

Г. М. САРАНЧИНА

ПЕТРОЛОГИЯ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ (Юго-западная Карелия)

I. Введение

Настоящая работа является продолжением тематического исследования интрузий основных пород карелид южной части Карело-Финской ССР (северное Приладожье).

Первая часть названной темы, касающаяся изучения Велимякского интрузивного комплекса пород и связанного с ним рудопроявления, закончена и опубликована в «Известиях Карело-Финской Базы Академии Наук СССР» № 2, 1948 г.

Представленная статья посвящена петрологическому исследованию Кааламского интрузивного комплекса пород. Кааламский массив ультраосновных — основных — кислых пород является крупнейшей интрузией Приладожья и представляет большой интерес для изучения магматической деятельности постладожской эпохи диастрофизма.

На основании изучения Велимякского и Кааламского районов можно судить о закономерном порядке формирования многофазных интрузивных тел, о последующей их эволюции, о форме и внутреннем строении интрузий и об их связи с орогеническими процессами.

Не вполне выясненным остается вопрос об отношении этих интрузий к периодам мигматизации, что объясняется их расположением в слабо мигматизированных областях.

II. Геологическое строение Кааламского района

В районе Каалама—Рускеала специальных исследований до 1940 г. не производилось, за исключением работы Метцгера, который в 1925 г. исследовал Рускеальское месторождение мраморов. Исследования Метцгера были использованы Хакманом при составлении карты Нейшлотского листа Д-2, а также Вегманом при построении стереограммы области Соанлахти — Суйстамо.

Дальнейшие исследования производились геологами Ленинградского Геологического Управления Л. И. Антоновской (1946) и Л. Патрубович, М. Кадыровой, Клоповым (1945). Последние геологи проводили работы

по поискам серного колчедана в северо-западной части Приладожья, куда входил и район Кааламской интрузии.

На основании как предыдущих исследований, так и личных наблюдений автора, схема последовательности образования пород Кааламского района может быть представлена в следующем виде (от более древних пород к более молодым):

I. Архейские гнейсо-граниты (развиты к северу от Кааламского района).

II. Ладожская метаморфическая толща.

1. Метаморфизованные основные экстрезивы (амфиболовые сланцы).

2. Карбонатные породы (известняки, мраморы, скарны, доломиты).

3. Слюдяные парагнейсы и сланцы.

4. Кордиерит-содержащие гнейсы. }

5. Кварциты. }

Развиты весьма
незначительно

III. Постладожские интрузивные породы.

A. Кааламский интрузивный комплекс.

1. Породы первой интрузивной фазы:

метаморфизованные эвкриты и перидотиты,
жильные гиперстен-анортитовые породы.

2. Породы второй интрузивной фазы:

меланократовые гиперстенные габбро, пироксеновые габбро-диориты и диориты, амфиболитизированные кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты.

Жильные амфиболитизированные габбро-диориты и габбро-диорит-аплиты.

3. Плагноклазовые граниты.

B. Граниты и пегматиты.

IV. Четвертичные отложения

А. ЛАДОЖСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ТОЛЩА

Стратиграфические взаимоотношения между породами, слагающими метаморфическую толщу ладожского возраста устанавливается в восточной части района, где вдоль западного контакта Кааламской интрузии расположена антиклинальная складка весьма сложного строения (см. работу Вегманна и Метцгера). В строении этой антиклинали принимают участие различные породы ладожского возраста. Наиболее древними из них являются зеленокаменные породы, представленные амфиболовыми сланцами, которые слагают ядро антиклинальной складки. Присутствие реликтов миндалекаменных и порфириновых структур показывает, что первоначальный состав этих пород соответствовал основным экстрезивам.

Наиболее древний возраст этих пород устанавливается также потому, что они всегда непосредственно налегают на архейские породы, являясь, очевидно, покровами, изливающимися на архейское основание (см. геологическую карту Приладожья). После излияния основных экстрезивных пород, и частично сопутствуя ему, шло отложение карбонатных пород, которые имеют наибольшее развитие в окрестностях поселка Рускеала. Наиболее молодыми образованиями в толще ладожских пород, залегающими выше амфиболовых сланцев, являются слюдяные парагнейсы и сланцы и залегающие среди них кордиерит-содержащие гнейсы и кварциты.

Метаморфизованные основные экстрозивы (амфиболовые сланцы)

По петрографическим особенностям эти породы можно разделить на три подгруппы, которые генетически тесно связаны друг с другом и дают часто постепенные переходы.

а) Зеленокаменные породы (амфиболовые сланцы) с реликтами миндалекаменной текстуры.

Метаморфизованные мандельштейны встречаются редко, будучи генетически тесно связанными с другими типами зеленых сланцев. По внешнему виду это темные, серо-зеленые породы, на выветрелых плоскостях которых отчетливо выступают миндалины, заполненные кварцем, плагиоклазом и диопсидом. Иногда наблюдается зональное расположение минералов в миндалинах, при котором диопсид концентрируется в краевых частях.

Обычно метамандельштейны осланцованы, реже имеют массивную текстуру.

Микроскопическое исследование показывает, что преобладающим минералом промежуточной массы метамандельштейнов является амфибол типа роговой обманки-актинолита и реже куммингтонит. В меньших количествах в породе содержится андезин, кварц, мелкие зерна сфена, пирит, пирротин. Структура промежуточной массы диабластическая и нематобластическая.

Преобладающими минералами, заполняющими миндалины, являются плагиоклаз ряда битовнит-анортита, кварц и в меньших количествах — клиноцоизит, диопсид, биотит, спорадически карбонат, хлорит. Некоторые миндалины нацело сложены основным плагиоклазом, в других к нему примешивается диопсид, клиноцоизит, кварц, биотит. В некоторых случаях видно замещение миндалин амфиболовой массой, причем иглообразные кристаллы актинолита или куммингтонита, расположенные в основной массе породы, «вдаются» в плагиоклаз, заполняющий миндалины.

Нередко наблюдается концентрация мелких кристаллов титаномагнетита, окруженного сфеном-лейкоксом, которые скопляются на контакте миндалин, следуя их формам. В промежуточной массе породы титаномагнетит и сфен образуют характерные «цепочки», располагающиеся параллельно сланцеватости пород.

Из вышеприведенного описания видно, что после образования экстрозивных пород и заполнения миндалин, породы подвергались региональному метаморфизму. Материал миндалин, представлявший собою первоначально карбонат и кварц, а также прослой карбонатных пород в экстрозивах, в результате метаморфических процессов были изменены с образованием богатых кальцием силикатов и алюмосиликатов (например, анортит, диопсид, цоизит). Здесь наблюдается полная аналогия с метаморфизмом карбонатных пород в Велимякском районе.

б) Амфиболовые сланцы с порфиробластической структурой. По внешнему виду это зелено-серые породы с отчетливо видной порфиробластической структурой. Последняя обусловлена наличием многочисленных игольчатых кристаллов амфибола, размер которых равен 1,5—2 см. Количество порфиробласт составляет около 50% породы. Состав амфибола непостоянен: он представлен то куммингтонитом, то актинолитом. Часто в пределах одного кристалла можно наблюдать переход одного амфибола в другой.

Преобладающей составной частью промежуточной массы является плагиоклаз, ряда олигоклаз-андезина, в меньших количествах встречается кварц, пеннин, чешуйки серицита и зерна рудного минерала.

в) Амфиболовые сланцы с фибробластической структурой.

По минералогическому составу эти породы аналогичны с разновидностями, рассмотренными выше, и отличаются от них лишь структурой.

Биотитовые парагнейсы и сланцы

Биотитовыми парагнейсами сложена западная, южная, северная и отчасти восточная части рассматриваемого района. Господствующее простираение этих пород северо-западное ($320-330^\circ$) до меридионального с падением на запад под углами $45-55^\circ$. Это отчетливо прослеживается вдоль западной и восточной границ Кааламской интрузии. Вдоль южной и северной границ этой интрузии, а также в контакте с интрузией гранитов горы Каура-вара, видна деформация гнейсов, возникают приспособленные контакты, в которых гнейсы «облекают» тела интрузивных пород. Встречены и тектонические контакты, в которых гнейсы и изверженные породы тесно перемешаны с образованием тектонического массива.

Гнейсы не мигматизированы и лишь в западной части района вблизи контакта с пегматитовыми интрузиями инъецированы микроклин-олигоклаз-кварцевым материалом с образованием локально развитых мигматитов типа *lit par lit*.

