

Н. А. ВОЛОТОВСКАЯ

МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС РАЙОНА БОЛЬШИХ ОСТРОВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

В 1946 г. при работе на северо-западном побережье Ладожского озера автором совместно с В. Н. Нумеровой был встречен сложный магматический комплекс, залегающий в толще кристаллических сланцев, известных под названием ладожской формации.

Несмотря на то, что данный район посещался рядом крупных финских геологов, этот комплекс весьма мало освещен в литературе.

Только в одной из работ И. И. Седергольма (1) отмечается, что при посещении о. Пут-Сари автором были встречены розовые крупнозернистые плагио-микроклиновые граниты типа серархейских гранитов Финляндии, и дается краткая петрографическая характеристика этой породы.

В. Хакман при описании листа Д2 финской разграфки намечает два магматических комплекса, петрографический характер которых меняется от основных или даже ультраосновных разновидностей до гранитов (2).

По представлениям автора, первый из этих комплексов, сложенный габбро, диоритами, grano-диоритами и пироксеновыми гранитами, генетически связан с гранитами, известными в литературе под названием гранитов центрального типа.

Второй комплекс, описанный Хакманом под названием интрузий начала молодых горообразований, представлен пироксенитами, горнблендитами, габбро, диоритами и более молодыми равномернозернистыми и пегматондными гранитами.

Разделение двух этих интрузивных комплексов произведено указанным автором на основании:

1) морфологического сходства гранитов начала молодых горообразований с гранитами планшета Йоенсу, относимыми финскими геологами к калевию;

2) более слабых следов орогенических движений и вследствие этого более молодого габитуса интрузий начала молодых горообразований по сравнению с интрузиями, связанными с гранитами центрального типа.

Очевидно, В. Хакман сознавал недостаточную обоснованность

выдвигаемого им подразделения, так как при описании гранитов второго цикла он отмечает, что выделяет эту породу с некоторым колебанием, в связи с тем, что в поле она почти не отличима от гранитов центрального типа, и что «выделение одной части гранитов в более молодую группу является до известной степени предварительной мерой» (2).

Этими данными ограничиваются сведения об интересном магматическом комплексе, описанию которого посвящена настоящая статья.

Общая геология района

Геологическая история района, к которому приурочен описываемый нами комплекс, может быть представлена следующей схемой:

1) образование мощной супракрустальной толщи различного литологического состава, принадлежащей либо верхам архея, либо низам протерозоя;

2) внедрение малых интрузий основных пород ряда габбро, габбро-пироксенитов;

3) образование складчатой структуры северо-западного направления, сопровождавшееся перекристаллизацией осадков с образованием сланцев и гнейсов различного минералогического состава;

4) внедрение постладожских гранитов I группы, сопровождающееся региональной мигматизацией ладожской формации и метаморфизмом доорогенных основных пород;

5) консолидация всей толщи, образование системы разломов и периодическое внедрение магматического материала с образованием сложного интрузивного комплекса, детальное описание которого приведено ниже.

Магматический комплекс района Больших островов

Породы этого комплекса развиты на северо-западном побережье и архипелаге островов Ладожского озера.

Весь этот участок, очевидно, представляет одно интрузивное тело, которое в широтном направлении прослеживается около 12 км. Протяженность массива в меридиональном направлении неясна, так как южный конец его уходит под воду. Северный конец массива имеет чрезвычайно сложный контур. Здесь породы магматического комплекса вдаются в толщу гнейсов в виде ряда клиньев-апофиз, в общем согласных со складчатой структурой ладожской формации. Размер клиньев колеблется от сотен метров до 6—7 км в длину и до 3—4 км вкrest простираения.

Кроме этих апофиз, непосредственно связанных с главным массивом, породами данного комплекса сложен ряд изолированных пластообразных тел в толще гнейсов и мигматитов ладожской толщи.

По мнению автора, описываемый комплекс представляет сложную интрузию, в геологической истории которой намечаются четыре интрузивные фазы (начиная от древних, к молодым):

I. Габбро-нориты, кварцевое габбро и пироксеновые диориты.

II. Кварцевые диориты, сиенито-диориты, редко грано-диориты.

III. Массивные и трахитоидные грано-диориты и связанные с ними среднезернистые граниты.

IV. Крупнозернистые порфириовидные трахитоидные и массивные граниты и их пегматиты.

Необходимо отметить, что эти четыре фазы выделены не с одинаковой достоверностью.

