

А. А. МЕНЯЙЛОВ и С. И. НАБОКО

**ПОТУХШИЕ ВУЛКАНЫ ВЕРХНЕ-ЕЛОВСКОГО РАЙОНА
НА КАМЧАТКЕ****I. ВВЕДЕНИЕ**

Верхне-Еловский район исследователями посещался мало и в геолого петрографическом отношении освещен неудовлетворительно. Об этом районе есть некоторые сведения у Крашенинникова (1786) и Дитмара (1901), записанные со слов местных жителей. Эрман (Егшапц, 1848) в 1829 г. доезжал до сел. Еловки при посещении вулкана Шивелуч. В 1897/98 г. Богданович (Bogdanowitsch, 1904) прошел зимним маршрутом от сел. Еловки до сел. Верхне-Озерного и указал на вулканическую природу изолированных возвышенностей (горы Лежитц, Уочкарем). Келль, участник экспедиции Рябушинского 1909 г., нанес на «карту вулканов Камчатки» (1928) некоторые из изученных нами возвышенностей (Уочкарем, Лежитц, Юрточная). Зимой 1931/32 г. участник Камчатской экспедиции НГРИ Двали произвел рекогносцировочное обследование части района с целью выявить на полуострове третичные отложения.

В 1936 г. авторы приступили к изучению этого района, имея своей задачей выяснить геологическую структуру фундамента вулканов этого района, в частности Шивелуча, и последовательность вулканических фаз.

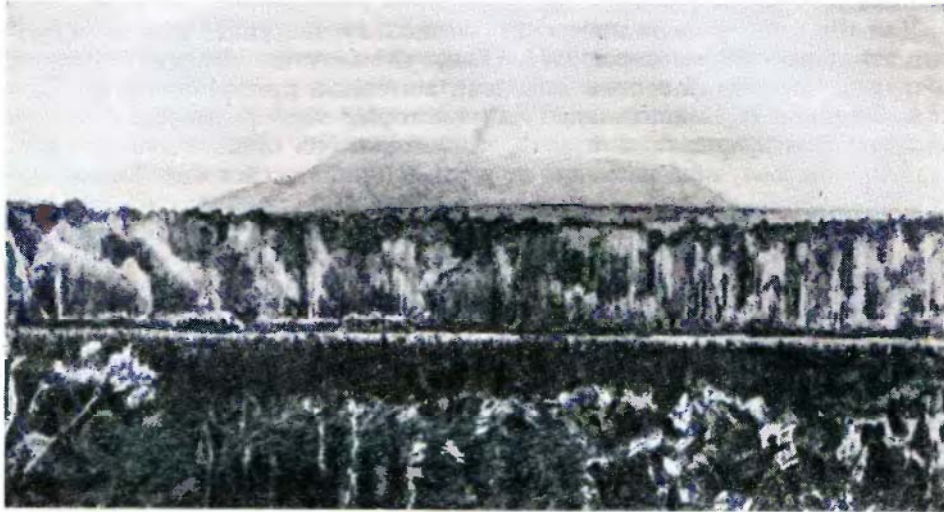
Полевые работы проводились одним отрядом, но отдельными маршрутами геологов Меняйлова и Набоко. Камеральная обработка материалов в основном выполнена авторами настоящей статьи зимой 1936/37 г. на Вулканологической станции Академии Наук в с. Ключи на Камчатке.

II. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследованный нами район заключен между меридианами $160^{\circ}20'$ — $161^{\circ}30'$ восточной долготы и параллелями $56^{\circ}50'$ — $57^{\circ}20'$ северной широты. Закартированная площадь равна 1900 км^2 . Путь в районе от сел. Кресты до сел. Еловки проходит по слегка увалистой местности, кое-где заболоченной (р. Белкумыч), а частью по ровной, совершенно сухой тундре. Обнажения по пути встречаются редко. Так, в правом борту р. Белкумыч и на спуске р. Водяной под наносами встречены крупные валуны эффузивных пород. На р. Киреуне, за р. Белкумыч и еще в некоторых местах встречаются осыпи галечных отложений, аналогичные тем, которые ниже упоминаются на р. Кунфилок.

Район, который непосредственно нами изучался, находится севернее сел. Еловки. Он представляет собой равнинно-тундровую местность, на

которой возвышаются отдельные вулканы. Раньше всего еще издали на горизонте вырисовывается плосковершинная гора Орлова (фиг. 1). На некотором расстоянии от сел. Еловки на севере показываются еще несколько возвышенностей — Лежитц, Юрточная и Кынынок (фиг. 2).



Фиг. 1. Вулкан Орловский с юго-востока

Гора Лежитц, находящаяся в крайнем северо-восточном углу района, отличается своей сглаженной продолговато-приплюснутой формой. У подножья ее протекает речка, в правом борту которой обнажаются, так же



Фиг. 2. Группа возвышенностей (справа налево): Уочкарем, Юрточная, Кынынок, Шероховатая. Вид с юго-востока

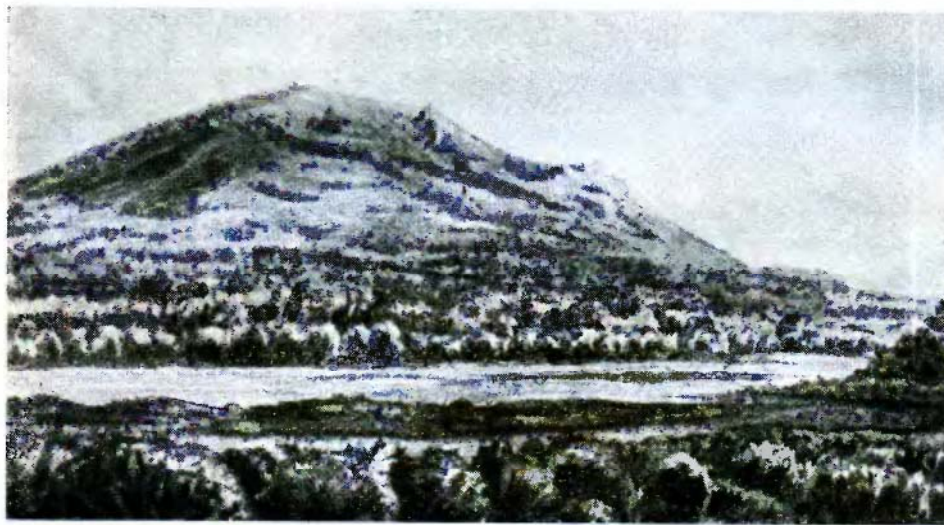
как и на вершине, трахито-андезиты. Склоны горы покрыты растительностью: внизу березняком, вверху ольховым и кедровым стланцем.

В 7 км от Лежитц на запад расположена гора Уочкарем. Она рассечена речками и имеет несколько вершин, т. е. в отличие от других возвышенностей представляет собой значительно расчлененный массив. В бортах речек обнажается седочная толща, а на вершинах диорит-порфириды.

На юго-запад от Уочкарем располагаются возвышенности Юрточная (фиг. 2), Кынынок (фиг. 2, 3), Шероховатая (фиг. 4). Гора Юрточная имеет форму конуса, южный склон ее от середины до самого верха покрыт россыпью огромных глыб трахито-андезита. Правильным конусом возвышается и гора Кынынок, только в западной ее части выступают два

скалистых обнажения базальта (фиг. 3). Расположенная в 1.5 км на ЮЮЗ гора Шероховатая (фиг. 4) получила свое название от шероховатой поверхности, обусловленной неровностями лавового потока. На горе Кунфилок в сторону одноименной реки круто обрываются скалистые обнажения, сопровождающиеся каменной осыпью. Вверху гора сплошь покрыта древесной растительностью.

Для гор этого района имеется по несколько названий, или же названия эти передаются по-разному. Так, упомянутые массивы Лежитц, Уочкарем, Юрточный теперь местными жителями произносятся как Лыжик, Учкарк и Половинная.¹ На некоторых топографических картах последняя именуется по той реке, на которой она стоит, т. е. Матерой. Гора Орлова получила название от реки, упоминавшейся еще Крашенин-



Фиг. 3. Вулкан Кынынок с северо-запада

никовым (1786) и названной Орловой, потому что у устья реки стояло дерево с орлиным гнездом. Река это название не сохранила, а гора стала именоваться сперва Орловой, а теперь обычно Орловкой; река же называется Летовой. Гора Кынынок имеет еще другое название — Острая, за ее правильную коническую форму; речка, протекающая между Юрточной и Кынынок (вблизи ее), называлась нами Кынынок. Гора Шероховатая имеет одно название, а речка, протекающая у ее подножья, называется Шишеек, или Шишель (Келль, 1928), так как она берет начало с горы Шишель. Гора и река Кунфилок мало известны, и мы других названий для них не слышали. Гора Домашняя имеет еще название Заречной, в прошлом (Крашенинников, 1786) — Тимаска.

Если придерживаться старых названий — более рациональных, так как они различны для гор и рек, — то мы можем именовать горы так: Лежитц, Уочкарем, Юрточная, Орлова, Тимаска, Кынынок, Шероховатая и одноименная с рекой Кунфилок. Для рек примем названия Матерая Еловка (т. е. Основная Еловка), Летовна, Шишеек, Кунфилок, Кынынок.

¹ На Камчатке часто встречается для гор и рек название Половинная, и присваивается оно тем местам, которые оказываются, примерно, на половине какого-либо пути между селами. Название «Юрточная» этой горе, пожалуй, более подходит за ее юртообразную форму.

На равнинно-тундровой поверхности района возвышаются холмы или увалы. В центральной части находятся наиболее крупные два холма (Правый и Левый); на них мы не были и издали не видели, но Двали так отмечает на склоне плосковерхого увала, расположенного с левой стороны долины р. Матерой Еловки. Севернее, между горами Лежитц и Уочкарем, в низком увальчике, прорываемом речкой (в левом борту), обнажаются галечно-валунные породы, образующие на берегу осыпь. Между Орловой и Кунфилок встречались валуны диаметром до 2.5 м, залегающие наверху увальчиков.

В районе имеется несколько озер (по тропе вблизи Лежитц, у подножья горы Кынынок, Орловой и др.). Все это характеризует ледниковый озерно-холмистый ландшафт.



Фиг. 4. Поверхность лавы Шерховатого

При пересечении района ясно различаются террасы, находящиеся на разной высоте. Так, вблизи горы Орловой намечаются четыре террасы (по барометру) в 390, 250, 238 и 200 м абсолютной высоты. Террасы обычно широкие, имеют уклон, общий с уклоном речной системы. Терраса в разрезе на р. Кунфилок (260 м) несет под почвенным слоем галечные отложения, а ниже — песчаные, с илистыми прослоями. В песчаных отложениях, над самым уровнем реки, размыты небольшие пещерки.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В строении исследованного района принимают участие образования, различные по характеру и составу. На площади в 1900 км² встречаются представители и нормальных осадочных и изверженных пород. Среди последних преобладают породы эффузивные (фиг. 5).

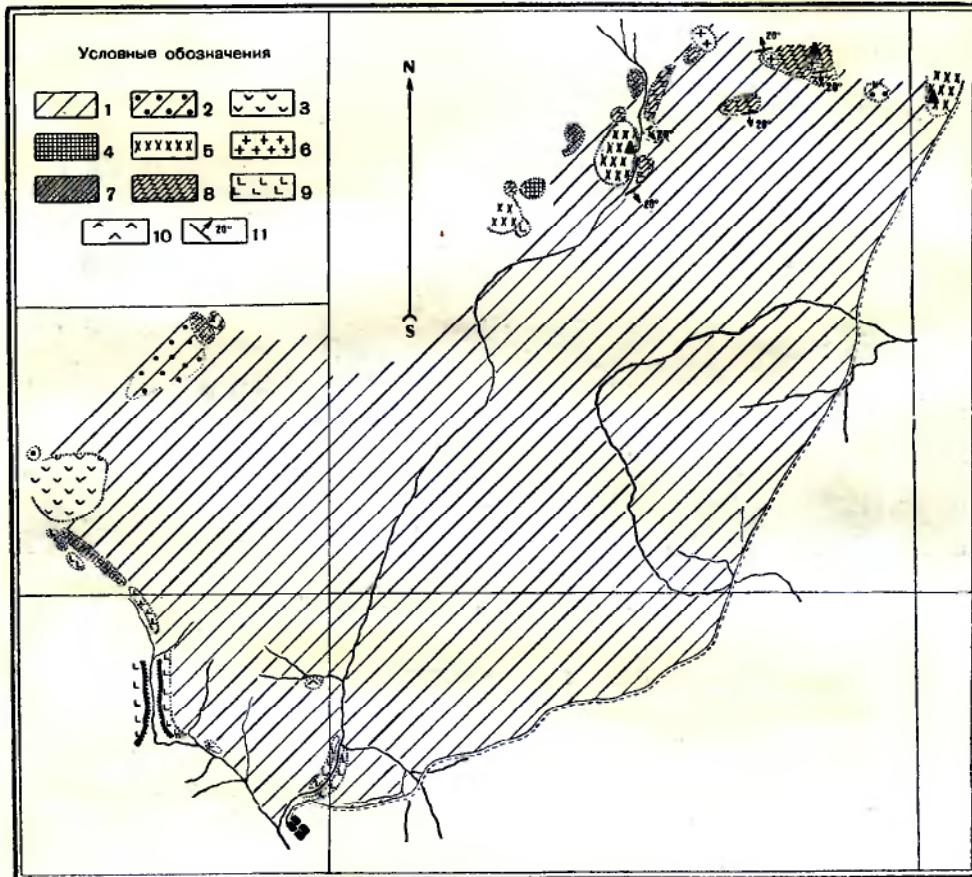
Наиболее древним образованием является эффузивная свита, обнажающаяся выше сел. Еловки в бортах рек Летовны и Матерой Еловки, в виде скал высотой до 50 м. Породы значительно перемяты и метаморфизованы. Они представлены, главным образом, светло- и темнозелеными порфиритами, изредка черными базальтами. Их сопровождают туфогенные породы плотного сложения и грубообломочные плотно сцементированные

ные туфобрекчии. Отдельность в порфиригах неправильная и концентрически-шаровая.

К этой свите, вероятно, относятся базальты с туфобрекчиями, встреченные на безымянном Ключе, впадающем в р. Матерую Еловку в 10 км от сел. Еловки, по тропе к горе Орловой.

Гальки и обломки упомянутых пород присутствуют во всех осадочных отложениях этого района.

Возраст еловской эффузивно-порфиритовой свиты нами не определен. Двали, описывая аналогичные породы, именует их столбовой свитой. Последнюю он параллелизует с кроноцкой свитой Л. А. Гречишкина (1935), который приписывает ей миоценовый возраст.

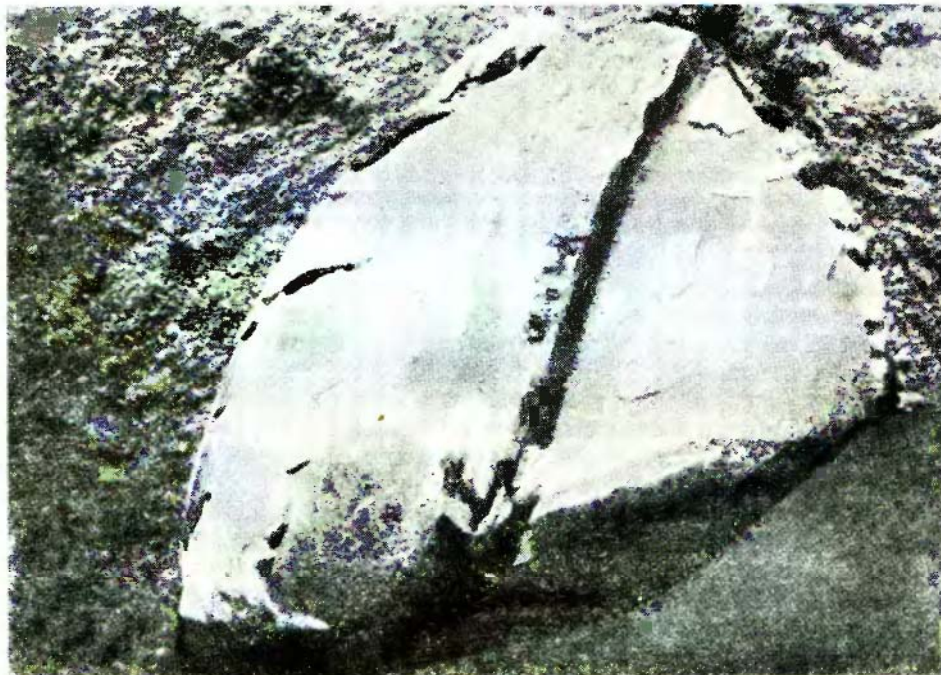


Фиг. 5. Схематическая геологическая карта Верхне-Еловского района. Составили: А. А. Меньшилов и С. И. Набоко по работам 1936 г.