В петрографическом отношении преобладающими породами являются биотитовые гнейсы, и лишь в восточной части района встречены довольно типичные слюдяные сланцы, не содержащие плагиоклаза.

Макроскопически парагнейсы имеют серую и темно-серую окраску, зависящую от содержания биотита. По размерам зерен это мелкозернистые и среднезернистые породы. Слюдяные сланцы представлены плотными сланцеватыми породами темно-серого цвета, состоящими, как показало микроскопическое изучение, из примерно равных количеств кварца и биотита. Структура пород под микроскопом лепидобластическая и гранобластическая; последняя характерна для гнейсов, богатых полевым шпатом и кварцем. Структура слюдяных сланцев всегда лепидобластическая.

Содержание главных минералов в гнейсах варьирует в следующих пределах: кварц — $30-40\%$, плагиоклаз (№ 28—36) — $15-35\%$, биотит и мусковит — $20-35\%$.

Второстепенными минералами являются: апатит, гранат, рудный минерал, циркон, серицит (развивающийся по плагиоклазу), эпидот, цоизит, сфен и микроклин. Микроклин встречен лишь в инъецированных гнейсах-мигматитах в западной части интрузии.

Часто наблюдается интенсивная деформация пород, благодаря которой возникает мелкая плейчатость, особенно резко выраженная в западной и южной частях района. В толще гнейсов и сланцев происходили интенсивные дифференциальные движения, обусловившие появление будинаж-структур. Наблюдается будинаж пропластков карбонатных пород с образованием «ядерных» сланцев, аналогичных таковым в Велимякском районе, а также кварцевых и пегматитовых жил, пересекающих гнейсы и сланцы.

Кордиерит-содержащие породы

Кордиерит-содержащие породы очень редки; они встречены лишь в одном пункте района, в зоне интенсивно дислоцированного тектонического контакта Кааламской интрузии (западная часть района, окрестности

каменоломни кварцитов). По минералогическому составу кордиерит-содержащие породы следует разделить на две группы: 1) на кордиерит-силлиманитовые гнейсы и 2) на своеобразные гранат-кордиеритовые породы.

Кордиерит-силлиманитовые гнейсы тесно ассоциируют с толщей биотитовых гнейсов, будучи связаны с ними постепенными переходами. Плохая обнаженность этой части района не позволяет судить о распространении этих пород.

По внешнему виду это сланцеватые породы серого цвета, в которых макроскопически видны мелкие зерна розового граната. Структура под микроскопом гранобластическая. Существенными минералами являются биотит, кварц, олигоклаз-андезин, кордиерит, гранат, силлиманит.

Второстепенными минералами являются: рудный минерал и сфен, ассоциирующий с лейкоксеном.

В количественном отношении кварц преобладает над плагиоклазом, содержание кордиерита в породе около 10—12%. Он образует довольно крупные зерна пойкилитически включающие зерна других минералов. Легко отличим от кварца по наличию в нем плеохроичных ореолов вокруг включений.

Биотит содержится в породе в количестве 25—30%; он образует мелкие чешуйки, часто содержащие включения с плеохроичными ореолами среди них. С биотитом тесно ассоциирует силлиманит, который развит в виде мелких, вытянутых кристалликов. Гранат образует зерна до 3 мм в поперечнике, дающий нередко скелетные формы, благодаря громадному количеству включений.

Большой интерес представляют собой своеобразные кордиеритовые породы, встреченные в виде маломощных (до 40 см) прослоев среди кварцитов. По внешнему виду это серые породы большого удельного веса, в которых макроскопически различим розовый гранат, игольчатые кристаллы силлиманита и зерна сульфидов. Краевые части пластов, контактирующие с кварцитами, обогащены гранатом.

Под микроскопом структура гранобластическая; участки, обогащенные гранатом, имеют порфиробластическую структуру.

Резко преобладающим минералом является кордиерит, содержание которого в породе соответствует 75—80%. Кордиерит образует довольно крупные зерна неправильной формы, с характерными ореолами оранжево-желтого цвета вокруг включений. Гранат образует изометрические развитые кристаллы, размер которых достигает до 2 см в поперечнике. Количество граната в породе непостоянно, резко увеличивается в краевых частях пропластков и в мелких пропластках (так, например, в шлифе 346 содержание граната достигает 80%).

Силлиманит образует довольно крупные вытянутые кристаллы с небольшим положительным углом оптических осей, прямым угасанием и средним двупреломлением; содержание в породе около 10—12%.

В рассматриваемых гранат-кордиеритовых породах постоянно присутствуют сульфиды, содержание которых достигает 4—5%. Сульфиды образуют эвгдральные зерна и выделения неправильной формы, приуроченные или к трещинам спайности в силлиманите, или к пограничным поверхностям между зернами минералов (шл. 34а).

Второстепенными минералами являются кварц, ставролит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), биотит и хлорит.

Кварциты

Своеобразного вида кварциты образуют «гнездовидные» тела в толще биотитовых сланцев. Максимальный размер этих тел доходит до 100 метров в поперечнике, обычно более мелкие тела.

По внешнему виду кварциты стекловидны и имеют крупнокристаллическое строение с размером отдельных индивидов до 2—3 см, напоминая жильный кварц. Наблюдается переход кристаллических кварцитов к плотным. Кристаллические разности образуют иногда ветвящейся формы образования, дающие право считать, что перекристаллизация и образование крупно-кристаллических кварцитов осуществлялось при действии каких-то растворов.

Структура крупно-кристаллических кварцитов характеризуется наличием больших кристаллов кварца, обладающего зазубренными контурами, обуславливающими образование особого вида гранобластической структуры. Существенным минералом пород является кварц. Второстепенные минералы отсутствуют или находятся в весьма незначительных количествах; к ним можно отнести обыкновенную роговую обманку и пеннин.

Плотные кварциты отличаются значительно меньшей величиной составных частей и имеют светло-желтоватую окраску. Под микроскопом они имеют гранобластическую структуру иного вида: зерна кварца округлы и почти не имеют зазубренных контуров. В плотных кварцитах содержится гораздо большее количество второстепенных минералов, количество которых доходит до 10—12%. К ним относятся гранат, цоизит, амфибол, хлорит, сфен, биотит, мусковит, кальцит, волластонит, рудный минерал и иногда основной плагиоклаз ряда битовнит-анортита и диопсид.

При переходе в стекловидные, кристаллические кварциты наблюдается исчезновение этих минералов.

Рассмотренная метаморфическая толща пересекается разнообразными по составу магматическими породами, главное значение среди которых имеют породы Кааламского интрузивного комплекса и меньшее развитие имеют более молодые граниты и пегматиты (рис. 1).

Б. КААЛАМСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Кааламская интрузия занимает центральную часть изучаемого района, слагая массив, вытянутый примерно в широтном направлении и имеющий размеры 12,5 км × 5,5 км. Она сложена различными по составу породами и сформировалась в несколько фаз интрузивной деятельности.

Стратиграфическое положение Кааламской интрузии

Посткладожский возраст Кааламской интрузии устанавливается по наличию эруптивных контактов в западной и восточной ее частях. В западной части, в каменоломне, заложенной в кварцитах, вскрыт контакт основных пород первой фазы Кааламской интрузии и кварцитов. Наблюдаются многочисленные жилы и дайки разнообразной формы и мощности (от 2—3 см до 1,5 м), секущие кварциты (рис. 2). Они непосредственно связаны с основными породами, являясь их апофизами (см. петрографическое описание жильных пород).

В восточной части интрузии у шоссе на дороге на Рускеалу обнаружен непосредственный контакт кварцевых габбро-диоритов с амфиболо-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА района КААЛАМО

1. Амфиболовые сланцы, метамандельштейны. 2. Известняки доломиты, мраморы. 3. Слюдяные гнейсы, сланцы. 4. Кварциты. 5. Слюдяно-ставролитовые сланцы. 6. Порфиroidные диоксид-плагиоклазовые амфиболиты. 7. Амфиболизированные змюриты. 8. Меланокризовые габбро-диориты. 9. Габбро-диориты, диориты. 10. Гнейсовидные кварцевые габбро-диориты, кварцевые диориты (амфиболизированные). 11. Граниты. 12. Плоско-параллельные структуры и линейность. 13. Простирание кристаллизационной сланцеватости.



Рис. 1.

выми сланцами, в котором габбро-диориты инъецируют сланцы в виде мелких послонных жил.

