, 4 — обр. 823-76.

Кварцево-санидин-плагиоклазовый туф является пирокластическим аналогом кварцево-санидин-плагиоклазового риолита. Туфы подобного состава встречаются значительно реже пироксен-кварцево-плагиоклазовых. Обычно они образуют нижние потоки, формирование которых связано с первыми фазами эксплозивной деятельности. Однако встречается и чередование этих двух разновидностей туфа. В верховьях р. Ингачи кварцево-санидин-плагиоклазовый туф образует первый и четвертый потоки, в то время как второй и третий состоят из другой разновидности туфа. Первая разновидность туфа образует главную массу пирокластических

Химический состав (вес. %) и содержание металлов (г/г)  
в перлитах северного экструзивного массива  
Верхне-Тальской вулcano-тектонической депрессии

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	70,01	72,44	72,02	73,12
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,11	0,11	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,02	12,86	12,89	12,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,70	0,67	0,79
FeO	0,40	0,28	0,35	0,35
MnO	0,00	Нет	Нет	—
MgO	1,45	0,17	0,17	0,17
CaO	0,50	0,97	0,73	1,22
Na <sub>2</sub> O	4,72	3,68	4,32	3,78
K <sub>2</sub> O	1,96	3,04	2,84	4,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,91	2,40	2,34	0,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,59	6,36	6,38	4,54
SO <sub>3</sub>	Нет	0,02	Следы	
Li <sub>2</sub> O	0,0077	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb <sub>2</sub> O	0,021	То же	То же	То же
Cs <sub>2</sub> O	0,0019	"	"	"
Сумма	99,9106	100,61	100,48	100,76
Аб	—	54,7	61,5	53,3
Ан	—	16,0	11,5	5,2
Ор	—	29,3	27,0	41,5
Ве	3	4	4	4
Мп	100	500	300	200
Sn	Нет	2	3	4
Nb	10	10	10	8
Ga	5	20	20	30
Zr	150	100	200	150
Cr	Нет	Нет	Нет	Нет
Sr	"	"	"	"
La	"	"	"	"
Y	50	30	50	50
B	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

1—4 — оливин-санидин-плаггиоклазовый перлит: 1 — обр. У-76, обр. 153а-76, обр. 153б-76, обр. 815-76.

пород в Верхне-Тальской вулcano-тектонической депрессии и некоторые потоки в верховьях р. Правая Монгке (Омсукчанский грабен).

Сваренный туф первого типа состоит из кристалло-литокластических включений и стекловатого цемента. Подавляющая часть включений представлена хорошо образованными кристаллами — вкрапленниками или их обломками (80—85% от общего объема включений) и ксенообломками других эффузивных пород (15—20%). Среди вкрапленников обычно преобладают кварц и плаггиоклаз. Щелочной полевой шпат присутствует в подчиненном количестве. Плаггиоклаз относится к олигоклазу. В акцессорных количествах присутствуют апатит, циркон и магнетит.

Литокластический материал обычно представлен андезитом и риолитом. Общее количество обломочного материала достигает 45–50%. На долю стекла соответственно приходится 50–55%. В интенсивно сваренном туфе стекло основной массы в шлифе имеет светло-коричневый цвет. Границы между отдельными обломками не различимы (табл. IV, б). Неоднородность стекла обусловлена главным образом различным характером флюиальности. Например, в одном обломке флюиальность имеет характер микроскладчатости, в другом — обусловлена системой прямых линий, в третьем — определяется ориентировкой кристаллитов.

Стекловатый сваренный туф как по разрезу, так и по простиранию часто сменяется девитрифицированными разновидностями. При девитрификации образуются щелочной полевои шпат и кварц. Они образуют волокнистый сферолитовый или точечный фельзитовый агрегат.

Пироксен-кварцево-плаггиоклазовый сваренный туф пользуется более широким распространением по сравнению с выше охарактеризованной разновидностью. Он образует мощные пирокластические толщи в верховьях р. Аган (Арманская кальдера), потоки Ольской депрессии и Ингагинской вулканотектонической впадины. Количество кристаллокластических обломков достигает 40–50%, на долю стекла соответственно приходится 50–60%. Пироксен в большинстве разновидностей моноклинный, однако в отдельных разновидностях встречается как моноклинный, так и ромбический пироксены. Кроме пироксена из темноцветных, довольно часто присутствует зеленая роговая обманка. В этой разновидности калиево-натриевый полевои шпат отсутствует или присутствует в весьма небольшом количестве. Плаггиоклаз представлен олигоклазом или олигоклаз-андезином. В пироксен-кварцево-плаггиоклазовых сваренных туфах довольно часто встречаются такие акцессорные минералы, как циркон, ортит и др. Стекло, цементирующее обломки, по своему строению аналогично первой разновидности сваренного туфа.

По химическому составу и геохимическим признакам четко выделяются две основные разновидности сваренного туфа (табл. 9). В отличие от перлитов, которые являются аналогами сваренного туфа и образуют дайковые тела, сваренный туф характеризуется заметно меньшим количеством малых и рассеянных элементов. Содержание бериллия в нем в два раза меньше кларкового, олово или отсутствует, или встречается в виде единичных знаков, то же самое относится к ниобию, галлию, цирконию; лантан и бор отсутствуют.

**Сопутствующие породы.** К сопутствующим породам относятся окристаллизованные аналоги вулканических стекол: риолиты и риолито-дациты с фельзитовой, зернистой и сферолитовой структурой основной массы. Так же как и стекла, эти породы по составу вкрапленников делятся на кварцево-санидин-плаггиоклазовые и пироксен-кварцево-плаггиоклазовые.

Кварцево-санидин-плаггиоклазовые риолиты пользуются в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса весьма широким распространением. Они образуют поля, охватывающие десятки и сотни квадратных километров. Например, обширное поле кварцевых порфиров в верхнем течении р. Джагын (северная часть Омсукчанского грабена). В отличие от стекловатых пород их окристаллизованные аналоги отличаются более высоким содержанием минералов вкрапленников (до 30–35%). Харак-

Химический состав (вес. %) и содержание малых  
и рассеянных элементов (г/т) в стекловатом  
сваренном туфе верховьев р. Олы (Ольская депрессия)

Компонент				Компонент			
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	72,38	72,10	72,26	Rb <sub>2</sub> O	Не опр.	0,011	0,008
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,21	0,14	Cs <sub>2</sub> O	То же	0,0002	0,010
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,42	13,70	13,13	F <sub>2</sub> O	Нет	0,08	Нет
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	2,40	0,82	С у м м а	101,17	99,2935	99,6209
FeO	0,35	0,23	1,25	Be	2	3	Не опр.
MnO	Нет	0,03	0,06	Mn	800	800	То же
MgO	0,17	0,16	0,18	Sn	1	Нет	"
CaO	1,46	0,27	1,25	Nb	10	20	"
Na <sub>2</sub> O	4,03	4,71	3,51	Ga	20	20	"
K <sub>2</sub> O	3,30	3,92	3,37	Zr	200	200	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,91	0,47	1,65	Cr	Нет	Нет	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,01	0,82	2,90	La	"	"	"
CO <sub>2</sub>	0,04	0,30	0,08	Y	40	50	"
Li <sub>2</sub> O	Не опр.	0,0043	0,0029	Sr	200	200	"

1-3— пироксен-кварцево-плагиоклазовый туф, обр. 45а-76, 10д-76, 3-76 соответственно.

терно, что кварц обычно является главным в количественном отношении минералом. Для основной массы характерна слабо выраженная флюидальная текстура. В некоторых разновидностях намечается чередование фельзитовой и сферолитовой структур.

Второй группой пород, сопутствующих вулканическому стеклу, является флюидальный риолит. Эти образования формируют штоки и небольшие тела в пределах вулканических структур. Например, риолитовый экстрюзив, образующий северо-восточный вулканический центр Хетинской депрессии.

Стекловатые породы очень часто на глубину переходят в сферолитовые риолиты и риолито-дациты. Однако сферолитовые породы не пользуются широким распространением.

### Субщелочные вулканические стекла и сопутствующие породы

К субщелочным риолитам отнесены породы, содержащие более 8,1% K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O. Дайки и штоки, сложенные субщелочными риолитами, прорывают кварцевые порфиры и сваренные туфы и относятся к наиболее поздним по времени вулканическим образованиям верхнемелового этапа вулканизма. Субщелочные вулканические стекла встречены в верховьях рч. Дикого (Омсукчанский грабен) и в верховьях р. Талин (Рарытчинский горст-антиклинорий). Гиалориолиты рч. Дикого, по-видимому, образуют весьма небольшие по масштабам дайковые тела, прорывающие главное субвулканическое штокообразное тело. Субщелочные стекла рч. Дикого имеют черную окраску и массивное строение. Макроскопически они имеют

афировый облик, микровкрапленники также отсутствуют. Структура основной массы кристаллитовая, местами кристаллито-микролитовая.

В субщелочных перлитах, относящихся к натриевой разновидности, установлено присутствие фтора, который по данным рентгеноспектрального анализа [7] связан во флюорите. Флюорит выполняет трещинки в калиево-натриевом полевоом шпате и образует включения округлой формы вблизи контакта полевого шпата со стеклом. Иногда флюорит выполняет мельчайшие пустотки, по форме напоминающие замкнутые поры длиной до 10 мкм и 0,1 мкм в поперечнике. На выклинивании этих пустоток наблюдается концентрация калия, который, по-видимому, связан с хлором.

Химический состав гомогенного стекла, в котором отсутствуют примеси и минеральные включения, несколько отличается от состава валовой пробы (табл. 10).

Химические анализы соответствующих пород приведены в табл. 11.

Для кристаллито-микролитовой разновидности характерно чередование широких полос, насыщенных микролитами плагиоклаза и кристаллитами пироксена с полосами гомогенного стекла. Ширина полос с микролитовой структурой составляет 0,1–0,2 мм, ширина гомогенных полос – 0,01–0,02 мм (табл. V, а). Встречаются разновидности перлита, в которых микролиты представлены иголками амфибола, образующего звездчатые агрегаты.

Более гомогенная разновидность также имеет полосчатое строение. Наблюдается чередование полос бесцветного стекла с полосами красновато-бурой окраски. Окраска обусловлена точечными включениями рудного минерала (табл. V, б).

Субщелочные породы также распространены в верховьях р. Тальян и в районе оз. Красного. В верховьях р. Тальян субщелочные перлиты образуют дайки и потоки. Макроскопически дайковые перлиты имеют характерную темно-серую окраску с зеленоватым и голубоватым оттенком. Вкрапленники представлены кварцем, калиево-натриевым полевым шпатом и плагиоклазом (олигоклаз 18–22). Количество вкрапленников относительно невелико 10–12%. Для основной массы характерны микролитовая структура и флюидальная текстура. Выделяются две генерации

Таблица 10

Химический состав стекла субщелочных перлитов  
на участке 10X10 мкм, по данным  
рентгено-спектрального анализа

Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	74,51	75,46	75,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,08	11,85	11,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,95	1,03
CaO	0,23	0,31	0,15
Na <sub>2</sub> O	4,42	4,18	4,76
K <sub>2</sub> O	3,12	3,20	2,24
Сумма	99,33	95,95	95,24

1–3 перлиты из верховьев рч. Дикого, № Дк–1,2,3 соответственно.

Химический состав (вес. %) и содержание (г/г) малых  
и рассеянных элементов в вулканических стеклах  
Омсулчанского грабена и Рарыткнской вулканической зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	71,78	71,44	75,40	76,03	74,44	74,08	73,82
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,12	-0,06	0,07	0,06	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,30	12,30	12,64	13,04	11,60	12,24	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	0,90	0,99	0,70	0,64	0,54	0,75
FeO	0,15	0,33	0,58	0,50	0,15	0,21	0,21
MnO	0,07	0,05	Следы	Следы	0,03	-	0,03
MgO	0,03	0,02	0,9	0,07	0,08	0,11	0,07
CaO	0,40	0,40	0,18	0,48	0,36	0,67	0,90
Na <sub>2</sub> O	4,23	5,02	3,97	3,90	3,32	3,20	3,35
K <sub>2</sub> O	4,13	3,00	4,74	4,65	4,26	4,12	4,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,43	Не опр.	0,03	0,67	0,20	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,78	5,41	0,99	0,11	3,67	4,30	2,60
F <sub>2</sub> O	0,35	0,32	0,10	0,04	-	-	0,43
Li <sub>2</sub> O	0,0137	0,003	0,0198	Не опр.	0,0012		0,0043
Rb <sub>2</sub> O	0,029	0,034	0,022	"	0,025		0,020
Cs <sub>2</sub> O	0,0024	0,0032	0,0014	"	0,0013		0,0015
Сумма	99,9551	100,0502	99,1432	99,56	99,3175	99,49	99,9663
Be	30	20	3	-	10	-	8
Mn	800	800	100	-	200	-	200
Sn	10	10	8	-	8	-	8
Nb	30	50	10	-	20	-	20
Ga	50	50	10	-	30	-	20
Zr	80	80	200	-	200	-	200
Cr	10	20	10	-	20	-	200
Sr	50	50	100	-	50	-	200
La	Нет	Нет	Нет	-	Нет	-	Нет
Y	50	50	-	-	50	-	50
B	200	100	100	-	50	-	50

1 - субщелочной перлит, обр. Дк-1, 2 - то же, обр. Дк-2, оба Омсулчанский грабен; 3 - субщелочной обсидиан, обр. 91-77, оз. Красное, 4 - то же, обр. 90-77; 5-7 - субщелочные перлиты из верховьев р. Тальян, Рарыткнская вулканическая зона.

микролитов: микролиты первой генерации представлены пироксеном и равномерно распределены по поверхности шлифа. Микролиты второй генерации состоят из полевого шпата и образуют узкие ритмично повторяющиеся полосы. Стекло основной массы бесцветное. Показатель преломления 1,502.

Эффузивные перлиты отличаются от дайковых более высоким содержанием вкрапленников (до 40%), стекло основной массы бесцветное. Структура пунктирно-кристаллитовая. Вкрапленники, так же как и в дайковых перлитах, представлены кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом.

Особое место среди субщелочных риолитов занимают обсидианы оз. Красного. Как уже отмечалось, обсидианы присутствуют в озерных отложениях

оз.Красного. Они образуют валуны и гальку размером от 0,5—1 см до 10—30 см. Форма тел сферическая или овальная. Поверхность обычно неровная, как бы изъеденная червоточинами. Обсидиан относится к морионовой разновидности. Он не просвечивает даже в тонком сколе. Вкрапленники отсутствуют. Под микроскопом стекло бесцветное, в виде сравнительно редких включений присутствуют кристаллиты волосовидной формы.

Субщелочные риолиты относятся к сравнительно низкоглиноземистым образованиям: содержание  $Al_2O_3$  варьирует от 11,1 до 12,55%. Для субщелочных риолитов Омсукчанского грабена сумма щелочей составляет 8,0—8,33%. Соотношение щелочей может быть различным: в одних калий преобладает над натрием (на 1—1,5%), в других наблюдается обратная картина, содержание  $Na_2O$  составляет 5%, а  $K_2O$  — 3%.

По содержанию малых и рассеянных элементов субщелочные риолиты также отличаются от нормальных. Особенно значительно это различие сказывается на таких элементах, как олово, иттрий, бор и др. Содержание этих элементов превышает кларковое. Еще большее различие наблюдается в субщелочных риолитах Омсукчанского грабена; в них содержание олова, бериллия, ниобия и бора также значительно превышает кларковое.

### Низкощелочные вулканические стекла

К низкощелочным вулканическим стеклам отнесены породы, в которых содержится менее 6%  $Na_2O + K_2O$ . Эти породы встречаются относительно редко. Наиболее значительные по масштабам тела встречены в пределах Янского грабена (рч.Метеор) и в северной части Омсукчанского грабена (верховья рч.Дикого).

Перлит, образующий дайковое тело в верховьях рч.Метеор, имеет светло-коричневую окраску и отчетливо выраженную флюидальную текстуру. Вкрапленники отсутствуют. Флюидальность обусловлена присутствием редких полос с микролитами щелочного полевого шпата. Пространство между полосами сложено гомогенным стеклом. В стекле наблюдается система тонких пересекающихся трещин, вдоль которых стекло слабо цеолитизировано. Общее содержание цеолитов в перлите не превышает одного процента.

Перлит из верховьев рч.Дикого образует краевую зону штокообразного тела. Макроскопически оно резко отличается от всех других разновидностей стекловатых пород. Окраска грязно-зеленая, местами темно-зеленая; скол икрянистый. На выветрелой поверхности хорошо заметна перлитовая текстура: темно-зеленые сферические обособления погружены в светло-зеленое стекло. Светло-зеленое стекло локализуется в основном вдоль трещин. По-видимому, сочетание темно- и светло-зеленых разновидностей вулканического стекла определяет структуру гидратации в перлите. Под микроскопом в стекле хорошо заметны ядра гомогенного стекла с перлитовой текстурой, окруженные более трещиноватым перлитом.

Низкощелочные вулканические стекла относятся к риолито-дацитам. Натрий значительно преобладает над калием. Характерно довольно высокое содержание малых и рассеянных металлов. Содержание олова, стронция и др. значительно превышает кларковые значения. Наиболее

Химический состав (вес. %) и содержание металлов (г/т)  
в низкощелочных риолитах

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	70,26	66,66	71,02	С у м м а	99,8723	99,5322	99,83
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,06	0,04	Аб	62,0	56,7	99,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,40	11,60	13,24	Ан	14,5	24,6	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,30	0,66	Ор	23,5	18,7	—
FeO	0,46	0,20	0,65	Ве (г/т)	10	10	Не опр.
MnO	0,06	0,09	—	Mn	500	500	То же
MgO	0,02	0,05	0,11	Sn	10	8	"
CaO	2,20	2,40	2,68	Nb	30	20	Не опр.
Na <sub>2</sub> O	3,59	3,16	3,16	Ga	50	20	То же
K <sub>2</sub> O	2,03	1,61	1,17	Zr	300	200	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,36	3,27	0,76	Cr	20	20	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,70	5,95	7,10	Sr	500	1000	"
F <sub>2</sub> O	0,19	0,06	Не опр.	La	50	Нет	"
Li <sub>2</sub> O	0,0031	0,0012	То же	Y	80	50	"
Rb <sub>2</sub> O	0,022	0,021	"	B	—	—	10
Cs <sub>2</sub> O	0,0072	0,011	"				

1 — обр. Дк-4, рч. Дикий, 2,3 — обр. 600, рч. Метеор.