1 — наносно-гундровые отложения с ледниковым ландшафтом; 2 — ледниковые отложения; 3 — андезит-базальты и базальты четвертичные; 4 — дацит-липариты; 5 — трахито-андезиты; 6 — диорит-порфириды; 7 — верхнеплиоценовая и постплиоценовая туфогенная песчано-галечная свита; 8 — миоценовая песчано-глинисто-мергелистая свита; 9 — метаморфизованная эффузивная свита; 10 — базальты и их туфы; 11 — элементы залегания

Более молодой является осадочная песчано-глинисто-мергелистая свита. Она обнажается в бортах р. Матерой Еловки против горы Юртошной, в бортах ручьев, прорезающих гору Уочкарем, и в правом борту р. Шищельной, у подножья горы Шероховатой. Эта свита довольно однообразна и представлена песчано-глинистыми породами серого цвета

с зеленоватым оттенком, чередующимися с темносерыми мергелистыми породами. В них были встречены остатки растительности и раковины. По определению Сладковича, плохо сохранившаяся фауна характеризует, вероятно, миоцен (фиг. 6). Отдельность в этих породах плитчатая, скользячая и скорлуповатая. Свита дислоцирована: на горе Уочкарем она имеет прстириание, близкое к широтному, с падением на юг под углом 20° ; в районе горы Юрточной при том же прстириании падение ее на север под углом $18-20^{\circ}$. На горе Уочкарем свита рвется диорит-порфиритом.



Фиг. 6. Фауна в мергелях миоцена с р. Шивельной

На дислоцированной песчано-глинисто-мергелистой толще трансгрессивно залегает песчано-галечная толща, состоящая из туфогенных песчаников (от грубо- до мелкозернистых), чередующихся с галечниками (тоже различной крупности), преимущественно с песчаным цементом. В обнажениях встречаются пропластки тонкослоистых и неслоистых белых и желтоватых глин и линзы песчаников с косою слоистостью. Многочисленные обнажения этой свиты мы встречали в бортах рек Летовны и Кунфилок. Взаимоотношения двух свит видны в обнажении против горы Юрточной. Здесь на дислоцированной песчано-глинисто-мергелистой свите горизонтально залегает галечник мощностью 40 м, содержащий линзы песков. Состав песчано-галечной свиты довольно однообразен: в основном это гальки и песчинки базальтов и порфиритов; кроме того, встречены гальки глин, мергелей, белой пемзы, бурого угля и зеленой метаморфической породы; белые пески состоят преимущественно из обломков плагиоклазов. Породы этой свиты слабо сцементированы; но иногда, при наличии в галечнике известкового цемента, сцементированы лучше. Гальки и валуны гладко окатаны, обычно продолговатой и приплюснутой формы, редко округлой. Размер галек 0.5—25 см.

Характерные свойства этой свиты: 1) непостоянство состава пород даже на небольших площадях; 2) большая мощность галечников; 3) лепешкообразная форма галек; 4) наличие косой слоистости в песках и линз в глинах и 5) наличие остатков древесной растительности и мелководной фауны. Все это характеризует прибрежно-морскую, мелководную фацию. Кроме того, тонкослоистые, ленточные глины р. Кунфилок характеризуют озерно-лагунные условия осаждения. В этой свите были найдены: в темных базальтовых песках — фауна, а в белом плагиоклазовом песчанике — остатки древесной растительности (фиг. 7, 8). Фауна, по определению Б. П. Жижченко, следующая: *Pecten* sp. cf. *swiftii*, *Fellina* sp. cf. *lutea* K h o m., *Papyriodea* sp. cf. *sakhalinensis* K o g., *Cardium* sp. cf. *californiense* D s h., *Venus* sp. *indet.*

Эти виды характеризуют возраст свиты как верхнемиоценовый или плиоценовый.

М. Двали эту свиту, трансгрессивно залегающую на миоценовой (см. выше), относит к самым верхам плиоцена и, возможно, к пост-плиоцену.

Вулканы этого района, вероятно, имеют фундаментом только что описанные свиты. Взаимоотношения между эффузивными и осадочными породами мы могли наблюдать только в районе горы Уочкарем, где в обнажениях видны жилы диорит-порфирита, секущие песчано-глинисто-мергелистые породы миоцена, результатом чего являются экзо- и эндо-контактные изменения. В вышеописанных осадочных свитах не встречено галек липарита, трахито-андезита и андезито-базальта (горы Орловой и Харчинского хребта), из чего следует, что эти вулканические аппараты действовали после образования песчано-галечной свиты, т. е. в постплиоценовое время.

В трахитовой лаве находятся гальки песчано-глинистых пород и базальтов (гора Юрточная), липариты же прорывают последние (гора Кынынок).

Наконец, еще более молодыми образованиями в районе являются ледниковые отложения. К ним относятся галечно-валунные отложения, наблюдаемые в обнажениях и проявляющиеся в рельефе.

В заключение можно взаимоотношения и предположительный возраст пород представить в следующем виде:

- I. Четвертичные
 - а) наносы
 - б) ледниковые отложения
- II. Постплиоценовый вулканизм
 - а) андезито-базальты вулканов Орловского и Харчинского
 - б) дацит-липариты и трахито-андезиты
- III. Верхнеплиоценовая (или постплиоценовая) песчано-галечная свита
- IV. Миоценовая песчано-глинисто-мергелистая свита

Ниже приводится описание пород в порядке их возрастных отношений.

1. Миоценовые эффузивы

- а) Порфириты и их туфы по рекам Матерой Еловке и Летовне

Эффузивная свита обнажается в бортах р. Матерой Еловки вниз и вверх по течению от сел. Еловки и в бортах р. Летовны, в нижнем ее течении. Свита представлена порфиритами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Породы носят следы механического и гидрохимического изменения. Вверх по течению р. Матерой Еловки, на расстоянии 4—5 км

от селения, в правом борту, в порфиритах обнаруживаются гнезда голубой глины, обогащенной пиритом. Гнезда приурочены к зонам смятия и трещиноватости пород. В одном месте на р. Летовне наблюдали пластовое строение обнажений с падением на юг под углом 15° . Эффузивная свита нами почти не изучалась. Для краткой характеристики ниже приводится описание трех образцов, расположенных по степени изменения.

Обр. № 231. Правый борт р. Матерой Еловки, в 4—5 км выше сел. Еловки.

В обнажении мы видим рассланцованность с плоскостью сланцеватости, имеющей падение ЮЗ 200° под углом 86° . По трещинам отложались корки кальцита белого цвета, иногда с розовым оттенком. Порода в общем плотная, с крупными (до 5 мм в поперечнике) вкрапленниками пироксена. Цвет породы темнозеленый с белыми пятнышками продуктов видоизменения.

Под микроскопом обнаруживается порфировая структура с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза и раскристаллизовывающейся основной массой. Плагиоклаз сильно (пятнисто) хлоритизирован. Пироксен моноклинный, единственно хорошо сохранившийся минерал. Он слегка плеохроирует в зеленых и голубоватых оттенках. В шлифе шестиугольный индивид, имеющий 3 мм в поперечнике, внутри содержит зерно пироксена же, иначе ориентированное и зонального строения. В кристаллах пироксена рассеян рудный минерал. Вообще в породе рудный минерал (магнетит) в виде довольно крупных зерен и в виде мелкой сыпи в основной массе встречается часто.

Вторичные минералы, в большинстве случаев находящиеся в основной массе в виде прожилков и жеод, следующие: кальцит, хлорит, цеолит, опал и сульфиды.

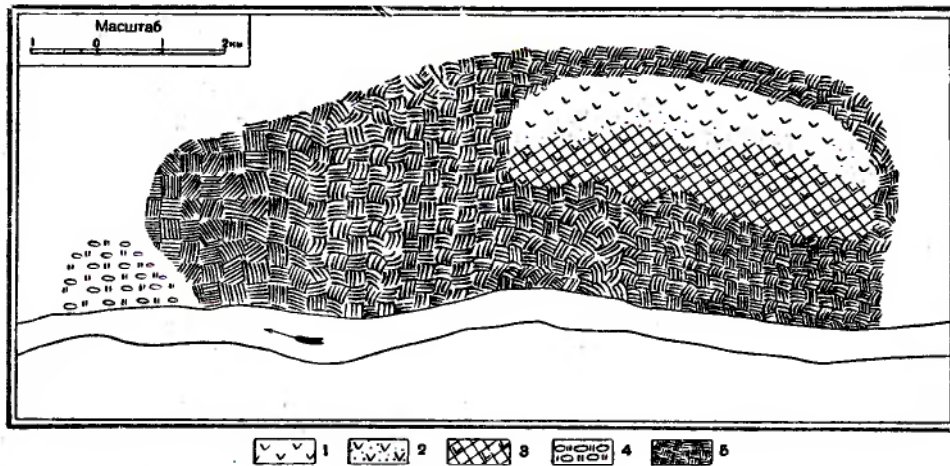
Порода, представленная обр. № 242, значительно изменена, серого цвета. Под микроскопом виден агрегат кальцита, хлорита, кварца и рудного минерала. Форма вкрапленников с редкими остатками самого плагиоклаза сохранилась, а по нему образовался кальцит.

Порода обр. № 248 светлозеленого цвета, плотная, превращена в эпидот-хлоритовую массу, хотя плагиоклазы (как вкрапленники, так и микролиты) еще сохранились.

б) Базальты р. Матерой Еловки

Обнажаются в борте ключика, впадающего справа в р. Матерую Еловку в 10 км по тропе от сел. Еловки к горе Орловой. На прилагаемой зарисовке (фиг. 9) видно, что обнажение разделяется на два горизонта: 1) верхний, состоящий из черного базальта с вкрапленниками плагиоклаза, и 2) нижний — из коричневого базальта с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Ниже базальта залегает базальтовый туф, вернее туфобрекчия; в нем заключены обломки черного и коричневого базальта. В контактовой зоне присутствуют опал, кварц, пироксен, хлорит и цеолит. Туфобрекчия, вероятно, относится к внутриформационным. Залегающие выше базальты имеют ясно выраженную трещиноватость. Трещины скалывания в базальте пусты, а трещины растяжения выполнены коломорфным опалом.

Ниже по ручью, на расстоянии 15—20 м от обнажения базальта, находятся слабо сцементированные конгломераты. Глинистый цемент зеленого цвета содержит желтый лучистый цеолит. Гальки обычно имеют петрографический состав порфирита. Галек черного и коричневого базальта в конгломерате не обнаружено, следовательно, конгломерат древнее базальта. Если мысленно продолжить слегка наклоненные пласты базальтов и туфов, то обнаружится налегание их на конгломераты.



Фиг. 9. Зарисовка обнажения близ правого берега р. Матерой Еловки
 1 — базальт черный; 2 — базальт коричневый; 3 — туф базальтовый; 4 — конгломерат; 5 — почвенный слой

2. Миоценовые песчано-глинисто-мергелевые отложения района горы Уочкарем и р. Матерой Еловки

Разрез № 1. В районе горы Уочкарем.

Обнажается песчано-глинисто-мергелистая свита мощностью 150 м. Породы разбиты системой трещин: 1) меридионального направления с падением на восток под углом 85° , 2) широтного — с падением на юг под углом 45° . По этим трещинам порода распадается на щебенку. В одном месте удалось замерить элементы залегания: широтное простирание с падением на север под углом 20° .

Свита однообразна и представляет собой чередование пластов песчаных, глинистых и мергелистых пород. Глинистая порода серого цвета, с зеленоватым оттенком, тонкозернистого сложения; в ней встречаются тонкие пропласточки черного ила и бурой, окрашенной окислами железа, глинистой породы. Мергель темносерого цвета, плотного сложения, интенсивно вскипает с HCl, пересечен жилками светложелтого кальцита, мощность которых от микроскопических размеров до 1.5 см.

Осадочная свита прорывается диорит-порфиритами. В разрезах встречено несколько таких жил с слабыми эндо- и экзоконтактовыми явлениями. В этой толще найдены отпечатки флоры.

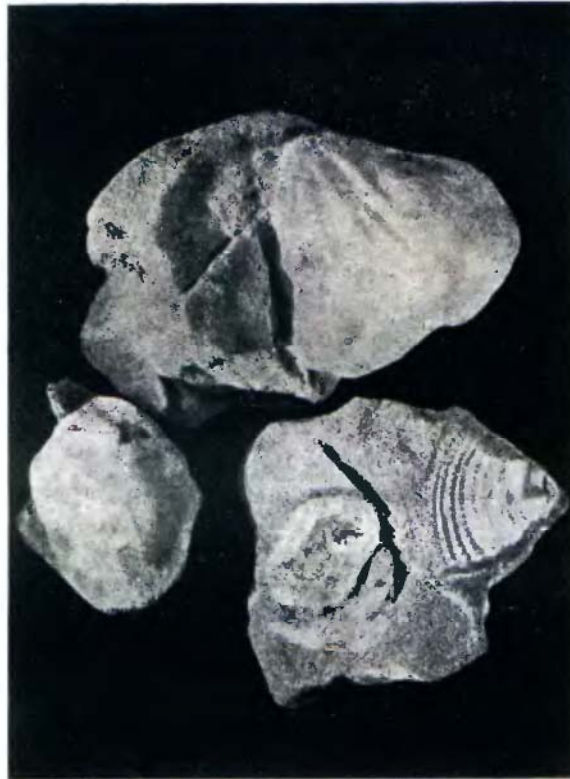
Разрез № 2. Обнажение р. Матерой Еловки.

Обнажение представляет собой вертикальную скалу высотой 100 м. От основания ее до высоты 80 м обнажается песчано-глинисто-мергелистая толща, состоящая из чередования слоев зеленовато-серой глинистой и песчанистой породы и темносерого мергеля, пересеченного тончайшими жилками кальцита.

Глинистая порода разбита системой трещинок, по которым она распадается на мелкую щебенку (явление это может быть связано с усыханием глины). Встречаются слои, окрашенные по трещинкам окислами железа в бурый цвет. Мощность слесей глинистой породы (до 1 м) превышает мощность слесей мергеля (до 20 см). Простирание широтное, с падением на юг под углом 20° .

Мергель имеет темносерый цвет различных оттенков, плотное сложение и раковистый излом. Местами он пересечен в различных направлениях тонкими жилками белого и желтого кальцита (фиг. 10).

Под микроскопом порода состоит из желтовато-бурого недвупреломляющего глинистого материала и известковистого вещества в соотношении приблизительно 1 : 1. В глинисто-кальцитовом материале рассеяны мелкие остроугольные обломочки плагиоклаза и несколько зерен рудного минерала и хлорита. Химические анализы мергеля приведены в табл. 1.



Фиг. 7, 8. Фауна в песчанике с р. Летошны



Рис. 10. Микроструктура мергели, пересеченного жилкой кальцита. Никколи +, $\times 30$

Таблица 1

**Химический состав мергеля в %
(аналитик К. П. Соколова)**

№ обр.	Место взятия	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Потери при прок.
73	Гора Уочкарем	24.48	10.56	33.10	1.40	0.87	27.80
91	Р. Матерая Еловка против горы Юрточной	31.32	13.43	27.07	1.52	0.61	21.96

Известковистый песчаник встречается в разрезах песчано-глинисто-мергелистой дислоцированной толщи в районе гор Уочкарем и Юрточной. Порода имеет желтовато-серый цвет, мелкозернистое плотное сложение.

Под микроскопом видны обломочная структура и кальцитовый цемент. Состав песчинок: базальт, черное, слабо просвечивающее вулканическое стекло, коричневое вулканическое стекло с микролитами плагиоклаза и минералы — плагиоклаз, кварц, хлорит.