Наряду с эруптивными контактами постладожский возраст Кааламской интрузии доказывается присутствием в ней многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Ксенолиты имеют различные размеры и представлены слюдяными гнейсами и сланцами, амфиболовыми сланцами и органическими карбонатными породами. Наиболее крупный ксенолит-отторженец, размером 32 м × 27 м встречен в юго-западной части Кааламской интрузии, на левом берегу реки Тохмайюки. Этот отторженец сложен биотитовыми сланцами. Направление кристаллизационной сланцеватости сланцев 15—105°, что не совпадает с направлением гнейсовидности в диоритах и указывает на то, что осланцевание вмещающих пород происходило до внедрения в них Кааламской интрузии. Наличие ксенолитов слюдяных сланцев, содержащих будины измененных карбонатных пород (состоящих из 80% граната и 20% битовнита, диопсида и кварца) и имеющих типичную роговиковую структуру также подтверждает то, что интенсивные дислокации происходили во вмещающей толще до внедрения Кааламской интрузии.

Ксенолиты пород вмещающей толщи со сланцеватой и плейчатой текстурами были отмечены и другими исследователями (Л. И. Антоновская и Л. Патрубович).

Состав и взаимоотношение пород Кааламской интрузии

Изучение петрографического состава и структуры пород затруднено вследствие метаморфизма их, выразившегося как во вторичном минералообразовании, так и в механических изменениях пород. Особенно интенсивно метаморфизованы краевые части Кааламской интрузии и породы, приуроченные к первой интрузивной фазе.

а) Породы первой интрузивной фазы

Породами первой интрузивной фазы сложено интрузивное тело размером около 3 кв. км в окрестностях гор Ранто-мяки, а также более мелкие тела, приуроченные обычно к краевым частям Кааламской интрузии. Эта фаза характеризуется двумя типами пород, исходный состав которых устанавливающийся по остаткам первичных минералов, реликтовым структурам и составу вторичных минералов соответствовал перидотитам, плагиоклазовым перидотитам и эвкритам. В настоящее время эти породы сильно амфиболлизированы и представляют собой: 1) амфиболлизированные перидотиты с реликтами оливина и порфириовидные диопсид-плагиоклазовые амфиболиты. 2) амфиболлизированные эвкриты. Наибольшее распространение имеют порфириовидные амфиболиты и амфиболлизированные эвкриты. Метаперидотиты с реликтами оливина встречены лишь в одном пункте района. Все названные породы связаны друг с другом постепенными переходами.

С породами первой интрузивной фазы связаны жильные породы, развитые незначительно и встреченные лишь в контакте с кварцитами в юго-западной части интрузии. Жилы эти нередко деформированы и показывают даже начальные стадии образования будинаж-структур. Первичный состав этих жильных пород соответствовал гиперстеновому эвкриту; однако исходный состав сохраняется не всегда и наблюдается образование за счет гиперстеновых эвкритов кумминктонитовых и некоторых других амфиболитов.

б) Породы второй фазы Кааламской интрузии

Наибольшим распространением среди пород второй интрузивной фазы пользуются габбро-диориты, которыми сложена вся центральная часть Кааламской интрузии. В центральной же части Кааламской интрузии локально распространены меланократовые габбро-диориты и плагиоклазовые пироксениты. Эти породы связаны друг с другом постепенными переходами, но встречаются ксенолиты амфиболизированных пироксенитов и плагиоклазовых пироксенитов среди меланократовых габбро-диоритов. Минералогический состав пород ксенолитов и цементирующей их породы одинаков, что позволяет рассматривать эти образования как автобрекцию.

Сходность минералогического состава, структурные особенности, идентичность состава отдельных минеральных фаз и одинаковая степень метаморфизма позволяют объединить эти породы с габбро-диоритами, с которыми они тесно связаны геологически и иногда дают постепенные переходы.

Габбро-диориты и меланократовые габбро-диориты мало метаморфизованы и в них хорошо сохранилась первично-магматическая структура и минералогический состав. Краевые части Кааламского массива сложены довольно сильно метаморфизованными габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, дающими между собой переходы. Все эти породы обладают отчетливой гнейсовидной текстурой.

С породами второй интрузивной фазы связаны жильные породы, представленные амфиболизированными габбро-диоритами и менее распространенными габбро-диорит-аплитами.

Ниже приводится описание наиболее характерного контакта, на основании которого устанавливаются возрастные соотношения между породами первой и второй интрузивных фаз.

в) Описание контакта пород первой и второй интрузивных фаз

В окрестностях бывшего хутора Онненмяки обнажена скалистая возвышенность, вытянутая в меридиональном направлении на расстоянии 800 метров. По восточному краю этой возвышенности вскрывается эруптивный контакт между породами первой и второй фаз Кааламской интрузии и кроме того здесь же можно проследить фациальные переходы между породами, сформировавшимися в первую фазу интрузивной деятельности.

К наиболее древним породам, образовавшимся в первую фазу интрузивной деятельности, относятся породы, первоначальный состав которых соответствовал эвкритовому габбро и перидотитам. В районе хутора Онненмяки они представлены грубозернистыми порфириновидными (порфиробластическими) амфиболитами (изредка метаперидотитами) и амфиболизированными эвкритами. Площадь распространения этих пород в указанном районе равна 3,5 кв. км. В пределах возвышенности Онненмяки наблюдаются постепенные переходы между амфиболизированными метаперидотитами и эвкритовыми габбро, что можно наблюдать в небольшой каменоломне в северо-западной части возвышенности.

Указанные породы после их окончательного затвердевания были прорваны породами второй интрузивной фазы, представленными гнейсовидными амфиболизированными габбро-диоритами. Эти породы внедрились по трещине разрыва, проходящей в широтном направлении (см. карту); в непосредственном контакте этих пород возникают типичные магматические брекчии, в которых крупные блоки и более мелкие обломки амфи-

близированных метаперидотитов и эвкритов «цементируются» габбро-диоритом (рис. 3 и 4). Мощная зона таких брекчий протягивается по восточному и северному склонам возвышенности, достигая в отдельных частях ее до 150 метров. В юго-восточной части возвышенности среди брекчий обособляются два тела габбро-диоритов, площадью 100—50 метров. Габбро-диориты представлены сравнительно лейкократовыми породами, состоящими из плагиоклаза № 45—52 и обыкновенной роговой обманки. Кварц присутствует обычно в незначительных количествах; увеличение содержания его обуславливает переход к кварцевым габбро-диоритам. Первично-магматический характер плагиоклаза доказывается его ритмичной зональностью с правильными геометрическими очертаниями отдельных зон (ядро сложено лабрадором, края—андезином). Следовательно, гнейсовидную текстуру этих пород, независимо от генезиса амфибола, следует считать первичной. Это подтверждается также и тем, что направление кристаллизационной сланцеватости в северной части возвышенности и в мелких телах габбро-диоритов зависит от того, по какому направлению они внедрялись.

После консолидации габбро-диоритов происходили разломы северо-восточного направления, которые были заполнены жильными амфиболлизированными габбро-диоритами и габбро-диорит-аплитами. Мощность жил не превышает 30 см. Жилы габбро-диорит-аплитов обычно менее мощные и даже образуют иногда мелкие ветвящиеся жилки. В одном пункте наблюдалось пересечение жильных габбро-диоритов жилкой диорит-аплита, что указывает на более молодой возраст последних. Контактное воздействие жильных пород сказывается в амфиболлизации боковых пород и появлении зон весьма типичных мелкозернистых плагиоклазовых амфиболитов.

г) Породы третьей интрузивной фазы

Породы третьей интрузивной фазы представлены плагиоклазовыми гранитами, которые пересекают породы, образовавшиеся в более ранние интрузивные фазы, и дают иногда постепенные переходы к кварцевым габбро-диоритам и кварцевым диоритам. Эти породы имеют локальное развитие и встречены лишь в юго-восточной части района, где они образуют довольно мощные жилы (до 2,5 м), пересекающие габбро-диориты и порфиридные диопсид-плагиоклазовые амфиболиты, и кроме того образуют небольшие секущие тела среди последних. В обнажении № 53 вскрыт эруптивный контакт габбро-диоритов и плагиоклазовых гранитов. Плагиоклазовый гранит пересекает габбро-диорит в виде жил; при этом остроугольные обломки и блоки амфиболитов, получившихся в результате изменения габбро-диоритов, включены в плагиоклазовые граниты, образуя своеобразную эруптивную брекчию (рис. 5). Плагиоклазовый гранит образует кроме того мелкие жилки в виде сети, пронизывающие породу.