Так, породы II, III и IV фаз, несомненно, имеют эруптивные контакты. В то же время соотношения габбро-норитов и пироксеновых диоритов с кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами менее ясны. Есть все основания думать, что это также различные интрузивные фазы, но документировать это положение довольно трудно, так как в тех случаях, когда в кварцевых диоритах встречаются ксенолиты габбро, часто бывает трудно решить, принадлежат ли они I фазе данного магматического комплекса или же более древним основным породам.

I. Габбро-нориты, кварцевое габбро и пироксеновые диориты I фазы образуют отдельные пластовые жилы и небольшие интрузивные тела в толще гнейсов и мигматитов ладожской формации. Соотношения их со вмещающими породами явно эруптивные, документирующиеся наличием в основных породах отдельных ксенолитов гнейсов, мигматитов и постладожских гранитов I группы.

В восточной части главного массива, на Большом восточном острове габбро-нориты и кварцевое габбро образуют небольшие остаточные массивы среди кварцевых диоритов и порфириовидных трахитоидных гранитов. Там, где основные породы контактируют с гранитами, они превращены в массивные полевошпатовые амфиболиты, только местами сохраняющие реликты первичного состава и структуры.

Интересное обнажение, иллюстрирующее форму залегания габбро-норитов и их соотношения со вмещающими породами, встречено автором в глубине одного из заливов, резко расчленяющих северный берег Ладожского озера. Здесь, на северо-восточном берегу узкого острова, обнажены серые, среднезернистые биотито-гранато-кордиеритовые гнейсы, осланцеванные в направлении СЗ 300° с падением на ЮЗ под углом $55-60^\circ$. В 5—6 м от берега они контактируют с серыми среднезернистыми габбро-норитами. Контакт между обеими породами согласный. Габбро-нориты в зоне контакта переходят в плотную, мелкозернистую разновидность с отчетливой офитовой структурой. Близ юго-западного конца острова в жильном теле зажаты отдельные пачки вмещающего гнейса. На небольшой луде, расположенной к югу от этого острова, развиты темносерые, среднезернистые габбро-нориты, несомненно, представляющие продолжение пластовой жилы, описанной выше.

На северо-восточном берегу луды они прорываются теми же габбро-норитами, но несколько более крупнозернистыми и лейкократовыми. В свежем разломе и под микроскопом обе эти разновидности почти не отличимы друг от друга, но на выветрелой поверхности обнажения контакт между ними достаточно резкий. Более мелкозернистая и меланократовая разновидность образует ряд ксенолитов с неправильными остроугольными краями в крупнозернистом габбро-норите (рис. 1).

Как ксенолиты, так и вмещающие габбро-нориты секутся системой мелких жил зеленовато-серого среднезернистого диорит-пегматита. В контакте с последним порода обогащается чешуйками биотита.

С точки зрения автора, ксенолиты габбро-норита, включенные в массу того же петрографического состава, очевидно, представляют авто-брекчию, образовавшуюся при формировании тела жилы. Пульсирующее поступление материала в интрузивную полость, видимо, вызывало взламывание более ранних, уже застывших частей жилы, включенных в

более поздние порции той же магмы в виде ряда блоков различной величины и формы.

Повидимому, процесс формирования жильного тела был достаточно длительным, так как к моменту поступления повторных порций магмы породы начальной стадии формирования представляли уже вполне застывшую породу, реагировавшую на механические напряжения как жесткая масса.