Кварц мозаичной структуры, с волнистым угасанием. Встречается очень редко.

Плагиоклаз (таблички с двойниковой структурой) имеет состав лаборатория № 62 (max. погасание в сечении $\perp M - 35^\circ$) и форму остроугольных обломков. Сохранность плагиоклаза хорошая; он очень свежий.

Хлорит имеет светлозеленый цвет, плеохроизм отсутствует. Всего встречено несколько листочков его.

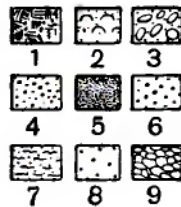
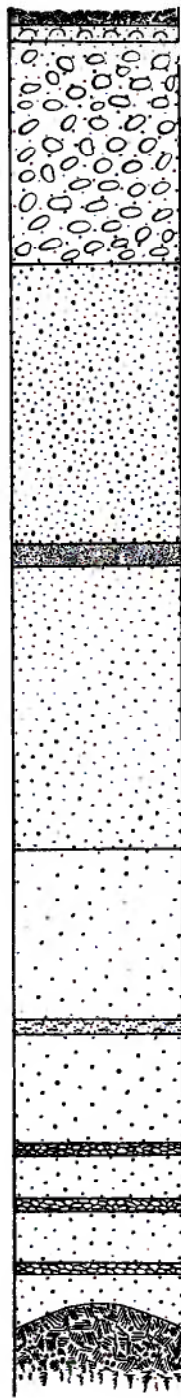
Обращает на себя внимание то, что из серии осадочных образований только в известковистом песчанике встречен кварц. Хорошая окатанность его указывает на то, что он принесен издалека.

3. Верхне-плиоценовые песчано-галечные отложения рек Матерой Еловки, Летовны и Кунфилок

К о н г л о м е р а т ы. На глинисто-мергелистой толще — на р. Матерой Еловке против вулкана Юрточного — горизонтально залегают верхнеплиоценовые конгломераты с обнаженной мощностью 20 м, состоящие из хорошо окатанных, сферических, удлиненных и сплюснутых галек, слабо цементированных песчанистым цементом. Состав конгломератов полимиктовый. В гальках обнаружены следующие породы: черный плагиоклазовый базальт, зеленый и черный с зеленоватой оттенком порфирит, белая пемза, бурый уголь, железисто-углистая, зеленая метаморфическая, глинистая и мергелистая порода. Количественно преобладает галка базальтовая, остальные породы встречаются реже. В верхних горизонтах крупно-галечный конгломерат чередуется с серым микрогалечным конгломератом и белым песчаником, мощность слоев которых не превышает 15 см.

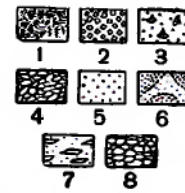
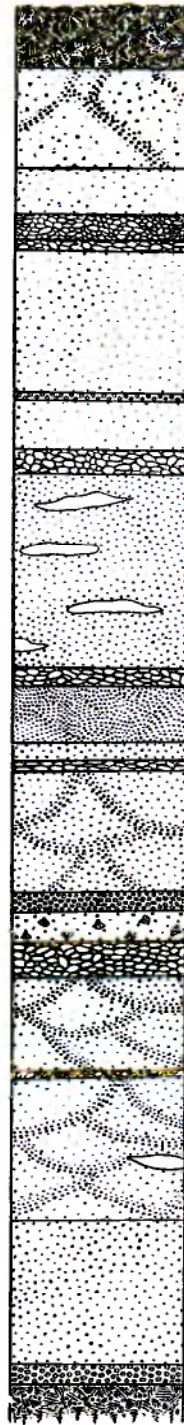
Р а з р е з № 1. Обнажение на р. Летовне (фиг. 11).

Под почвенным горизонтом залегает слой мощностью 5 м, состоящий из обломков и слегка окатанных глыб, серого и розового андезито-базальта, аналогичного тому, который обнажается на горе Орловке. Глыбы в поперечнике до 30 см погружены в глинистый материал. Образование этого слоя, вероятно, связано с ледниковой деятельностью, но, может быть, обусловлено и оползевыми явлениями. Под валунным материалом горизонтально залегает толща туфогенных песчаников, обнаруженная мощность которой, примерно, 40 м. Характерными особенностями для нее являются:



Фиг. 11. Разрез № 1 туфогенных песчано-галечных отложений на р. Летовне

1 — почвенный слой; 2 — суглинок; 3 — валуны; 4 — песчаник грубозернистый; 5 — песчаник тонкозернистый; 6 — песчаник среднезернистый; 7 — песчаник железистый; 8 — песчаник слабоцементированный; 9 — конгломерат.



Фиг. 12. Разрез № 2 туфогенных песчано-галечных отложений на р. Летовне

1 — почвенный слой; 2 — конгломерат; 3 — грубозернистый песчаник с ракушками; 4 — конгломерат мелкогалечный; 5 — песчаник; 6 — песчаник с косою слоистостью; 7 — песчаник с линзами железистого песчаника; 8 — конгломерат крупногалечный

относительное петрографическое однообразие и резкое колебание механического состава. В разрезе встречаем породы от конгломератов до глин. Преобладающим является среднезернистый туфогенный песчаник. Внизу обнажения встречаются конгломерат и крупнозернистый туфогенный песчаник, а выше — мелкозернистый песчаник и глины.

Конгломерат слабо сцементированный, мелкогалечный (размер галек не превышает 1 см), мономиктовый, галька преимущественно базальтовая. Мембрит песчанистый, количественно преобладающий над галькой. Мощность слоев конгломерата достигает 5 см. Туфогенный песчаник от крупнозернистого до мелкозернистого сложения, также плохо сцементирован. В основном он состоит из песчинок черного базальта, с поверхностью покрытых голубоватой побежалостью.

Глины представляют собой белую со слабым желтоватым оттенком пылевидную породу, значительной плотности, лучше сцементированную, чем конгломерат и песчаник. Мощность слоев ее достигает 20 см.

Разрез № 2. Обнажение на р. Летовне ниже разреза № 1 (фиг. 12).

Для более полной характеристики песчано-галечной толщи ниже приводится подробное описание одного разреза с перечислением (сверху вниз) и характеристикой всех пластов (фиг. 13).

1. Почвенный горизонт, подстилаемый суглинком

2. Косослоистый песчаник

3. Компактный серый песчаник

4. Мелкогалечный конгломерат

5. Крупногалечный конгломерат

6. Переслаивание желтого мелкозернистого и голубого среднезернистого песчаника

7. Мелкогалечный конгломерат

8. Среднезернистый песчаник

9. Среднегалечный конгломерат

10. Среднезернистый песчаник с линзами железистого песчаника

11. Крупногалечный конгломерат

12. Мелкозернистый песчаник с косою слоистостью

13. Железистый песчаник

14. Среднегалечный конгломерат

15. Песчаник с косою слоистостью

16. Конгломерат среднегалечный

17. Среднезернистый песчаник, ракушник

18. Среднегалечный конгломерат

19. Песчаник с косою слоистостью

20. Мелкогалечный конгломерат

21. Песчаник с косою слоистостью

22. Светлосерый песчаник, в основании которого найден окаменелый древесный остаток

23. Среднегалечный конгломерат

24. Осыпь.



Фиг. 13. Обнажение туфогенных песчано-галечных отложений на р. Летовне (разрез № 2)

Туфогенный песчаник является в разрезе доминирующей породой. По петрографическому составу строго разграничиваются два типа: 1) туфогенный базальтовый песчаник и 2) туфогенный плагиоклазовый песчаник. Сами названия говорят о петрографическом составе этих пород, а именно: базальтовый песчаник преимущественно состоит из песчинок базальта, а плагиоклазовый из осколков плагиоклаза. В первом встречен слой аналогичного песчаника, изобилующего раковинками, а в основании второго — остатки окаменевшей растительности. Базальтовый песчаник обычно среднезернистый, серого цвета и так же, как в аналогичной породе разреза № 3, с голубоватым оттенком, который придают

ему песчинки базальта, покрытые сизовато-голубым налетом. Плагноклазовый песчаник также среднезернистый, но белый, с желтоватым оттенком, лучше цементированный, чем базальтовый.

Кроме перечисленных в разрезе, встречаем еще песчаник с косою слоистостью, резко выступающий благодаря различной окраске тонких слоев: желтовато-белые, мощностью 1 мм (плагноклазовые) сменяются темно-серыми, мощностью 3 мм (базальтовыми) песчаниками.

Конгломерат в толще песчаников обладает непостоянным механическим составом. Наряду с мелкогалечным встречаем крупногалечный конгломерат; в каждом отдельном слое размеры галек колеблются в широких пределах — от 1 до 25 см в диаметре. Петрографический состав конгломерата следующий: гальки базальта, порфирита, змеевика и глинистой породы из ниже залегающей толщи; цемент известковистый и песчанистый. Цементация в отдельных слоях различна; в случае известкового цемента она настолько прочна, что разлом проходит по гальке.

Разрез № 3. Обнажение на правом борту р. Кунфилок.

Под почвенным горизонтом идет плохо цементированный сыпучий галечник. Ниже галечник сменяется песчаниками средне- и крупнозернистого сложения, которые к основанию толщи начинают перемежаться с слоистыми и неслоистыми тонкозернистыми песчаниками и глинами. Вверху разреза наблюдается тонкая переслаиваемость между серыми и белыми песчаниками и желтоватыми глинами. Среди тонкослоистого материала встречаются слои пятнистой глинистой породы псевдо-элитовой или псевдо-пизолитовой структуры. На сером фоне породы резко выступают белые овальные пятна: часть пятен имеет форму обломков и даже призм и, возможно, представляет собой измененные полевые шпаты. На контакте среднезернистых песчаников и глин встречен еще тончайший прослой черного вещества, который заходит дендритами в нижележащую глину. Вероятнее всего, мы здесь имеем дело с марганцовыми соединениями.

Туфогенный базальтовый песчаник из разрезов на реках Летовне и Кунфилок представляет собою породу темносерого цвета, плохо цементированную, состоящую в основном из песчинок базальта, покрытых сизоватым налетом, придающим породе соответствующий оттенок. Механический состав его колеблется от средне- до мелкозернистого.

Под микроскопом структура породы обломочная. Обломочки пород хорошо окатаны, минералы совершенно не окатаны. Состав обломков: базальт, андезит-базальт, вулканическое стекло пористое и непористое; минералы: плагноклаз, пироксен, биотит и хлорит.

Плагноклаз встречается в форме остроугольных обломков, водяно-прозрачный или загрязненный бурыми частицами. Как тот, так и другой относятся к лабрадору: в сечениях \perp РМ $33^\circ =$ № 60 (чистый), \perp РМ $32^\circ =$ № 58 (загрязненный).

Пироксен моноклинный светлозеленого цвета, слабо плеохроирующий. Встречается обычно сросшимся с бурым, слабо прозрачным стеклом.

Биотит встречается в форме листочков и тонких табличек бурого цвета с сильным плеохроизмом от бурого до соломенно-желтого и с прямым погасанием. Встречается он редко.

Хлорит также бурый, но совершенно не плеохроирующий и с аномальными цветами интерференции. Встречается он в более крупных листочках, чем биотит.

Среди обломков пород базальт обладает витрофировой структурой; как микролиты, так и вкрапленники представлены плагноклазом. Один раз встречен вкрапленник оливина. Стекло темнобурое, слабо просвечивающее. Андезит-базальт андезитовой структуры; микролиты и вкрапленники также представлены плагноклазом. Стекло светлобурое и серое. Шлаковая лава имеет черное непросвечивающее пористое стекло с погруженными вкрапленниками плагноклаза.

Цемент песчинок глинистый, недвупреломляющий.

Туфогенный белый песчаник представляет собою среднезернистую породу белого и слегка желтоватого цвета, сцементированную значительно лучше, чем вышеописанный базальтовый песчаник.

Структура породы обломочная. Петрографический состав ее следующий: 1) обломки эффузивных пород — базальта и андезита, вулканического стекла и 2) минералов — плагиоклаза, пироксена и роговой обманки.

Базальт песчинок обладает витрофировой структурой, стекло темно-бурое, слабо просвечивающее, микролиты и вкрапленники плагиоклазовые. Стекло преобладает над минералами.

Андезитовые песчинки обладают трахитовой структурой, стекло светлоруброе или слабозеленое. Микролиты и вкрапленники представлены плагиоклазом. Вкрапленников очень мало.

Вулканическое стекло, в отличие от стекла в базальтовых песчаниках, просвечивающее, слегка буроватое или желтоватое.

Плагиоклаз водянопрозрачный, а также и измененный, хлоритизированный. Структура плагиоклаза двойниковая и зональная. Состав от лабрадора до битовнита: в сечениях \perp РМ $35^\circ = \text{№ } 65$, \perp РМ $36^\circ = \text{№ } 66$, \perp РМ $35^\circ = \text{№ } 65$ и РМ $41^\circ = \text{№ } 80$.

Из цветных компонентов встречаются обломки моноклининого пироксена и амфибола; последний значительно преобладает. Обломочки пород в песчанике окатаны хорошо, а минералов — совершенно не окатаны.

Конгломераты в разрезах осадочных пород довольно разнообразны по форме и размеру галек и по цементу. Петрографический состав однообразен. Гальки представлены базальтом, порфиритом, пемзой, глинистой и мергелистой породой, бурым углем и др. Цементом является глинистый, песчанистый и реже карбонатный материал. В первых двух случаях цементация слабая и разлом происходит по цементу; в последнем случае цементация хорошая и разлом происходит по гальке. Форма галек приплюснутая, сферическая, окатанность иногда плохая.

Микроскопическое изучение показывает, что в состав конгломерата с карбонатным цементом входят обломки базальта, андезита, порфирита и минералы — плагиоклаз, моноклининый пироксен, амфибол и хлорит.

Базальт обладает витрофировой структурой. Стекло темносбурое, непрозрачное. Микролиты и вкрапленники представлены плагиоклазом.

Андезит с андезитовой структурой. Стекло бурого с красноватым оттенком цвета, просвечивающее. Количество микролитов (плагиоклаза) и стекла в основной массе равное. Вкрапленники представлены плагиоклазом — лабрадором (в зоне симм. погас. $\angle 30^\circ = \text{№ } 55$), размер зерен в поперечнике 0.5 мм.

У порфирита основная масса почти нацело хлоритизирована. Вкрапленниками является очень измененный плагиоклаз. В других обломках основная масса кальцитизирована.

Плагиоклаз прозрачный, чистый, двойниковой и зональной структуры. Размер зерен 0.5—0.7 мм. Наряду с чистым, неизмененным плагиоклазом встречаются обломки хлоритизированного и переполненного включениями черного и бурого вулканического стекла. Состав по углам погасания в сечении \perp РМ $42^\circ = \text{№ } 80$, \perp РМ $43^\circ = \text{№ } 82$.

Пироксен моноклининый, размер зерен до 0.4 мм. По трещинкам и краям пироксена происходит замещение его кальцитом и окислами железа.

Редкий амфибол зеленого цвета с сильным плеохроизмом. Наблюдается уралитизация амфибола.

Хлорит встречается в виде листочков, а также мелких агрегатов, замещающих другие минералы. Цвет его зеленый, плеохроизм отсутствует, погасание прямое.

Конгломераты с глинистым и песчаным цементом микроскопическому изучению не подвергались.

4. После-миоценовые или после-плиоценовые диорит-порфириты горы Уочкарем

К западу от вулкана Лежитц на расстоянии 7 км находится гора Уочкарем. Она возвышается над травянисто-кустарниковой тундрой и лесотундрой и представляет собою большой массив, рассеченный современной речной системой на несколько отрогов. Абсолютная высота ее превышает 650 м. Склоны отрогов внизу более пологие, заросшие березняком; выше они становятся более крутыми и покрыты уже ольховым и кедровым стланицами; наконец, на голых вершинах располагаются каменные россыпи. На склонах наблюдаются террасовидные уступы, заваленные глыбами пород. В крутых бортах ручьев, расчленяющих массив, обнажается осадочная песчано-глинисто-мергелистая толща пород, разбитых системой трещин на плитки и щебенку. Элементы залегания выражены неярко и замерить их удалось только в одном месте: широтное пространство с падением на север под углом 20° .