Внутреннее строение, форма и тектонические особенности Кааламской интрузии

Габбро-диориты второй интрузивной фазы, которыми сложена почти полностью вся центральная часть Кааламской интрузии, обладают гранитной структурной фацией.

Периферические части интрузии характеризуются гнейсовой структурной фацией пород. Плоскопараллельная структура в них обусловлена расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза в параллельных



Рис. 2.
Жилка куммингтонитового амфиболита, секущая кварцит.



Рис. 3.
Контакт габбро-диорита и андезита.

плоскостях. Кроме того характерно закономерное расположение шлиров темноцветных компонентов. Господствующее направление плоскопараллельных структур, отчетливо выраженное в западной и восточной частях Кааламской интрузии, следующее: простираание — $320-140^\circ$, падение на юго-запад — 230° , угол падения — $45-50^\circ$.

Линейность в породах устанавливается по расположению агрегатов биотита, призматических кристаллов амфибола и вытянутости шлиров. Азимут линейности от 225° до 235° , угол падения $47-50^\circ$.

Внутренняя структура интрузий¹ по отношению к структуре вмещающих пород и плоскости контакта как в западной, так и частично в восточной ее частях является гармоничной и конформной. Южные и северные контакты интрузии обнажены плохо. Гнейсы здесь пloyчатые и перемятые. Встречаются тектонические контакты с возникновением зон милонитизации и тектонического мессива. Очевидно, после формирования интрузии происходили дислокации, нарушившие первичные контакты и вызвавшие частичное приспособление структур вмещающей толщи по отношению к контакту с интрузивными породами. В северо-восточной части района Кааламская интрузия имеет складчатую структуру вмещающих пород, являясь дисгармоничной по отношению к ней (см. карту).

Плоскопараллельные структуры в интрузивных телах, сложенные породами первой фазы, часто не совпадают со структурой вмещающей сланцевой толщи и контактной поверхностью. В окрестностях вараки Онненмяки (где на большой площади вскрыт контакт между породами первой и второй фаз интрузивной деятельности) наблюдения над плоскопараллельными структурами и линейностью показали, что движение магматического расплава при формировании пород первой интрузивной фазы (эвкритов) происходило здесь также с юго-запада на северо-восток под углом $50-60^\circ$. После окончательного затвердения этих пород они были прорваны габбро-диоритами, которые заполнили в северной части этого района разрыв широтного направления. Простираание кристаллизационной сланцеватости в них широтное ($85-95^\circ$), падение на юг под углом $55-60^\circ$ (см рис. 4). В южной части возвышенности Онненмяки простираание кристаллизационной сланцеватости совпадает с таковой в эвкритах. Эти наблюдения являются важными для установления эндосинекинематичности плоскопараллельных текстур, что доказывается также закономерным расположением кристаллов плагиоклаза с сохранившейся ритмичной зональностью, а также ориентированным расположением шлиров в породе. Очевидно, частичная перекристаллизация в этих породах осуществлялась приспособленно к первичным структурам. Изучение внутренней структуры Кааламской интрузии и ее контактов с вмещающими породами позволяет считать, что эта интрузия внедрилась по наклоненной на юго-запад плоскости контакта между биотитовыми гнейсами ладожского возраста и толщей метаморфизованных осадочно-экструзивных пород. Последняя толща образует сложную по строению антиклинальную складку, протягивающуюся в северо-западном направлении вдоль восточного контакта Кааламской интрузии, частично срезаясь с последней.

По отношению к главному периоду складкообразования интрузия Каалама является посттектонической, так как она имеет складчатую

¹ Это относится к интрузивным телам, сложенным породами второй интрузивной фазы.

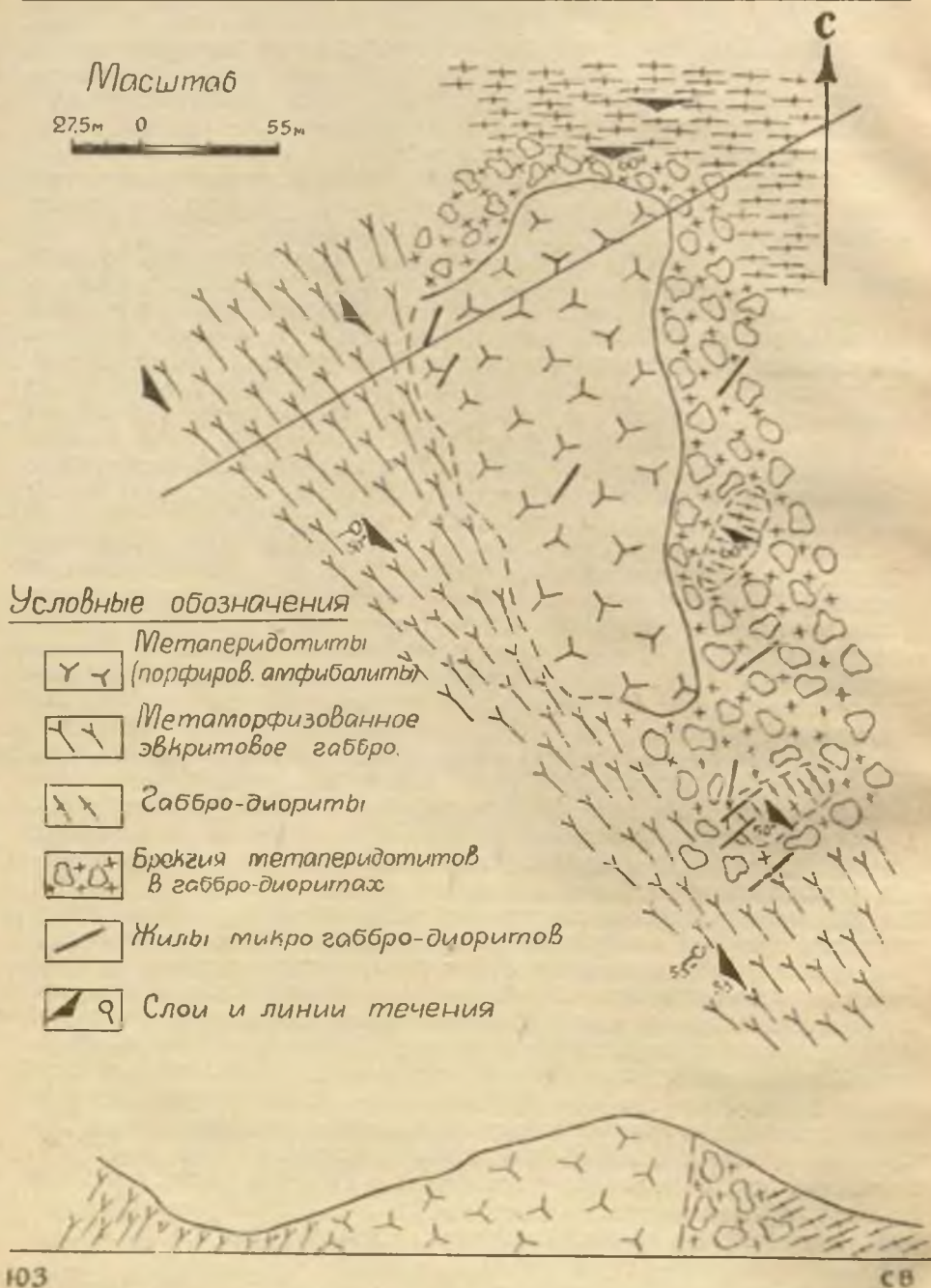


Рис. 4.
Геологическая карта окрестностей хутора Оннеимки.

структуру вмещающих пород (район Рускеала—Суури—Рюттю) и кроме того в породах интрузии содержатся ксенолиты отчетливо эсланцованных пород из вмещающей толщи, содержащих даже буднированные слон роговиков.

Повидимому, Кааламская интрузия синкинематична с разрывами, происходившими в постладожскую эпоху орогена, хотя интенсивные орогенические движения осуществлялись и после формирования Кааламской интрузии. Это доказывается наличием тектонических контактов, деформацией жил основных пород с возникновением в них будинаж-структур и т. п.

В. ПОСТЛАДОЖСКИЕ ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Граниты развиты в районе незначительно, слагают гору Каура-вара, расположенную к югу от Кааламской интрузии. Постладожский возраст гранитов устанавливается в западной части горы, где граниты прорывают биотитовые гнейсы, заключают их ксенолиты и имеют в контакте зону эндоконтантного изменения, выразившегося в появлении пегматоидного гранита.