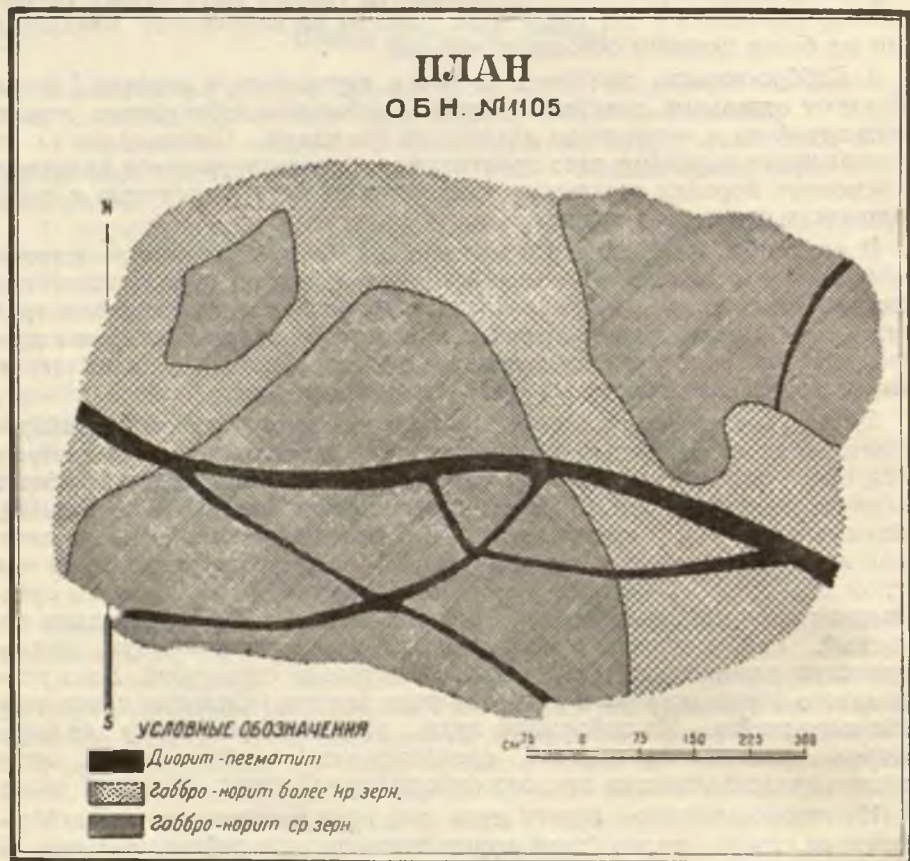


Рис. 1. Эруптивная брекчия крупнозернистого габбро-норита по мелкозернистому габбро-нориту.

II. Широко распространенные породы II фазы интрузии представлены кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами и в меньшей степени гранодиоритами. Переходы между всеми этими разновидностями постепенные. Во всяком случае, резких контактов между ними нам установить не удалось.

Породами этой фазы сложена значительная часть главного массива в районе большого архипелага островов и ряд пластообразных тел на побережье Ладожского озера.

Кварцевые диориты и сиенито-диориты, развитые в восточной части

главного массива на площади Большого восточного острова, представляют темносерую или розовато-серую среднезернистую породу, обычно лишенную каких бы то ни было следов прототектоники. В западной части этого же массива, среди преобладающих массивных разновидностей, встречаются отдельные зоны слабо гнейсовидных диоритов. Простираение гнейсовидности СЗ $295-305^\circ$ с падением на ЮЗ под углом $50-60^\circ$. Местами на плоскостях гнейсовидности наблюдается линейная ориентировка амфибола и линзовидных скоплений биотита. Падение линейности на ЮВ $140-165^\circ$ под углом $40-50^\circ$. Наконец, в узких пластобразных телах, залегающих в толще гнейсов, порода местами переходит в типичные гнейсо-диориты.

Общее простираение и внутренняя структура диоритовых тел обычно совпадают с простираением осей складчатой структуры ладожской формации. Однако на отдельных участках наблюдаются секущие контакты, срезающие под различными углами сланцеватость вмещающей толщи. Так, на южном мысу одного из крупных островов обнажаются массивные кварцевые диориты, рассеченные многочисленными сложными жилами розового порфириовидного гранита и крупнозернистого микроклинового пегматита.

На северо-западном берегу мыса вскрыт контакт диоритов с вмещающими гнейсами. Простираение сланцеватости гнейсовой толщи СВ 20° , падение на ЮВ под углом 60° , простираение плоскости контакта СЗ 320° . Линия контакта неровная, слабо волнистая. Кварцевый диорит в зоне контакта становится более мелкозернистым и заметно обогащается мелкими чешуйками биотита. Стратиграфические соотношения кварцевых диоритов и сиенито-диоритов со вмещающими породами устанавливаются благодаря присутствию в них многочисленных ксенолитов гнейсов, мигматитов, древних основных пород ряда габбро-пироксенитов и отдельных ксенолитов постладожских гранитов I группы.