Осадочные породы пересечены жилами диорит-порфиритов и лампрофиров с эндо- и экзоконтактовыми явлениями. Падение одной из жил: $326^\circ / 58^\circ$. Плоскости отдельности имеют следующие падения: I — $305^\circ / 62^\circ$, II — $270^\circ / 85^\circ$, III — $110^\circ / 22^\circ$.

Осадочные породы распределяются до 450 м абсолютной высоты; выше, в частности на всех вершинах отрогов, встречаются россыпи глыб и щебенки диорит-порфиритов.

При маршрутах выяснилось, что в центральной части горы и в восточных отрогах ее преобладают осадочные породы, а диорит-порфириты встречаются только на вершинах отрогов; на западных отрогах нами встречены исключительно изверженные породы (каменная россыпь диорит-порфиритов с 550 до 650 м абсолютной высоты). В речке, берущей начало в этой части горы и впадающей слева в р. Матерую Еловку, встречаются преимущественно гальки изверженных пород. Северную часть массива мы не посетили.

В районе горы Уочкарем вскрываются более глубокие горизонты осадочных пород в связи с антиклинальным строением и сильной эродированностью этого участка. Напрашивается мысль: не являются ли диорит-порфиритовые и лампрофировые тела корнями вулканических построек, близких по составу к трахито-андезитам той же вулканической фазы.

Диорит-порфирит, обнажающийся на вершинах, представляет собой породу серого цвета, обладающую порфировой структурой с раскристаллизованной основной массой. Вкрапленниками являются белый плагиоклаз и черная роговая обманка. Размер вкрапленников 1—1.5 см. Основная масса состоит также из плагиоклаза и роговой обманки. Часто в породе встречаются роговообманковые шпильки.

Под микроскопом порода обладает голокристаллической порфировой структурой, с основной массой то паналлотриоморфно-зернистой, то гиридиоморфно-зернистой.

Вкрапленниками являются плагиоклаз и амфибол; основная масса состоит из тех же минералов и аксессуарных — апатита и рудного минерала.

Плагиоклаз во вкрапленниках идиоморфен, зонального строения. В зональных индивидах насчитывается до 15 зон, причем наблюдается перемежаемость более основных с более кислыми. Ниже приводятся замеры зонального плагиоклаза.

	ДРМ	№ плагиоклаза
Ядро	19°	35 олигоклаз-андезин
Зона 1	31°	56 лабрадор
» 2	40°	78 битовнит
» 3	29°	55 лабрадор
» 4	38°	74 битовнит
» 5	30°	55 лабрадор
» 6	40°	78 битовнит

Встречаются пертитовые прорастания. Незональный плагиоклаз относится к лабрадору (№ 50).

По краям вкрапленники плагиоклаза иногда корродированы, и основная масса заливчиками заходит внутрь кристаллов. Плагиоклаз включает в себе зерна амфибола и рудного минерала. Амфибол зеленого цвета с плеохроизмом от буро-зеленого до соломенно-желтого и с погасанием 5—8°. Форма выделения идиоморфная — в разрезах часто встречаются шестиугольники и таблицы. Размер зерен 1.5—2 мм.

В породе можно отметить две фазы кристаллизации — две генерации плагиоклаза и роговой обманки. В обеих фазах первой кристаллизовалась роговая обманка; во вкрапленниках плагиоклаза включена роговая обманка, а в основной массе наблюдаем явный идиоморфизм ее по отношению к плагиоклазу. Порядок кристаллизации породы таков: апатит, рудный минерал, роговая обманка, плагиоклаз, снова роговая обманка и потом опять плагиоклаз.

По структурным особенностям диорит-порфириды могут быть отнесены к гшабиссальным образованиям с интрателлурической и эффузивной стадией кристаллизации.

Резорбция вкрапленников плагиоклаза и пертитовые прорастания его говорят о наличии процессов автотоморфизма.

Наличие плагиоклаза с перемежающимися зонами различной основности может быть объяснено ассимиляцией глинисто-мергелистых пород, которые они прорывают.

Жилы диорит-порфириды

Образец № 76 представляет собою породу плотного сложения плитчатой отдельности. Цвет ее серый, с зеленоватым оттенком. Макроскопически определимы черный пироксен и рудный минерал.

Микроскопическое описание: структура порфировая с гиалопхилитовой основной массой. Вкрапленники — моноклинный пироксен и плагиоклаз. Основная масса количественно преобладает над вкрапленниками и состоит из мелких (0.05 мм) лейсточек плагиоклаза и ксеноморфных зерен пироксена, погруженных в стекловатый базис. Вся порода покрыта сыпью рудного минерала.

Порода значительно изменена, процесс изменения заключается в кальцитизации и хлоритизации основной массы.

В образце № 71 структура породы гломеропорфирная. Основная масса состоит из серого раскристаллизованного стекла, в котором различимы загрязненные бурые лейсточки плагиоклаза, светлозеленого хлорита и магнетита. Вкрапленники плагиоклаза и пироксена собираются кучками, размер зерен в поперечнике до 1 мм. Хлорит в форме шестоватых агрегатов рассеян в основной массе, цвет его буровато-зеленый. Совместно с хлоритом встречается и биотит бурого цвета с сильным плеохроизмом от темнубурого до соломенно-желтого.

В образце № 72 структура породы порфирная. Основная масса голокристаллически-зернистая, паналлотриоморфно-зернистая. Вкраплен-

Таблица 2

Минералогический состав шлихов Верхне-Еловского района

№ шлиха	Золото	Хромит	Магнетит	Шаршенинит	Лейноксен	Гематит	Лимонит	Пирит	Пирооксен	Амфибол	Эпидот	Гранат	Клинк	Апатит	Циркон	Рутил	Сфен	Анагас	Слюда
4	—	—	О. М.	—	—	Р. З.	—	Е. З.	О. М.	—	Е. З.	Е. З.	Е. З.	Е. З.	Е. З.	Е. З.	—	—	Е. З.
5	—	—	О. М.	—	—	Р. З.	—	Е. З.	О. М.	—	—	Е. З.	—	М.	Р. З.	Е. З.	—	—	Р. З.
6	—	—	О. М.	—	—	Е. З.	Е. З.	Е. З.	О. М.	—	—	Е. З.	—	Д. М.	Е. З.	—	—	—	—
7	—	—	О. М.	—	Р. З.	Е. З.	Р. З.	Е. З.	О. М.	—	—	—	—	М.	Е. З.	—	—	—	Е. З.
8	—	—	О. М.	Е. З.	Е. З.	—	Е. З.	Е. З.	О. М.	Р. З.	—	Е. З.	—	Р. З.	Е. З.	—	—	—	Р. З.
9	—	—	О. М.	—	—	Е. З.	Е. З.	Е. З.	О. М.	—	—	Е. З.	—	Д. М.	Е. З.	—	—	—	—
10	—	—	О. М.	—	—	Д. М.	—	—	О. М.	—	—	Р. З.	—	Е. З.	Е. З.	—	—	—	Е. З.
11	—	Е. З.	О. М.	—	Е. З.	Е. З.	Е. З.	Е. З.	О. М.	—	—	Е. З.	—	Р. З.	Р. З.	—	Е. З.	Е. З.	—
12	—	—	О. М.	—	—	Р. З.	Е. З.	—	О. М.	—	—	Е. З.	—	Е. З.	Е. З.	—	—	—	—
13	—	—	О. М.	—	—	—	Р. З.	Е. З.	О. М.	—	—	—	—	Р. З.	Е. З.	—	—	—	Е. З.
14	—	—	О. М.	—	—	—	Р. З.	Е. З.	О. М.	—	—	—	—	О. М.	Е. З.	—	—	—	Е. З.
15	Е. З.	—	О. М.	—	—	Д. М.	—	Д. М.	О. М.	—	—	Р. З.	—	Р. З.	Р. З.	—	—	—	—
16	—	—	О. М.	—	—	—	—	—	О. М.	—	—	—	—	О. М.	Е. З.	—	—	—	Е. З.

Условные обозначения:

Место взятия образцов;

О. М. — очень много до 80—90 %
 М. — много 10—30 %
 Д. М. — довольно много 5—10 %
 Р. З. — редкие зерна 1—5 %
 Е. З. — единичные меньше 1 %

4 — Р. Камчатка, против пос. Ключи
 5 — Р. Белая в 7—8 км от устья
 6 — Ручей Ложеч
 7 — Р. Киреуна
 8. Р. Водяная
 9. Р. Двухюрточная
 10. } Р. Матерая Еловка у подножья
 11. } вулкана Юрточного

12. }
 13. } Р. Шишеляная в районе горы
 14. } Шероховатой

15. Р. Матерая Еловка у сел. Еловки
 16. Устье р. Летовны

ники (размером 0.5—1 мм) представлены моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из плагиоклаза и пироксена.

Вторичные изменения выражаются в кальцитизации, хлоритизации и серицитизации.

В шлихах¹ нашего района полезных ископаемых, за исключением золота, не было обнаружено (табл. 2). Золото уже ранее было констатировано в устье р. Еловки (Сергеев, 1936). Теперь можно ограничить его принос только р. Матерой Еловкой, исключив ее крупный приток Летовну, в шлихе которой золота не обнаружено. Источником золота, вероятно, являются породы Срединного хребта. Хромит, сфен и анатаз, обнаруженные в шлихе с р. Шишельной, принесены из верховий этой реки и характеризуют определенную парагенетическую ассоциацию. Все минералы в шлихах исключительно свежие, что, вероятно, зависит от молодости района и преобладания механического выветривания над химическим.

IV. ВУЛКАНЫ

ОРЛОВСКИЙ ВУЛКАН

Еще издали, как со стороны сел. Харчино, так и сел. Еловки, видна гора Орлова, одиноко возвышающаяся над увалистой местностью.



Фиг. 14. Гора Орлова с юга

Она заинтересовывает зрителя своей плоской вершиной (фиг. 14). С восточной стороны обнаруживается, что плоская вершина в средней части разделена седловинкой на две равные половины.

Подножье Орловой покрыто березняком; выше березняк сменяется сперва ольховыми, а потом (до высоты 800 м) кедровыми стланными. Переплетение ветвей ольховника затрудняет подъем и делает его совершенно невозможным на лошадях. Ручьи и речки горы Орловой обычно сухие,

¹ Обработка шлихов произведена Найок.

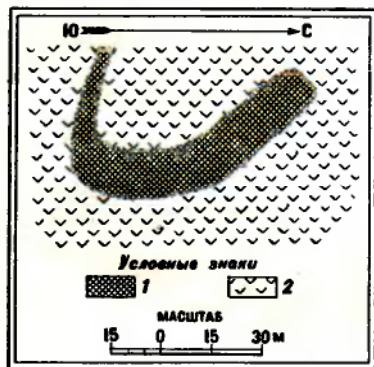
и только в западной части ее нами наблюдался один ручеек с водой. Склоны вулкана пологие, но в верхней части горы становятся обрывистыми, а местами даже отвесными. Подъем и спуск легко осуществляются в седловинной части как с восточной, так и с западной стороны и по каменной осыпи в восточной части южной половины горы. Плоская вершина вытянута в меридиональном направлении: длинная ось ее равняется, примерно, 1500 м, короткая — 1000 м. Вся вершина покрыта глыбами и обломками лав.

На высоте 980 м, в левом борту ручья, берущего начало с седловины, встречается обнажение жилкообразного тела андезито-базальта (обр. № 164). Жила имеет плоскости отдельности со следующими падениями:

- | | | |
|---------|------|--------------------------|
| 1. 110° | ∠58° | } Столбчатая отдельность |
| 2. 330° | ∠47° | |
| 3. 213° | ∠70° | |
| 4. 248° | ∠70° | Волнистая плоскость |

В седловине выступает черная шлаковая порода (обр. № 165). Выветрелые образцы приобретают облик совершенно землистой массы.

На скалистом обнажении в северо-восточной части южной вершины обнажается седловидная жила серого компактного андезита. Вмещающей породой служит пористый андезит того же цвета (фиг. 15).



Фиг. 15. Седловидная жила андезита на горе Орловой

1 — плотный андезит; 2 — пористый андезит

Глыбы и обломки лавы на платообразной вершине представляют собою преимущественно пористый серый андезит. Поры выполнены карбонатами, кристобалитом и другими минералами. На юго-восточном склоне с высоты 870 м и до 800 м встречена каменная россыпь красно-бурого андезита, очень неустойчивая ввиду крутого уклона, с пустотами, уходящими на значительную глубину, и провалами.

Западный склон горы Орловой с высоты 750 м до высоты 930 м также покрыт глыбовой осыпью. На высоте 930 м появляются отвесные скалы очень плотного андезито-базальта, стеной протягивающиеся с южной половины горы на северную и достигающие верхней своей частью плос-

кой вершины. Породы обладают плитчатой и реже столбчатой отдельностью. Преобладающей плоскостью, по которой идет разделение на плиты, является плоскость с юго-западным простиранием и падением на ЮВ под углом 85°. Плиты стоят почти вертикально и образуют ряд гребней.

В южной части массива на его склоне выступает гряда, хорошо видная с правого берега р. Летовны, но мало заметная с вершины горы, при спуске по юго-восточному склону. В обнажениях на левом берегу Летовны обнаружены слои осадочных пород, литология которых будет дана ниже. Вверх по руслу клыча, на высоте 160 м, находится осыпь слабо сцементированного песчаника и суглинка. Вероятно, — это верхние горизонты только что упомянутой свиты слоев. Контакт с андезитами, обнажающимися выше (на 40 м), мы нигде не встретили.

На высоте 200 м выступают скалы андезита. В этой части гряда прорывается ручьем, и здесь образуются щеки высотой в 10 м. Вся гряда

покрыта густым кедровым стланцем. На самой вершине ее anerоид-высотомер показал 345 м. Общая вытянутость гряды — в юго-западном направлении, протяженность около 1 км.

В нижних частях гряды развиты кристобалиты, в верхней части — карбонаты. В общем же андезиты здесь в сильной степени хлоритизированы.

1. Некоторые соображения по геоморфологии горы Орловой

Нас интересует первоначальная форма Орловского вулкана и, в связи с этим, существование одного или двух кратеров-близнецов. В полевом отчете нами было высказано предположение о вероятности двух кратеров.

Форма горы Орловой — вытянутость ее в меридиональном направлении и перемячка в средней ее части — указывает на возможность существования двух кратеров и конусов. Если же предположить, что Орловский вулкан был с одним кратером, то центром действия надо принять седловину, которая и могла быть некогда жерлом. В таком случае первоначальная высота вулкана была значительно большей.

Происхождение пластообразной вершины нагорной террасы для нас неясно. Кстати, если мы бросим взгляд на запад, то увидим несколько сходных пластообразных вершин, например Столбовой хребет и другие. Является ли эта нагорная терраса аналогичной тем, которые были предметом рассмотрения сибирских и уральских исследователей или она иного происхождения?

Повидимому, она по форме действительно напоминает их, с той разницей, что здесь нет боковых ступеней. Поэтому здесь нет места и для предположений о сползаниях обломочного материала, высказанных А. Я. Макаровым (1913). Более удовлетворительным для горы Орловой может быть объяснение образования террас ледниковой деятельностью (Aleschcow, 1935), признаки которой ясно выражены. В юго-западной части горы виден цирк, разработанный ледником, который спускался с горы в юго-западном направлении. Снеговая линия в ледниковую эпоху, судя по расположению цирков, вероятно, находилась несколько выше 900 м.

На северо-восточной стороне имеются озера, являющиеся, вероятно, выражением ледниковых форм рельефа.

В правом борту ручья, берущего начало с горы Орловой (направление 340°), на высоте 20—25 м над его руслом лежат глыбы до 2.5 м диаметром плагиоклазового андезито-базальта. Поскольку здесь поблизости нет обнажений подобных горных пород, а глыбы залегают на галечном материале, можно утверждать, что они принесены сюда ледником.

На пластообразной вершине Орловой и на склонах горы находятся многочисленные каменные россыпи. Наличие россыпей, как известно, при наличии других факторов также принимают (Личков, 1931) за одну из форм ледникового ландшафта.

2. Петрографическое описание пород

Орловский вулкан отличается разнобразием состава, текстуры, структуры и формы залегания слагающих его пород. Совершенная неизученность петрографического состава побудила нас подробно описать этот массив.