заметное обогащение металлами наблюдается в образце низкощелочного стекла из верховьев рч. Дикого. Найденные в этом же районе субщелочные перлиты также характеризуются аномально высоким содержанием малых и рассеянных компонентов. Сквозное заражение вулканических пород металлами свидетельствует о металлогенической специализации района в целом (табл. 12).

Не исключено предположение, что низкие содержания щелочей в перлитах связаны с катионным обменом под действием вторичных гидротермальных процессов.

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СТЕКЛАХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПОРОДАХ

Для вулканических стекол Северо-Востока СССР характерны следующие типы гидротермального изменения: ионообменное изменение, цеолитизация, аргиллизация, калишпатизация, серицитизация и карбонатизация.

#### Ионообменное изменение

В некоторых разновидностях вулканического стекла, залегающих в дайках, потоках или экструзиях, часто наблюдается локальное изменение в соотношении щелочей или других компонентов. Обычно вблизи этих локальных участков проходят тектонические зоны, в которых присутствуют явные признаки гидротермального изменения пород. Например, в стеклах с аномально высоким содержанием Cs<sub>2</sub>O обычно почти отсутствует натрий. Кроме того, эти разновидности вулканического стекла характеризу-

ются относительно высоким содержанием воды. В качестве примера мы приведем два образца вулканического стекла, взятых вблизи зон гидротермального изменения пород. Один образец взят из дайки, расположенной в верховьях р.Тальян (Анадырский район), второй — из дайки, расположенной в верховьях р.Правой Хеты.

Вулканические стекла р. Тальян, слагающие дайку, в среднем содержат до 7% щелочей, причем соотношения между щелочами следующие:  $\text{Na}_2\text{O}$  3,2–3,9%,  $\text{K}_2\text{O}$  4–4,12%. Образец, взятый вблизи зоны гидротермального изменения, содержит 6,7% щелочей, причем содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 2,7%, а  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,0%. Содержание воды в этом образце составляет 7,98%, в то время как среднее содержание воды в обычных перлитах составляет 4,5–5%. Аналогичную картину мы наблюдали в кольцевой дайке южного центра в верховьях р.Правой Хеты. В неизменном перлите среднее содержание щелочей 7,2–7,4%, вблизи зоны гидротермального изменения общее количество щелочей понижается до 6,2%, причем  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 2,2,  $\text{K}_2\text{O}$  — 4%. В неизменных перлитах содержания щелочей примерно равны. Содержание воды в этой разновидности достигает 8–9%. Явления катионного обмена отмечались также и другими авторами в перлитах различных районов мира; вероятно, в том случае, когда в стекле вместо крупных катионов с меньшим ионным радиусом освобождается место в структуре стекла для дополнительных количеств воды.

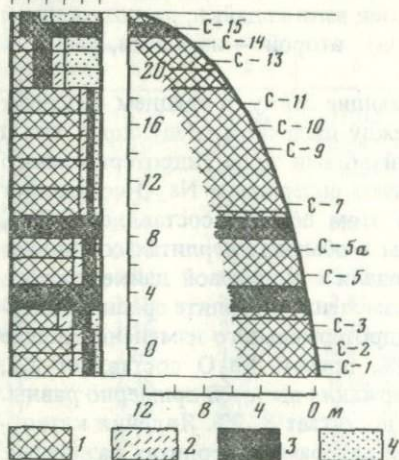
### Цеолитизация

Цеолитизация — один из наиболее распространенных видов гидротермального изменения стекла. Ранее этот вид гидротермального изменения вулканических пород в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса был отмечен в единичных случаях. Нами были изучены обширные поля и зоны цеолитизированных пород во многих вулcano-тектонических структурах, в частности, в грабенах и горстах. Наиболее детальные исследования проведены в верховьях р.Правой Хеты (Право-Хетинская депрессия) и р.Тальян (Рарыткинский горст-антиклинарий).

Цеолитовые породы в верховьях Правой Хеты можно отнести к двум морфологическим типам: к первому типу относятся линейные зоны цеолитизации, ко второму — зоны, охватывающие обширные площади.

Линейные зоны обычно приурочены к вторичным тектоническим трещинам, пересекающим вулканические тела в различных направлениях (кольцевая дайка, Право-Хетинская депрессия); они могут быть ориентированы вдоль контакта дайки с вмещающими породами (верховья р.Талой). Мелкие дайковые тела протяженностью до 100 м и мощностью 1–5 м могут быть полностью замещены цеолитами (Хетинская депрессия). Рассмотрим линейные и площадные зоны в отдельности. На фиг. 15 показан разрез кольцевой дайки перлита, расположенной в верховьях р.Правой Хеты. Перлит практически повсюду слабо цеолитизирован. Содержание цеолитов составляет 1–10%. К пологим, слабо наклонным, трещинам приурочена наиболее интенсивная цеолитизация. В пределах разреза выделяются две зоны полностью цеолитизированных стекол. Мощность каждой из зон составляет 1,5–2 м. Цеолитовые породы имеют белую окраску и отчетливо выделяются среди зеленых слабоцеолитизированных перлитов.

Фазы, объемн. %  
0 40 80



фиг. 14). Цеолитизации в этом случае подвергается стекло витрокластического туфа.

При площадной цеолитизации изменению подвергаются как перлиты вулканических тел (дайки, потоки), так и вмещающие породы (витрокластические туфы, осадочно-вулканогенные породы и т. д.). Обычно наиболее интенсивно изменяются витрокластические туфы, массивное стекло цеолитизировано в меньшей степени (верховья рч. Прямого, Хетинская депрессия). Цеолитизированные перлиты обычно трещиноваты. Трещины могут быть как беспорядочными, так и концентрически-зональными типа перлитовой отдельности. Замещение стекла гидротермальными минералами начинается вдоль трещин (табл. VI, а). При изменении стекла образуются два минерала — клиноптилолит и монтмориллонит, которые образуют постоянно повторяющуюся характерную ассоциацию. Вместо монтмориллонита могут образовываться и другие слоистые силикаты: селадонит, гидрослюда и др. Ранее нами было показано, что при изменении стекла в качестве промежуточной фазы образуется метакolloидное вещество [19]. Непосредственный количественный анализ зон, образующихся при изменении стекла, подтвердил этот вывод [8]. С.Е. Борисовским было показано, что на контакте с цеолитовым агрегатом, который образовался за счет изменения стекла, возникает зона весьма непостоянного состава. Содержание кремния и алюминия в этой зоне сохраняется примерно таким же, как в исходном перлите. Количественные соотношения меняются весьма значительно. Железо, выделяющееся при изменении стекла, концентрируется на контакте измененного и неизмененного перлита. Из цеолитов наиболее широко распространенным минералом является клиноптилолит (табл. 13). Вторая стадия изменения стекла связана с образованием ватоподобных агрегатов клиноптилолита (табл. VI, б). Интенсивно цеолитизированные стекла содержат до 40–60% клиноптилолита. Кроме клиноптилолита образуется и морденит, который обычно замещает центральные части перлитовых лукович. Полностью (за исключением

Фиг. 15. Разрез через кольцевую дайку по линии С (дайка 2, см. фиг. 7); Правохетинское месторождение

1 — стекло; 2 — вкрапленники; 3 — цеолитовая порода; 4 — минералы группы монтмориллонита

Вдоль контакта крупных даек с вмещающими породами стекло эндоконтактной зоны иногда интенсивно цеолитизировано. В одной из даек, выявленных в верховьях р. Талой, была отмечена зона мощностью до 1–1,5 м при общей мощности дайки порядка 50 м. Зона цеолитовых пород мощностью до 60 м отмечена на контакте риолитовой дайки с витрокластическим туфом, верховья р. Таляин, Анадырский район (см.

Рентгеновская характеристика цеолитов  
из вулканических стекол южного вулканического центра,  
Право-Хетинская депрессия

1			2		
<i>I</i>	<i>d</i>		<i>I</i>	<i>d</i>	
10	9,02	<i>Клт</i>	5	17,67	<i>Мнт</i>
2	7,80		6	13,53	<i>Мд</i>
3	6,81		5	9,02	<i>Клт</i>
3	5,21		3	6,51	
2	5,06		4	4,48	
2	4,67		5	4,23	
8	3,96		7	4,04	
3	3,42		4	3,73	
3	2,97		8	3,46	
2	2,79		10	3,28	

1 — цеолитовая порода из кольцевой дайки, наиболее сильные линии характерны для клиноптилолита (*Клт*); обр. С-3а; 2 — цеолитизированный перлит из радиальной дайки, присутствуют сильные линии монтмориллонита (*Мнт*), морденита (*Мд*) и клиноптилолита, обр. В-3.

вкрапленников) цеолитизированный перлит на 80–90% состоит из клиноптилолита. Главная часть объема основной массы обычно состоит из тонкозернистого агрегата клиноптилолита. Центральная часть "перлитовой луковицы" замещается более крупными зернами клиноптилолита, иногда они имеют вид крупнопластинчатого агрегата. Отдельные пластинки имеют отчетливо выраженную спайность.

Клиноптилолит обычно представлен кальциевой разновидностью, что хорошо фиксируется на рентгеновском микроанализаторе. Присутствие кальциевых цеолитов подтверждается также результатами химического анализа измененных пород (табл. 14). Анализируя составы перлита из разреза С (фиг. 15), можно сделать вывод о миграции компонентов в процессе гидротермального изменения пород. В наименее измененных разновидностях перлита содержания  $K_2O$  и  $Na_2O$  примерно одинаковы. Интервалы, характеризующиеся образцами С-3а и С-5а, включают гидротермально-измененные перлиты. Для них характерно резкое уменьшение количества щелочей, и в особенности натрия (до 0,7–1,12%). В то же время количество  $CaO$  резко возрастает (до 3,96–4%). Увеличение количества кальция связано с образованием кальциевой разновидности клиноптилолита. Цеолитообразование сопровождается выносом кремнезема и привносом магния. Наблюдается вполне заметное уменьшение содержания редких щелочей: лития, рубидия и цезия. Уменьшается количество железа. Естественно предположить, что повышенные содержания редких щелочей в неизменном стекле (4–5 раз выше кларка) присущи самой магме. Гидротермальные растворы вызывают перераспределение редких щелочей в стекле. Они выносятся из зоны наиболее интенсивного гидротермального изменения и, возможно, могут концентрироваться в других участках вулканических тел. Аналогичная картина характерна для элементов ланта-

Химический состав перлитов из кольцевой дайки  
южного вулканического центра, Право-Хетинская депрессия

Компонент	C-1	C-2	C-3	C-3а	C-5	C-5а
SiO <sub>2</sub>	72,10		72,52	68,24	71,54	68,16
TiO <sub>2</sub>	0,06	Не опр.	0,06	0,04	0,04	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,07	То же	13,42	13,76	13,51	18,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	"	0,77	0,27	0,79	0,60
FeO	0,21	"	0,28	0,21	0,29	0,43
CaO	0,99	"	0,99	4,03	1,34	3,96
MgO	Следы	"	Следы	0,64	0,16	0,53
Na <sub>2</sub> O	3,68	3,81	3,65	1,12	3,30	0,70
K <sub>2</sub> O	3,16	3,64	3,55	2,21	3,41	1,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,09	Не опр.	0,87	3,06	1,00	2,99
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,68	То же	5,41	9,25	5,42	8,64
SO <sub>3</sub>	0,07	"	0,06	Следы	Следы	0,07
Li <sub>2</sub> O	0,0025	0,0031	0,0034	0,0012	0,0036	0,0014
Rb <sub>2</sub> O	0,023	0,025	0,027	0,003	0,025	0,006
Cs <sub>2</sub> O	0,0027	0,0027	0,0023	0,0006	0,0013	0,0004
F <sub>2</sub> O	0,16	Не опр.	0,10	Не опр.	0,14	Не опр.
С у м м а	101,0482		100,7358		99,7748	99,9278
Аб	51,7		51,7	18,2	48,8	12,2
Ан	19,0		15,3	53,4	28,4	72,0
Ор	29,3		33,0	28,4	32,8	15,8

Таблица 14 (окончание)

Компонент	C-7	C-9	C-10	C-11	C-13	C-14	C-15
SiO <sub>2</sub>	72,04	71,96	71,72	Не опр.	Не опр.	71,12	Не опр.
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,06	То же	То же	0,06	То же
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,79	12,84	13,69	"	"	13,74	"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,62	0,78	"	"	0,87	"
FeO	0,50	0,50	0,43	"	"	0,35	"
CaO	0,74	0,90	0,74	"	"	2,48	"
MgO	Следы	0,32	Следы	"	"	Следы	"
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,57	3,32	2,21	2,74	2,35	0,95
K <sub>2</sub> O	3,36	3,70	3,16	4,02	3,25	3,07	4,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,96	1,11	0,80	Не опр.	Не опр.	2,72	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,53	5,45	5,45	То же	То же	6,08	То же
SO <sub>3</sub>	0,07	Следы	0,04	"	"	0,08	"
Li <sub>2</sub> O	0,0035	0,0033	Не опр.	0,0025	0,0028	0,0032	0,0026
Rb <sub>2</sub> O	0,022	0,021	То же	0,014	0,017	0,011	0,012
Cs <sub>2</sub> O	0,002	0,0014	"	0,0011	0,0018	0,0025	0,0011
F <sub>2</sub> O	0,10	0,12	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	100,5875	100,0457	99,47			100,2167	
Аб	50,9	52,3	48,1	-	-	37,0	-
Ан	17,5	12,6	21,1	-	-	30,8	-
Ор	31,6	35,1	30,3	-	-	32,0	-

C-1, -2, -3 и т. д. — номера образцов (снизу вверх по разрезу, фиг. 15); C-3а, C-5а — образцы цеолитовых пород.

Содержание (г/т) малых и рассеянных элементов  
в перлитах из кольцевой дайки  
южного вулканического центра, Хетинская депрессия

Компонент	C-1	C-2	C-3	C-3а	C-4	C-5	C-6а	C-6
Be	5	8	5	1	8	8	5	8
Mn	500	500	500	800	500	500	800	500
Sn	—	—	8	—	—	—	8	—
Nb	20	10	20	10	10	10	20	20
Ga	30	20	20	10	20	30	20	20
Zr	200	300	200	200	200	200	200	200
Cr	20	20	20	10	20	10	20	20
Sr	200	200	200	800	200	100	1000	100
La	50	—	50	—	—	—	—	—
Y	80	80	50	30	50	50	50	50
B	20	20	30	—	20	30	10	30
ΣРЗ	330	380	300	230	230	250	250	250

Условные обозначения те же, что и в табл. 14.

Таблица 15 (окончание)

Компонент	C-7	C-8	C-9	C-10	C-11	C-12	C-13	C-14	C-15
Be	5	10	10	8	8	8	5	10	10
Mn	500	200	500	800	500	500	500	500	800
Sn	—	8	—	—	—	8	8	—	—
Nb	30	20	10	10	20	20	10	10	10
Ga	30	20	20	20	20	30	30	20	20
Zr	200	300	200	300	200	200	200	200	200
Cr	20	20	10	10	20	20	20	10	10
Sr	200	200	200	100	200	200	200	200	500
La	—	—	—	50	50	—	—	—	50
Y	50	30	50	50	50	50	50	50	50
B	30	20	30	20	30	20	20	20	10
Σ РЗ	300	230	350	250	400	300	250	250	300

новой группы (табл. 15). Такие элементы, как ниобий, цирконий, хром оказались инертными в условиях среды гидротермального изменения. Вероятно, они связаны в таких устойчивых минералах, как циркон, монацит и др. В зонах наиболее интенсивного гидротермального изменения, в частности в цеолитовых породах, резко возрастает количество марганца (800 вместо 200–500 г/т) и стронция (800–1 000 г/т вместо 100–200).

### Аргиллизация

Глинистые минералы обычно ассоциируют с цеолитами и образуются примерно в тех же термодинамических условиях. Для них характерны две основные формы проявления. Первая форма проявления характеризуется тесной парагенетической и пространственной связью с цеолитами,

Химический (вес. %) и элементный (г/г) состав измененных перлитов Северо-Востока СССР

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	78,86	80,34	67,80	75,44	66,96
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,07	0,21	0,11	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,65	9,60	14,60	14,68	13,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,57	0,83	Следы	1,26
FeO	0,28	0,28	1,46	2,81	0,41
MnO	Следы	Следы	0,25	Следы	—
MgO	"	"	0,27	0,46	0,17
CaO	0,74	0,30	2,60	0,56	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,49	1,94	1,60	0,06	2,84
K <sub>2</sub> O	6,00	5,32	5,26	3,60	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,78	0,35	0,62	0,21	3,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,61	0,67	1,66	2,19	
F <sub>2</sub> O	Не опр.	0,02	0,07	Нет	
Li <sub>2</sub> O	То же	0,0156	0,0048	Не опр.	
Rb <sub>2</sub> O	"	0,012	0,020	То же	
Cs <sub>2</sub> O	"	0,0002	0,002	"	8,25
С у м м а	99,80	99,7678	99,9968	99,93	101,742
Be	Не пор.	3	20	2	3
Mn	То же	100	1000	3000	800
Sn	"	Нет	20	Нет	Нет
Nb	"	20	30	20	10
Ga	"	—	20	50	20
Zr	Не опр.	200	80	200	300
Cr	То же	30	10	20	Нет
Sr	"	800	Нет	300	600
La	"	30	"	Нет	50
Y	"	30	50	200	40
B	"	20	100	30	—
Σ PЗ	"	230	Не опр.	Не опр.	—
Yb	"	Нет	Нет	8	—

1, 2 — калишпатизированные породы, рч. Сухого, Хетинская депрессия, 3—5 — серицитизированные породы, Омсукчанский грабен.

вторая — образованием самостоятельных зон среди гидротермально измененных пород.