Граниты горы Каура-вара представляют собой однородные мелкозернистые породы, состоящие из 30% олигоклаза, 35% микроклина, 30% кварца и 5—7% биотита. В шлифе структура гранитов гипидиоморфная, частично нарушенная бластическими изменениями.

Пегматиты являются наиболее молодыми породами района и, очевидно, генетически связаны с микроклиновыми гранитами горы Каура-вара. Пегматиты образуют интрузивные тела и жилы, приуроченные главным образом к западной части района. В западной части района два интрузивных тела слагают возвышенности, вытянутые в северо-западном направлении, имеющие в длину 400 метров (каждая), при ширине 100—150 метров. В пегматитах наблюдаются обломки биотитовых сланцев, в контакте с которыми структура пегматита становится более мелкозернистой.

По внешнему виду пегматиты представляют собой белые породы, обладающие грубозернистой и кусковой структурой; размер отдельных кристаллов доходит до 20 см. Преобладающими минералами пегматитов являются белый олигоклаз, белый или желтоватый микроклин, кварц и «пачки» биотита и мусковита. В незначительных количествах встречается гранат красного цвета, турмалин и зелено-голубой апатит.

Дифференциации в пространственном распределении минералов не наблюдалось, однако без разведочных работ действительное строение и состав пегматита не могут быть установлены.

Пегматитовые жилы, встречающиеся главным образом в западной части района, пересекают интрузивные породы и биотитовые парагнейсы ладожского возраста. В последних они образуют иногда мелкие линзовидные тела, являющиеся частями буднированных жил. Мощность жил обычно невелика, соответствуя 30—40 см, и лишь изредка встречаются более мощные жилы (до 10—15 м). Состав пегматитовых жил аналогичен таковому в пегматитовых телах; структура грубозернистая, средний размер составных частей 1,5—2 см и не превышает 3 см.

С пегматитами связана мигматизация гнейсов, имеющая локальное развитие и проявившаяся лишь в западной части района. Пегматитовые жилки внедряются и в основные породы Кааламо, интенсивно изменяя их (гора Ихлан-вара и др.).

III. Петрографическое описание пород Кааламского интрузивного комплекса

1. ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ

а) Оливин-содержащие диопсидовые амфиболиты

По внешнему виду это плотные, однородные породы серовато-зеленого цвета. Структура породы обусловлена присутствием сравнительно крупных кристаллов оливина и диопсида, интенсивно замещающихся буровато-зеленой роговой обманкой (рис. 6). Последняя образует крупные индивиды, захватывающие при своем росте кристаллы диопсида и оливина с образованием пойкилобластических участков породы. В отдельных частях шлифа видна грануляция кристаллов диопсида с образованием мелких участков, обладающих гранобластической структурой.

Существенными минералами породы являются оливин, диопсид и обыкновенная роговая обманка; второстепенные минералы представлены рудным минералом, апатитом, клинохлором, карбонатом, тальком и зеленым серпентином.

Оливин содержит 36% фаялитовой молекулы и образует зерна размерами 4—6 мм, которые подвергаются интенсивному замещению амфиболом; последний содержит обычно рудную «сыпь», показывающую на богатство оливина фаялитовой молекулой.

Диопсид представлен в виде двух морфологических образований с одинаковыми оптическими константами; он образует довольно крупные (до 5 мм) бесцветные кристаллы или агрегаты мелких зерен, возникающих при грануляции более крупных индивидов.

По данным Винчелла содержание молекулы геденбергита равно 34%. Во всех кристаллах диопсида содержатся многочисленные мелкие зерна рудного минерала, часто имеющие идиоморфные очертания.

Амфибол замещает диопсид и оливин и содержит реликты обоих минералов.

Рудный минерал образует мелкие эвгедральные зерна, заключенные в диопсиде и оливине, представляющие собой, повидимому, первичные выделения; кроме того рудный минерал образует так называемую рудную «сыпь», образовавшуюся при вторичном изменении первичных минералов породы, богатых железом.

б) Порфириовидные диопсидовые и диопсид-плагиоклазовые амфиболиты

По внешнему виду это грубозернистые породы темнозеленого цвета с весьма характерной структурой, обусловленной наличием многочисленных идиоморфных кристаллов роговой обманки, заключенных среди мелкозернистой массы плагиоклаза и диопсида. Средний размер кристаллов амфибола равен 1,5 см. Структура промежуточной массы пойкилитовидная, обусловленная тем, что мезостатически развитые индивиды плагиоклаза включают многочисленные идиоморфные кристаллы диопсида и амфибола. Существенные минералы содержатся в породе в следующих количествах: обыкновенная роговая обманка — 75—90%, диопсид — 7—10%, основной плагиоклаз — 10—15%.

В некоторых породах плагиоклаз отсутствует или полностью замещен агрегатом вторичных минералов. Амфибол, являющийся преобладающей составной частью породы, представлен обыкновенной роговой обманкой,



Рис. 5.

Бречия амфиблизированного габбро-диорита в плагиоклазовом граните.

которая образует хорошо ограненные коротко-призматические кристаллы с реликтами диопсида.

Определение плагиоклаза затруднено, благодаря замещению его вторичными минералами — агрегатом эпидот-цоизитовых кристаллов. Центральные части кристаллов сложены плагиоклазом № 80—90, краевые части представлены обычно лабрадором № 60—65. Более основной состав центральных частей связан, очевидно, с первичной зonalностью, хотя не исключена возможность того, что более кислый состав краевых частей обусловлен заимствованием из них кальция при образовании эпидота, цоизита, диопсида и т. п. Диопсид развит в породе в виде мелких идиоморфных зерен, включенных обычно в кристаллах плагиоклаза; при этом видно образование его за счет плагиоклаза с полным замещением последнего. Константы, измеренные на столике Федорова, позволяют определить его, пользуясь диаграммами Тамита, как пироксен, содержащий 46% CaSiO_3 , 22% MgSiO_3 и 32% FeSiO_3 .

Второстепенными минералами рассмотренных пород являются апатит, сфен, рутил, биотит, группа эпидот-цоизита, рсже тальк, карбонат, пренит, клинохлор, баулингит. Из этих минералов наибольшим распространением пользуются эпидот-цоизитовые минералы, образующиеся при метаморфизме основного плагиоклаза.

в) Метаморфизованные эвкриты

По внешнему виду метаморфизованные эвкриты отличаются от габбро-диоритов и диоритов большим содержанием цветного компонента, содержание которого равно 60—65%. Текстура пород обычно директивная, реже однородная. Встречаются директивные текстуры двух типов: директивно-полосатые (обусловленные чередованием полос, обогащенных и обедненных цветным минералом) и трахитоидные, которые характеризуются расположением кристаллов амфибола и плагиоклаза в плоскопараллельных плоскостях.

Последние текстуры встречаются обычно в краевых частях интрузивных тел эвкритов-метапериотитов. Структура пород равномернозернистая, реже порфировидная, обусловленная выделением кристаллов основного плагиоклаза зонального строения среди более мелкозернистой массы, обогащенной цветными компонентами.

Первично-магматическая структура сильно изменена, благодаря явлениям перекристаллизации и вторичного (возможно, частью аутометаморфического) минералообразования. При усилении процессов перекристаллизации наблюдаем переход к плагиоклазовым амфиболитам с типичными бластофитовыми и кристаллобластическими структурами (рис. 7). Плагиоклаз часто сохраняет идиоморфные очертания, что дает возможность судить о том, что первичная структура являлась габбро-офитовой.

Существенными минералами эвкритов являются плагиоклаз ряда битовинит-анортита и обыкновенная роговая обманка, в кристаллах которой иногда сохраняются реликты моноклинного пироксена. Плагиоклаз часто зонален, центральные части содержат 82—85% молекулы анортита, края соответствуют лабрадору № 60—62. Образует таблитчатые и лейстовидные кристаллы, часто в них видно нарушение двойниковой структуры и грануляция с образованием мелких зерен. Широко развиты процессы сосюритизации и серицитизации плагиоклаза; наблюдается также образование (с заимствованием плагиоклазового материала) амфибола и диопсида. При усилении процессов метаморфизма прослеживается образование из эвкритов мономинеральных амфиболитов и диопсидовых

амфиболитов, связанных постепенными переходами. Оптические константы амфибола позволяют определить его как типичную обыкновенную роговую обманку. К несущественным минералам относятся биотит, сфен, апатит, рудный минерал и вторичные минералы: эпидот, цоизит, серицит, тальк, клинохлор, пренит, карбонат. Последние два минерала встречаются редко и образуют мельчайшие жилки в породе, будучи связанными с гидротермальными процессами.