Можно наметить следующие группы пород: а) компактные и пористые серые андезито-базальты; б) плотные черные базальты в жильном залегании; в) миндалекаменные базальты; г) красно-бурые шлаки и пористые лавы; д) туфоконгломераты.

а) Компактные и пористые серые андезито-базальты

Серые андезито-базальты и базальты. Серые породы пользуются широким распространением. Вся вершина покрыта обломками серых пород, большей частью пористых. Помимо пористых пород встречена другая разновидность — компактные андезито-базальты.

В двух случаях мы наблюдали, что плотные разности имеют жиллообразное залегание, и в одном из них оказалось, что вмещающими являются пористые лавы. Кроме того, в плотных разностях (не в коренном залегании) имеются мелкие кристобалитизированные прожилки. Так как пористые лавы пользуются широким распространением, а компактные — меньшим и к тому же они в некоторых случаях залегают в жильной форме, не исключено, что вообще здесь компактные серые породы являются жильными.

Обратимся раньше к описанию пористых лав. Цвет их серый с лиловым оттенком. Вкрапления пироксена зеленого цвета. Поры в лавах, до 1.5—2 см в поперечнике, обычно содержат продукты гидротермальной деятельности вулкана: цеолиты в виде сфероидальных и игольчатых тел и светложелтый карбонат неправильной формы.

Под микроскопом породы имеют витрофировую структуру; в основной массе много пор (фиг. 16), выполненных карбонатом, цеолитом и халцедоном.

Плагиоклаз имеет форму утолщенных призмочек и таблиц размером от 0.1×0.3 мм до 0.6×1.2 мм. В нем часто, но не во всех образцах, содержатся в небольшом количестве включения стекла. Ниже мы помещаем замеры плагиоклазов в тах погасания в сечении $\perp M$ и номер плагиоклаза:

Образец № 179—36° (ядро) — № 64, 27° (периферия) — № 50, 38° — № 68, 34—35° — № 60, 25—26° (микролит) — № 47, 29—31° (микролит) — № 57.

Образец № 180 30—32°, 33—36° и 36° около № 64.

Оливин бесцветный, но встречается и с зеленоватым оттенком; он интенсивно превращается в идингсит.

Пироксен двух видов: ромбический и моноклинический. Гиперстен встречается в виде мелких призмочек размером 0.1×0.3 мм. Плеохроизм по N_r мясо-красный или розоватый, по N_g зеленоватый.

Гиперстен сильно изменяется и почти полностью становится бурым.

Моноклинический пироксен светлозеленый, слабо плеохроичен или совершенно не плеохроичен. Угол погасания до 39°, $N_g = 1.707$, $N_r = 1.687$, $N_g - N_r = 0.020$. По этим данным в его составе находится 70—80% диоксидовой молекулы.

Магнетит представлен в виде обильной сыпи мельчайших зерен (0.03—0.05 мм), усеивающих все поле шлифа.

Выделения карбоната в шлифе № 180 весьма крупные (0.3×20 мм); местами он бесцветный, крупнокристаллический, местами серый, тонкозернистый.

Цеолит имеет чаще всего сфероидальную форму и перекрещивающиеся, а также клиновидные двойники. Двупреломление ниже 0.003, $N = 1.511$. По свойствам он ближе всего стоит к филлипситу. Изменяясь, дает пелитовые продукты разложения серого цвета, недвупреломляющие, с $N = 1.483$.

Халцедон отличается лимонно-желтым цветом; двупреломление проявляется не во всех индивидах; $N_g = 1.538$, $N_r = 1.533$. Стекла в породе мало.

По порядку минералсобразования подмечены следующие взаимоотношения. Гиперстен имеет акцессорный характер, иногда на нем встречаются небольшие наросты моноклинного пироксена. Оливин также обрастает значительными каймами моноклинного пироксена. В трещинах оливина встречаются микролиты. К последней стадии формирования относится образование минералов в пустотах и изменение оливина и гиперстена.

Компактные серые лавы по цвету не отличаются от пористых, и только в некоторых образцах вкрапленники оливина (в иддингситовой рубашке) имеют красно-бурый цвет.

Под микроскопом структура в них порфировая: микролитовая, витрофировая и переходная к интерсертальной. Пироксен гломерокристаллический. В отличие от пористых лав здесь структура более порфировая, а формы кристаллов, в частности плагиоклазов, здесь совершенны. Вкрапленники плагиоклаза зональны и имеют немного включений. Состав плагиоклазов виден из данных табл. 3.

Таблица 3

Состав плагиоклазов из компактных серых андезито-базальтов

№ шлифа	Вкрапленник				Микролит	
	Ядро		Периферия		№ плагиоклаза	Угол погасания в сечении $\perp M$
	№ плагиоклаза	Угол тах погасания в сечении $\perp PM$	№ плагиоклаза	Угол тах погасания в сечении $\perp PM$		
168	60—65	32—35	—	—	—	—
176	75	38—40	—	—	40—48	20°
181	75	40,41 тах в зоне симм. угасания	60	33° тах в зоне симм. угасания	44	20—23 25—27 24—25
182	68	39	57	33	—	—

Пироксен в породах преимущественно моноклинический, реже ромбический. Моноклинический пироксен светлозеленый, иногда слабоплеохроичный (в шлифе № 182 краевая зона окрашена более густо); угол погасания до 28°. Судя по характерным разрезам, этот пироксен относится к диопсиду.

Гиперстен встречен только в шлифе № 182. Кристаллы его мелкие: 0.2 × 0.1 мм. Окраска и плеохроизм: по Np — мясо-красный, по Ng — зеленоватый.

Оливин бесцветный, но в некоторых шлифах с зеленым оттенком. Он часто изменяется в иддингсит. Около него обычно располагается пироксен, а в шлифе № 182 около зеленоватого оливина образовалась мелкозернистая оболочка пироксена.

Магнетит в виде мелких зерен (0.1 × 0.1 мм), в более свежих шлифах огранка его лучше.

В шлифе № 181 в мелких порах обнаружен кристобалит.

В табл. 4 приводится химический анализ породы обр. № 176.

Химический анализ подтверждает принадлежность породы к базальтам.

Мелкие жилки в серых компактных базальтах выделяются более светлыми оттенками (желтовато-серый цвет) и темными призальбандовыми

Таблица 4

Химический состав базальта № 176 с горы Орловой
(аналитик К. П. Сонова)

Компоненты	Вес %	Мол. колич.	Примечание
SiO ₂	50.78	0.845	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу: 2.92 \overline{RO} · R ₂ O ₃ · 4.80 SiO ₂ ; α = 1.62 R ₂ O : RO = 1 : 11.6
TiO ₂	0.69		
Al ₂ O ₃	15.53	0.152	
Fe ₂ O ₃	3.84	0.024	
FeO	5.10	0.071	
MnO	0.20	0.003	
MgO	8.39	0.208	
CaO	11.48	0.205	
BaO	Нет		
Na ₂ O	2.01	0.052	
K ₂ O	0.87	0.009	
P ₂ O ₅	0.57	0.004	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.08		
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0.57		
	100.11		

оторочками. Мощность оторочек 2 мм, общая мощность жилок 0.5—2.5 см. Цветных компонентов много меньше, чем во вмещающей породе. Под лупой видны мелкие поры, выполненные, повидимому, кристобалитом. Кое-где встречаются локальные скопления мельчайших кристалликов сульфида (халькопирита). Твердость жильного материала ниже, чем вмещающей породы, что резко проявляется при шлифовании.

Под микроскопом жилка (обр. № 181а) имеет следующие отличия от вмещающей породы: в последней структуре микролитовая, в жильной витрофировая; во вмещающей породе сыпь мелких зерен магнетита, в жильной — зерна более крупные, но количество их меньше. Зальбанд выражен ясно, но линия соприкосновения извилистая.

Минералогический состав жилки: плагиоклаз, пироксен, магнетит, кристобалит и стекловатый кристаллизационный остаток.

Плагиоклаз табличатой формы, в среднем 0.3—0.4 мм в поперечнике. Часть разрезов представляет четырехугольники, другая — вытянутые индивиды с вилкообразными концами. Плагиоклаз обычно содержит тонкие, игольчатые или призматические (0.25 мм) включения бесцветного минерала, вероятно, ромбического пироксена. Индивиды обычно зональны, однако зоны отделены друг от друга не резко, а погасание идет концентрически от периферии к центру (табл. 5).

Пироксен моноклинный зеленого цвета. Он значительно изменен, т. е. побуревший, пожелтевший или, наконец, опациitized.

Гиперстен плеохроирует в мясо-красных и зеленоватых тонах.

Кристобалит располагается в виде отдельных пятен и участков. Он имеет в некоторых случаях черепчатое строение.

Магнетит распределен в поле шлифа в виде редких неправильных зерен. Он ассоциирует чаще всего с пироксеном.

Базис имеет коричневато-серый цвет, он неравномерно и слабо дву-преломляет. Кроме того, имеется светложелтое изотропное стекло, образующее включения в плагиоклазе. Некоторые участки базиса при больших увеличениях обнаруживают рябь.

Количественное распределение минералов в жилке таково: ближе к зальбанду кристобалита меньше, чем базиса, во внутренней же зоне соотношения обратные.

Таблица 5

Характеристика плагиоклазов из жилы в базальте на горе Орловой

№ шлифа	Размер сечения (мм)	Форма	Угол погасания в сечениях \perp	№ плагиоклаза	Примечание
182a	0.1 × 0.25 0.4 × 0.65	Вкрапленник	PM 27—25	50	
		»	PM 31—31	58	
		»	M 31—32	58	
	Таблицы	M 13,15, 18,19			
181a	0.2 × 0.45	Микролиты	M 19	30—36	
		Скелетный вкрапленник	M 24—26	45	
	0.35 × 0.40	Удлиненный индивидуальный с виллообразными концами	M 22—25	45	Привальбандовая зона
		Зональный вкрапленник	M 23 (max) PM 35	44 63	Внутренняя зона жилки. Зона около стекловатого ядра плагиоклава
		PM 32	58		
		PM 25	45	Промежуточные зоны в жилке	
		PM 17	36		
		PM 12	28		
		PM 6—7	22	Тоненькая внешняя пленка	

б) Плотные черные базальты в жильном залегании

Эти породы (обр. № 164, 193, 194) обнажаются в верхней части Столовой горы — в южной и северной половине вершины — как на восточной (обр. № 164), так и на западной (обр. № 193, 194) ее стороне. Это — мощные обнажения со столбчатой и плитчатой отдельностями. В западной части базальты обнажаются в виде отвесной стены высотой около 10 м и опоясывают эту часть горы. Абсолютная их высота 950 м на западе и около 1050 м на востоке. В восточной части проявляется жильная форма выхода; с жилой мы, повидимому, имеем дело и в западной части; возможно, что это — части полукольцевой жилы.

Порода плотная, черного цвета, с вкрапленниками оливина и пироксена зеленого цвета.

Под микроскопом порода обладает ясно выраженной порфировой структурой с гиалопилитовой (194) и витрофировой (193) основной массой. Стекло здесь свежее, желтого цвета (164) или грязносерое, раскристаллизовывающееся; в последнем случае в основной массе наблюдаются зеленые пятна (пироксен). Поры встречаются в этих породах, но очень редко, диаметром 1.8 мм. Наибольшие размеры компонентов, замеренные в шлифе № 193, следующие: плагиоклаз 0.2×1.0 мм², оливин 1.0×1.3 мм², пироксен 0.8×1.0 мм².

Плагиоклаз идиоморфный, вкрапленники обычно имеют зональные непрозрачные включения, при косом освещении серые. В шлифе № 164, кроме последних, присутствует цоизит.

Пироксен моноклинный, зеленого цвета, с едва заметным плеохроизмом.

CNg = 60—62°, 2 V = —(50—52)°, Ng — Np = 0.041. Вероятно, он принадлежит к ряду диопсид-геденбергита.

В сечениях \perp PM 37°; an=70 %	Вкрапленники
Мал. погасание в сечении \perp M 33—35° an=60 %	Ядро вкрапленника 0.2×0.5 мм
То же 24—27° an=47 %	Периферия
» 16—18° an=35 %	Микролиты
» 22—24° an=42 %	
» 30° an=55 %	Таблички
C (001) Ng=46; Nm=62°; Np=57°; an=80 %	

В шлифе № 164 встречены еще призмочки ромбического пироксена, бесцветные или иногда с еле уловимым розоватым оттенком, что заставляет относить его к гиперстену.

Оливин бесцветный, превращающийся в иддингсит и отчасти в серпентин. В некоторых случаях кристаллы изменяются нацело.

Магнетит, как обычно, в виде мельчайших зерен с хорошей огранкой, рассыпанных в поле зрения шлифа.

Таблица 6

Химический состав базальта № 164 с горы Орловой

(аналитик К. П. Сокова)

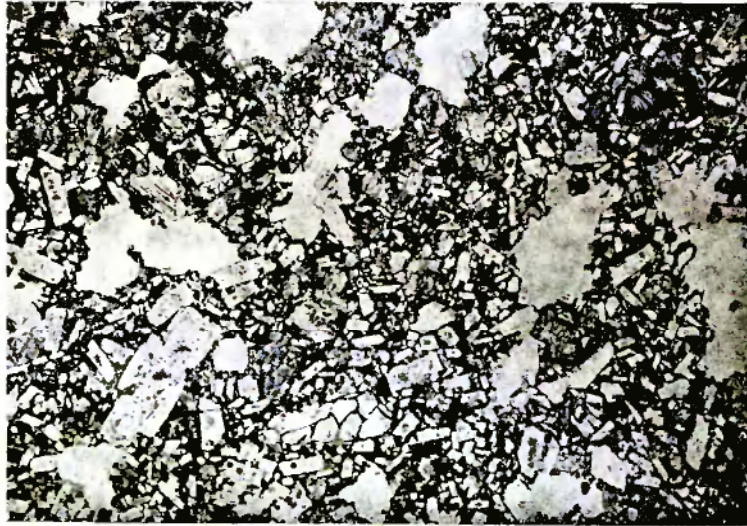
Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Примечание
SiO ₂	51.42	0.856	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу: 2.8 \overline{RO} · R ₂ O ₃ · 4.8 SiO ₂ $\alpha = 1.65$ R ₂ O : RO = 1 : 10
TiO ₂	0.68	—	
Al ₂ O ₃	15.51	0.152	
Fe ₂ O ₃	4.12	0.026	
FeO	4.82	0.067	
MnO	0.16	0.002	
MgO	8.24	0.204	
CaO	10.88	0.194	
BaO	Следы	—	
Na ₂ O	1.98	0.032	
K ₂ O	0.92	0.010	
P ₂ O ₅	0.20	0.001	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.52	—	
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0.73	—	
	100.18	—	

По химическому составу эта порода относится к базальту.

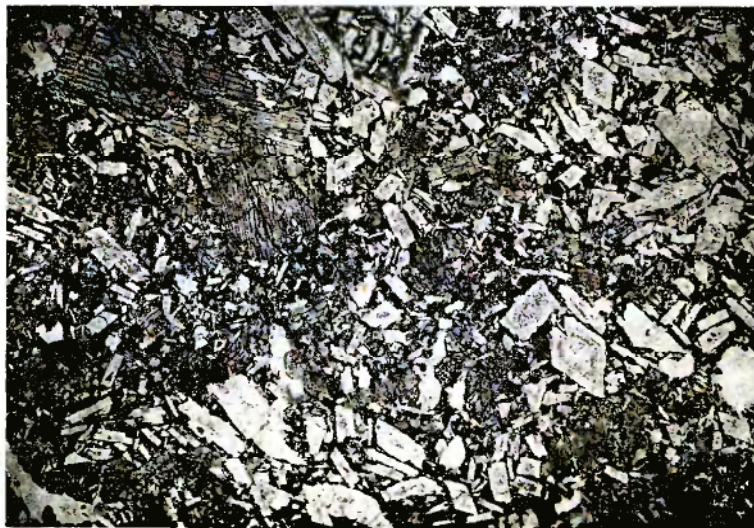
в) Миндалекаменный базальт

Эта порода, слагающая южную гряду, имеет темнозеленый, почти черный цвет. В порах видны или зеленый хлорит, или, как, например, в обр. № 215, обильные выделения белых кристаллов, под лупой обнаруживающих друзовое или радиально-лучистое строение, или, наконец, сферические образования.