Если глинистые минералы связаны с цеолитами, то они локализируются вдоль трещин. Наиболее часто они образуют концентрические агрегаты (табл. VII, а). Мы видим чередование зон глинистого агрегата и цеолита. В перлитах р. Правой Хеты глинистый минерал представлен селадонитом. В шлифе селадонит имеет зеленую окраску — от темно- до светло-зеленой, в скрещенных николях интерферирует в желтых тонах. Отдельные чешуйки размером в десятые доли микрона имеют пластинчатую форму. При помощи рентгеновского микроанализатора было установлено, что селадонит содержит значительное количество калия и железа. Содержание кремнезема и алюминия примерно равно содержанию этих элементов в цеолите. Для

диагностики селадонита также использовался метод микродифракции. Обычно в перлитах с цеолитами ассоциирует монтмориллонит. В данном случае мы имеем довольно редкий парагенезис клиноптилолита и селадонита.

Глинистые минералы типа монтмориллонита могут образовывать зону мощностью до 30 м на контакте дайки риолита с витрокластическим туфом. Монтмориллонит имеет характерный термический эффект при 150–200° С.

### Калишпатизация, серицитизация и карбонатизация

Калишпатизированные перлиты и фельзитоподобные породы, почти целиком состоящие из калиевого полевого шпата, были обнаружены в районе рч. Сухого. Они локализируются вдоль тектонических зон, пространственно связанных с крупной апофизой, ответвляющейся от дайки главного разлома (см. фиг. 9). Наиболее интенсивной калишпатизации подверглись витрокластические туфы вблизи перлитового тела и само стекло в центральной его части. Калишпатизация начинается с появления ромбовидных кристалликов полевого шпата по трещинкам и по контакту спаянных между собой обломков стекла. Параллельно с калиевым полевым шпатом образуется вторичный кварц. Нацело измененный перлит представляет собой плотную, афонитовую породу, чаще всего зеленой или зеленовато-серой окраски. При полном замещении стекла вторичными минералами образуется вторичный фельзит, состоящий из калиевого полевого шпата и кварца. При калишпатизации происходит вынос некоторого количества алюминия и натрия (табл. 16), несколько возрастает содержание лития.

Если калишпатизация носит локальный характер, то серицитизацией могут быть охвачены значительные площади. Серицитизированные кварцевые порфиры и связанные с ними стекловатые породы изучались нами в верховьях рч. Дикого, Буяна и Сармана (бассейн р. Джагын, Омсукчанский грабен). Наиболее интенсивно серицитизация проявлена в кварцевых порфирах. Изменение выражается в частичном растворении полевых шпатов и, по-видимому, в выносе натрия и кальция. Полевые шпаты приобретают ячеистое строение. Оставшееся между ячейками пространство замещается тонкочешуйчатым или пластинчатым агрегатом калиевой слюды. Полевые шпаты основной массы также серицитизированы. Наиболее интенсивному замещению подвергаются полевые шпаты сферолитовой структуры.

Карбонатизация перлитов — относительно редкое явление. Нами исследовалось замещение карбонатом дайкового перлита верховьев р. Татынгычан. Вкрапленники в этом перлите представлены пироксеном, плагиоклазом и биотитом. В аксессуарных количествах присутствуют циркон, ильменит и магнетит. Для основной массы характерна спутанно-волоконистая структура. Плотность кристаллитов на квадратный миллиметр весьма значительная. Карбонатом замещается стекло основной массы и кристаллиты. Замещение начинается по перлитовым трещинам и постепенно захватывает массивное стекло (табл. VII, б).

Калишпатизация не вызывает изменений в содержании малых и рассеянных элементов. Явление серицитизации исследовалось на примере субщелочных риолитов. Для субщелочных риолитов характерно аномально высокое содержание олова, бора, иттрия; с серицитизацией связано увеличение количества марганца.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРЛИТА И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ СХЕМЕ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Месторождения и проявления перлитов Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса можно разделить на следующие основные типы: субвулканические, экструзивные и эффузивные, эксплозивные.

#### Субвулканические месторождения

Дайки и штоки пользуются наиболее широким распространением. В эту группу входят все проявления перлитов верховьев р. Правой Хеты, значительная часть проявлений верховьев р. Талой, р.левой Яны и рч. Дикого, а также некоторые проявления верховьев р. Таяин.

**Дайки.** Среди субвулканических тел линейной формы могут быть выделены: а) дайки вулканических центров, б) дайки тектонических зон.

**Дайки вулканических центров.** Для вулканических центров характерна система радиальных или субпараллельных тел, которые локализируются в пределах определенных вулкано-тектонических структур. Их следует рассматривать как подводющие каналы некогда существовавшего на этом участке экструзивного купола или слоистого вулкана. В зависимости от особенностей строения вулканического аппарата и глубины эрозионного среза дайки могут залегать в туфах и туфогенных породах или риолитовых телах.

Дайки в туфах и туфогенных породах. Примером субвулканических тел этого типа является южный экструзив Хетинской депрессии. Детальное описание этой вулканической структуры приводится на с. 24. Отметим только наиболее характерные особенности. Центральная часть, или жерловина аппарата, сложена кварцевым порфиром. В непосредственной близости от жерловины расположена система трещин кольцевых и радиальных, которые заполнены дайками перлита. Для вулканических структур этого типа характерно площадное распространение цеолитизированных пород. Наиболее интенсивная цеолитизация связана с зонами разлома. Оценку запасов перлита необходимо производить по каждому телу в отдельности. Общие запасы на месторождениях этого типа могут достигать 1,5–5 млн м<sup>3</sup>. В рассмотренном случае они не превышают 2,5 млн. м<sup>3</sup>.

Несколько к иному подтипу относятся дайки, окружающие юго-восточный фельзитовый массив Хетинской депрессии. Кольцевая система трещин здесь выражена менее четко. Трещины расположены прерывисто на значительном расстоянии друг от друга. Длина даек по простиранию не превышает 50–150 м при мощности 10–15 м. На более глубинных эрозионных срезах породы центрального ядра и даек приобретают субинтрузивный облик.

Дайки в риолитах. Риолитовые экструзивы жерловой зоны могут быть прорваны дайками и изометричными телами перлитов. К подобным образованиям относятся дайки южного экструзивного массива верховьев р. Та-

лой. На поверхность дайки выходят в виде апофиз, которые на глубине сходятся и образуют штокообразное тело перлитовых пород. Мощность даек варьирует от 0,2–0,5 до 5–10 м. Количество даек на 1 км может быть достаточно велико, порядка 15–20. Дайки, залегающие в риолите, обычно состоят из спутанно-кристаллитовой разновидности перлита. Кристаллитовый перлит можно рассматривать как особую фацию субвулканического тела. По вертикали в пределах дайки можно выделить несколько уровней. Верхний уровень, или верхняя фашиальная зона, характеризуется однородным перлитом, ниже расположена зона кристаллитового перлита и еще ниже – зона сферолитового перлита. Сферолитовый перлит вниз по разрезу переходит в сплошные сферолитовые породы, или фельзиты. По-видимому, кристаллитовые перлиты образуются при относительно медленном охлаждении стеклоподобного расплава в горячем риолите вулканического жерла. При вспучивании кристаллитовые перлиты поризуются очень слабо, поэтому этот тип перлитового сырья следует отнести к малопригодным для промышленного использования.

Возможны и промежуточные случаи, когда дайки залегают на контакте риолита и туфа.

Дайки линейных тектонических зон: В эту группу включены дайки, приуроченные к крупным региональным разломам и оперяющим их трещинам. Подобного типа тела описаны в районе Хетинской депрессии и Рарытчинской вулканической зоны.

В пределах главного разлома Правой Хеты (Хетинская депрессия) перлитовые тела образуют короткие плитообразные залежи с крутым падением. При исследовании даек этого района было установлено, что на горизонтальной поверхности дайки выходят не в виде сплошного тела, а образуют мелкие тела, расположенные на одной линии.

Крупные дайки состоят из весьма разнородного по качеству перлита. В краевых частях обычно залегают брекчиевые разновидности перлита, в центральных – массивные. Массивные перлиты в большинстве случаев имеют кристаллитовое строение. По простирацию дайковых тел могут наблюдаться фашиальные замещения разновидностей. Так, кристаллитовые перлиты могут сменяться сферолитовыми, а последние – окристаллизованными риолитами. Поперечное строение вулканических тел также меняется от участка к участку. Однородная стекловатая дайка по простирацию может переходить в зональное тело. Центральная зона обычно состоит из риолита сферолитовой или фельзитовой структуры. Дайки магистральных тектонических зон по простирацию прослеживаются на 100–200 м и более. Мощность колеблется от 10–20 до 30–50 м. Суммарные запасы перлита в этих дайках могут достигать весьма значительных объемов, от 500 тыс. м<sup>3</sup> до нескольких миллионов кубометров.

Дайки оперяющих трещин имеют значительно меньшие размеры. По простирацию они протягиваются на 20–200 м при мощности от 1–5 м до 10–25 м. Дайки подобного типа могут образовывать серии, насчитывающие десятки тел, которые располагаются в системе разломов, оперяющих зону главного разлома (бассейн р. Каховки, Омсукчанский грабен).

Штоки и штокообразные тела. Изометричные субвулканические тела или приурочены к той же системе трещин, что и дайки, или образуют цент-

ральные зоны кольцевых вулканических структур. Штоки и штокообразные тела целиком состоят из вулканического стекла или чаще имеют зональное строение.

Штоки вулканического стекла изучены в верховьях р. Талой, некоторые из них вверх по падению разветвляются на систему даек. Как правило, они сложены плохо вспучивающимися кристаллитовыми перлитами. Зональные вулканические тела встречаются значительно реже. Центральные зоны состоят из флюидального или массивного фельзитового риолита, краевые — из стекловатых пород или перлита. Мощность стекловатых зон обычно невелика и составляет от 1—2 до 5—10 м. В зонах заделки крупных штоков встречаются хорошо вспучивающиеся разновидности перлита. Однако запасы перлита в таких телах, как правило, невелики и исчисляются десятками или сотнями тысяч кубических метров.

И.М. Сперанской и В.В. Ярмолюком [23, 31] был описан шток кварцевых диоритов, окруженный системой кольцевых концентрических трещин, к которым приурочены субвулканические тела мощностью до 20—30 м. В другом случае шток состоит из гранит-порфиров, а кольцевые дайки представлены фельзитовым риолитом. На контакте риолитов с вмещающими породами залегают вулканические стекла. Мощность зоны стекла может варьировать от 20—50 см до 4—6 м. Диаметр подобных структур варьирует от 1—1,5 до 2—2,5 км.

### Эффузивные и экструзивные месторождения

Эффузивные и экструзивные тела не характерны для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Вероятно, это объясняется тем, что в этом регионе преобладал эксплозивный вулканизм. Эффузивные и экструзивные тела встречаются относительно редко. К эффузивным образованиям относятся короткие потоки по периферии фельзитового штока, а также потоки, расположенные в районе кольцевой вулканической структуры Рарытчинского хребта.

В то же время масштабы отдельных вулканических тел могут быть весьма значительны. В верховьях р. Лево́й Яны (Янский грабен) отмечен экструзивный купол диаметром до 500 м. Встречаются также потоки. Например, мощность зоны стекла в потоке верховьев р. Тальян достигает 50—60 м.

### Эксплозивные месторождения

Стекловатые породы, образовавшиеся в результате эксплозивной вулканической деятельности в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, пользуются весьма широким распространением. Среди них можно выделить два подтипа месторождений: первичные и вторичные.

**Первичные эксплозивные месторождения.** Общий объем продуктов эксплозивной деятельности исчисляется сотнями кубических километров. На долю стекловатых разновидностей сваренного туфа приходится более половины объема этих образований. В разрезе пирокластических толщ стекловатые породы образуют зоны интенсивного сваривания мощностью до 10—40 м и протяженностью от сотен метров до нескольких километров.

С потоками сваренного стекловатого туфа в едином комплексе встречаются дайкообразные и куполовидные образования, также состоящие из сваренного туфа. Таким образом, стекловатые сваренные туфы могут быть связаны с кальдерами, дайками и куполами.

Кальдеры. Как правило, кальдеры приурочены к крупным вулканотектоническим депрессиям и являются их составной частью.

Для Охотско-Чукотского пояса кальдера — довольно типичная структура. Впервые связь эпизональных плутонов вулканических поясов с кальдерным обрушением была подчеркнута А.Баддингтоном [1]. А. Баддингтон показал постоянную приуроченность к кальдерам мощных толщ игнимбритов. Так как в пределах Охотско-Чукотского пояса широко развиты игнимбритовые поля и эпизональные плутоны, то, естественно, что здесь возможно широкое распространение кальдер обрушения. Для кальдер данного вулканического пояса характерны следующие общие черты. В плане они имеют форму неправильного изометричного многоугольника, эллипса или круга. Площадь кальдер варьирует от 30—50 до 300 км<sup>2</sup>. По периферии они обычно ограничены кольцевыми разломами, по которым центральная часть обычно опущена на значительную глубину, от 100—200 до 500—600 м. В разломах обычно размещаются субвулканические тела риолитов и стекол. Встречаются зональные тела сложного строения. Стекловатые сваренные туфы выполняют центральную часть кальдеры или образуют ее стенки. Пирокластическая толща, участвующая в образовании кальдеры, обычно неоднородна. В бассейне р. Аган (Армянская кальдера) выделены три потока игнимбрита. Сваренные туфы обычно тяготеют к нижней части разреза. Мощность стекловатой зоны варьирует от 10—15 до 20—30 м. Вулкано-тектоническая депрессия, или кальдера, верховьев р. Талой, имеет значительно меньшие размеры и составляет 35—50 км<sup>2</sup>. Сваренный туф, залегающий по ее периферии, также весьма неоднороден по простиранию и в разрезе. Мощность стекловатых зон варьирует от 5 до 15—20 м. Аналогичное строение имеет кальдера в верховьях р. Таяин (Анадырский район).

Стекловатые зоны, или зоны сваривания, обычно характеризуются неоднородностью, которая обусловлена двумя причинами: во-первых, различной степенью сваривания обломков, во-вторых, проявлением девитрификации стекла при остывании потока. Поэтому в зоне сваривания часто наблюдается пятнистое распределение массивных стекловатых пород. Запасы стекол в кальдерах весьма значительны — до десятков и сотен миллионов кубических метров. Однако сваренные туфы обнаруживают весьма низкую вспучиваемость и поэтому не пригодны для получения вспученного перлита.

Куполы и дайки. В куполовидных структурах стекловатый сваренный туф образует кольцевые зоны по периферии тел (купол в устье р. Ингагчи). Стекло в зоне сваривания обычно более однородно, нежели в покровах и потоках. Мощность зоны массивного стекла может достигать 10—30 м. Падение зоны стекла круто наклонное в сторону центра купола.

Дайки обычно на всю мощность сложены стекловатой разновидностью сваренного туфа. Мощность даек колеблется от 10 до 15—20 м. Стекло сваренного туфа из дайки характеризуется еще большей плотностью, нежели в потоках и куполах. Однако вспучиваемость стекол также низкая.

**Вторичные взрывные месторождения.** К этому типу относятся переотложенные пирокластические породы. В частности, вулканические пеплы Примагаданского района и обсидиановые озерные отложения оз. Красного.

Как ранее отмечалось, валуно-галечные отложения оз. Красного образуют прибрежную полосу и первую озерную террасу. На восточном побережье количество обсидиановой гальки в озерном аллювии составляет около 20%, на западном — достигает 60%. Обсидиан встречается в виде валунов (10–30 см), крупной гальки (5–10 см) и мелкогалечных отложений (1–2 см). Протяженность береговой полосы с галькой обсидиана весьма значительна. Отрицательным фактором, влияющим на качество сырья, является большая его разнородность. Озерные обсидиановые отложения, по-видимому, образовались в результате размыва коренных отложений обсидианового туфа.

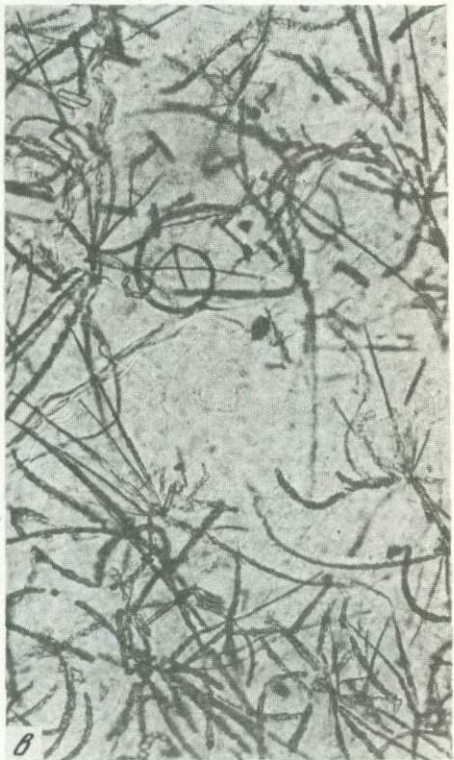
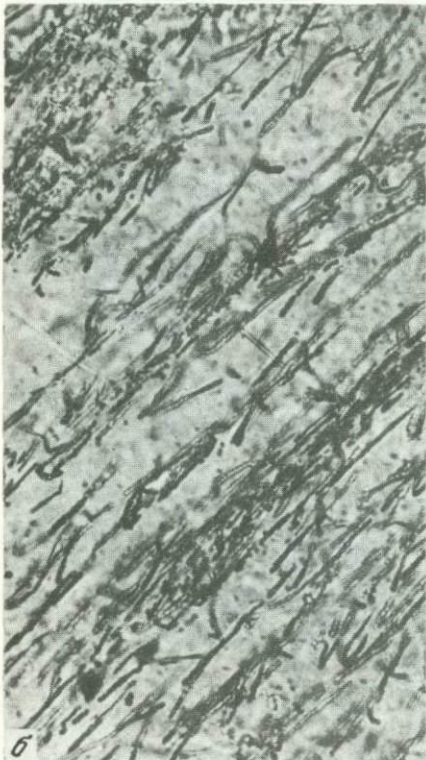
Вулканические пеплы Хасынского и Уптарского месторождений залегают среди ледниково-озерных отложений, которые датируются верхнечетвертичным временем. Верхнечетвертичные ледниковые отложения представлены горизонтами песчано-глинистых и валуно-галечных отложений. Вулканический пепел образует среди них залежи линзовидной формы. Длина залежей достигает 100–250 м, мощность составляет 10–15 м, редко 20 м. Запасы вулканического пепла в пределах отдельных залежей варьируют от десятков до сотен тысяч кубических метров. Вулканический пепел сложен однородными по составу и гранулометрии угловатыми частичками стекла. При обжиге пепел хорошо вспучивается и дает вспученный продукт с объемной плотностью 50–100 мг/м<sup>3</sup>.