Возрастные соотношения кварцевых диоритов с габбро-норитами и пироксеновыми диоритами I фазы данного комплекса намечаются на основании следующих фактов. На одной из мелких луд, расположенных у юго-западного берега Большого восточного острова, в среднезернистых кварцевых диоритах включен ряд мелких ксенолитов темносерого пироксенового диорита и серого плотного диопсидового роговика. Пироксеновый диорит из ксенолитов представляет среднезернистую меланократовую породу с отчетливой гипидиоморфной структурой, характерной для всех пород описываемого нами комплекса.

Аналогичная картина наблюдается на одном из небольших островов этого же архипелага, где в кварцевых диоритах включен ряд неправильных ксенолитов пироксенового габбро-диорита.

III. Грано-диориты и связанные с ними граниты III фазы интрузии развиты главным образом в северной части Большого западного острова и в ряде клинчев-апофиз на побережье Ладожского озера. Господствующим распространением пользуются буровато-серые среднезернистые массивные грано-диориты. На отдельных участках они обогащаются крупными, до $1,5 \times 2,5-3$ см, порфириовидными кристаллами микроклина, образующего видимые невооруженным глазом простые двойники. Последние обычно заметно ориентированы, обуславливая прекрасно выраженную трахитоидную структуру породы. В западной части главного массива эти порфириовидные трахитоидные разновидности образуют гнездообразные или широкообразные участки среди массивных грано-

диоритов. В восточной части архипелага ими сложен ряд неправильных жил и небольших интрузивных тел среди кварцевых диоритов и сиенито-диоритов.

Возрастные соотношения грано-диоритов и связанных с ними гранитов со средними породами II фазы интрузии устанавливаются на основании следующих фактов:

1) наличия эруптивной брекчии грано-диоритов по кварцевым диоритам и сиенито-диоритам;

2) наличия жил массивных и трахитоидных грано-диоритов секущих породы II фазы интрузий;

3) приспособления структуры (трахитоидности) грано-диоритов к контурам ксенолитов и секущих жил.

Описание обнажения, документирующего характер соотношений между породами II и III фаз интрузии, приведено ниже в следующем разделе.

IV. Наиболее молодыми членами описываемого магматического комплекса являются розовые крупнозернистые плагио-микроклиновые граниты, представленные порфиroidной, трахитоидной, реже массивной разновидностью. Главной областью распространения их являются Большой восточный остров и отдельные клинья-апофизы на побережье Ладжского озера.

Соотношения трахитоидных гранитов с породами I, II и III фаз явно эруптивные. Трахитоидные граниты рвут все эти породы системой жил мощностью от десятков сантиметров до сотен метров. Форма мелких жильных тел весьма разнообразна, часто очень неправильная, осложненная рядом апофиз. Образование отдельных тел, видимо, связано с выполнением расходящихся из одного центра радиальных трещин.