Под микроскопом порода обладает витрофировой, местами интерсертальной или даже миндалекаменной структурой; состоит она из плагиоклаза, пироксена, магнетита и вторичных — хлорита, карбоната, кристобалита.



Фиг. 16. Микроструктура пористого андезито-базальта.
Николи +, $\times 20$



Фиг. 17. Микроструктура андезито-базальта. Николи + $\times 20$



Фиг. 18. Форма зонального плагиоклаза. Николь +, $\times 45$



Фиг. 19. Форма зонального плагиоклаза прямоугольного очертания. Николь +, $\times 45$

Плаггиоклаз идиоморфный. Во вкрапленниках непрозрачные включения располагаются зонально. В некоторых вкрапленниках зональность намечается только в виде штрихов и черт, или же обнаруживается по различным углам угасания, причем внутренние и внешние зоны имеют различные очертания, то округлые, то остросереберные (фиг. 18). Не редкостью являются крестообразные двойники. О составе плаггиоклазов можно получить представление из данных табл. 7.

Таблица 7

Характеристика плаггиоклаза из базальтов горы Орловой

№ шлифа	Форма и зона	Размер сечения (мм)	Угол погасания в сечениях ⊥	%	Примечание	
213	Вкрапленник средней величины } Ядро	0.20×0.25	PM 41	78		
		0.0×0.30	PM 41	78		
			35	63		
	Табличка	0.3×0.17	M 32	—		
	»	0.17×0.25	M 34—35	63		
	Вкрапленник	0.25×.50	M 31—33	61		
	Табличка		32.5—33.5	61		
		M 20—23.5	40—52			
		23—26;				
		25				
215	Вкрапленник Ядро	0.3×0.4	PM 43	82	Замеры характеризуют повторяемость состава зон	
			PM 39	55		
	M 33—34		65			
	35					
	Вкрапленник зональный } Ядро		M 22			
	» } Следующая зона		M 20			
	» } То же		M 22			
Вкрапленник зональный } Периферия	M 20					
Микролиты	M 15—16	34—35				
		24—26				
216	1) Вкрапленник зональный } Ядро		M 3	60		
			Периферия	29		51
	2) Вкрапленник зональный		PM 33	60		
			Ядро	PM 32		58
	3) Вкрапленник зональный } Средняя зона		PM 25	45		
			Периферия	PM 14		33
			Ядро	PM 43		90
	Микролит		Периферия	PM 37		70
				(010)		78
				max 47		

Моноклинный пироксен зеленоватый, не плеохроичный или слабо плеохроичный; $CNg = 37^\circ$, в некоторых случаях он с двойниковой структурой. По микро- и макроскопическим особенностям он ближе всего подходит к диопсид-геденбергиту.

Ромбический пироксен (гиперстен) встречается в виде мелких и мельчайших призмочек, присутствующих в небольшом количестве. Стекло темисбурого цвета, при косом освещении желто-зеленое. В различных шлифах количество его варьирует от 30—35% в шлифе № 215 до 50% в шлифах № 214, 216.

Магнетит — в виде сыпи мелких кристалликов.

Все породы гряды в сильной степени хлоритизированы. Хлоритизированный базис имеет волокноподобную структуру, нередко также конкреционные формы. Иллюстрацией последних может служить расположение

хлорита вокруг кристобалита концентрическими зонами. Кроме того, хлорит присутствует в порах иногда в виде сферолитов. Цвет его грязно-желто-зеленый или зеленый, причем в кайме вокруг кристобалита он имеет более светлую зеленую окраску, нежели в остальной части жеоды; он лишен спайности; удлинение положительное; двупреломление до 0.011, светопреломление выше, чем у канадского балъзама. Погасание волокон прямое. Все это позволяет относить его к делесситу.

Кристобалита в породах немного, ассоциирует он с хлоритом. В шлифе № 215 наблюдается, как хлорит сечет кристобалит.

В пустотках встречен карбонат. В краевых частях туфовой породы наблюдается цеолит вместе с хлоритом.

Минералогический состав обр. № 216 (‰)

Плагноклаз	{ Вкрапленники Микролиты	25.6
Пироксен		6.6
Хлорит и кристобалит (в пустотах, первого больше)		26.6
Рудные минералы		10.0
Стекло		2.5
		28.7

г) Красно-бурые шлаки и пористые лавы

Эта группа включает ряд разновидностей, отличающихся друг от друга количеством и размером пор, а также различными оттенками цветов от красно-бурых через фиолетовые к серым, а через фиолетово-серые и темно-серые к черным.

Авгито-гиперстеновый андезит. Обр. № 178, взятый на платообразной южной вершине в виде округлого обломка, характеризуется мелкой пористостью (1—1.5 мм). На общем красно-буром фоне выделяются кристаллы темнозеленого пироксена с проявляющейся иногда побежалостью. Оливин имеет светлобурый цвет.

Структура витрофировая. В буром стекловатом базисе заключены плагноклаз, пироксен, оливин и магнетит.

Плагноклаз имеет преимущественно табличатую форму. Он идиоморфный: крупные вкрапленники в 20 раз крупнее микролитов. Вкрапленники имеют часто крестообразную форму и зональное строение. Включения бурого стекла в нем располагаются тоже зонально. Наиболее основной плагноклаз вкрапленника имеет состав лабрадор-битовнита, микролиты относятся к кислому лабрадору. Самые мелкие микролиты измерить не удалось за отсутствием подходящих разрезов.

Измерения констант плагноклаза дали следующие определения их состава:

Вкрапленники:

в сечении \perp РМ 39.5° — № 78; тах в сечении \perp М 31—32°
и 33° — № 57 и 60

Крупный вкрапленник в 1.2 × 0.5 мм

в ядре угол погасания тах в сечении \perp М 38.5° — № 68
в периферии » \perp М 33.5° — № 60
в самой краевой зоне » \perp М 22° — № 40
Микролиты: \perp М 28, 29—31 и
32° — № 53, 55 и 57

СNg — 78°; Nm — 60°; Np — 34°, № 78

Пироксен моноклинический и ромбический; первый преобладает количественно, много крупнее и его кристаллы.

Авгит — слабо зеленоватый, имеются кристаллы со структурой песочных часов, погасание в шлифе измерено до 40° . $N_g = 1.718$; $CN_g = 65,66^\circ$; $2V = +(58-61^\circ)$.

Свойства гиперстена столь же обычны, как во всех других породах Орловки.

Оливин встречается в виде вкрапленников, достигающих 1.8 мм в поперечнике. Он сильно изменен (иддингсит). По количеству его меньше, чем плагиоклаза и пироксена. $2V = +87, 88, 90^\circ$.

Магнетита мало. Стекло со светопреломлением бóльшим, чем у канадского балъзама.

Образец № 170 серого цвета с лиловатым оттенком. По своему внешнему облику порода образует как бы переход от красно-бурых разностей к серым. В отличие от обр. № 178 в этой породе стекла меньше и цвет его серый; оттенок же породе придают иддингсированный оливин и гиперстен. Пор в этой породе нет.

Туфовая авгито-гиперстеновая андезитовая лава (обр. № 166). В отличие от обр. № 170 эта порода более серая, пористая. Пироксен ирризирующий; поры выполнены сферическими образованиями цеолитов. Структура породы витрофировая.

Плагиоклаз с включениями, центральная часть пелитизированная. Погасание в сечении $\perp PM = 37^\circ$, что соответствует 67% анортита. Пироксен двух видов — авгит и гиперстен. Август зеленый, неплеохроичный, зональный и ирризирующий. Структура песочных часов, $CN_g = 66, 67^\circ$; $N_g = 1.698 \pm 0.001$; $N_p = 1.673$; $N_g - N_p = 0.025$.

Гиперстен в виде мелких призмочек.

Оливин трещиноват, с иддингситоподобными продуктами изменения. Он окружается авгитом. $2V = -74^\circ$. Август встречается в виде мельчайших кристалликов в плагиоклазе. В породе присутствуют мелкие зернышки магнетита.

В поле шлифа выделяются угловые обломки черной лавы, размером 2×1.5 мм. В черной массе последнего погружены кристаллы плагиоклаза с зональными включениями, микролиты (обнаруживаемые при косом освещении) и микролититовый участок. Эти обломочки принадлежат, вероятно, к черным шлакам, аналогичным шлакам с седловины горы.

Лавы с «ромбенпорфировой» структурой. Общими признаками, объединяющими в одну группу эти породы, являются: 1) минералогический состав (плагиоклаз, пироксен моноклинный и ромбический, оливин и магнетит) и 2) микроструктура (ромбические разрезы вкрапленников плагиоклаза). Наиболее характерен для этой группы обр. № 172. Вместе с тем в этих лавах есть и некоторые отличия. Так, например, в обр. № 196 нет гиперстена, а стекла в нем по количеству больше, чем в других образцах.

Опишем некоторые отдельные образцы из этой группы пород.

Образец № 172 — северная вершина горы Орловой. Макроскопически порода не однородна, на общем желто-буром фоне выделяются фиолетово-серые пятна и потеки. Пористость тоже проявляется неравномерно. В породе видны белые вкрапленники плагиоклаза, часто с ромбоидальными очертаниями и редкие вкрапленники пироксена (2 мм в поперечнике). По внешнему виду она напоминает пепельный туф.

Под микроскопом порода обладает витрофировой структурой с наличием значительного количества пор, средним размером около 0.5 мм, округлой или неправильной формы. В непрозрачном стекле при косом освещении также видно микролитовое строение. Стекло непрозрачное, при косом освещении бурого цвета. В этой почти стекловатой основной массе встречается немного микролитов плагиоклаза, зерна магнетита и

вкрапленники плагиоклаза, оливина и пироксена, обычно кучно расположенного.

Плагиоклаз зональный с зонально расположенными включениями. Размер их 1—4 мм.

Большой вкрапленник

Ядро по углу погасания в сечении . . .	⊥ РМ 43° = 85% an
Периферия	⊥ РМ 33° = 6,5% an
Микролит по погасанию в сечении . . .	⊥ РМ (max) 24—26° = 45%

Расположение и характер зон во вкрапленниках плагиоклаза шлифа № 172.

- 0.6 мм Ядро с включениями, которые в свою очередь располагаются зонально, но не резко ограничиваются друг от друга. Форма — острореберная
В сечении ⊥ РМ 37.5° = 75% an
 - 0.2 мм Прилегающая к ядру зона без включений, по короткой диагонали острореберная, по длинной — округлая
 - 0.1—0.07 мм Тонкая несплошная зона с округлыми ребрами
 - 0.4 мм Без включений » »
 - 1.2 мм С обильными включениями » »
 - 0.2—0.14 мм Прозрачная оболочка » »
В сечении ⊥ РМ 27° = 50% an
- Во втором индивидуе ($l = 4$ мм). Внутренние 3 зоны (вместе с ядром) по короткой диагонали округлы; следующие 8 — острые, а во внешней зоне все ребра округлы.
Сюда же вошли линейные включения, ограничивающие друг от друга поименованные зоны.

Эти два индивида являются наиболее характерными среди многочисленных зональных вкрапленников.

Пироксен моноклинический, зеленоватый, слабо плеохроичный $CNg = 35^\circ$.

Гиперстен в большинстве кристаллов изменен (побуревший) почти цело, только мелкопризматическая форма подчас выдает его принадлежность к гиперстену.

Оливин всегда с опалитовой каемкой и с включениями зернышек магнетита. Изменяется в иддингсит.

Зерна магнетита отчасти включены в оливин, отчасти распределены в основной массе.

Образец № 171. Северная вершина горы Орловой. Макроскопически однородная порода, более крупнопористая, чем обр. № 172, с которой она сходна структурно и по минералогическому составу, за исключением того, что вкрапленники здесь преимущественно прямоугольных сечений (фиг. 17—19). Во вкрапленниках видны (в сечении ⊥ M max $\angle 40—41^\circ = 70\%an$) «потеки» желтого изотропного вещества.

Пироксен $CNg = 43^\circ$.

По сравнению с обр. № 171, образцы № 183, 184, 185 представляют собой структурные отклонения: 183 и 185 — в сторону увеличения стекловатого базиса, 184, наоборот, — в сторону его уменьшения.

Образец № 196. Восточный склон (в ручье). Красная пористая шлакоподобная порода с белыми вкрапленниками плагиоклаза и зеленого пироксена. В этом шлаке виден ксенолит (в поперечнике 5 см) жильного андезито-базальта.

Под микроскопом в мелкопористом непрозрачном стекле (при косом освещении красного цвета) погружены кристаллы плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита.

себе представить, что ледник, образовавшийся после формирования вулканического конуса, спускался и, подтаивая в конце, давал начало озеру.

Следы ледникового воздействия на детритусовый материал несомненны: окатанные валуны, галька в форме утюга, каверны в верхних слоях, говорящие о возможности погребения обломков льда и последующем его таянии.

Слоистость в туфах можно объяснить сезонным напластованием: бурные воды весной и летом сносили много взвешенного материала и соответственно давали отложения материала большой мощности и более крупного механического состава. Отложения последующей осени отличались более тонким механическим составом и меньшей мощностью. Наличие цирковых долин указывает на движение ледника в югозападном направлении.

Цемент туфоконгломерата представляет светлосерую массу с размером зерен до 2 мм. Под микроскопом в светложелтой недвупреломляющей основной массе включены обломочки пород и следующих минералов: плагиоклаза, пироксена и оливина.

Плагиоклаз встречается в виде сросшихся кристаллов и таблиц с двойниковой структурой. Состав его, определенный по погасанию, следующий: в сечениях \perp РМ 40° — № 68; \perp РМ 36° — № 68; шлиф № 188 \perp РМ 34° — № 62; шлиф № 211 \perp РМ 34° — № 62; \perp РМ 36° — № 68 тах в сечении \perp М 30° — № 56; \perp РМ 34° — № 62.

Пироксен моноклинный, светлозеленого цвета, слабо плеохроирующий, с углом погасания $38-40^\circ$, переполненный магнетитом.

Оливин встречается мелкими зернышками, бесцветный. Среди мельчайших обломочков пород в цементе встречены:

1. Шлак андезитового состава, представляющий черную пористую массу, почти не просвечивающую, в которой рассеяны вкрапленники плагиоклаза (№ 60—68) и моноклинного пироксена.

2. Гиперстеновый андезит с непрозрачным бурым стеклом, переполненным микролитами плагиоклаза и с вкрапленниками гиперстена.

3. Плагиоклазовый базальт с витрофировой структурой. В основной стекловатой массе погружены микролиты плагиоклаза (лабрадора) и встречаются очень редко вкрапленники плагиоклаза.

Из крупных обломков пород в туфоконгломерате обнаружены: шлак, андезит, андезито-базальт и базальт.

Шлак под микроскопом имеет состав андезита. Основная масса непрозрачная, черная, очень пористая, с количеством пор, превышающим 50%. Вкрапленниками являются плагиоклаз и моноклинный пироксен. Плагиоклаз идиоморфный, зональный, загрязненный бурыми частицами. В шлифе № 190: в сечениях \perp РМ 34° — № 60, \perp РМ 35° — № 61, \perp РМ 39° — № 75.

Пироксен моноклинный, светлозеленого цвета, со слабым плеохроизмом и углом погасания, равным 44° . Плагиоклаз и пироксен образуют сростки.

Андезит (обр. № 210) обладает витрофировой структурой. Стекловатый базис в основной массе преобладает над микролитами, которые представлены плагиоклазом. Плагиоклаз-лабрадор (№ 51) образует и вкрапленники. В обр. № 191-2 структура андезитовая. Стекло светлобурого цвета, переполнено сыпью магнетита. Микролиты и вкрапленники представлены плагиоклазом-лабрадором.

Андезито-базальт встречен в остроугольных обломках, плотно скрепленных друг с другом. Между обломками находится бурый железистый материал. Под микроскопом порода имеет витрофировую структуру. Основная стекловатая масса бурого цвета, переполненная микролитами

плаггиоклаза. Вкрапленниками являются плаггиоклаз-лабрадор (№ 60), моноклиный пироксен и оливин.