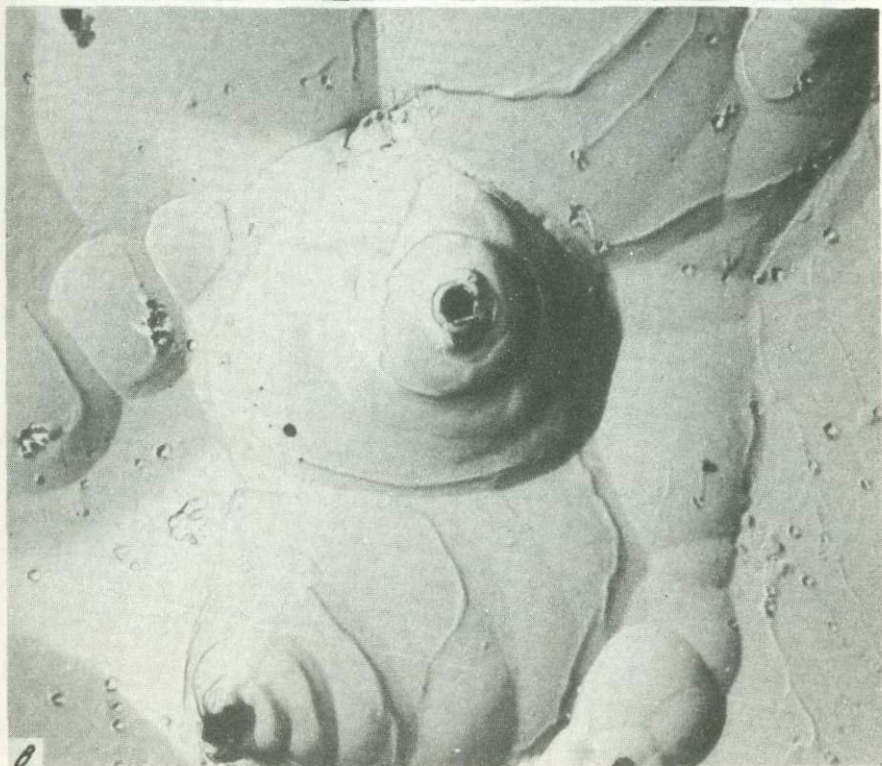
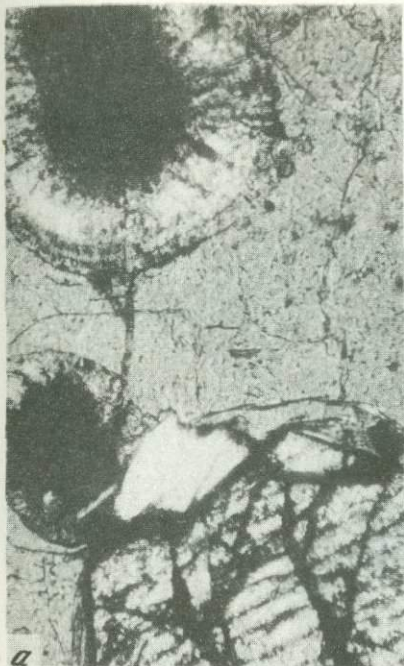
#### МЕСТО ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ В ОБЩЕЙ СХЕМЕ ВУЛКАНИЗМА

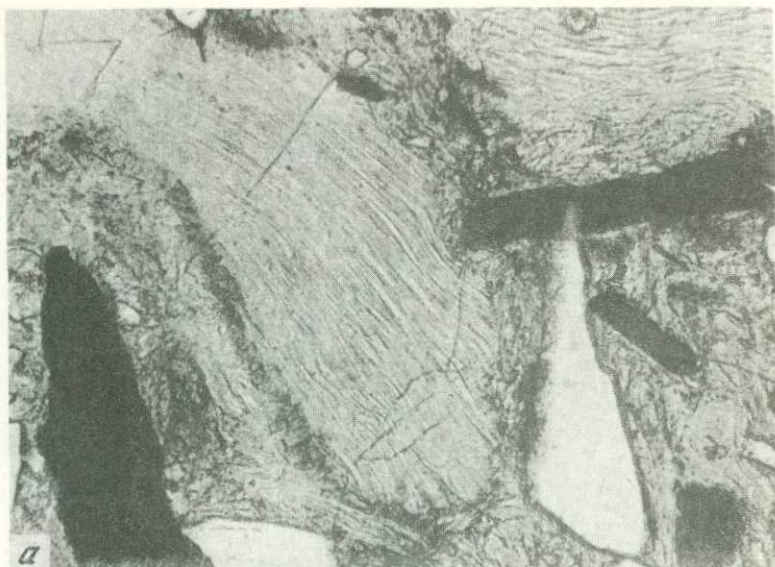
Как уже неоднократно отмечалось, поля, сложенные продуктами верхнемелового вулканизма, в стратиграфическом отношении весьма неоднородны. В основании вулканогенных толщ преобладают средние по составу эффузивы, и только в средней и верхней частях разреза появляются кислые вулканические породы. В зависимости от геолого-структурной обстановки и региона продукты кислого вулканизма относят к различным свитам: ольский в верховьях р. Правой Хеты, рек Ола и Армань, наяханской — в пределах Омсукчанского грабена и т.д. Рассмотрим особенности кислого вулканизма в различных регионах.

В Ольской депрессии и сопредельных с ней вулcano-тектонических структурах среди продуктов кислого вулканизма преобладающее значение имеют стекловатые сваренные туфы. Породы дайковой серии пользуются весьма ограниченным распространением. В пределах Хетинской депрессии последовательность залегания кислых пород несколько иная. Наиболее древними породами являются сваренные и интенсивно литифицированные туфы кварцевого порфира. Они залегают на площади более 40 км<sup>2</sup>. Извержения сваренного туфа были связаны с кольцевыми вулканическими структурами типа северного вулканического центра. Возраст кварцевого порфира определен в 87 млн. лет (табл. 17). Выше кварцевого порфира залегают пепловые литифицированные туфы. Извержение пепловых ту-





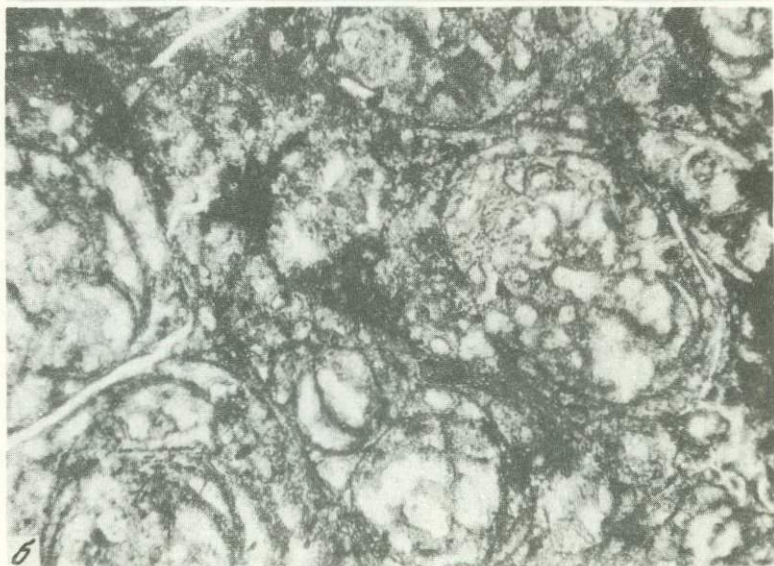




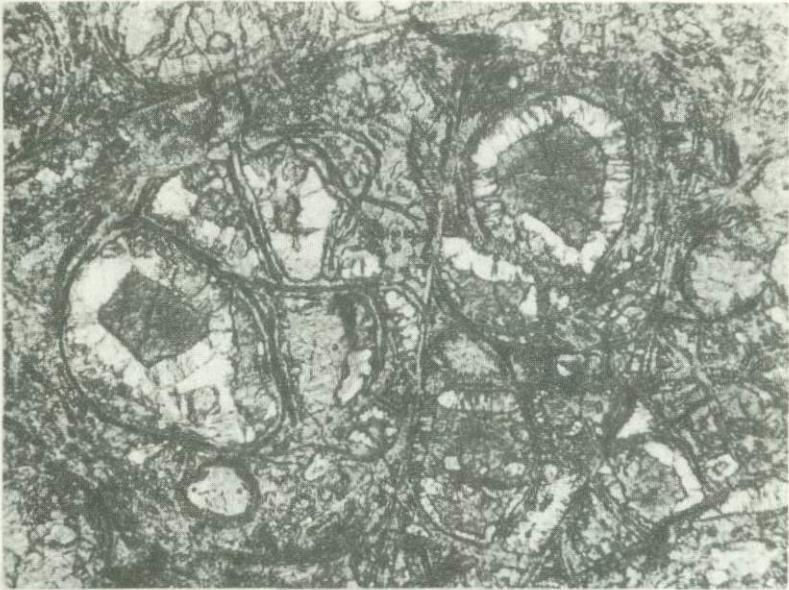




a



b





фов, по-видимому, происходило из других вулканических центров, которые фиксируются штоками флюидального риолита или фельзита. Возраст фельзита определен в 84 млн. лет. В этот период, или несколько раньше, произошло образование витрокластического пеплового туфа. Дайки вулканического стекла, образующие южный центр, сформировались несколько позже, их абсолютный возраст 63–67 млн. лет. В пределах Хетинской депрессии вулканизм завершился внедрением даек щелочного базальта, датированного 57 млн. лет.

Массовое определение абсолютного возраста главным образом кислых эффузивов также производилось для вулканических пород Омсукчанского грабена. Эти породы представляют так называемую наяханскую свиту, которая считается аналогом ольской свиты. Возраст кварцевых порфиров, которые широко распространены в северной и южной частях Омсукчанского грабена, составляет 81–89 млн. лет. Возраст базальтов из южной части этой структуры — 72 млн. лет и возраст широко распространенного в этом районе сваренного туфа — 65 млн. лет (табл. 18).

Возраст образования ольской свиты укладывается во временной этап от 87 млн. до 63 млн. лет, т.е. равен примерно 24 млн. лет. Возраст идентичной по составу наяханской свиты соответствует временному интервалу от 89 млн. до 65 млн. лет, что составляет период в 24 млн. лет. Учитывая возможные ошибки, связанные с уменьшением содержания радиогенного аргона под влиянием наложенных процессов, можно признать, что ольская и наяханская свиты одновозрастные. Наиболее ранними в обоих случаях являются кварцевые порфиры. Средний возраст кварцевых порфиров ольской свиты равен 87 млн. лет, наяханской — 84 млн. лет. Так как возможная ошибка составляет  $\pm 3$  млн. лет, то естественно предположить, что вулканизм, связанный с мощными извержениями кварцевых порфиров, практически проявился одновременно на большей части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По-видимому, в этот период на всем протяжении дуги Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в вулканических очагах существовали сходные условия, обусловившие кристаллизацию кварца.

Выделение кварца из расплава может быть обусловлено двумя причинами. Во-первых, на кристаллизацию кварца существенно может влиять давление. Причем возрастание давления на расплав в очаге приводит к расширению температурного поля кристаллизации кварца [21]. Высокое давление может быть показателем большой глубины кристаллизации. Об относительно большой глубине кристаллизации и обедненности расплава водой свидетельствует отсутствие среди вкрапленников водосодержащих фаз, в частности биотита. Во-вторых, интенсивная кристаллизация кварца зависит от химической обстановки, которая существовала в очаге в период кристаллизации вкрапленников. Для кварца наиболее благоприятна кислотная обстановка, в создании которой большую роль могли играть такие летучие как фтор, хлор, сера и др.

Основная масса кварцевых порфиров, как правило, хорошо окристаллизована. Стекло в ней отсутствует. В поле кварцевых порфиров, главным образом в пределах вулканических центров, встречаются субвулканические тела дайкового типа. Во многих случаях именно они представлены вулканическим стеклом.

Абсолютный возраст кислых пород из верховьев  
р. Правой Хеты (Право-Хетинская депрессия)

Порода	Местоположение	К, %	Содержание		Возраст, млн. лет
			радиоге- ного Ag, нг/г	Ag <sup>40</sup> <sub>рад</sub> / Ag <sup>40</sup> <sub>общ</sub>	
Риолит флюи- дальный	Центральная часть района	3,78 ± 0,04	20,7 ± 0,6	64; 77	84 ± 3
Перлит	Кольцевая дайка	Нет дан- ных	Нет дан- ных	Нет дан- ных	63 ± 3
Гидротермаль- но-измененный кварцевый пор- фир	Рч. Гипотетиче- ский, зона раз- лома	То же	То же	То же	78 ± 4
Кварцевый порфир	Вершина купола	"	"	"	87 ± 4
Базальт	Дайка в устье рч. Гипотетиче- ского	"	"	"	57 ± 8
Перлит	Дайка в 1,6 км к северо-востоку от устья рч. Ги- потетического	2,28 ± 0,03	10,7 ± 0,4	43; 55	66,3 ± 3
Гидротермаль- но-изменная порода	Рч. Гипотетиче- ский	Нет дан- ных	Нет дан- ных	Нет дан- ных	76 ± 4

Таблица 18

Абсолютный возраст кислых пород из верховьев  
рек Герамры, Монгке и Малый Кэн (Омсукчанский грабен)

Порода	Местоположение	К, %	Содержание		Возраст, млн. лет
			Ag <sup>40</sup> <sub>рад</sub> , нг/г	Ag <sup>40</sup> <sub>рад</sub> / Ag <sup>40</sup> <sub>общ</sub>	
Стекловатый сваренный туф	Верховье р. Правая Монгке	2,47 ± 0,03	11,1 ± 0,5	32; 34	65 ± 3
Кварцевый порфир	Верховье р. Ге- рамры	3,60 ± 0,04	20,1 ± 0,6	58; 64	81 ± 4
То же	То же	3,52 ± 0,04	19,0 ± 0,6	57; 63	79 ± 4
"	Р. Монгке	3,4 ± 0,04	19,0 ± 0,6	30; 43	81 ± 4
"	Рч. Дикий	3,49 ± 0,04	20 ± 0,5	64; 69	88 ± 4
"	То же	—	—	—	89 ± 4
"	Рч. Товарищ	3,38 ± 0,04	21 ± 0,05	62; 63	89 ± 4
Риолит	Рч. Дикий	3,59 ± 0,04	19 ± 0,5	62; 65	75 ± 3
То же	То же	—	—	—	73 ± 4

Стекловатые сваренные туфы пользуются весьма широким распространением. Однако пространственно в большинстве случаев они разобщены по отношению к кварцевым порфирам. В Охотском секторе стекловатые сваренные туфы залегают в бассейне р. Армань, в верховьях рек Талая и Монгке и в других местах. Генетически они связаны с кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Крупные поля сваренных туфов также отмечены в Чукотском секторе вулканогенного пояса. Крупный массив верхнемеловых вулканических пород выделен в северной части хр. Пэжульней и в верховьях р. Юрумкувеем. Стекловатые сваренные туфы образуют тела мощностью до 200—250 м. Они залегают среди весьма пестрой по составу толщи вулканогенных пород: туфов, сваренных туфов, риолитов. В Восточно-Чукотском секторе стекловатые сваренные туфы установлены на побережье залива Креста и в бассейне р. Амгуэма, а также на юго-западном побережье Колючинской губы, в бассейне рек Этурервеем и Линатырвувеем. Абсолютный возраст стекловатого сваренного туфа был определен в 65—70 млн. лет. Методические исследования показали, что вулканическое стекло обычно имеет более молодой возраст, чем окристаллизованные аналоги. По-видимому, это связано с тем, что стекло относительно легко подвергается действию более поздних поствулканических процессов и гидротермального метаморфизма. В связи с этим мы не можем отнести стекловатые сваренные туфы к другому более позднему, чем кварцевые порфиры, этапу вулканизма. Тем более что среди стекловатых сваренных туфов встречаются породы, содержащие тот же набор вкрапленников, что и кварцевые порфиры.

Так же как и среди кварцевых порфиров, среди стекловатых сваренных туфов залегают дайки и штокообразные тела, сложенные вулканическим стеклом. Дайковые разновидности стекла хорошо вспучиваются при обжиге и являются высококачественным перлитовым сырьем.

Второй этап риолитового вулканизма, который широко проявился на всей территории вулканогенного пояса, представлен флюидалными фельзитовыми риолитами с весьма небольшим содержанием вкрапленников. Если с кварцевыми порфирами связано образование сваренного туфа, то со вторым этапом вулканизма сваренные туфы, как правило, не связаны. Предполагается, что вулканические очаги, давшие дайковую серию, были расположены на весьма значительной глубине, и магматические расплавы имели температуру, близкую к температуре ликвидуса. Возраст флюидалного риолита Правой Хеты 80—84 млн. лет, риолита рч. Дикого (Омсукчанский грабен) — 73—75 млн. лет. Таким образом, временной этап проявления этой фазы риолитового вулканизма значительно более узкий, чем первый, порядка 10 млн. лет. Риолиты второго этапа относятся к субцелочным образованиям. Формированию флюидалных риолитов предшествовала относительно слабо проявленная эксплозивная фаза вулканизма, во время которой образовался сравнительно маломощный слой пеплового витрокластического туфа.

С флюидалными риолитами связаны дайковые тела перлитов. К этому этапу вулканизма относятся перлиты верховьев рек Талая, Правой Хеты, рч. Дикого и т.д. Кроме даек встречаются штоки, а также сложные по морфологии тела с многочисленными апофизами. Некоторые из них можно рассматривать как центры древних вулканов.

Вулканизм Рарытгинской зоны, которая входит в Анадырско-Корякскую складчатую область, характеризуется несколько иными возрастными взаимоотношениями. Возраст риолитов и их стекловатых аналогов 28—35 млн. лет. Так же как и для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, можно выделить более ранние сваренные туфы и прорывающие их дайки перлитов, связанные с более поздним вулканизмом.

Несмотря на пространственную разобщенность, перлиты разных регионов имеют и целый ряд специфических геохимических признаков, которые и позволяют определить место перлитов в общей схеме магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопредельных территорий (табл. 19).