г) Жильные породы

Своеобразные жильные породы, связанные с породами первой фазы Кааламской интрузии, встречаются в юго-западной ее части, где они секут кварциты. Эти породы хорошо доступны изучению в каменоломне, вскрываемой кварциты. Жилы имеют небольшую мощность, не превышая обычно 15 см; лишь в одном случае дайка, вскрываемая в забое, имеет мощность до 40 см. Первичный состав сохраняется в центральных частях более мощных жил, краевые части жил и мелкие жилки нацело изменены в амфиболиты. По составу жильные породы можно подразделить на следующие породы: 1) амфиболитизированные гиперстен-анортитовые породы, по которым мы можем судить о первоначальном составе жильных пород; 2) куммингтонитовые амфиболиты и 3) пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты. Две последние породы произошли при метаморфизме гиперстен-анортитовых пород и дают с ними постепенные переходы.

1. Амфиболитизированные гиперстен-анортитовые породы. По внешнему виду это зеленовато-серые плотные породы, напоминающие диабазы. Структура габбро-офитовая. Преобладающим минералом является основной плаггиоклаз ряда битовнит-анортита с 90—92% анортитовой молекулы. По плаггиоклазу развивается куммингтонит и в меньшей степени обыкновенная роговая обманка и серицит.

Следующим существенным и первично-магматическим минералом породы является богатый железом гиперстен; определение его констант показало, что содержание $FeSiO_3$ в нем равно 56%.

Характерной особенностью этих пород является процесс амфиболитизации, который развит весьма интенсивно.

Преобладающим амфиболом является куммингтонит и в меньшей степени зелено-бурая обыкновенная роговая обманка. Оба амфибола связаны между собой постепенными переходами. Морфологически формы развития амфиболов очень разнообразны, то они замещают пироксен, образуя оторочки и полные псевдоморфозы по нему, то образуют диабластические агрегаты, то монокристаллы, пойкилитически включающие в себя индивиды плаггиоклаза и гиперстена; наконец, куммингтонитом сложены мелкие жилки. Все указанные формы развития нередко можно наблюдать в пределах одного шлифа.

Краевые части рассмотренных гиперстен-анортитовых жил всегда превращены в куммингтонитовые амфиболиты.

2. Куммингтонитовые амфиболиты и пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты образуют маломощные жилки, секущие кварциты, сложенные средне-зернистыми (до плотных) породами, состоящими из куммингтонита и 1—2% сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом и пирротином. В отдельных случаях в весьма незначительных количествах присутствует основной плаггиоклаз. Структура пород диабластическая. Благодаря постоянной примеси сульфидов, эти породы на плоскостях выветривания сильно обохрены.

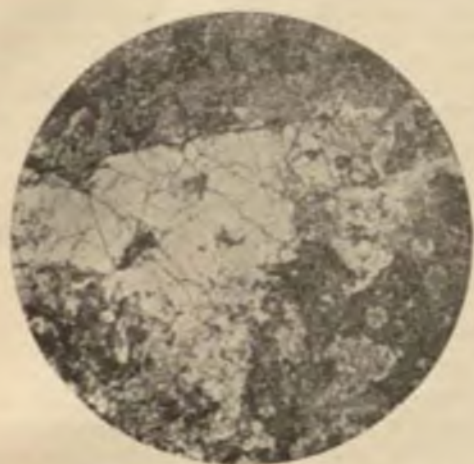


Рис. 6.
Оливины в метабазальте.



Рис. 7.
Бластофитовая структура в габбро.



Рис. 8.
Структура габбро-диорита.

Генетически тесно связанными с рассмотренными выше двумя группами жильных пород и нередко дающими с ними постепенные переходы являются серо-зеленые диопсид-гиперстеновые амфиболиты, содержащие плагиоклаз. Иногда в более мощных жилах наблюдается зональное строение с плотной структурой центральных частей и крупнозернистой структурой краевых частей. При микроскопическом исследовании оказывается, что центральные части жилы имеют гранобластическую структуру и состоят из лабрадор-битовнита, гиперстена (с содержанием 58% FeSiO_3), диопсид-геденбергита и обыкновенной роговой обманки. Диопсид и амфибол замещают гиперстен и плагиоклаз. Краевые части жил (6—8 см) представлены бесполовошпатовыми породами, соответствующими по составу гиперстеновым амфиболитам.

II. ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ КААЛАМСКОЙ ИНТРУЗИИ

а) Габбро-диориты

Габбро-диориты являются наиболее распространенными породами Кааламской интрузии. По внешнему виду это серые и темносерые породы среднезернистой структуры. Под микроскопом наблюдается габбро-офитовая структура, обусловленная присутствием идиоморфных кристаллов плагиоклаза, средний размер которых равен 1,5—2 мм (рис. 8). Существенными минералами породы являются: 1) плагиоклаз ряда андезин-лабрадора — 50—65%; 2) гиперстен (богатый Fe); 3) диопсид-геденбергит (суммарно) — 30—45%; 4) обыкновенная роговая обманка, содержание которой весьма непостоянно и сильно увеличивается в метаморфизованных разностях.

Плагиоклаз образует хорошо развитые, вытянутые кристаллы, в которых нередко наблюдается ритмическая зональность. Центральные зоны несколько богаче анортитовой молекулой (№ 60—62). Краевые зоны соответствуют лабрадор-андезину. Специальное оптическое изучение плагиоклазов показало, что содержание в них анортитовой молекулы колеблется от 45 до 50%, соответствуя в среднем 50%.

Процессы вторичного изменения плагиоклазов развиты сравнительно мало и выражаются главным образом в серицитизации. Процесс сосюритизации, столь распространенный в породах первой фазы, здесь развит спорадически. В редких случаях наблюдается преницитизация плагиоклаза, связанная с воздействием волосовидных жилок пренита. Ромбический пироксен представлен гиперстеном (богатым Fe); его окраска розоватая по Np и зеленоватая по Ng; содержание FeSiO_3 соответствует 52—58%.

В породах центральных частей интрузии гиперстен совершенно свежий, в краевых — наблюдается замещение его обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета, реже по нему развиваются волокнистые агрегаты тремолит-актинолита, содержащие рудную «сыпь», которая придает псевдоморфозам замутненный вид. Ассоциирует с моноклинным пироксеном, рудным минералом — титано-магнетитом и биотитом. Образует призматические кристаллы размером 1—1,5 мм, иногда доходящие до 5 мм. Наблюдаются сростания с моноклинным пироксеном. Моноклинный пироксен, с небольшим углом 2 V, образует хорошо развитые зерна. Его состав: $\text{CaSiO}_3 = 40—44\%$, $\text{MgSiO}_3 = 36—52\%$ и $\text{FeSiO}_3 = 8—2\%$ (по диаграмме Тамита). Моноклинный пироксен изменяется в зеленую роговую обманку.

Второстепенными минералами габбро-диоритов являются: биотит, рудные минералы-первичные: титано-магнетит и сульфиды и вторичная рудная «сыпь», анортит, кварц, серицит, эпидот, пренит.

Последние три минерала распространены в незначительных количествах.

Во многих шлифах кварц отсутствует, в других встречается в весьма незначительных количествах, образуя мезостатически развитые зерна. Иногда же содержание его увеличивается до 5—7%, обуславливая переходы к кварцевым габбро-диоритам.

б) Меланократовые габбро-нориты и плагиоклазовые пироксениты и габбро-нориты

По внешнему виду габбро-нориты представляют собой темные среднезернистые породы, обладающие однородной текстурой. В шлифах структура габбро-офитовая, ясно виден частичный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксену и рудному минералу.

При интенсивной амфиболизации в породах возникает вторичная кристаллобластическая структура. Существенными минералами рассматриваемых пород являются: ромбический пироксен (типа ферросилита), моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, основной плагиоклаз № 53—78. Содержание плагиоклаза варьирует от 10% в плагиоклазовых пироксенитах и до 25% в меланократовых габбро-норитах. Плагиоклаз образует в габбро-норитах идиоморфные вытянутые кристаллы, в породах, обогащенных темноцветными компонентами, — ксеноморфные зерна. Зерна плагиоклаза иногда подвергаются грануляции. Процессы вторичного изменения развиты слабо и выражаются в серицитизации. Ромбический пироксен по оптическим константам содержит $\text{FeSiO}_3 = 47\text{—}53\%$ (по Винчеллу). Оптические свойства моноклинного пироксена аналогичны таковым в габбро-диоритах. Оба пироксена изменяются в обыкновенную роговую обманку.