Базальт (обр. № 191-1) встречается обычно в хорошо окатанных гальках, окруженных белой глинистой оболочкой из продуктов выветривания. В свежем изломе базальт имеет черный цвет, плотное сложение. Вкрапленники представлены светлозеленым оливином и темносерым плаггиоклазом. Под микроскопом порода обладает витрофировой структурой. В стекловатом темнобуром, слабо просвечивающем базисе рассеяны микролиты плаггиоклаза и моноклиного пироксена. Вкрапленники — плаггиоклаз, моноклиный пироксен и оливин.

Плаггиоклаз зонального сложения, включает обрывки пироксена и магнетит. Состав колеблется от лабрадора (№ 56) до битовнита (№ 82).

Вкрапленник —	ядро № 82
»	зона № 67
Вкрапленник незональный	№ 62
»	№ 70
Микролит	№ 56
»	№ 56

Моноклиный пироксен и в микролитах и во вкрапленниках светло-зеленого цвета со слабым плеохроизмом и с углом погасания равным 40° .

Оливин встречается только во вкрапленниках. Он бесцветный, свежий. В некоторых зернах наблюдается замещение пироксеном.

Рудного минерала — магнетита в шлифе много. Он рассеян по всему шлифу как в форме мелкой сыпи, так и в более крупных кристаллах.

Из описания видно, что состав туфоконгломератов однообразен: они образованы материалом, которым сложена гора Орлова. Исключение представляет галька базальта и обломок глинистой породы, которые попали сюда из нижележащей толщи, прорванной Орловским вулканом.

В химическом отношении базальты Орловского вулкана, в сравнении со средним составом базальта, сильно отличаются по соотношениям $R_2O : RO = 1 : (11.6 \text{ или } 10)$ вместо $1 : (6 \text{ или } 8)$.

Жильные базальты Орловского вулкана отличаются от других пород Камчатки, близких по коэффициенту кислотности, повышенным содержанием щелочных земель, в частности СаО. Подобные соотношения присущи породам следующих мест: Киргурич и Туйла (Влодавец, 1939; Кулаков¹), Авача (Заварицкий, 1931 и 1935) и Сахач-Беленький (Шийп, 1947).

ВУЛКАНЫ ТРАХИТО-АНДЕЗИТОВОГО СОСТАВА

а) Л е ж и т ц

Вулкан Лежитц, находящийся в самом северо-восточном углу исследованного района, представляет собою возвышенность продолговато-приплюснутой формы, напоминающей усеченный конус. Высота его над тундрой 420 м.

Склоны некрутые (подъем на вершину осуществляется легко), покрыты растительностью: внизу березняком,верху сменяющимися ольховыми и кедровыми стланицами. У подножья с северо-восточной стороны протекает речка, впадающая в р. Маимлю. Обнажений пород на склонах нет, и только на пологой вершине, и то редко, встречаются каменные россыпи

¹ Химические анализы, опубликованные и неопубликованные, помещены в сводке Влодавца (1939), и поэтому всюду при сравнениях не опубликованных самими авторами анализов, здесь и ниже в скобках дается ссылка только на автора без указания года.

трахито-андезитов красного цвета. Коренное обнажение породы встречено у подножья северной части горы, в правом борту реки. Трахито-андезиты здесь с плитчатой отдельностью, окрашены в разнообразные оттенки цветов: от кирпично-красных через розовые и серые до почти белых.

б) Ю р т о ч н ы й

Вулкан находится в средней части исследованной северо-северо-восточной цепи вулканических гор и является наиболее высоким из них, достигая 800 м абсолютной высоты (высоты всюду измерены барометром). Подножье его и уровень реки имеют высоту 200 м. С востока вулкан представляется в виде конуса, усложненного в южной части ступенью.



Фиг. 20. Вулкан Юрточный с запада

С северо-востока и с запада эта ступень становится еще шире (фиг. 20), а вершина в юго-восточной части горы представляется в виде небольшого правильного конуса, эксцентрично сидящего на большом усеченном конусе. Каменная россыпь покрывает неравномерно склоны гор, подножье же порсело кустарниковой и древесной растительностью.

При подъеме по восточному склону, в борте ключа обнаруживается щебенка песчано-глинистых пород, а на высоте 280 м — туфоконгломерат, в котором трахито-андезитовая лава цементирует гальку песчано-глинистых пород и базальта. Здесь начинается уже каменная россыпь розовых и розовато-серых до почти красных лав трахито-андезитового состава. С высоты 370 м до 700 м путь идет по сплошной россыпи лав; на высоте 700 м начинается седловина, слегка выступающая в рельефе и разделяющая упоминаемую ступень. Лавовая поверхность ложбины и склона до вершины имеет глыбовый характер. Лавы во всем массиве по преимуществу плотные, но встречаются также в небольшом количестве слегка пористые, аггломератные лавы и лавы с флюидальной текстурой. На западном склоне вершины массива встречаются налеты и корочки измененной лавы, свидетельствующие о проявлении последней стадии вулканической деятельности.

Состав лав ниже определен как трахито-андезитовый, подобный лавам массивов Лежитц, Шероховатой и Кунфилок.

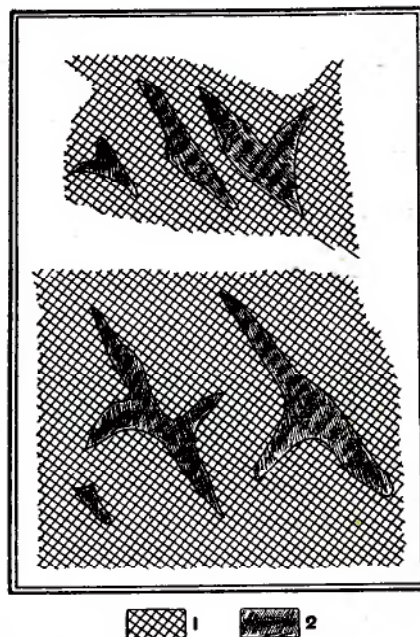
в) Ш е р о х о в а т ы й

Эта небольшая гора издали представляется в виде увала. Высота ее около 620 м.

При подъеме на гору у подножья мы проходим среди древесной растительности; выше лес горелый, и вследствие этого верхняя часть горы оголена. Первое впечатление говорит за то, что этот поток излился недавно. Однако мы видим, кроме несомненных следов пожара, также растущие на глыбах лавы крупные деревья (березы). Полукруглую форму средней части горы Шероховатой можно принять за кратерное кальдерообразное опускание. Поверхность лавового потока указывает на типичное излияние вязких лав, образующих глыбовую поверхность типа «аа». Различие лав в пределах этого вулканического массива может быть объяснено многократным излиянием порций лав, а поздраватые или пористые участки могут указывать на длительное проникновение газов через еще не застывшие потоки и на существование в них зон нарушения (фиг. 21).

Внизу в бортах р. Шинельной обнажаются осадочные и древние эффузивные породы. В одном месте видно было согласное залегание пласта эффузивных пород с пластами песчано-глинистых. Эффузивные породы типа порфиритов имеют шаровую отдельность. В другом обнажении в песчано-глинистых породах обнаружена фауна. Здесь же эта свита (миоценовая) перекрывается песчано-конгломератовой свитой.

Ниже по течению видны скалы высотой около 50 м над водой, образующие щеки. На левом берегу встречаются озера и много холмов.



Фиг. 21. Зарисовка соотношения плотных и пористых лав на г. Шероховатой
1 — лавы плотные; 2 — лавы пористые

г) К у н ф и л о к

На северо-восток от горы Орловой находится возвышенность, называемая Кунфилок. Она расположена в долине одноименной реки и в общем вытянута в том же направлении, как и река. Подошвой этой возвышенности является речная терраса шириной не менее полукилометра, в которую врезано русло реки. С правого берега мы видим эту возвышенность с обнажениями и осыпью горных пород. Высота ее 400 м при абсолютной высоте борта долины (террасы) 260 м. Над увалисто-равнинной поверхностью Кунфилок возвышается незначительно. Вершина горы покрыта лесом. В обнаженной части встречаются лавы того же состава, что и на горах Юрточной, Лежитц и Шероховатой, т. е. трахито-андезиты. Но цвета пород здесь более темные: от серо-желтых до черных. Кроме того, лавы отличаются мелкозернистостью и, в частности, отсутствием вкрапленников роговой обманки.

При подъеме на гору по южному склону на высоте 240 м начинают встречаться крупные обломки красных и серых лав. Выше идут лавы темно-коричневого цвета с полосчатой текстурой. На высоте 320 м в коренном залегании встречены серые лавы, на которые налегают красные, продолжающиеся до высоты 400 м. Контактные зоны представляют собой смешанную лаву и располагаются примерно на высоте 330 м. Таково расположение лав, наблюдавшееся при подъеме и спуске на эту возвышенность. Обнажение тянется по реке на полкилометра; вся возвышенность много длиннее.

В правом берегу реки видны мощные обнажения осадочных пород (см. стр. 29).

Из описания отдельных вулканов видно, что в строении их существенное участие принимают лавы трахито-андезитового состава. Хотя лавы этих возвышенностей и близки между собой по составу, все же улавливаются и некоторые различия как текстурные, так и цветовые. Лавы Лежитца содержат меньше вкрапленников темноцветных компонентов. Лавы Юрточной, не отличаясь по плотности, содержат большое количество вкрапленников бурой роговой обманки. Лавы Шероховатого отличаются значительной пористостью. Наконец, лавы Кунфилок, так же как и Юрточной, плотные, но цвет их более темный, вплоть до черного.

В шлифе № 89 вкрапленники в сечениях \perp РМ 30° , 30° и $31^\circ = 55\%$ ап. Цвет пород весьма разнообразен; в большинстве случаев это желтые и розоватые разности, но есть серые и даже черные. В некоторых образцах видна флюидальная текстура: в светлых разностях располагаются струйки более светлой лавы (Юрточная).

Под микроскопом обнаруживаются обычно трахитовая или андезитовая структуры, изредка витрофировая (фиг. 22, 23). Вкрапленниками являются обычно роговая обманка и изредка зональный плагиоклаз, часто с формой «ласточкина хвоста» (фиг. 24). В проходящем свете в шлифе выступают волокнистые выделения непрозрачного вещества (красного при косом освещении в желтых и розовых разностях), вероятно, окислов железа. Кроме того, в отраженном свете весь фон, т. е. стекло, желто-красный.

Измерения погасания плагиоклаза дают следующие результаты:

В шлифе № 89 вкрапленники в сечениях \perp РМ 30° , 30° и $31^\circ = 55\%$ ап, тах в сечении \perp М $23-26^\circ$, 27° , $27-29^\circ$ и $44^\circ = 53\%$ ап и микролиты в сечениях \perp М 10° , $18-20^\circ = 27$ и 35% ап.

В шлифе № 85 тах в сечении \perp М $13^\circ = 28\%$ ап. В шлифе № 86 $9^\circ = 25\%$ ап. В шлифе № 89 ВNg -63° , ВNm -50° , ВNp -50° , № 49 sdвойникован по карлсбадскому закону.

Кроме плагиоклаза, в шлифе обнаружен калиевый полевой шпат, выделяющийся в основной массе (без правильных очертаний, характерных для плагиоклаза) и встреченный также в интерстициях плагиоклаза.

Константы калиевого полевого шпата следующие: шлиф № 87 ВNg -64° , ВNm -32° , ВNp -59° ; шлиф № 86 тах N $=1.526$.

Полевые шпаты, особенно калиевые, содержат включения игольчатого и тонкопризматического минерала, бесцветного или нежноголубого цвета, вернее оттенка. Это, вероятно, апатит.

Роговая обманка по Ng бурая или оранжевая, по Np зеленая и по Nm желто-зеленая. Размер индивидов в поперечнике до 1 мм. Цвета интерференции высокие. Она обычно опацифицирована с краев или почти полностью.

В шлифах опацифовые каймы в отраженном свете имеют цвет красно-бурый, такой же, как и окислы железа около рудных минералов. Этим обусловлен общий цвет пород.

Рудные зерна мелкие и присутствуют в небольшом количестве.



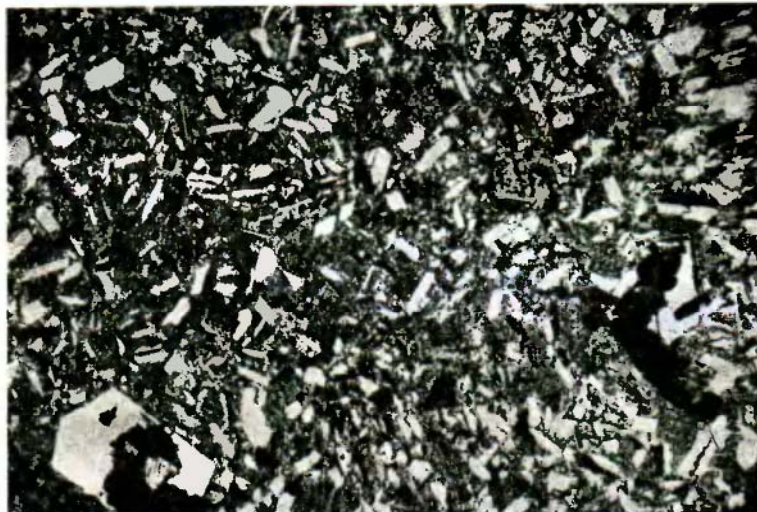
Фиг. 22. Витрофировая структура трахито-андезита.
Николи +, $\times 20$



Фиг. 23. Микроструктура трахито-андезита. Николи +, $\times 20$



Фиг. 24. Форма плагноклава в трахито-андезите.
Николи +, $\times 45$



Фиг. 25. Микроструктура в дацито-липарите.
Николи +, $\times 20$

Также в небольшом количестве встречен кристобалит с черепичатым строением. Выделяется он как в мелких пустотках, так и в основной массе около плагиоклаза, хорошо ограниченного.

Количественный минералогический состав шлифа № 93 в объемных %:

Вкрапленники плагиоклаза	20
Микролиты »	6
К-полевоы шпат	8
Стекло	58
Роговая обманка (опацитивированная)	7
Рудный минерал	1

Химический анализ породы из этой группы приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав породы № 93, вулкан Юрточный
(аналитик К. П. Сокова)

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Вес. % ¹	Примечание
SiO ₂	63.56	1.058	63.93	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу: $1.12 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.34 SiO_2$ $\alpha = 2.59$ $R_2O : RO = 1 : 1.15$
TiO ₂	0.59	—	0.60	
Al ₂ O ₃	17.42	0.171	16.46	
Fe ₂ O ₃	4.19	0.026	2.45	
FeO	нет	—	2.35	
MnO	0.08	0.001	0.18	
MgO	2.10	0.052	2.58	
CaO	4.43	0.079	4.66	
BaO	0.13	—	0.08	
Na ₂ O	5.08	0.801	4.15	
K ₂ O	1.91	0.020	2.71	
P ₂ O ₅	0.38	0.003	0.10	
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.08	—	—	
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0.36	—	0.15	
	100.31	—	100.40	

По соотношению RO : SiO₂ порода ближе всего к трахитам и несколько далее стоит от андезитов.

Породы, наиболее близкие по коэффициенту кислотности, располагаются в следующем порядке: щелочные сиениты, трахиты, андезиты. По соотношению R₂O : RO порода № 93 стоит между трахитами и андезитами, несколько ближе к первым. Содержание SiO₂ у нее выше, чем у трахитов и тем более у андезитов.

Следовательно, порода, являясь промежуточной между трахитом и андезитом, может быть названа по этим данным трахито-андезитом.

На «диаграмме средних химических типов» Заварицкого (1933) фигуративная точка состава нашей породы довольно близко расположена к андезито-трахиту, отличаясь от него большей щелочностью, а также и большим содержанием полевошпатовой извести. Она расположена так же близко к дациту, отличаясь от него тоже большей щелочностью.

В нижеследующем сопоставлении приведены основные числовые характеристики химических составов (по Заварицкому, 1935) нашей и близких к ней пород, взятых из сборника анализов Tröger (1935).

¹ Химический состав саукуита (Weinschenk, 1890).