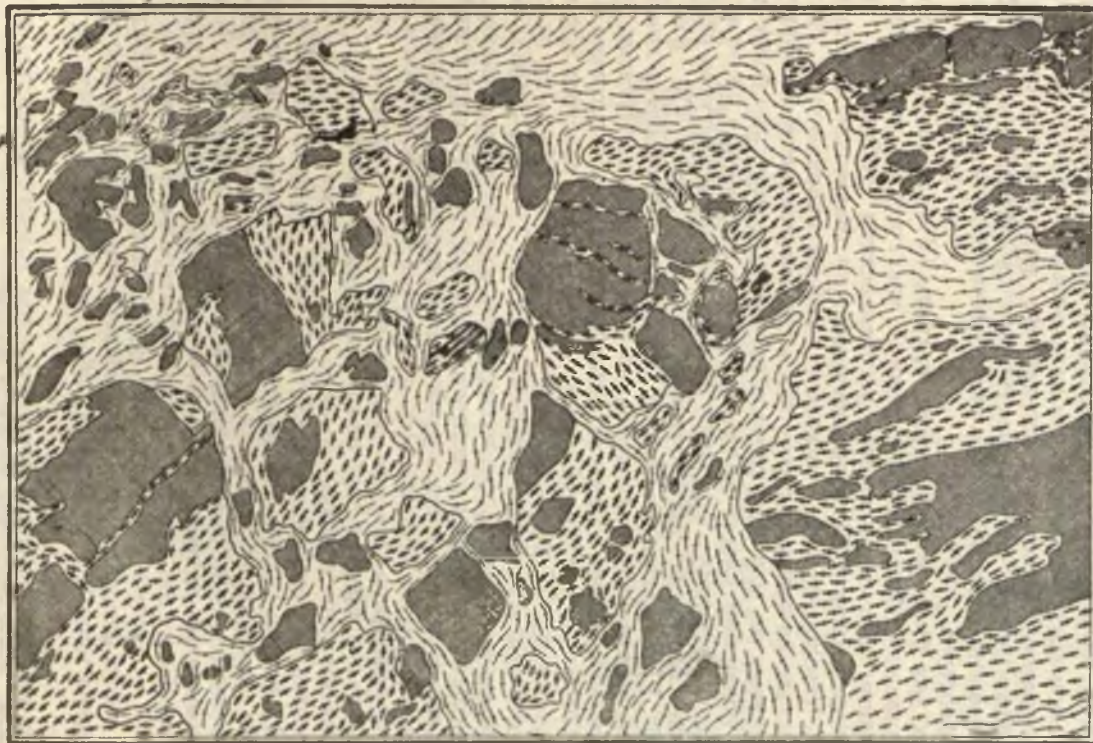
Преобладающая ориентировка крупных гранитных тел СЗ 290—330°. Очевидно, внедрению гранитного материала предшествовали интенсивные механические напряжения, сопровождавшиеся образованием системы разломов северо-западного направления и сильным дроблением пород более древних фаз. Фактически вся южная часть Большого восточного острова представляет колоссальную зону эруптивной брекчии трахитоидных и массивных гранитов по кварцевым диоритам, сиенито-диоритам II фазы и порфиroidным трахитоидным грано-диоритам III фазы интрузии. Размер ксенолитов этих более древних пород колеблется от сантиметров до десятков и местами — сотен метров.

Интересное обнажение, иллюстрирующее характер соотношений между породами II, III и IV фаз интрузии, описано нами на одной из мелких, прекрасно обнаженных луд, расположенных близ южного берега Большого восточного острова. Северная часть луды сложена розовым крупнозернистым порфиroidным трахитоидным гранитом. Простирается плоскости трахитоидности СВ 55°, падение на ЮВ под большим углом.




В расстоянии 5—6 м от берега эти граниты сменяются буровато-серыми крупнозернистыми трахитоидными грано-диоритами. Контакт между обеими породами согласный. Плоскость контакта и плоскость трахитоидности в грано-диоритах ориентированы в направлении СВ 55—60° с падением на ЮВ. Южная часть луды представляет эруптивную брекчию порфиroidного трахитоидного грано-диорита по темно-серому среднезернистому кварцевому диориту (рис. 2). Контакты между обеими породами резкие. Размер ксенолитов диорита колеблется от 1 см до 1,5—2,0 м. Форма их очень неправильная, зазубренная, остро-

ПЛАН

ОБН. №1423



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Гранит трахитоидный
-  Грано-диорит трахитоидный
-  Диорит

1:2500
0 25 50 75 100

Рис. 2. Эруптивная брекчия порфириовидного трахитоидного гранита по грано-диориту и диориту.

угольная. В порфиридных диоритах наблюдается отчетливое приспособление трахитоидности к контурам ксенолитов.

Близ южного берега острова грано-диориты с ксенолитами кварцевых диоритов прорываются розовыми порфиридными трахитоидными гранитами, очевидно, представляющими часть крупной, сложной жилы. В жильном граните включен ряд неправильных остроугольных ксенолитов кварцевого диорита и грано-диорита размером от сантиметра до нескольких метров. Трахитоидность гранитов отчетливо приспособляется к контурам ксенолитов, срезая под различными углами трахитоидность грано-диоритов.