Второстепенными минералами породы являются титаномагнетит, апатит, биотит, серицит, кварц.

в) Гнейсовидные кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты

Эти породы слагают краевые части Кааламской интрузии и кроме того встречены в центральной ее части, в окрестностях вараки Онненмяки, где они заполняют раскол широтного направления, происходящий в породах первой фазы Кааламской интрузии. Текстура пород гнейсовидная, обусловленная расположением плагиоклаза, кристаллов амфибола и чешуек биотита в параллельных плоскостях. Наблюдения над ориентировкой плоскопараллельных структур и расположением шлиров темноцветных компонентов, а также присутствие кристаллов плагиоклаза с ритмичной зональностью, указывают на первичное (эндосинекинематическое) происхождение этих структур.

Структура пород габбро-офитовая, гипидноморфная и в сильно метаморфизованных разностях кристаллобластическая. Существенными минералами этих пород являются плагиоклаз № 47—50 (нередко зональный), обыкновенная роговая обманка, кварц, биотит. Содержание амфибола варьирует от 20 до 30%. Содержание кварца в среднем равно 10% с вариациями от 5 до 20%. Кварц образует ксеноморфные зерна, часто имеющие волнистое угасание и мозаичную структуру. Подвергается перекристалли-

зации значительно легче, чем другие минералы, благодаря чему участки, обогащенные кварцем, часто имеют кристаллобластическую структуру. Оптические константы амфибола аналогичны таковым в габбро-диоритах; биотит образует пластинки, вытянутые параллельно гнейсовидности породы.

Второстепенными минералами пород являются: рудный минерал, апатит, серицит, эпидот-цоизитовые минералы, пеннин, пренит. В гнейсовидных кварцевых габбро-диоритах встречаются шпильки темного цвета, состоящие из обыкновенной роговой обманки и андезина, аксессуарным минералом является сфен. Кварц в шпильках отсутствует.

г) Жильные породы, связанные с породами второй фазы Кааламской интрузии

1. Амфиболизированные габбро-диориты. По внешнему виду жилы названного состава представлены черными мелкозернистыми породами, состоящими из амфибола и подчиненного количества плагиоклаза. Текстура обычно однородная, реже наблюдается такситовость, обусловленная скоплением темноцветных минералов в виде отдельных пятен. При микроскопическом изучении видно, что первичная магматическая структура обычно изменена, благодаря вторичным преобразованиям; она частично сохраняется в отдельных случаях и характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза, в котором часто видна первичная зональность. Обычно структура жильных пород гранобластическая и, при интенсивной амфиболизации, диабластическая и нематобластическая.

В минералогическом отношении жильные габбро-диориты отличаются высоким содержанием амфибола, составляющего обычно более 50% породы. Амфибол является, несомненно, вторичным минералом, образующимся в процессе амфиболизации породы. Можно наблюдать почти полную амфиболизацию жильных габбро-диоритов.

Плагиоклаз образует сравнительно идиоморфные, иногда зональные кристаллы, обычно подвергающиеся грануляции и катаклазу. По составу плагиоклаз соответствует лабрадор-андезину № 44—52. В случае зональных кристаллов ядро сложено лабрадором № 70, края — № 48.

К второстепенным минералам относится биогит, рудный минерал и сфен. Биотит встречается не во всех шпильках, образуя чешуйки, часто развивающиеся по амфиболу. Рудный минерал образует мелкие обособленные зернышки или выделяется в виде мелко-распыленной «сыпи» в зернах амфибола. Сфен образует мелкие зернышки, расположенные часто в виде «цепочек» в кристаллах амфибола.

2. Габбро-диорит-аплиты. Эти породы образуют мелкие жилки неправильной формы, которые были встречены только в районе возвышенности Онненмяки, где они пересекают породы первой и второй фаз Кааламской интрузии. Габбро-диорит-аплиты сложены почти нацело плагиоклазом № 45—50. В зональных кристаллах краевые части соответствуют андезину № 37, края—лабрадору № 50. Часто плагиоклаз подвергается грануляции. Цветные минералы представлены биотитом и амфиболом, суммарное содержание которых не превышает 5—7%. В незначительных количествах присутствует иногда кварц. Контактные изменения боковых пород сказываются в амфиболизации и возникновении мелкозернистых плагиоклазовых амфиболитов. Мощность контактовых изменений весьма незначительна (0,5—2 см).

III. ПОРОДЫ ТРЕТЬЕЙ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ (Плагноклазовые граниты)

Плагноклазовые граниты по внешнему виду резко отличаются от габбро-диоритов и кварцевых диоритов своей светлой окраской, обусловленной низким содержанием темноцветных компонентов, не превышающей обычно 7—10%. Макроскопически породы среднезернисты и обладают однородной, реже гнейсовидной текстурой. Гнейсовидная текстура встречается в мощной дайке плагноклазового гранита, располагается параллельно простиранию дайки.

Структура пород гипидиоморфная, однако она почти никогда полностью не сохраняется, и отдельные участки породы и зерна кварца имеют кристаллобластическую структуру. В большинстве пород структура может быть названа бластогранитовой. Количественные соотношения главных минералов плагноклазовых гранитов следующие: плагноклаз ряда олигоклаз-андезина (№ 37—38) — 55—70%, кварц — 15—30%, биотит — 5—7%, роговая обманка в жильных плагноклазовых гранитах не встречается, но она является существенным минералом мелких интрузивных тел. Второстепенными минералами являются пеннин, пренит, серицит, сфен, эпидот, исключительно редко турмалин, встреченный лишь в центральной части одной из жил плагноклазового гранита. Особо следует указать на то, что микроклин не встречается в плагноклазовых гранитах и обнаружен лишь в одной жиле, секущей габбро-диорит в восточной части интрузии. Отсутствие микроклина является характерной особенностью плагноклазовых гранитов Кааламского интрузивного комплекса, отличающих их от более молодых гранитов горы Каура-вара и др.

IV. Полезные ископаемые Кааламского района

1. Пегматиты

В западной части Кааламского района нами были обнаружены интрузивные тела пегматитов, секущие биотитовые парагнейсы ладожского возраста. Пегматитами связаны две возвышенности, каждая из которых имеет размер около 350—400 метров в длину. В поверхностных частях, отпрепарированных ледником, пегматиты имеют грубозернистую и даже кусковую структуру с размером отдельных кристаллов до 20 см.

Минералогический состав пегматитов следующий: микроклин, олигоклаз, кварц, биотит и мусковит. Второстепенными минералами являются турмалин, апатит, гранат. Пегматиты совершенно не разведаны, и все приведенные данные относятся к поверхностным частям пегматитовых тел.

При маршрутном исследовании к северу от описанных выше интрузий в коренном залегании пегматиты не были встречены, однако обилие глыб и отторженцев дают основание считать, что имеются еще более крупные тела этих пород. Указанная пегматитовая область может представить большой интерес.

2. Кварциты

В юго-западной части изучаемого района обнаружена каменоломня, вскрывающая крупнокристаллические, стекловидные кварциты, напоминающие по виду жильный кварц. Кварциты слагают «гнездовидное» тело среди кварцитов, которое имеет размер 300×150 м. Горными работами снят поверхностный почвенный слой; вся выработка расположена

в чистых кварцитах, пересекающихся маломощными дайками и жилами метабазитов. Следует произвести технические испытания кварцитов для установления возможности их промышленного использования.

3. Каменностроительные материалы

Кааламский массив в течение многих лет являлся поставщиком строительного материала. Кааламские габбро-диориты широко применялись в качестве строительного материала для постройки городов и поселков. На территории всего Кааламского массива находятся многочисленные ломки габбро-диоритов, особенно большое количество которых тяготеет к линии железной дороги. Ломки производились в открытых выработках методом широкого разноса бортов.

Технические свойства камня характеризуются свежестью пород, однородностью текстуры, редкими, но закономерно расположенными трещинами отдельности, дающими возможность добывать крупные монолиты, средний размер которых соответствует 1 куб. метру, достигая нередко 9 куб. метров.

Близость железнодорожного сообщения и населенных пунктов, небольшая мощность почвенного покрова, неограниченные запасы при высоких технических свойствах камня, создают экономически выгодные условия для разработки этих пород.