Таблица 9

Основные числовые характеристики химических составов

Породы	a	c	b	s	Q	a/c
Дацит (Siebenbürgen)	10.3	4.5	8	77.2	+29.3	—
Андезит (Аргентинские Анды)	12.5	5.4	16	65	+ 0.4	—
Санукит (J. Shikoku, Pr. Sanuki, Japan)	3.0	4.5	9.9	72.6	+14.7	2.89
Трахито-андезит (вулкан Юрточный) . . .	14.1	4.7	8	73	+13	3
Трахито-дацит (Сардиния — Rio. Manu, Sassari)	15.6	1.5	7.6	75.9	+19.1	—
Трахит (Siebengebirge, Rheinland)	19.9	2.3	5.6	72.2	+ 2.3	—

Из этого сопоставления видно, что наша порода отличается: от андезита большими *a* и *Q* и меньшим *b*; от трахита меньшим *a* и большими *c*, *b* и *Q*; от дацита большим *a* и меньшим *Q*; от трахито-дацита большими *a* и *c*. Таким образом, она является промежуточной по *a* и *b* между андезитом и трахитом, а по *a* и *Q* — между андезитом и дацитом.

Наиболее близкой породой по химизму является санукит или нормальный гялориодацит (Weinschenk, 1890; см. Tröger, 1935). Однако она отличается от нашей породы и структурно и минералогически. Так, в сануките содержится 90% стекла и бронзит (8%), а в нашей породе стекла 58%, а остальное — полевые шпаты и роговая обманка (см. процентный состав выше). Рудных минералов в породе почти одинаково: 2 и 1%.

Если же сопоставить данные химических анализов этих пород (см. выше табл. 7), то увидим большую близость их, за исключением соотношений Fe_2O_3 и FeO , а также Na_2O и K_2O (в нашей породе больше Na_2O , но меньше K_2O).

Таким образом, эти породы не тождественны, хотя и имеют большое сходство в химическом составе. Разные условия кристаллизации привели к различию в структуре и в минералогическом составе.

К трахито-андезиту вулкана Юрточного более других пород Камчатки химически близки двупроксеновые андезиты вулканов Авача (Заварицкий, 1935) и Шапочка (Пийп, 1941).

ВУЛКАН КЫНЫНОК

Вулкан Кынынок имеет форму правильного конуса, возвышающегося над окружающей местностью на 400—500 м. В западной части его на склоне выступают два скалистых обнажения (фиг. 3). Весь конус сложен дацито-липаритами, на вершине прикрытыми слоем песка, получившегося от разрушения коренных лав. Скалистые обнажения на западном склоне сложены базальтом, инфицированным дацито-липаритовыми линзочками и прожилками. Маломощные прожилки имеют сетчатое расположение, с мельчайшими волосными ответвлениями. Мощность линзообразных тел дацито-липарита в базальте скал составляет 10—30 см, протяжение до 5 м. У подножья горы обнажений не встречено. В ручье, впадающем слева в р. Кынынок, обнажаются осадочные породы.

Массив Кынынок не обнаруживает признаков кратера и поверхность его или сглажена уже в процессе денудации, или же, что более вероятно, имеет первоначальный облик, аналогичный куполам Оверни.

Дацито-липариты характеризуются белым с сероватым оттенком цветом. В флюидальных разностях струи имеют желтый цвет. Порода разбита

трещинами. Из трещин наиболее хорошо выражены поперечные трещины к флюидалным потокам.

Под микроскопом липариты обладают порфировой структурой то с витрофировой, то с микрозернистой и перлитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, к которому в некоторых случаях примешивается кварц (фиг. 25).

Минералогический состав: плагиоклаз, кварц, биотит, хлорит и апатит.

Плагиоклаз, измеренный в нескольких шлифах (в зоне симметричного погасания $\mu\alpha\chi +5, 20, 5, 6$; в сечении $\perp \text{PM} +12^\circ$), содержит 22—36% анортитовой молекулы. В шлифе № 129 с включением обломков базальта состав одного вкрапленника имеет 43% анортита (в сечении $\perp \text{PM} +24^\circ$), а состав зонального вкрапленника — в ядре 36% анортита (в сечении $\text{PM} +20^\circ$), в периферии 55% (в сечении $\perp \text{PM} +29^\circ$).

Кварц обладает скелетной и в некоторых случаях обломочной формой.

Биотит по Ng бурый и даже черный, по Np — зеленый. Встречается он не во всех шлифах. Рудных зерен мало. В шлифе № 125 видны окислы марганца.

В шлифе № 83 наблюдается интенсивная хлоритизация биотита и плагиоклаза. Стекло имеет показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама. В флюидалных разностях стекло желтых полос менее прозрачно, чем стекло белых.

Повышение основности внешней зоны плагиоклаза в обр. № 129 произошло, вероятно, за счет выплавления базальта.

Анализ этой породы приведен в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав породы № 126, гора Кынынок
(аналитик В. Некрасова)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	
SiO ₂	73.05	1.216	Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу: 0.95 $\bar{R}O \cdot R_2O_3$ 7.70 SiO ₂ $\alpha = 3.90$ $R_2O : RO = 3.0 : 1$
TiO ₂	0.06	0.001	
Al ₂ O ₃	15.83	0.155	
Fe ₂ O ₃	0.48	0.003	
FeO	0.36	0.005	
MnO	0.02	—	
MgO	0.28	0.007	
CaO	1.63	0.029	
BaO	0.12	0.001	
Na ₂ O	5.18	0.03	
K ₂ O	2.77	0.029	
P ₂ O ₅	0.06	—	
H ₂ O	0.03	—	
Потери при прок. . . .	0.32	—	
Сумма	100.24	—	

По сравнению с типичными липаритами наша порода имеет несколько меньший коэффициент кислотности μ , наоборот, больший R₂O. По α и R₂O : RO порода ближе всего стоит к дацито-липариту, а от липарито-андезитов она отличается большим α и R₂O; еще больше она отличается от трахилипаритов. По Свенотинусу (1888) дацито-липарит — это липарит с плагиоклазом как существенной составной частью. Такая минералогическая характеристика соответствует и нашим породам.

Дацит-липарит вулкана Кынынок в сравнении с биотитовым липаритом с верховьев р. Банной (Пийп) и слюдяным дацитом с р. Паратунки, у Вилючика (Bogdanowitsch, 1904) сходен по α ; близок по RO , RO_2 , RO и отличается по R_2O . В дацит-липарите содержание щелочей значительно выше; соотношения же между K_2O и Na_2O одинаковые. По щелочам дацит-липарит близок к дациту, встречающемуся между Ходуткой и Начикой (Янковский, 1893), биотитовому риолиту с хребта Ивлук (Пийп; см. Влодавец, 1939). Близкий коэффициент кислотности имеет липарит Ксудач (Чижигов; см. Влодавец, 1939), отличающийся, однако, низким содержанием щелочей. Эти соотношения видны в следующем сопоставлении перечисленных пород (табл. 11).

Таблица 11

Сравнительная химическая характеристика пород группы дацит-липаритов

Породы	Местность и автор	$R\bar{O}$	RO_2	R_2O	RO	α
Дацит-липарит	Гора Кынынок, Меньяйлов, Набоко	1	7.94	2.8	1	3.97
Биотитовый гиалориолит	Верховье р. Банной, Пийп	1.15	8.00	1.40	1	3.85
Слюдяной дацит	Р. Паратунка, у Вилючика. Богданович . . .	0.85	7.39	1.83	1	3.84
Биотитовый риолит	Хребет Ивлук, Пийп . .	0.86	8.58	2.57	1	4.44
Липарит	Ксудач, Чижигов	0.93	7.82	1	1.9	3.98

У. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все эффузивные породы исследованного района можно разделить на палеотипную и кайнотипную серии. В первую входят порфириты и их туфы на реках Матерой Еловке и Летовне. Они имеют облик пород, сильно измененных механически и гидрохимически. В районах развития этих тел совершенно не обнаруживаются не только кратеры, но и признаки тех мест, которые могли бы быть выводящими каналами. По наблюдениям М. Ф. Двали эта свита простирается еще выше по р. Матерой Еловке, чем это нами прослежено, т. е. от сел. Еловки вплоть до устья р. Шипельной. По его представлению, эффузивные породы образуют пласты и покровы (мощность их в одном месте 110 м) среди туфогенных кластических отложений.

В отношении способа образования этой мощной вулканической свиты мы присоединяемся к выводу, высказанному Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904), Двали, Гречишкиным (1935), что она образована в процессе продолжительного периода вулканической деятельности. В этот период должны были происходить извержения лав, чередующиеся с эксплозиями. Образование этой свиты в сравнении с современной деятельностью вулканов объяснил Пийп (1941), в связи с своими исследованиями подобных образований в южных районах Камчатки. От себя мы добавим лишь, что наряду с крупными извержениями, образующими покровы, здесь могли происходить извержения, дававшие отдельные потоки и вулканические конусы. Ибо, если мы представим себе, например, район Ключевской группы вулканов в будущем, то можем ожидать как раз подобной картины при определенной степени эрозии. Здесь также будут обнажаться

стометровые и более мощные вулканические толщи лав и пирокластических отложений. Они будут располагаться относительно в небольшом отдалении друг от друга. Гречишкин (1935), а с ним и Двали проводят параллель между вышеописанной вулканической свитой и свитами других районов. По их данным, она распространена и в пределах полуострова и вне его. Двали считает, что она является аналогом туфогенной свиты Командорских островов.

Другим проявлением этой серии пород являются базальты, определяемые прежними исследователями так же, как покровные образования. Базальты имеют свежий облик и связаны пространственно с палеотипной свитой сильно измененных туфоконгломератов. Базальты Кынынок обнажаются на абсолютной высоте 600—700 м (над уровнем долины на 400 м).

При отождествлении базальтов Кынынок с покровными образованиями надо иметь в виду расположение их на такой большой высоте и соответственно искать ему объяснение в приподнятости этого участка или же в приуроченности к этому участку выводящих каналов, около которых образовались более высокие вулканические постройки. В последнем случае позднейшие излияния и подъем дацито-липаритовой лавы происходили по старым путям (каналы).

Во время исследований района у нас не создалось впечатления о форме залегания базальтов как о покрове, так как базальты были встречены только в трех местах и в незначительных массах. Они с успехом могли быть приняты за остатки вулканических конусов и потоков. Наше представление, само собою, не распространяется на более широкие площади.

Следующими по времени были излияния лав дацито-липаритового и трахито-андезитового состава. Первые прорывают базальты, а вторые цементируют его гальки.

Трахито-андезитовые постройки представлены такими формами, как купол Лежитц, высокий конус Юрточной, лавовый поток Шероховатой и, наконец, Кунфилок, по своим очертаниям приближающийся скорее к Лежитцу, чем к Шероховатой. В расположении трахито-андезитовых эффузий мы наблюдаем линейное расположение их, примерно, в северо-северо-восточном направлении.

Липариты горы Кынынок входят в ту же линию; более того, и внедрение мелких тел дацито-липаритов происходило по трещинам почти меридионально простиранию. Таким образом, мы видим здесь ту же закономерность расположения, как и в ряде ныне действующих вулканов, а именно — по северо-северо-восточной зоне разлома.

В одной из прежних работ (Bogdanowitsch, 1904) выдвигалось положение о том, что цепь вулканов представляет собою остатки древней кальдеры. Такое обобщение массивов нам представляется неосновательным. Ведь это сравнительно молодая фаза, имевшая фундаментом равнину, не сохранившую видимых следов тех грандиозных обрушений, которые должны были бы произойти в случае образования кальдеры. Кроме того, непрерывный на первый взгляд дугообразный ряд возвышенностей обнаруживает прерывность состава. Здесь имеется в виду липаритовый массив Кынынок, стоящий между трахито-андезитовыми вулканическими образованиями гор Юрточной и Шероховатой.

Самыми молодыми вулканами, еще значительно сохранившими форму вулканических построек, являются вулканы центрального типа: Орлова, Харчинский и Домашний, представленные лавами андезито-базальтового состава. Последние два вулкана будут описаны в отдельной работе.

Вулкан Орлова представляет собою конус с эродированной плоской вершиной (фиг. 1). В теле вулкана на дневной поверхности обнажены жилы более основных пород, чем породы конуса.

Харчинский хребет является типичным страто-вулканом, в котором пласты лав перемежаются с пластами пирокластических продуктов, количественно преобладающих над лавами. Кальдера этого вулкана открыта на север, и в центре ее выделяется скалистая возвышенность светлого андезита (некк). Весь вулканический массив прорезан радиальными дайками пироксенового андезита.

Вулкан Домашний представляет собою вулкан с кольцевой кальдерой, открытой на восток. Состав лав подобен таковому Харчинского хребта, но кроме андезитов, встречающихся на кромке кальдеры и у подножья, мы не имели возможности ничего более наблюдать и не могли получить более полное представление о строении вулкана, вследствие его плохой обнаженности.

В табл. 12 породы нашего района сопоставлены с породами других вулканов Камчатки по их химизму.

Таблица 12

Химическая характеристика некоторых вулканических пород Камчатки

Породы	Местность	\overline{RO}	RO_2	R_2O	RO	α
Дациито-липарит	Верхне-Еловский район .	0.98	7.71	2.69	1	3.88
Обсидиан	Шапочка	0.81	8.37	5.42	1	4.39
Трахито-андезит	Верхне-Еловский	1.18	5.34	1	1.16	2.59
Роговообманковый андезит	Шапочка	1.28	4.75	1	1.8	2.22
Двупироксеновый андезит	»	1.69	5.95	1	2.5	2.54
Андезит	»	2.32	6.21	1	4.8	2.33
Двупироксеновый андезит	Авача	1.10	5.24	1	2.0	2.55

При значительной близости содержания SiO_2 суммы щелочей в дацито-липарите Кынынок и трахито-андезите Юрточного Na_2O преобладает в них над K_2O , в то время как в обсидиане Шапочки $Na_2O < K_2O$ и в двупироксеновом андезите Шапочки $Na_2O > K_2O$. Таким образом, в наших породах Na_2O играет большую роль, чем K_2O , и такое же преобладание Na_2O над K_2O мы видим в более основной разновидности Шапочки.

Базальтам вулкана Орлова не свойственны те соотношения, которые были указаны для пород Кынынок и Юрточного, т. е. эти особенности химизма присущи только более ранней фазе вулканизма нашего района. Деятельность вулкана Орлова можно отнести, по Богдановичу, к третьей фазе вулканизма, а Лежитц, Юрточного, Кынынок, Шероховатого и Кунфилок — ко второй фазе.

В строении нашего района, как видим, значительное участие принимают кислые эффузивы промежуточного состава.

Принимая во внимание 1) преимущественное содержание плагиоклаза в их минералогическом составе, 2) большую близость дацито-липарита к липарито-андезиту, чем к липарито-трахиту и 3) широкое распространение в районе андезитов и базальтов предшествующих и последующих излияний, — мы считаем эти породы дифференциатами базальтовой магмы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- В л о д а в е ц В. И. Химический облик изверженных пород Камчатки. Бюлл. Вулкано-лог. ст. на Камчатке, 1939, № 5.
- Г р е ч и ш к и н А. А. Геологический очерк восточного побережья п-ова Камчатки. Тр. Нефт. геол.-разв. вист., сер. А, 1935, вып. 72.
- Д и т м а р К. Поездка и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг. 1901.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Мин. сбщ., 2 сер., 1931, 60, вып. 2.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, 1933.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние в 1931 г. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 35.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Об одной важной петрохимической закономерности. Зап. Ленингр. горн. вист., 1935, 9, № 2.
- К е л л ь Н. Г. Карта вулканов Камчатки. Геол. отд. Камчатск. экспед. О. П. Рябушинского, 1928.
- К р а ш е н и н и к о в С. Описание земли Камчатки, 1, кн. 2. Изд. Акад. Наук, СПб., 1786.
- Л и ч к о в Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеа. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавказ., 1931, вып. 3, 7.
- М а к а р о в Я. Нагорные террасы в Сибири и происхождение их. Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- П и й п Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке. Тр. Камч. комплексн. эксп. 1936—1937 гг., 1941, вып. 2.
- С е р г е е в М. А. Народное хозяйство Камчатского края. Изд. Акад. Наук, М.—Л., 1936.
- Я н к о в с к и й В. Материалы для петрографии Камчатки и бухты Креста. Тр. СПб. общ. ест., 1895, 23.
- A l e s c h k o w A. N. Über Hochterrassen der Ural. Zs. Geomorphol., 1935, 9, H. 4.
- B o g d a n o w i t s c h K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Peterm. geogr. Mitt., 1904.
- E r t m a n n A. Reise um die Erde, 3. Berlin, 1848.
- T r ö g e r. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Berlin, 1935.