Как уже было отмечено выше, граниты IV фазы интрузии представлены главным образом порфиридной, трахитоидной разновидностью с отчетливым план-параллельным распределением табличатых кристаллов полевого шпата. Простираение плоскости трахитоидности преимущественно северо-западное, согласное с общим направлением гранитных тел. Однако на отдельных участках в связи с изменением конфигурации интрузивных тел или же в зонах обогащения ксенолитами более древних пород положение плоскости трахитоидности варьирует в широких пределах, давая отчетливую структуру приспособления к контурам контактов. Падение плоскости трахитоидности на ЮЗ, реже СВ под углом $60-90^\circ$. В отдельных обнажениях в гранитах наблюдаются линии течения, проявляющиеся в закономерной ориентировке табличатых кристаллов полевого шпата. Падение линейности преимущественно на ЮВ $130-170^\circ$ под углом $30-50^\circ$, но в восточной части главного массива оно отклоняется до ЮЗ $220-230^\circ$ под углом $30-40^\circ$. Судя по положению плоскости трахитоидности, контакты гранитов IV фазы с более ранними породами имеют крутое, преимущественно юго-западное, падение. Кроме того, местами намечается некоторое несогласие между внутренней структурой гранитных тел и структурой гнейсов ладожской формации и гнейсовидных диоритов II фазы. Так, в северной части Большого восточного острова кварцевые диориты в зоне контакта с породами ладожской формации приобретают слабую гнейсовидность, параллельную сланцеватости вмещающих гнейсов.

Простираение гнейсовидности СЗ $315-325^\circ$, падение на ЮЗ под углом $45-60^\circ$. К зоне контакта приурочена крупная жила розового порфиридного трахитоидного гранита. Плоскость трахитоидности ориентирована в направлении СЗ 320° с падением на СВ под углом 80° . Как видно из приведенных данных, здесь намечается угловое несогласие между структурой гнейсов и диоритов, с одной стороны, и трахитоидных гранитов — с другой. Но так как непосредственного контакта между всеми этими породами мы не наблюдали, говорить о секущем характере его можно только предположительно.

При петрографическом изучении пород данного комплекса обращают внимание следующие характерные черты:

1) чрезвычайно близкий минералогический состав различных членов его;

2) прекрасно выраженная магматическая структура.

Минералогический состав различных членов этого комплекса иллюстрируется табл. I. Как видно из приведенных данных (табл. I), за исключением пироксенов, встречающихся только в габбро и габбро-диоритах I фазы интрузии, качественный минералогический состав всей

Таблица 1

| Название породы | Минералы породообразующие | Минералы акцессорные | Минералы вторичные |
|---|---|---|--|
| Габбро-пориты (I фаза) | Плагиоклаз № 50—70, пироксен (авгит, реже гиперстен), биотит (охристо-бурый) | Амфибол (обыкновенная роговая обманка), кварц, рудный минерал, апатит | Хлорит, кальцит |
| Габбро-диориты, пироксеновые диориты (I фаза) | Плагиоклаз № 35—45, амфибол (обыкновенная роговая обманка), пироксен (диопсид, авгит, реже гиперстен), биотит (охристо-бурый) | Кварц, микроклин (отдельные зерна), рудный минерал, апатит | Актинолит, биотит (оливково-зеленый), хлорит, карбонат, вторичная слюдка |
| Кварцевые диориты и сянисто-диориты (II фаза) | Плагиоклаз № 30—35, амфибол (обыкновенная роговая обманка), биотит (темнобурый) Микроклин (призматические зерна и прямоугольные антипертитовые вростки в плагиоклазе), кварц | Рудный минерал, апатит | Биотит (оливково-зеленый), хлорит, карбонат, серицит, эпидот |
| Грано-диориты и связанные с ними граниты (III фаза) | Плагиоклаз № 22—27, кварц, микроклин (крупные зерна и прямоугольные, антипертитовые вростки в плагиоклазе), биотит (темнобурый), амфибол (обыкновенная роговая обманка) | Рудный минерал, апатит | Биотит (оливково-зеленый), хлорит |
| Трахиоидные и массивные граниты (IV фаза) | Плагиоклаз № 20—24, микроклин (крупные зерна и прямоугольные антипертитовые вростки в плагиоклазе), кварц, биотит (темнобурый) | Рудный минерал, апатит | Биотит (ярко-зеленый), хлорит, карбонат, рудный минерал, мусковит |

этой группы пород чрезвычайно близок. Переход от основных к кислым членам серии осуществляется совершенно постепенно. В пределах собранной нами петрографической коллекции легко может быть подобрана такая гамма переходов от габбро-норитов до гранитов, в которой каждый последующий шлиф почти не будет отличаться от предыдущего.



Рис. 3. Антипертиты.