Из рассматриваемой таблицы видно, что геохимический состав перлитов отражает общую геохимическую специализацию вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопредельных территорий. При этом имеются в виду повышенные по сравнению с кларковыми содержаниями олова и бериллия. Наиболее высокие содержания олова установлены в стеклах, которые образуют дайки в верхнем течении р. Джагын, Омсукчанский грабен. Они связаны со вторым риолитовым этапом вулканизма. В этом районе имеются действующие и ныне исследуемые месторождения олова и сопутствующих элементов. Сравнение показывает, что перлит содержит олово в количестве, примерно равном содержанию олова в оловоносных гранитах (табл. 20).

По мнению одних авторов [17, 18], перлиты более древние, чем рассматриваемые гранитоиды, а по мнению других [11], — имеют тот же возраст с гранитоидами. Во всяком случае, близкие содержания олова и свинца в перлитах и гранитоидах (гранит-порфирах) могут рассматриваться как признак комагматичности перлитов и гранитоидов. В этом районе повышенная оловоносность стекловатых пород может рассматриваться в качестве поискового признака на олово.

Для перлитов и других стекловатых пород также характерно повышенное содержание щелочей (табл. 21).

Содержание лития в вулканическом стекле примерно равно кларковому содержанию лития для мезозойских гранитов Северо-Востока СССР. Содержание цезия примерно в 50 раз выше кларкового содержания цезия для гранитоидов. Количество рубидия в 10 раз больше кларкового.

В районах рек Олы, Правой Хеты, Талой, Армань и Таляин стронций отмечен более чем в 100 образцах. В тридцати из них он присутствует в количествах, превышающих кларковые. Среднее содержание стронция составляет (в г/т): в перлите — 600 г/т, в витрокластическом туфе — 500, в андезите — 640 и кварцевом порфире — 850. Содержание стронция непостоянно даже в пределах одного вулканического массива. Например, в районе рч. Дикого в трех слабовспучивающихся разновидностях перлита содержание стронция составляет 50—80 г/т, в хорошо вспучивающемся перлите из той же тектонической зоны оно достигает 500 г/т. Аналогичная картина наблюдается в перлитахлевой Яны. Не вспучивающиеся перлиты главного экструзива содержат стронций в количестве 200 г/т, а наиболее хорошо вспучивающиеся перлиты из дайки, прорывающей главный экструзив, — до 1000 г/т. В районе рч. Утесного неспучивающиеся перлиты содержат стронций в количестве, менее 100 г/т, а хорошо вспучивающиеся

**Геохимические свойства перлитов разных  
вулcano-тектонических структур**

Элемент	Кларк г/т	1	2	3	4	5	6	7
Be	5,5	3(50)	3(44)	5,3(90)	4(5)	8(5)	2(2)	7(5)
Zr	300	600(6)	600(6)	600(6)	300	300	300	300
Sn	3	1(60)	2(60)	3(69)	10(5)	Нет	12(2)	18(4)
Pb	20	20(40)	21(39)	33(61)	50(5)	50(5)	50(2)	30(2)
La	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce	400	230(20)	330(16)	310(7)	310(5)	300(6)	210(2)	250(5)

1 — верховья р. Олы, Ольская депрессия, 2 — верховья р. Талой, Тальская вулcano-тектоническая депрессия, 3 — верховья р. Правой Хеты, Хетинская депрессия, 4 — верховья рч. Дикого Омсукчанский грабен, 5 — верховья р.левой Яны, Янскый грабен, 6 — верховья рч. Буяна, Омсукчанский грабен, 7 — верховья р. Талин, Рарыткнская вулканическая зона; в скобках приведены цифры, характеризующие число образцов.

Таблица 20

**Содержание олова и свинца (г/т) в гранитах  
из района пос. Индустриальный (Омсукчанский грабен)**

Элемент	1	2	3	4
Pb	50	20	20	50
Sn	10	10	80	9

1 — гранит-порфир, в котором залегают рудная зона; 2 — гранит-порфир непосредственно вблизи рудной зоны; 3 — рудная зона; 4 — перлит из верхнего течения р. Джыгын, рч. Дикого (1—3 по А.Л. Соколову).

Таблица 21

**Содержание редких щелочей (вес. %) в перлитах,  
мезозойских эффузивах, гранитоидах Северо-Востока СССР**

Образец	Li		Cs		Rb	
	кларк	%	кларк	%	кларк	%
Мезозойские гранитоиды	0,004	0,0034 (14) *	0,0005	0,0009 (46)	0,0022	0,0210 (81)
Mz эффузивы	—	—	—	0,0009 (43)	—	0,0131 (42)
Перлит;	—	0,006 (5)	—	0,0250 (5)	—	0,0131 (7)
рч. Дикый	—	0,0040 (7)	—	0,031 (7)	—	0,0022 (7)
То же, р. Правая Хета	—	0,004 (6)	—	0,016 (6)	—	0,0031 (6)
То же, р. Талая	—	0,004 (6)	—	0,016 (6)	—	0,0031 (6)

\* В скобках — число образцов.

зеленовато-серые перлиты содержат его до 3000 г/т. В верховьях р. Олы плохо вспучивающиеся сваренные туфы содержат стронций в количестве до 200 г/т, относительно хорошо вспучивающиеся сваренные туфы высоты в верхнем течении р. Олы — до 600 г/т. В верховьях р. Талой в невспучивающихся кристаллитовых перлитах стронций не обнаружен, в то же время хорошо вспучивающиеся перлиты одной из даек содержат до 500 г/т. Стронций присутствует во всех перлитах р. Правой Хеты, а в гидротермально измененных цеолитизированных породах его количество достигает 1000 г/т.

Геологические наблюдения показывают, что наиболее высокой вспучиваемостью обладают те дайковые перлиты, которые были подвергнуты вторичной гидротермальной гидратации. Признаком этой гидратации являются повышенные содержания стронция в перлите.

## ГЛАВА V

### ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Анадырско-Корякской складчатой области можно выделить три крупные группы водосодержащих вулканических стекол: перлиты, обсидианы и витрокластические туфы.

#### ПЕРЛИТЫ

В соответствии с общепринятыми представлениями к перлитам мы относим водосодержащие вулканические стекла массивного облика, содержащие свыше 1% воды. Для перлитов рассматриваемых регионов характерно содержание воды порядка 4–8%. В зависимости от условий образования перлиты и перлитовые породы (более 5% кристаллических включений) можно разделить на две большие группы: субвулканические перлиты (дайки, штоки) и эффузивно-экструзивные перлиты.

#### Субвулканические перлиты

К субвулканическим перлитам относится основное количество вулканических стекол Северо-Востока СССР. В эту группу входят перлиты с различными технологическими свойствами: от хорошо вспучивающихся перлитов р. Лево́й Яны и рч. Дикого до невспучивающихся и слабо вспучивающихся перлитов р. Талой. Между этими двумя крайними разновидностями существует весь ряд переходных разновидностей. Технологические свойства перлитов зависят от состава, структуры, степени гидратации, присутствия кристаллических включений и от некоторых других свойств.

В зависимости от способности к вспучиванию перлиты этой группы могут быть разделены на три сорта: однородные, весьма слабо измененные

перлиты без кристаллических включений ( $d_v = 0,4-0,6 \text{ г/см}^3$ ), зернистые слабоизмененные перлиты с вкрапленниками и кристаллитами ( $d_v = 0,6-0,9 \text{ г/см}^3$ ), измененные и сильно измененные перлиты с вкрапленниками и большим количеством кристаллитов [20].

Однородные весьма слабоизмененные перлиты без кристаллических включений. К этому сорту перлитов относятся водосодержащие вулканические стекла р. Лево́й Яны (обр. 600), некоторые разновидности перлита из верховьев рч. Дикого (обр. Дк-2, Дк-4) и лишь некоторые разновидности перлитов южного центра (р. Правая Хета, обр. Э-200).

Макроскопически это могут быть светло-коричневые стекла, поверхность которых покрыта сетью относительно редких трещин, иногда содержащих цеолиты (обр. 600) или темно-зеленое стекло пятнистой окраски. Пятнистость стекла обусловлена присутствием темно-серых или черных ядер, окруженных сильно трещиноватым светло-зеленым перлитом (обр. Дк-4). К этому сорту также могут относиться зернистые перлиты (обр. Э-200). Для них характерна зеленая окраска и отчетливо выраженная зернистая поверхность скола. Под микроскопом видно, что в обр. 600 кристаллические включения практически отсутствуют. В небольшом количестве до 5-6 объемн. % присутствуют микролиты полевого шпата и цеолиты. В обр. Дк-4 стекло составляет до 98% от общего объема породы. В обр. Э-200 содержание стекла составляет около 85%, остальное приходится на вкрапленники и вторичные минералы (табл. 22).

Технологические свойства неизмененных и слабо измененных перлитов приведены в табл. 23. Наиболее низкая объемная плотность вспученного перлита в куске (фракция 5-7 мм) была получена в том случае, когда вспучивание производилось после термоподготовки (термоподготовка — предварительное подсушивание перлита при температуре  $350^\circ$  в течение 15-20 мин). При наиболее низкой температуре ( $950^\circ$ ) вспучивается перлит р. Лево́й Яны (обр. 600). Однако наиболее полное вспучивание обеих разновидностей перлита происходит при температуре  $1100-1150^\circ\text{C}$ . Увеличение времени обжига при вспучивании свыше одной минуты приводит к возрастанию объемной плотности вспученного материала. Аналогичное влияние на перлит оказывает и увеличение температуры термоподготовки.

Ранее многими исследователями (С.П. Каменецкий, А.И. Полинковская, Н.М. Тимофеева) было показано, что основное влияние на вспучиваемость вулканического стекла оказывают содержание и качественная характеристика воды и строение вулканического стекла. Рассмотрим эти свойства перлитов на примере двух образцов водосодержащих стекол Северо-Востока СССР.

Суммарное содержание воды в одном образце (обр. 600) составляет 9%, в другом хорошо вспучивающемся перлите из верховьев рч. Дикого (обр. Дк-4) — 7,4%. Оба образца относятся к натриевой разновидности перлита. Причем в первом образце отношение натрия к калию составляет 2, во втором — 1,7. Так как в соответствии с одной из моделей структуры перлита [21] вода координирует катионы и в первую очередь катионы щелочных металлов, то, естественно, чем больше в стекле катионов с малым ионным радиусом, тем больше воды может поглотить стекло. Этим, вероятно, и объясняется значительно более высокое содержание воды в перлите (р. Лево́й Яна) по сравнению с перлитом рч. Дикого (табл. 24).

Состав субвулканических перлитов

Номер образца	Состав породы, объемы. %		Состав основной массы, объемы. %				Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
	вкрапленники	основная масса	стекло	микролит	кристаллит	цеолит				
600	—	100	82	3	—	15	3,16	1,61	5,95	3,2
Дк-4	—	100	98	—	—	2	3,59	2,08	5,70	2,30
Э-200	10—12	88—90	70—85	—	1—4	10—20	3,68	3,16	5,68	1,00
162В	30	70	70	—	—	—	Не опр.	Не опр.	5,6	—
815	5	95	85	—	10	—	3,78	4,46	4,54	0,30

Обр. 600, Дк-4 относятся к первому сорту (600 — основная масса неявно выраженная микролитовая, Дк-4 — гиалиновая; обр. Э-200 — средневспучивающийся перлит, основная масса — пунктирно кристаллитовая; обр. 162-В — плохо вспучивающийся стекловатый сваренный туф, основная масса гиалиновая; обр. 815 — весьма плохо вспучивающийся перлит, основная масса спутанно-волоконистая.

Кривые ДТА и ДТГ для перлитов первого сорта (обр. 600 и Дк-4) практически идентичны (фиг. 16). Для первой разновидности максимум характеризуется более низкой температурой. Более существенные различия заметны на модифицированных термогравиметрических кривых, снятых с этих же образцов<sup>1</sup>. В обр. 600 (см. фиг. 16, в) четко выделяются четыре этапа выделения воды. Низкотемпературная вода характеризуется на кривой плечом 144—165°С, среднетемпературная — имеет отчетливый максимум 240°С и плечо 335—370°С и, наконец, высокотемпературная — имеет плечо около 534°С. Кривая обр. Дк-4 имеет более дифференцированный характер. На ней выделяются пять этапов выделения воды: низкотемпературный этап с плечом 147—160°С, среднетемпературный с максимумами: 204, 284 и 372°С и высокотемпературный с перегибом 450°С. Характер выделения воды в рассматриваемых образцах также несколько различен. В обр. 600 около 2/3 воды выделяется в интервале от 180 до 300°С. В обр. Дк-4 вода выделяется более равномерно. Температурный интервал от 180 до 300°С распадается на два более узких интервала с резкой границей между ними.

Более точно динамика дегидратации этих двух разновидностей перлита показана в табл. 25. Как мы уже отмечали, при нагревании обр. 600 выделение воды происходит в четыре этапа. В первый этап при низкой температуре, до 165°С выделяется вода, которую условно принято называть цеолитной (С). Во второй этап (до 335°С) происходит выделение воды, умеренно связанной с каркасом стекла; обозначим ее М. При высокой температуре происходит удаление воды, которая довольно прочно связана со структурой стекла (St). Еще при более высокой температуре (500—800°С) выделяется гидроксил (ОН). В перлите обр. 600/77 (р. Левая Яна) преобладает подвижная вода М (64,5% от общего количества воды).

<sup>1</sup> Модифицированный метод термогравиметрического анализа (автор Г.О. Пилоян) позволяет исключить влияние аппаратурных погрешностей. Полученные расчетные кривые имеют большую разрешающую способность по сравнению с кривыми ДТГ.

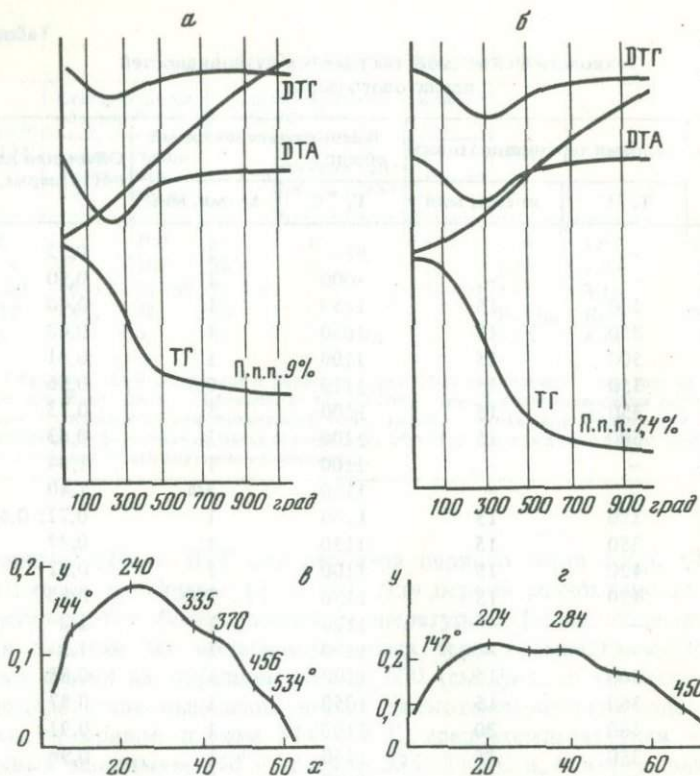
## Технологические свойства главных разновидностей перлитового сырья

Номер образца	Условия термоподготовки		Высокотемпературный обжиг		Объемная плотность, зерна, г/см <sup>3</sup>
	Т, °С	время, мин	Т, °С	время, мин	
600	—	—	950	2	0,52
	—	—	1000	1	0,50
	360	15	1150	1	0,40
	350	15	1050	1	0,48
	500	15	1100	1	0,51
	350	15	1120	0,5	0,56
	350	15	1100	5	0,73
	500	15	1100	1	0,63
Дж-4а	—	—	1100	1	1,34
	—	—	1150	3/4	1,40
	350	15	1100	1	0,72; 0,67
	350	15	1150	1	0,77
	420	15	1100	1	0,51
	420	15	1150	3/4	0,53
Э-200	—	—	1120	1	1,2
	—	—	1150	1	1,3
	360	15	1100	1	0,85
	360	15	1050	1	0,87
	400	30	1100	1	0,91
	350	15	1150	1	0,96
	600	15	1120	1	
	360	15	1080	1	0,81
Э-200 (фракция < 5 мм)	350	15	1120	1	0,73
	350	15	1150	1	0,79
	350	15	1150	1	0,79
162в	—	—	1100	1	1,90
	—	—	1150	2	1,84
	350	15	1150	1	1,34
	380	15	1150	1	1,48
	400	15	1150	1	1,63
815	—	—	1000	5	2,15
	—	—	1200	2	2,20
	—	—	1250	1	1,96
	—	—	1170	1	2,30
	480	20	1150	2	1,63
	480	20	1200	15	1,93

Условные обозначения те же, что и в табл. 22 ; по Н.И. Сергееву и Н.А. Студеникиной.

На структурную воду St приходится всего 19% и на ОН — 4%. В перлите Дж-4 количественные соотношения близки: вода типа С составляет 8,5%, типа М — 68% (распадается на два подтипа М<sub>1</sub> и М<sub>2</sub>). Структурная вода составляет 18% и гидроксил — 5%.

Максимальное, наиболее интенсивное вспучивание перлитов происходит после того, как стекло было подвергнуто предварительному обжигу при



Фиг. 16. Кривые нагревания сырых субвулканических перлитов  
 а — обр. 600, р. Левая Яна; б — обр. Дк-4, рч. Дикий; в, г — модифицированные кривые нагревания: в — обр. 600, р. Левая Яна, г — обр. Дк-4, рч. Дикий

умеренной температуре порядка 300–350° С. При этом выделяется некоторое избыточное количество воды. Предварительный обжиг, или термоподготовка, способствует уменьшению растрескивания стекла и более полному его вспучиванию. Влияние предварительного обжига на характер переслаивания воды в стекле изучалось на обр. 600 (фиг. 17, а, б). Низкотемпературная, или цеолитная, вода при нагревании выделилась полностью. Часть кривой, которая характеризует подвижную воду, разделилась на два максимума 182 и 326° С (табл. 26). Между подвижной и структурной водой произошли количественные перераспределения. В обожженном перлите количество структурной воды стало больше (2,7%) по сравнению с количеством в естественном перлите — 1,7%.