4. Известняки и мраморы

В окрестностях поселка Рускеала находятся неограниченные запасы мраморов и известняков. Этими породами сложены отдельные возвышенности, расположенные к северо-востоку и юго-востоку от названного поселка. Вблизи поселка Рускеала расположены знаменитые ломки мрамора, обладающего прекрасными декоративными качествами. Рускеальский мраморный завод вырабатывает облицовочные плиты и мраморную «крошку»; известняки и менее ценные сорта мрамора идут на добычу извести.

5. Рудопроявление

Признаков рудоносности в Кааламском районе не обнаружено. Данные магнитометрических исследований, произведенные в 1946 г., дали также отрицательное заключение о возможности рудных месторождений в этом районе.

V. Заключение

В строении Кааламского района принимают участие метаморфические породы ладожского возраста и магматические породы, приуроченные к постладожской эпохе дастрофизма. Архейские образования распространены к северу от Кааламского района.

Устанавливается следующая геологическая последовательность в образовании пород, слагающих Кааламский район: на архейское основание изливались основные экструзивные породы, в дальнейшем измененные и представленные в настоящее время амфиболовыми сланцами, в которых изредка сохраняется миндалекаменная текстура и порфиритовая структура. Эти породы в верхних частях перемежаются с маломощными прослоями метаморфизованных карбонатных пород. В районе Рускеалы эти породы приобретают широкое развитие. Толща амфиболовых сланцев и карбонатных пород перекрывается слюдяными гнейсами и сланцами, являющимися метаморфизованными глиноземистыми осадками. В восточной части района рассмотренные породы слагают деформированную

антиклинальную складку сложного строения, протягивающуюся вдоль восточного края Кааламской интрузии. В западной, северной и южной частях района развиты слюдяные парагнейсы и слюдяные сланцы, господствующее простираение которых северо-западное с падением на запад, под углами 45—55°. После формирования всей толщи ладожских пород они подверглись метаморфизму регионального характера, условия которого соответствовали амфиболитовой фации (по Эскола).

Ладожская метаморфическая толща прорвана породами Кааламского интрузивного комплекса. Постладожский возраст Кааламской интрузии устанавливается по наличию эруптивных контактов в западной и восточной ее частях и присутствию многочисленных ксенолитов и отторженцев пород вмещающей толщи в магматических породах этой интрузии.

Кааламская интрузия сложена различными по составу породами и сформировалась в несколько интрузивных фаз.

К первой фазе интрузивной деятельности относятся интенсивно метаморфизованные перидотиты и эвкриты, а также жильные породы, отвечающие по составу гиперстеновому эвкриту.

Эти породы всегда подвержены вторичным изменениям и обычно о первичной структуре и минералогическом составе приходится судить по реликтам первично-магматических минералов и первичной структуры. Вторая интрузивная фаза характеризуется меланократовыми габбро-диоритами, габбро-диоритами, гнейсовидными габбро-диоритами и диоритами, обычно содержащими кварц, и жильными породами состава амфиболитованных габбро-диоритов и имеющих весьма незначительное распространение габбро-диорит-аплитов. Резко преобладающими среди этой группы являются габбро-диориты, слагающие всю центральную часть интрузии и почти не подверженные процессам метаморфизма. Взаимоотношения между породами первой и второй фаз устанавливаются по наличию эруптивных брекчий, в которых ксенолиты и блоки метаперидотитов и амфиболитованных эвкритов «цементированы» габбро-диоритами, и по наличию даек последних, пересекающих эвкриты. К породам третьей интрузивной фазы относятся плагиоклазовые граниты, которые пересекают породы, образовавшиеся в более ранние фазы и дают иногда постепенные переходы к кварцевым габбро-диоритам и диоритам. Взаимоотношения этих пород устанавливаются в юго-восточной части района по пересечению жилами плагиоклазового гранита габбро-диоритов и метаперидотитов и по образованию эруптивных брекчий.

Изучение состава и структуры пород затруднено вследствие метаморфизма их, выразившегося как во вторичном минералообразовании, так и в механическом изменении породы (перекристаллизация, катаклиз). Особенно интенсивно метаморфизованы породы первой интрузивной фазы и краевые части интрузии. Процессы изменения связаны как с автотметаморфизмом, так и с региональным метаморфизмом, происходившим после формирования интрузии. Особенно характерным для пород всей Кааламской интрузии является процесс амфиболитации пироксенов, оливина и даже основного плагиоклаза. С процессом амфиболитации связано образование амфиболитованных эвкритов и амфиболитов. Плагиоклаз в породах мало метаморфизован и лишь в породах первой интрузивной фазы замещается вторичными минералами. Из вторичных, возможно, автотметаморфических изменений следует отметить биотитизацию амфибола и незначительное развитие хлорита.

Следовательно, в минералогическом составе всех фаз главное значение имеет плагиоклаз, меняющий свой состав от битовнит-анортита в пер-

вой фазе, через лабрадор и лабрадор-андезин — во второй, к олигоклаз-андезину — в третьей. О составе пироксенов, вследствие их легкой амфиболитизации, судить труднее, так как они часто не сохраняются. Ромбический пироксен представлен гиперстеном типа ферросилита, в котором содержание FeSiO_3 соответствует 50—54%. Моноклинный пироксен в породах второй интрузивной фазы характеризуется примерно равными количествами CaSiO_3 и MgSiO_3 и 20% FeSiO_3 . Моноклинный пироксен в породах первой интрузивной фазы развит незначительно и, судя по его морфологии, не является первичным минералом.

Кварц присутствует в породах второй и третьей фаз, являясь обычно первичным минералом. Вторичный кварц, связанный с воздействием кварцевых жил, встречается в незначительном количестве.

Судя по минералогическому составу пород различных фаз, дифференциация подкорового расплава шла по линии обогащения пород последующих фаз кремнием, натром, калием и обеднения кальцием, магнием и железом. Однако из-за невозможности производства химических анализов, судить более точно об изменении химического состава отдельных фаз не представляется возможным.

Центральные части Кааламской интрузии сложены главным образом породами, обладающими гранитной структурной фацией. Периферические части характеризуются гнейсовой структурной фацией пород. На основании ряда наблюдений плоскопараллельные структуры пород Кааламской интрузии следует считать эндосинекиматичными, т. е. возникшими одновременно с формированием интрузии.

Изучение внутренней структуры Кааламской интрузии и ее контактов с вмещающими породами позволяет считать, что эта интрузия внедрилась по наклоненной на юго-запад плоскости контакта между биотитовыми гнейсами ладожского возраста и толщей метаморфизованных осадочно-экструзивных пород; последняя образует сложную по строению антиклинальную складку, протягивающуюся вдоль контакта Кааламской интрузии.

Внутренняя структура Кааламской интрузии по отношению к структуре вмещающих пород и плоскости контакта как в западной, так частично и в восточных частях ее является гармоничной и конформной. В северо-восточной части района Кааламская интрузия имеет складчатую структуру.

Интрузия Каалама является посттектонической по отношению к главному периоду складкообразования. Это устанавливается на основании того, что она имеет складчатую структуру пород ладожской супракристалльной толщ. Кроме того ксенолиты ранее осланцованных пород и «шаровых» сланцев включены в породах интрузии.

Очевидно, Кааламская интрузия является одновременной с разрывами.

Интенсивные орогенические движения осуществлялись и после формирования Кааламской интрузии, что доказывается наличием тектонических и вторично приспособленных контактов, деформацией жил и даек магматических пород и пр.

Наиболее молодыми образованиями района являются граниты (гора Каура-вара) и пегматиты. Последние образуют пегматитовые жилы и интрузивные тела в западной части района. Большая площадь распространения этих пород, наряду с их структурными и минералогическими особенностями, позволяет рассматривать названный район как новую и интересную в промышленном отношении область, которая должна быть детально изучена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Перекалина Т. В. Постладожские граниты Сортավальского района Изв. К.-Ф. Базы А. Н., № 2 1948.
 2. Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Труды юбилейной научной сессии. Изд. ЛГУ, 1946.
 3. Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии. Изв. К.-Ф. Базы А. Н., № 2, 1948.
 4. Blankett H. Рудное поле Велимяки и некоторые геологические данные округа Сортавала в Вост. Финляндии (перевод со шведского В. Шейко).
 5. Hakkarinen V. Suomen geologien Heiskartta. L-D-2. Helsinki, 1933. (перевод со шведского В. Соиненберг).
 6. Metzger D. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ost Finland. Bull. d. c. Comm. Finland, № 74, 1925.
 7. Wegmann. Stereogramm des gebietes von Soanlachi — Suistamo. Comm. Soc. Geol. Finland, № 1, 1929.
-