Более детально динамика перераспределения воды в стекле при обжиге была изучена на примере перлита Дк-4. Для этой цели использовался метод инфракрасной спектроскопии (фиг. 18). Исследования производились на препарате, приготовленном в виде пластинки. Вначале был снят спектр исходного образца, затем — спектр после нагревания до 350, 400, 500, 550, 720 и 800° С (аналитик Т.А. Зиборова). Так как съемка производилась

Таблица 24

## Результаты исследования перлитов на дериватографе

Номер образца	Эндотермический эффект на дифференциальной кривой			Навеска, г	Потеря веса	
	начало	конец	максимум		г	%
600	20	750	250	699,3	63,2	9
Дк-4	50	800	310	599,4	44,1	7,4
Э-200	40	700	280	700,5	44,5	6,4
162 в	70	750	300	700,0	39,1	5,6
815	50	800	320	900,0	46,8	4,9

Таблица 25

## Количественные соотношения между типами воды в вулканическом стекле

Номер образца	Интервал		T <sub>макс</sub>	Количество		Тип воды
	от	до		относ. %	вес. %	
600	40	165	144	12,5	1,0	С
	165	335	240	64; 5	5,78	М
	335	456	370	19	1,78	St
	456	300	534	4	0,4	ОН
Дк-4	40	160	147	8,5	0,61	С
	160	246	204	34	2,54	М <sub>1</sub>
	246	344	284	34,5	2,55	М <sub>2</sub>
	344	450	372	18	1,32	St
	450	700	560	5	0,38	ОН
Э-200	40	160	140	—	—	
	160	330	250	—	—	
	330	430	367	—	—	
	430	800	510	—	—	
162 в	40	375	321	54,6	3,10	
	375	488	411	40	2,24	
	488	700	528	5,4	1,31	

Таблица 26

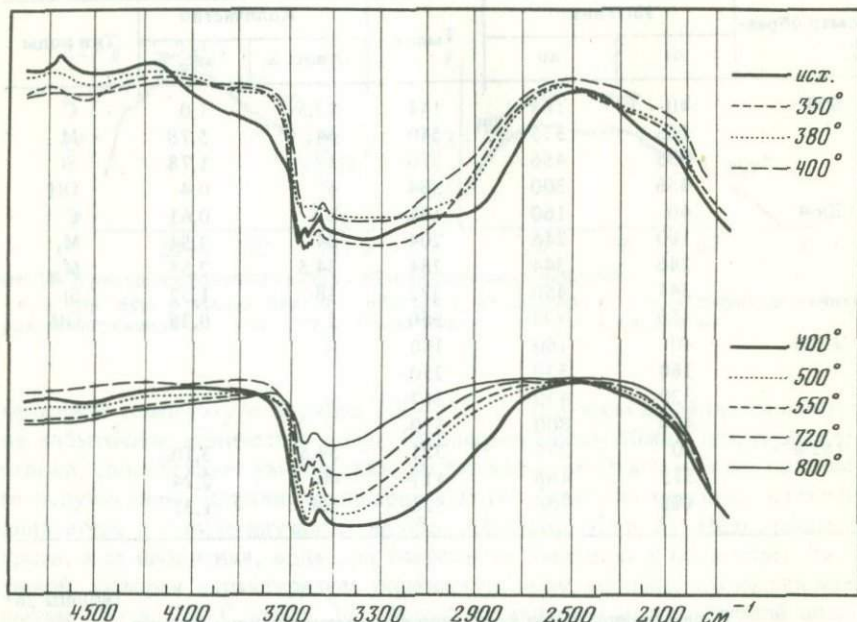
## Распределение воды в частично дегидратированном перлите

Номер образца	T, °С — интервал		T <sub>макс</sub>	Количество		Тип воды
	от	до		относ. %	вес. %	
600	22	245	182	22,2	1,6	М <sub>1</sub>
	245	358	326	39,2	2,8	М <sub>2</sub>
	358	450	404	38,3	2,7	St
	600	800	700	0,3	0,1	ОН
162 в	200	700	426	98,0	3,3	St
	700	900	800	2,0	0,07	ОН



Фиг. 17. Кривые нагревания субвулканического перлита (обр. 600) после термоподготовки при 350°С в течение 15 мин

а — дериватограмма; б — модифицированная термовесовая кривая



Фиг. 18. Инфракрасные спектры субвулканического перлита (обр. Дк-4, рч. Дикий), снятые с пластинки перлита, нагретой до различных температур

с одной пластинки, толщина которой оставалась постоянной, то полученные спектры можно было использовать для выявления количественных соотношений при перераспределении воды. На спектре исходного образца выделяются две области поглощения воды и два гидроксила. Область, соответствующая интервалу 3200–3000 см<sup>-1</sup>, включает воду типов С и М. Область 3400–3500 соответствует структурной воде, а область 3600 и 3650 см<sup>-1</sup> — гидроксилам. При нагревании до 300 и 350°С области спектра меняются

главным образом в диапазоне  $3000-3200 \text{ см}^{-1}$ . Вероятно, при  $300^\circ \text{C}$  происходит удаление только части воды С + М, а именно С. При  $350^\circ \text{C}$  продолжается выделение подвижной воды М. При этом интенсивность полосы в области структурной воды (St) не только не уменьшается, а даже несколько увеличивается. Следовательно, вода М не только выделяется из стекла, но и частично переходит в структурную воду St. Аналогичное явление мы наблюдаем при анализе дифференциальных кривых потери веса. При  $400^\circ \text{C}$  вода М удаляется полностью. В интервале от  $400$  до  $800^\circ \text{C}$  начинается интенсивное выделение структурной воды, а при температуре  $720^\circ \text{C}$  выделяется гидроксил.

Кроме воды в перлитах, взятых в верховьях р. Лево́й Яны и рч. Дикого, было установлено присутствие таких летучих компонентов, как фтор и хлор. Для определения летучих весьма эффективными оказались методы рентгено-спектрального анализа и электронной микроскопии. Рентгено-спектральным анализом было установлено, что в перлите из верховьев рч. Дикого присутствуют хлор и фтор. Фтор, как правило, связан с кальцием, в флюорите, хлор с К и Fe, вероятно, в силвине и хлористом железе соответственно.

Изучение образцов перлита, взятых в верховьях р. Лево́й Яны (обр. 600) и верховьев рч. Дикого (Дк-4), на электронном микроскопе JEM-100, снабженном микрорентгеноспектральной приставкой, позволило установить присутствие в стекле микровакуолей размером от сотых до десятых долей микрона. Во многих вакуолях методом микродифракции зафиксированы такие минералы, как сильвин и галит. При просмотре препарата под электронным микроскопом было установлено, что при увеличении интенсивности электронного пучка наблюдается объединение мелких микровакуолей в более крупные и разрывание и разбрызгивание содержащейся в них жидкости. При помощи микроанализатора установлено, что в состав жидкости входят К, Na, Cl.

Присутствие нескольких типов воды было подтверждено также методом протонного магнитного резонанса (данные А.М. Бондаря). В образцах Дк-4 и 600 было установлено наличие гидроксила и трех типов молекулярной воды [8, 20, 21]. Вода, которая составляет примерно 90% от общей потери веса, разделяется на три примерно равные в количественном отношении типа:

а) вода, обладающая значительной подвижностью, практически не связана с каркасом стекла; вода этого типа была выделена по данным термического анализа и условно отнесена к цеолитной воде. Межпротонное расстояние  $\text{H}-\text{H} = 1,53 \text{ \AA}$ ,  $\rho = 1,2 \text{ Гс}$ ;

б) вода, связанная с каркасом стекла водородными связями, но имеющая при комнатной температуре некоторое реориентационное качание, параллелизуется с водой типа М, которая устанавливается по дифференциальной кривой потери веса; межпротонное расстояние равно  $1,6 \text{ \AA}$ ;

в) вода, жестко связанная с каркасом стекла, не имеющая заметной реориентационной подвижности при комнатной температуре и обнаруживающая увеличенное межпротонное расстояние в  $1,65 \text{ \AA}$ ; величина расщепления, определяемая при комнатной температуре  $\text{H}_{\text{макс}} = 10,6 \text{ Гс}$ ,  $\rho = 1,4 \text{ Гс}$ , практически не изменяется с понижением температуры до  $-150^\circ$ , лишь параметр уширения  $\rho$  становится меньше  $1,2 \text{ Гс}$ ; молекулы этой

воды, вероятно, связаны с каркасом сильными водородными связями; при нагревании эта вода выделяется при относительно высоких температурах и отнесена нами к типу St. Возможно, она связана с катионами и координирует их в ячейках между тетраэдрами  $\text{SiO}_4$ .

Кроме воды важную роль при вспучивании играет структура стекла. Для исследования тонкого строения стекол, вообще, в данное время наиболее широко используются два метода: рентгеновский и электронно-микроскопический. Для образцов 600 и Дк-4 была получена на рентгенограмме типичная для стекол картина — широкий диффузный максимум в интервале  $15-37 \text{ 2}\theta$  с вершиной при  $23,5 \text{ 2}\theta$ . Угол наклона  $\alpha$  между касательной, проведенной к дифрактограмме, и линией фона составляет  $57^\circ$ , что по градуировочному графику соответствует 100%-ному содержанию стекла (фиг. 19, 20). При микроскопическом исследовании было установлено, что количество кристаллической фазы в перлите не превышает 2%. Если диффузный максимум усложняется дополнительными пиками, то это является признаком присутствия других минеральных фаз.

Электронная микроскопия позволяет уточнить детали структуры стекла размером от сотых долей микрона до  $50-100 \text{ мкм}$ . Рассматриваемые образцы изучались методом реплик, которые снимались с естественной и протравленной поверхностей образцов. Травление выявляет детали строения стекла в результате избирательного растворения поверхностей части образца под действием различных реагентов, в частности HF. Рассмотрим вначале обр. Дк-4 (рч. Дикий), а затем обр. 600 (р. Левая Яна).

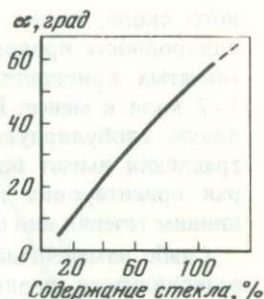
Полосчатая структура стекла (табл. V) обусловлена неравномерным распределением окраски. При увеличении 4000 полосчатое строение стекла также проявляется достаточно четко (табл. VIII). Методом микродифракции с извлечением было установлено, что черные частицы неправильной формы представлены магнетитом.

Наиболее характерным признаком травления поверхности образца плавиковой кислотой является появление ямок травления. Ямки травления могут быть округлой, эллипсовидной или гранной формы. Ямки травления являются своеобразными следами с частиц соответствующей формы, которые существовали в образце до того, как он был подвергнут действию плавиковой кислоты. Эти частицы, или тела, были названы нами глобулами. Отсюда и появился термин — глобулярная структура.

Как мы уже отмечали, неравномерное травление поверхности образца может иметь две причины. Во-первых, неоднородность химического состава и, в частности, неравномерное распределение щелочей в стекле; это явление было установлено при изучении данной разновидности перлита на электронном микроскопе JEM-100, снабженном микроанализационной приставкой. Во-вторых, структурная неоднородность перлита, которая выражается в наличии участков стекла с различной степенью упорядоченности. При этом микроучастки стекла с относительно высокой степенью упорядоченности растворяются медленней, чем участки стекла с неупорядоченной структурой.

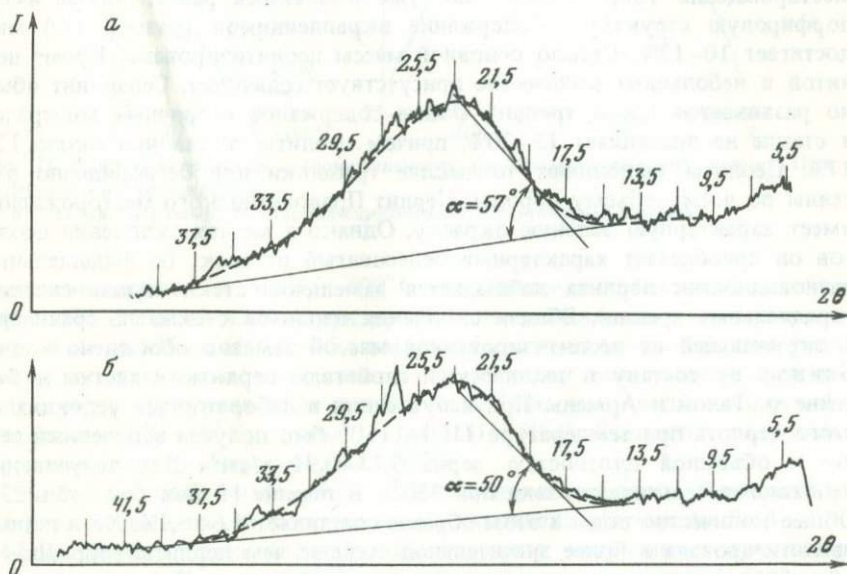
Реплика, снятая с темной полосы, поверхность которой предварительно была подвергнута травлению, характеризуется отчетливой микрофазовой неоднородностью, которая выражается в наличии трех фаз (табл. VIII). Первая фаза представлена призмами пироксена, две другие — выделениями

Фиг. 19. График зависимости между содержанием стекла в образце и углом наклона ( $\alpha$ ) касательной (по данным Н.И. Органовой и И.М. Марсий)



Фиг. 20. Дифрактограммы различных образцов субвулканического перлита

*a* — обр. Дк-4 с незначительной примесью (в пределах ошибки съемки) кристаллической фазы; *б* — обр. 815, р. Талая перлит со значительной примесью кристаллических включений



стекла. По рельефу реплики выделяется две разновидности стекла. Одна разновидность имеет мелкоглобулярный рельеф, вторая — неясно выраженный глобулярный рельеф. Мелкие глобулы группируются в цепочки. Цепочное расположение ямок травления, по-видимому, связано с растворением четковидных кристаллов. При замещении стекла вторичными минералами и, в частности, глинистыми частицами также создаются условия для избирательного растворения образца и образования глобулярной структуры. Методом микродифракции было установлено, что слоистый силикат, замещающий стекло по круговым трещинкам, имеет слоистую структуру. На рентгеновском микроанализаторе было установлено высокое (до 5%) содержание  $K_2O$ . На этом основании данный минерал был определен как селадонит (табл. VIII).

Общее содержание включений в перлите из верховьев рч. Дикого небольшое (порядка 1–2%), поэтому эти включения практически не сказываются на способности перлита к вспучиванию.

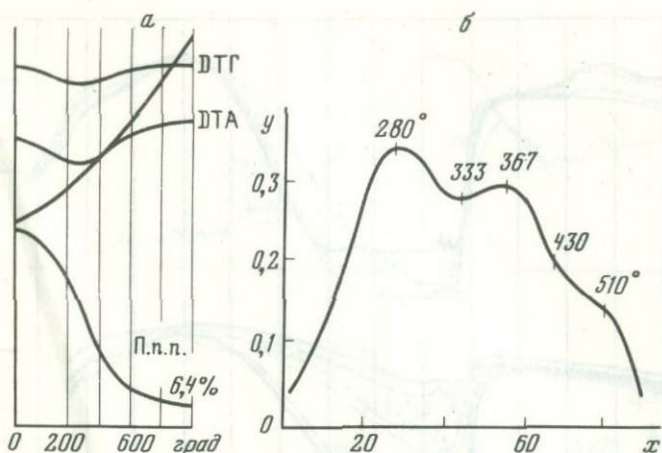
Образец перлита (обр. 600), взятый из дайки в верховьях р.левой Яны, также изучался на электронном микроскопе. Реплики, снятые с естествен-

ного скола, имеют ровную однотонную поверхность. Микрофазовая неоднородность проявляется вдоль трещин. Она связана с появлением пластинчатых кристалликов клиноптилолита. Размер отдельных индивидов 1–2 мкм и менее. Реплика, снятая с протравленного скола, имеет отчетливую глобулярную структуру. Глобули и соответствующие им ямки травления имеют правильную сферическую форму. Наблюдается некоторая ориентировка глобулей и ямок травления, вероятно, параллельно линиям течения или флюиальности. Размер глобулей 0,1–2 мкм.

Слабо измененный перлит с вкрапленниками. В качестве примера этой разновидности перлитового сырья рассмотрим перлит Правохетинского месторождения (обр. Э-200). Как уже отмечалось ранее, порода имеет порфиристую структуру. Содержание вкрапленников (размер 1–4 мм) достигает 10–12%. Стекло основной массы цеолитизировано. Кроме цеолитов в небольшом количестве присутствует селадонит. Селадонит обычно развивается вдоль трещин. Общее содержание вторичных минералов в стекле не превышает 15–20%, причем цеолиты составляют около 12–17%. Цеолиты выполняют тончайшие трещинки или беспорядочно рассеяны по всему объему породы. Перлит Правохетинского месторождения имеет характерную зеленую окраску. Однако в местах скопления цеолитов он приобретает характерный белесоватый оттенок. Во флюиальных разновидностях перлита наблюдается замещение стекла вдоль системы параллельных трещин. Вблизи скопления цеолитов стекло по сравнению с окружающей не цеолитизированной массой заметно обогащено водой. Близкие по составу и техническим свойствам перлиты известны в бассейне р. Талой и Армань. При вспучивании в лабораторных условиях из этого перлита при температуре 1100–1150° был получен вспученный перлит с объемной плотностью зерна 0,73–0,91 к/см<sup>3</sup>. Для вспучивания необходима термоподготовка при 350°С в течение 15 мин (см. табл. 23). Общее количество воды в этом образце составляет 5,6–6,7%. Хотя порода цеолитизирована в более значительной степени, чем перлиты (обр. Дк-4 и обр. 600), содержание воды в них заметно меньше. По-видимому, эту особенность состава можно объяснить соотношением щелочей. Правохетинский перлит в значительной степени калиевый. Отношение Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O составляет 0,8–1.

По термическим свойствам перлит обр. Э-200 близок к перлиту р. Левой Яны (обр. 600). Дегидратация начинается при 40°С и заканчивается при 700°, максимум соответствует 280°С. На модифицированной кривой ДТГ (фиг. 21, а) можно выделить четыре типа воды. Для первого характерен максимум при 140° (вода типа С), для второго – 250° (тип М), для третьего – 367° (тип St) и для гидроксила – 510°С.

Так же как и в случае обр. Дк-4 динамика дегидратации перлита обр. Э-200 исследовались методом инфракрасной спектроскопии. На спектре исходного перлита видно, что полоса 3200 см<sup>-1</sup>, соответствующая цеолитной, легко подвижной воде, значительно более интенсивна, чем полоса обр. Дк-4. Поэтому ИК-спектр правохетинского перлита приобрел корытообразную форму. Так же как и для обр. Дк-4, обжиг пластинки перлита обр. Э-200 производился последовательно при 300, 400, 500, 550, 600, 680, 720 и 760°С (исследования производились Т.А. Зиборовой). При 300°С полоса 3000–3200 см<sup>-1</sup> несколько сужается, так как происходит



Фиг. 21. Кривые нагревания слабоизмененного (цеолиты + селадонит) перлита Правохетинского месторождения

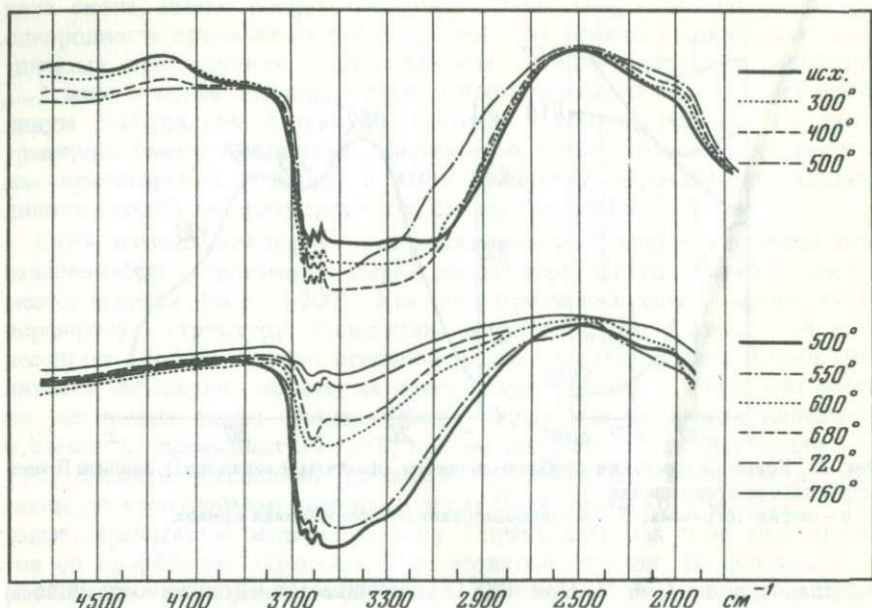
а — дериватограмма; б — модифицированная термовесовая кривая

выделение воды С + М. При  $400^{\circ}\text{C}$  увеличивается интенсивность полосы (фиг. 22). Главная часть структурной воды выделяется в температурном интервале от  $500$  до  $600^{\circ}\text{C}$ . Об этом свидетельствует скачкообразное уменьшение интенсивности полос спектра. На этом основании можно предположить, что структурная вода неоднородна. Одна часть воды выделяется в интервале  $500$ – $600^{\circ}\text{C}$ , другая — при  $600$ – $750^{\circ}\text{C}$ . Выделение гидроксила происходит при температуре выше  $720^{\circ}\text{C}$ .

На кривой ПМР выделяются три типа воды и гидроксил. Характеристика воды аналогична той, которая была установлена для образца Дк-4.

Если стекло перлитовой породы изменено вторичными процессами, то для определения количества тонкодисперсных вторичных минералов можно использовать метод касательной к дифрактограмме. На фиг. 23 представлены дифрактограммы трех образцов перлита с различным содержанием вторичных минералов. Первый образец (первая дифрактограмма) содержит минимальное количество вторичных минералов (фиг. 23, а); содержание аморфного стекла в нем порядка 98%.

Второй образец характеризует наиболее часто встречающуюся разновидность измененного перлита (фиг. 23, б). В нем определено присутствие следующих фаз: стекло в количестве до 85–86% (угол наклона касательной около  $50^{\circ}\text{C}$ ) и кристаллическая фаза до 14–15%. Среди минералов присутствуют кварц (отражения 3,34; 4,26), полевые шпаты (4,04; 3,18) и клиноптилолит (8,92; 3,96; 2,97 и т.д.), замещающий стекло основной массы. Третий образец представляет наиболее измененную разновидность перлитового сырья. Содержание стекла в перлитовой породе не превышает 50–53% ( $\alpha = 32^{\circ}$ ). Кристаллическая фаза состоит из кварца, полевых шпатов и вторичных минералов, главным образом цеолитов. Кварц и полевые шпаты составляют не более 15% общего количества кристаллических образований, остальная часть кристаллической фазы приходится на цеолиты (около 30–35%).



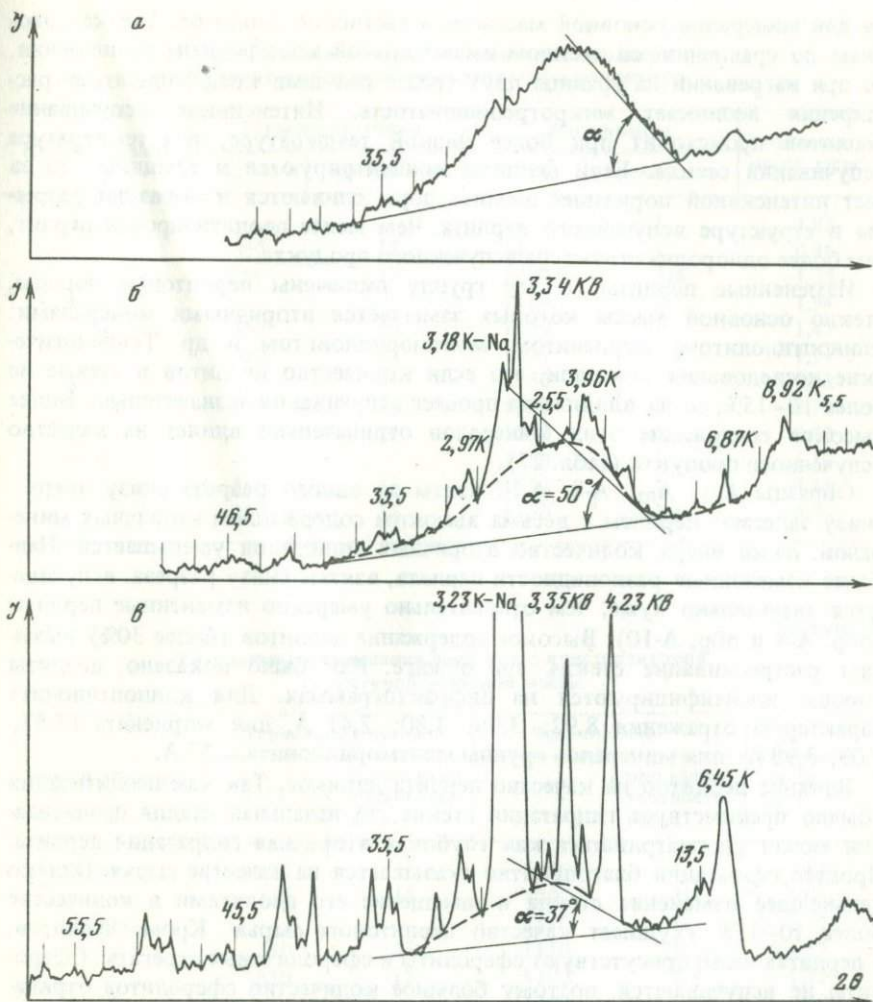
Фиг. 22. Инфракрасные спектры слабоизмененного перлита (обр. Э-200, Правохетинское месторождение), снятые с пластинки, нагретой до разных температур; аналитик Т.А. Зиборова

Правохетинский перлит (обр. Э-200) растрескивается при вспучивании, поэтому получающийся из него щебень имеет относительно низкую прочность. Чтобы выяснить, почему перлит растрескивается при вспучивании и вспученный щебень имеет низкую прочность, было произведено изучение нескольких образцов перлита после различных режимов термообработки: 300, 400, 500, 600, 700 и 800°С. Полученные данные позволили проследить последовательное развитие трещин, возникающих при обжиге стекла.

Макроскопически видно, что перлит Э-200 содержит интенсивно разветвленную сеть мелких трещин, по которым образуются минеральные агрегаты белого цвета. При электронно-микроскопическом исследовании было установлено, что в перлите имеются тонкие волосовидные трещины, выявляемые только при больших увеличениях. Толщина таких трещин варьирует от десятых долей 1 мкм до 3–4 мкм. По трещинкам образуются цеолиты и минералы со слоистой структурой, отнесенные к селадониту.

На протравленном сколе отчетливо заметна глобулярная структура стекла. Встречаются глобулы двух типов: мелкие — размером менее 1 мкм, образующие гроздевидные скопления, и более крупные — до 1–2 мкм в поперечнике. Видно, что цеолитовый агрегат не только выполняет трещины, но и образуется по периферии отдельных глобулей.

После обжига неоднородность перлита проявилась еще более отчетливо. На естественном сколе обожженного при 700°С перлита отчетливо заметны две аморфные фазы: одна является перлитом, другая — аморфизованным цеолитом. Неизменный перлит имеет вид реликтов в цеолитовой массе.



Фиг. 23. Дифрактограммы перлитов, в различной степени измененных вторичными процессами

а — обр. Э-200, неизменное стекло (Правохетинское месторождение); б — обр. 198, перлит, содержащий до 15% кристаллической фазы (р. Талая); в — обр. Э-200/4, перлит, содержащий до 50% кристаллической фазы

После обжига на протравленной поверхности проявились тончайшие трещины, незаметные в естественном образце. Трещины выполнены минеральным пластинчатым агрегатом, вероятно, клиноптилолитом. Толщина трещин 1 мкм и менее. Видно, что они проходят не только по границам глобул, но в ряде случаев пересекают отдельные глобулы. Таким образом, причину растрескивания перлита мы видим в его фазовой неоднородности. Фазовая неоднородность определяется вкрапленниками и вторичными минералами, замещающими стекло основной массы. Вкрапленники не оказывают столь сильного влияния на развитие трещин, как это наблюдает-

ся для минералов основной массы и, в частности, цеолитов. Так как цеолиты по сравнению со стеклом имеют другой коэффициент расширения, то при нагревании на границе двух сред с разными коэффициентами расширения возникает микротрещиноватость. Интенсивное вспучивание цеолитов происходит при более низкой температуре, чем температура вспучивания стекла. Если цеолиты концентрируются в трещинах, то за счет интенсивной поризации цеолита поры сливаются и образуют разрывы в структуре вспученного перлита. Чем менее цеолитизирован перлит, тем более однородна структура вспученного продукта.

Измененные перлиты. В эту группу включены перлитовые породы, стекло основной массы которых замещается вторичными минералами: клиноптилолитом, морденитом, монтмориллонитом и др. Технологические исследования показали, что если количество цеолитов в стекле не более 10–15%, то их влияние на процесс вспучивания незначительно. Более высокое содержание этих минералов отрицательно влияет на качество вспученного продукта (табл. 27).

Образцы  $A_{01}$ ,  $A_{02}$ , A-8, A-10 взяты из одного разреза снизу вверх: снизу залегают перлиты с весьма высоким содержанием вторичных минералов, далее вверх количество вторичных минералов уменьшается. Наиболее измененные разновидности перлита, взятые снизу разреза, вспучиваются значительно хуже, чем относительно умеренно измененные перлиты (обр. A-8 и обр. A-10). Высокое содержание цеолитов (более 30%) вызывает растрескивание стекла при обжиге. Как было показано, цеолиты хорошо идентифицируются на дифрактограммах. Для клиноптилолита характерны отражения 8,92; 3,96; 3,80; 2,41 Å, для морденита 13,52; 9,03; 3,98 Å; для минералов группы монтмориллонита — 17 Å.

Влияние цеолитов на качество перлита двойное. Так как цеолитизации обычно предшествует гидратация стекла, то начальная стадия цеолитизации может рассматриваться как глубокая вторичная гидратация перлита. Процесс гидратации благоприятно сказывается на качестве сырья. Однако дальнейшее изменение стекла и замещение его цеолитами в количестве более 10–15% ухудшает качество перлитового сырья. Кроме цеолитов, в перлитах часто присутствуют сферолиты и сферолитовые агрегаты. Сферолиты не вспучиваются, поэтому большое количество сферолитов отрицательно влияет на качество вспученного продукта. При содержании сферолитов более 30–40% перлит становится практически непригодным для производства вспученного материала.

Кристаллитовые перлиты. Среди субвулканических стекол кристаллитовые перлиты встречаются довольно часто. Относительно небольшое количество кристаллитов содержат перлиты дайковых тел Право-Хетинской депрессии. Кристаллитовые перлиты образуют большую часть даек Верхне-Тальской вулкано-тектонической депрессии. Для них характерно присутствие волосовидных или игольчатых кристаллитовых образований (табл. II, III). Специально проведенные исследования показали, что кристаллиты не дают на дифрактограммах сколько-нибудь заметных отражений. Однако их присутствие можно установить по углу  $\alpha$  (см. с. 87). Кристаллитовая структура основной массы стекловатой породы подразделяется на спутанно-кристаллитовую и пунктирно-кристаллитовую. Перлиты со спу-

Таблица 27

Результаты вспучивания измененных перлитов  
с различным содержанием вторичных минералов

Номер образца	Термоподготовка		Вспучивание		Объемная масса, г/см <sup>3</sup>
	T, °C	время, мин	T, °C	время, мин	
A <sub>01</sub>	—	—	1150	1	1,87
	350	15	1150	1	0,96
	350	15	1200	3/4	1,25
A <sub>02</sub>	—	—	1150	1	1,94
	350	15	1150	1	1,47
	350	15	1200	3/4	1,11
A-8	—	—	1150		1,88
	350	15	1150	1	0,72
	350	15	1200	3/4	0,70
A-10	—	—	1150	1	1,57
	350	15	1150	1	0,95
	350	15	1150	3/4	0,90

Таблица 28

Результаты вспучивания перлитов с кристаллитовой  
структурой основной массы

Номер образца	Термоподготовка		Вспучивание		Объемная масса, г/см <sup>3</sup>
	T, °C	продолжительность, мин	T, °C	продолжительность, мин	
170	350	15	1150	1	1,53
	350	15	1200	3/4	1,36
172a	—	—	1150	1	1,52
	350	15	1150	1	1,17
	350	15	1200	3/4	1,13
178	—	—	1200	1	1,50
	—	—	1200	3	1,78
181	—	—	1100	3	2,06
	400	15	1200	1	1,78
	400	15	1200	3	1,62
	400	15	1300	1	1,45

танно-кристаллитовой структурой практически не вспучиваются (табл. 28). Типичным представителем перлитов со спутанно-волокуистой структурой является перлит из верховьев р. Талой (обр. 815). Результаты микроскопического исследования этой разновидности перлита приведены на с. 47. Для более детального изучения структуры стекла использовалась электронная микроскопия. Нами изучались протравленный и непротравленный сколы образца. На непротравленной поверхности видно, что перлит имеет субмикроскопическую фазовую неоднородность. Одна

фаза имеет зернистую поверхность и вероятно насыщена кристаллитами, другая — гладкую. Фазовые границы весьма сложные. На протравленной поверхности видно, что кристаллиты образуют жесткий каркас, в ячейках которого расположено относительно однородное стекло. Стекло, непосредственно прилегающее к кристаллитам, по структуре несколько отличается от стекла, выполняющего центральную часть ячеек. Кристаллиты имеют игловидный габитус. Толщина отдельных индивидов 0,1–1 мкм, в длину они достигают 1–10 мкм (табл. VIII). Содержание воды в стекле 4,8%, т.е. несколько ниже, чем в хорошо вспучивающихся разновидностях перлита. Судя по кривой ДТГ, выделение воды при нагревании происходит в широком температурном интервале (от 100 до 600°С). Эндотермический эффект на кривой ДТА выражен очень слабо. Инфракрасный спектр заметно отличается от спектра хорошо вспучивающихся разновидностей перлита. По форме спектр плохо вспучивающегося перлита (обр. 815) близок спектру обсидианов. Полоса поглощения цеолитной воды выражена очень слабо. Полоса структурной воды (3400 см<sup>-1</sup>) проявляется вполне отчетливо. Максимум гидроксила 3600 см<sup>-1</sup> практически сливается с полосой структурной воды. Для вспучивания этого перлита, по-видимому, нужны высокие температуры и длительный обжиг.

### Эффузивные и экструзивные перлиты

Эффузивные и экструзивные перлиты пользуются весьма ограниченным распространением. Достоверно установленными проявлениями этого типа является экструзив в верховьях р. Лево́й Яны и вулканический поток в верховьях р. Тальян. Перлиты этих проявлений содержат значительное количество вкрапленников — до 10–30%. Стекло основной массы имеет массивное строение. Способность к вспучиванию относительно низкая (табл. 29).

На термограммах перлитов этого типа отчетливо выделяются узкие и четкие эндотермические эффекты. Это свидетельствует о присутствии в стекле соединений с прочными химическими связями и, вероятно, структурной упорядоченности перлита.

Таблица 29

Результаты вспучивания эффузивных перлитов верховьев р. Тальян (Рарыткинская вулканическая зона)

Номер образца	Термоподготовка		Впучивание		Объемная масса, г/см <sup>3</sup>
	Т, °С	время, мин	Т, °С	время, мин	
122	—	—	1150	1	1,10
	350	15	1160	1	1,26
123	350	15	1150	1	1,47
	350	15	1220	1	1,50
	—	—	1150	1	1,59

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обсидианы не встречаются. Как известно, наиболее крупные массивы обсидианов расположены в районах четвертичного и третичного вулканизма. На Северо-Востоке СССР крупные скопления обсидианов, вулканических стекол, содержащих не более 1% воды, тяготеют к зонам, занимающим промежуточное положение между верхнемеловым вулканизмом Охотско-Чукотского пояса и нижнечетвертичными и современными образованиями Камчатки. Нами были исследованы обсидианы восточного побережья оз. Красного. Среди обсидианов выделены две разновидности. Обсидиан, отнесенный к первой разновидности, черный, матовый. Он не вспучивается даже при высоких температурах (1150–1200°С). Для обсидиана второй разновидности характерен слабый белесоватый оттенок. Обсидиан этой разновидности хорошо вспучивается при 1150–1200°С. После обжига при 1160°С в течение 10 мин получен вспученный материал с объемной массой 1,25 г/см<sup>3</sup>, а после обжига при 1180°С в течение 2 мин – 0,34 г/см<sup>3</sup>.

### ВИТРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Витрокластические породы Северо-Востока СССР делятся на две крупные группы, рыхлые витрокластические породы или пеплы и цементированные породы или туфы. Наиболее широко распространены туфы.

### Сваренные туфы

Нами неоднократно подчеркивалось, что сваренные туфы пользуются на территории Магаданской области наиболее широким распространением. Сваренные туфы ранее неоднократно опробовались. Технологические исследования сваренных туфов дали отрицательные результаты. Именно поэтому нами петрографическое и технологическое исследования сваренного туфа были проведены особенно тщательно. Наиболее типичный образец сваренного туфа из верховьев р. Талой (обр. 162в) изучался комплексным методом. Было установлено, что низкие технологические свойства этого сырья обусловлены не только присутствием кристаллокластов кварца, полевых шпатов и темноцветных, но и несколько иным качеством цементирующего стекла. Было установлено, что на спектре ПМР этого образца сигнал гидроксила проявляется очень слабо. Кроме того, в стекле сваренного туфа практически отсутствуют низкотемпературные фракции воды. В частности, отсутствует подвижная вода М, которая при термоподготовке диффундирует в стекло и повышает его способность к вспучиванию.

Технологически были изучены разновидности сваренного туфа не только из верховьев р. Талой, но и из верховьев рек Олы, Ингагчи, Аган и во всех случаях были получены отрицательные результаты (табл. 30).

После предварительного обжига при 350°С модифицированная кривая ДТГ приобретает весьма характерный облик (табл. 31).

На кривой отчетливо выделяется максимум при 426°С. Этот эффект имеет форму весьма узкого максимума, что свидетельствует о наличии химически связанной воды, которую мы относили к структурной. Так

Результаты вспучивания сваренного туфа из различных регионов

Номер образца и место его взятия	Термоподготовка		Вспучивание		Объемная масса, г/см <sup>3</sup>
	Т, °С	время, мин	Т, °С	время, мин	
70, сваренный туф, р. Ола	—	—	1150	1	1,35
70а, То же	350	15	1150	1	1,34
”	350	15	1200	3/4	1,41
161, сваренный туф,	—	—	1300	1	1,64
р. Талая	—	—	1150	1	1,85
То же	—	—	1150	3	2,2
”	400	20	1150	1	1,58
”	400	20	1150	3	1,83
105, сваренный туф, р. Тальян	—	—	1150	1	1,62
То же	350	15	1150	1	1,58

Таблица 31

Результаты исследования на дериватографе частично дегидратированных перлитов

Номер образца	Эндотермические эффекты			Навеска, мг	Потеря веса	
	1	2	3		мг	%
600	Слабый, 200°С	Сильный, 380°С	Плечо, около 700°С	1000	72,2	7,2
162в	Плечо, 200°С	Сильный, 450°С	Слабый, 880°С	800	29	3,6

как в стекле присутствует биотит, то значительную часть этой воды можно связывать с водой в биотите. В то же время отсутствует среднетемпературная вода, весьма характерная для хорошо вспучивающихся разновидностей перлита.

### Рыхлые витрокластические породы (пеплы)

Мы уже неоднократно отмечали, что в южной части Магаданской области (Охотский сектор) весьма распространены вулканические пеплы, состоящие из мельчайших частичек вулканического стекла. Они образуют линзы и слои мощностью до 1–15 м. Вулканический пепел вспучивается при относительно низкой температуре (900–950°С). При этом получается вспученный перлит с насыпной объемной плотностью 30–70 кг/см<sup>3</sup>. Судя по термической характеристике, в стекле пепловых частиц присутствует среднетемпературная слабо подвижная вода. Вхождение воды связано с вторичной гидратацией под действием озерных и других экзогенных вод. Ввиду прекрасной узкой фракционности сырья и из-за того, что отсутствуют механические кристаллические включения, пепел Уптарского и Хасынского месторождений может быть отнесен к весьма высококачественным сортам перлитового сырья. Запасы сырья на отдельных участках достигают 200–300 тыс. м<sup>3</sup>.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Анадырско-Корякская складчатая область входят в систему вулканических структур, развитых на окраине континента. Вулканизм относится к нормальному или среднещелочному. Для него характерна ассоциация базальт-андезит-риолит, а также тесная пространственная и генетическая связь вулканической и интрузивной деятельности. В тектоническом отношении данная область характеризуется следующими особенностями: а) несогласным залеганием вулканогенных пород на мезозойских осадочно-вулканогенных толщах, возраст которых определяется пермью, триасом и юрой. Эти возрастные взаимоотношения сближают пояс с внутренними прогибами складчатых областей или с современными островными дугами; б) осадочные и вулканические породы относятся главным образом к образованиям на поверхности земли. Их можно отнести к андезит-риолитовой формации [15]. В ходе формирования пояса и смежных структур земной коры произошло обособление трех характерных групп вулканических и интрузивных пород, объединяемых некоторыми исследователями в особые вулканоплутонические ассоциации [27, 28]. В интервале от раннего до позднего мела произошло образование базальт-андезитовых и риолитовых вулканических пород. Для этих пород характерна преобладание петрографических и петрохимических признаков. В заключительную фазу формирования структуры (дат — палеоген) преобладающую роль сыграли базальтовый и андезитовый вулканизм. Проявления кислого вулканизма встречаются в подчиненном количестве. Субщелочной вулканизм проявился в каждую из стадий вулканической деятельности.

Все месторождения перлита разделены на три генетических типа: субвулканический, экструзивно-эффузивный, эксплозивный. Наибольшее промышленное значение для Северо-Востока СССР имеют субвулканические перлиты. Субвулканические проявления перлита образуют дайки, приуроченные к центральным частям сильно эродированных вулканических структур центрального типа или линейным тектоническим зонам. Перлиты этого типа, как правило, локализуются в вулканотектонических депрессиях (кальдеры, грабены) и горстах. Геохимически они близки соответствующим вулканическим и интрузивным породам. Для перлитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характерно повышенное содержание олова, иттрия и других металлов.

Не все субвулканические перлиты обладают одинаковыми технологическими свойствами. Среди них могут быть выделены четыре по-раз-

ному вспучивающиеся разновидности перлита: однородный, слабо измененный, кристаллитовый и измененный. Из однородного перлита (бассейн р. Лево́й Яны) был получен вспученный щебень с объемной плотностью 0,4–0,6 г/см<sup>3</sup>. Слабо измененные перлиты по технологическим свойствам близки однородному перлиту. Измененные перлиты относятся к глубоко гидратированным разновидностям. Стекло основной массы в них замещается цеолитами и минералами группы монтмориллонита. При обжиге измененные перлиты вспучиваются несколько хуже, нежели однородные. Из них был получен щебень с объемной плотностью 0,6–0,95 г/см<sup>3</sup>. Кристаллитовые перлиты вспучиваются плохо или совсем не вспучиваются. Объемная масса кристаллитового вспученного перлита варьирует от 1,3 до 2,2 г/см<sup>3</sup>. Стекловатые сваренные туфы также обладают низкими технологическими характеристиками. Объемная масса вспученного сваренного туфа составляет 1,8–2,5 г/см<sup>3</sup>.

Для выяснения причин различной вспучиваемости перлитов Северо-Востока СССР был использован комплексный подход к изучению перлитового сырья. При этом использовались следующие методы: микроскопия, термический, рентгеновский, спектроскопический, электронно-микроскопический, рентгено-спектральный и др. Для наиболее хорошо вспучивающихся разновидностей перлита (бассейн р. Лево́й Яны и рч. Дикого) были установлены следующие соотношения между типами воды: преобладающую роль играет подвижная вода, на втором месте находится структурная и на третьем — цеолитная. Количество гидроксидов обычно не превышает 5–10% от общей потери веса. В плохо вспучивающихся разновидностях отсутствует структурная вода.

На основании комплекса проведенных исследований могут быть сформулированы следующие поисковые критерии и признаки на перлитовое сырье:

а) наиболее перспективными на перлит являются вулканические комплексы риолитовой формации верхнего мела, образовавшиеся после кварцевых порфиров и до стекловатого сваренного туфа;

б) в этих комплексах наиболее перспективны зоны распространения радиальных даек и линейных тектонических структур;

в) хорошо вспучивающиеся разновидности перлитов — вторично гидратированы, для них характерна парагенетическая связь с цеолитами и повышенное содержание стронция; количество вкрапленников не должно превышать 10–20%, а вторичных минералов не более 20–25%.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
2. *Белый Б.Ф.* Тектонические типы вулканических поясов Восточной Азии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974.
3. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
4. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
5. *Белый В.Ф., Гельман М.Л.* Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974.
6. *Белый В.Ф., Тильман С.М.* Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геотектоника, 1966, № 2.
7. *Борисовский С.Е.* Изучение микрохимической неоднородности кислых водосодержащих стекол методом локального рентгеноспектрального анализа. — В кн.: Перлиты. М.: Наука, 1981.
8. *Еремин Р.А., Ярмолюк В.В.* Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканический пояс). — В кн.: Ассоциация вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974.
9. *Интрузивные породы Анадырско-Корякской вулканической зоны.* М.: Недра, 1963.
10. *Загружина И.А., Юхкам А.А.* Рубидий в горных породах Северо-Востока. — Колыма, 1973, № 11.
11. *Короновский Н.В.* К проблеме игнимбритов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 5.
12. *Косминская И.Л., Зверев С.М., Вейнман Н.С.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Корякско-Камчатской зоны Тихого океана. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
13. *Красный Л.И.* Схема геологоструктурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — Докл. АН СССР, 1955, т. 107, № 1.
14. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
15. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков пепла как агентов метаморфизма и магматизма. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1973.
16. *Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П.* и др. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
17. *Матвеевко В.Г.* Петрология и металлогения Омсукчанского рудного узла. — Тр. ВНИИ-1, 1957, вып. 31.
18. *Матвеевко В.Г.* Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла. — Тр. ВНИИ-1, 1957, вып. 31.
19. *Наседкин В.В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
20. *Наседкин В.В.* Вулканогенные породы как заполнители легких бетонов. М.: Недра, 1974.
21. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975.
22. *Пушаровский Ю.М.* Схема тектонического районирования Северо-Востока. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 5.
23. *Сперанская И.М.* Кайнозойская формация платобазальтов северного по-

- бережья Охотского моря. — Геология и геофизика, 1962, № 12.
24. *Сперанская И.М.* Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоплутонических формаций. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан: Кн. изд-во, 1967.
  25. *Сперанская И.М.* К вопросу о стратифицированном расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1963, № 16.
  26. *Сперанская И.М.* О природе игнибригов с близповерхностными интрузиями гранитов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 4.
  27. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3.
  28. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
  29. *Устиев Е.К.* Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулканоплутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
  30. *Хенкина С.Б.* Продукты ликвации в породах мелового-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и особенности их металлонности. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 2.
  31. *Ярмолюк В.В.* Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геология и геофизика, 1970, № 6.

## ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

### ТАБЛИЦА I

Вкрапленники кварц-плагиоклаз-санидинового риолита. Правохетинская впадина, обр. А-1

*а* — ассоциация кварца, плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата; увел. 60, с анализатором; *б* — кайма мермикитового строения на контакте плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата; увел. 40, без анализатора; *в* — ассоциация биотита и акцессорных минералов; *А* — апатита, *Ц* — циркона, *М* — монацита, *О* — ортита; увел. 40, без анализатора; *г* — сросток биотита и ортита (темное); увел. 70, без анализатора

### ТАБЛИЦА II

Разновидности структуры основной массы кварцево-плагиоклаз-санидинового риолита

*а* — сферолитовая структура основной массы, обр. А-2; увел. 63, с анализатором; *б* — пунктирно-кристаллитовая структура, обр. А-9; увел. 400, без анализатора; *в* — спутанно-волоконистая структура, обр. А-7; увел. 400, без анализатора

### ТАБЛИЦА III

Оливин-санидин-плагиоклазовый (*а*) и пироксен-санидин-плагиоклазовый риолитовые перлиты (*б, в*)

*а* — в стекле наблюдается вкрапленник оливина, по стеклу образуются сферолитовые агрегаты цеолитов, обр. 185; увел. 63, с анализатором; *б* — спутанно-кристаллитовая структура основной массы, обр. 815; увел. 150, без анализатора; *в* — то же, под электронным микроскопом; стекло, окружающее кристаллиты, имеет отчетливую глобулярную структуру. Угольная реплика; увел. 4000

### ТАБЛИЦА IV

Стекловатый сваренный туф

*а* — флюидальность определяется ориентировкой сплюснутых пор; обр. 623, верховья р. Аган; увел. 63, без анализатора; *б* — интенсивно сваренный туф, форма отдельных обломков не различима; обр. 107, верховья р. Олы; увел. 63, без анализатора

### ТАБЛИЦА V

Субцелочные вулканические стекла

*а* — полосчатый перлит, темные полосы насыщены кристаллитами; обр. Дк-1, верховья рч. Дикого; увел. 160, без анализатора; *б* — кристаллито-микролитовая структура основной массы, видна звездчатая форма микролитовых агрегатов; обр. Дк-5, верховья рч. Дикий; увел. 63, без анализатора; *в* — флюидальность обусловлена чередованием полос различной окраски; обр. Дк-2; увел. 80, без анализатора; *г* — перлитовая структура основной массы; обр. Дк-4; увел. 80, без анализатора

### ТАБЛИЦА VI

Различные стадии цеолитизации вулканического стекла

*а* — образование клиноптилолита по трещинам перлитовой отдельности; обр. 2 — 15, рч. Прямой; увел. 63, без анализатора; *б* — полностью цеолитизированный перлит; обр. С-3, р. Правая Хета; увел. 70, с анализатором

## ТАБЛИЦА VII

Вторичное изменение вулканического стекла

*a* — образование слоистого силиката (селадонита) по трещинам; р. Правая Хета; увел. 70, с анализатором; *б* — замещение вулканического стекла карбонатом (темный перистый агрегат, обр. 116а, Ольская депрессия; увел. 80, без анализатора

## ТАБЛИЦА VIII

Электронно-микроскопические снимки субвулканических перлитов; аналитик К.Е. Фролова

*a* — реплика с непротравленного скола, видно полосчатое строение стекла, обр. Дк-4, увел. 4000; *б-г* — реплики, снятые с протравленного скола: *б* — видны ямки травления, сгруппированные в цепочки; обр. Дк-4; увел. 5000, *в* — перлит замещается селадонитом (черное), обр. Дк-4, увел. 20 000, *г* — травление производилось HF в течение 30 мин, стекло образует участки между игловидными кристаллитами; обр. 815, увел. 6000

## ТАБЛИЦА IX

## ТАБЛИЦА X

## ТАБЛИЦА XI

## ТАБЛИЦА XII

## ТАБЛИЦА XIII

## ТАБЛИЦА XIV

## ТАБЛИЦА XV

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
ГЛАВА I	
Геология, вулканизм и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Анадырско-Корякской складчатой зоны. . . . .	5
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс . . . . .	5
Анадырско-Корякская складчатая зона . . . . .	12
ГЛАВА II	
Геологическое строение проявлений вулканического стекла . . . . .	13
Ольское вулканическое поле . . . . .	14
Арманское вулканическое поле . . . . .	19
Ямо-Тальское вулканическое поле . . . . .	22
Омсукчанский грабен . . . . .	32
Янский грабен . . . . .	34
Рарытский горст-антиклинорий . . . . .	36
Ледниковые впадины Магаданского района и связанные с ними вулканические пеплы. . . . .	40
ГЛАВА III	
Петрография и геохимия вулканических стекол и стекловатых пород . . . . .	42
Общая петрографическая и геохимическая характеристики . . . . .	42
Вулканические стекла и стекловатые породы. . . . .	45
Гидротермальные изменения в стеклах и сопутствующих породах. . . . .	60
ГЛАВА IV	
Генетические типы месторождений перлита и их место в общей схеме развития вулканизма. . . . .	68
Генетические типы . . . . .	68
Место вулканических стекол в общей схеме вулканизма. . . . .	72
ГЛАВА V	
Промышленные типы стекловатых пород . . . . .	78
Перлиты. . . . .	78
Обсидианы . . . . .	95
Витрокластические породы . . . . .	95
Заключение . . . . .	97
Литература . . . . .	99
Объяснения таблиц . . . . .	101

Василий Викторович Наседкин

**КИСЛЫЙ  
ВУЛКАНИЗМ  
И ВОДОСОДЕРЖАНИЕ  
СТЕКЛА  
СЕВЕРО-ВОСТОКА  
СССР**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Т.Б. Гришина*  
Художник *Н. Соктоева*  
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор *В.В. Лебедева*  
Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 27240

Подписано к печати 10.03.83. Т — 04566.  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,5+0,5 вкл.  
Усл.кр.-отт.7,3 Уч.-изд.л.8,3. Тираж 600 экз.  
Тип. зак. 149. Цена 1 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

4163



Взвешивание в д. и. и. н.

998 Св. Закономерности формирования и размещения м-тий вулканического стекла (на примере иркутского). Мад. Наука "1969

Св. Вулканические породы и методы их изучения. Мад. Наука "1967

Петров В. Я. Перлит его свойства и распространение в СССР.

Св. Перлит и вермикулит в СССР. 1962

Ритман А. Вулканы и их деятельность. Мад. Наука

Смитт Р. Л. Тотони вулканические проблемы на вулканических. И. Л. М 1963

Карякин А. Э., Строндв Э. Я.

Тотони вулканические проблемы на вулканических. И. Л. М 1985

Караченко С. П. Условия обр. и разв. млекопитающих  
на территории Киевля  
вулк. степей Укр. ССР  
В кн. Проблемы вулканизма как  
политич. географии.  
М. 1975

---

Малева Е. Р. О петрографическом развитии  
класов. вулканич. п.  
В кн. Проблемы вулканизма  
Ер. 1959

---

Петров В. Б., Славин А. Б. -  
Современные тенденции развития  
новых видов млекопитающих степей  
В кн. Млекопитающие п. и. Т. 5  
М. 1977, с. 108

---