По ряду цветных минералов изменение от основных до кислых членов серии происходит путем постепенного вытеснения пироксена амфиболом в кварцевых диоритах и сиенито-диоритах и амфибола биотитом в грано-диоритах и гранитах. Кроме того, необходимо отметить изменение характера первичного биотита от сильно железистой охристо-бурой разновидности в основных до темнобурого биотита обычного типа в средних и кислых членах данной серии. По ряду бесцветных компонентов изменение идет путем постепенного уменьшения основности плагиоклаза от лабрадора и лабрадор-битовнита в габбро-норитах до олигоклаза в гранитах. Параллельно с изменением состава плагиоклаза наблюдается постепенное, закономерное возрастание количества кварца и микроклина от отдельных зерен и мелких антипертитовых вростков в

габбро и пироксеновых диоритах до второстепенных составных частей в кварцевых диоритах и сиенито-диоритах и главных породообразующих минералов в грано-диоритах и гранитах.

Из других особенностей пород данного комплекса интересно отметить чрезвычайно своеобразный характер антипертитов, обусловленных присутствием в плагиоклазе правильных, квадратных или несколько удлиненных прямоугольных вростков калиевого полевого шпата (рис. 3).



Рис. 4. Последовательность кристаллизации (Амфибол, плагиоклаз, кварц).

Как было отмечено выше, породы описываемого комплекса имеют хорошо выраженную магматическую структуру, проявляющуюся в призматическом развитии полевых шпатов и отчетливом идиоморфизме одних минералов относительно других.

Изучение этих структур позволяет наметить следующую последовательность в образовании различных минеральных компонентов.

Кристаллизация магмы началась с выделения мелких зерен акцессорных минералов (апатита и др.). Содержание их достигает максимума в габбро-норитах и пироксеновых диоритах и далее постепенно уменьшается в кварцевых диоритах и гранитах.

Судя по форме развития главных пороодообразующих минералов, в основных породах I фазы интрузии кристаллизация бесцветных и цветных компонентов началась примерно одновременно. Однако уже в пределах II интрузивной фазы намечается такая последовательность кристаллизации, при которой начало образования плагиоклазов предшествовало началу кристаллизации цветных минералов. Наиболее отчетливо эта последовательность выражена в кислых породах III и IV фаз интрузии, где амфибол и биотит местами образуют своего рода мезостазис, цементирующий призматические кристаллы плагиоклаза (рис. 4).

Среди бесцветных компонентов кристаллизация шла в следующем порядке: плагиоклаз — микроклин — кварц. Характер развития микроклина, часто образующего короткопризматические зерна, ксеноморфные относительно плагиоклаза и местами отчетливо идиоморфные относительно кварца, позволяет говорить о том, что он представляет один из членов нормального ряда кристаллизации, но не более поздний продукт метасоматического замещения плагиоклаза. В отдельных шлифах на границе плагиоклаза и микроклина наблюдается узкая кайма альбита или неправильная, прерывистая зона мирмекита. Образование их, очевидно, связано с реакцией между твердой (Ca Na полевой шпат) и жидкой (K полевой шпат) фазами, но не с более поздним привнесением богатых K щелочных растворов.

Необходимо отметить, что там, где габбро-нориты, диориты и кварцевые диориты эруптируются розовыми порфиroidными гранитами, в них часто появляются кристаллы микроклина размером до 0,8—1,0 см. Обычно это явление имеет чисто локальный характер, наблюдаясь либо в ксенолитах средних и основных пород, либо в зоне контакта их с секущими жилами гранитов и микроклинных пегматитов. В отличие от порфиroidных кристаллов гранитов, обычно имеющих хорошо выраженную трахитоидность, эти новообразования, как правило, лишены какой бы то ни было ориентировки. Под микроскопом они развиты в виде крупных зерен с неправильными изрезанными краями.

Заключение

Фактический материал, приведенный выше, позволяет сделать следующие выводы.

I. Описываемый нами магматический комплекс представляет сложную, многофазную посторогенную интрузию. История формирования ее может быть представлена в следующем виде.

После эпохи посткладожского диастрофизма консолидированный складчатый фундамент был разбит системой разломов, в общих чертах параллельных складчатой структуре слагающих его коренных пород. По образовавшимся расколам началось поднятие небольших порций основной магмы, застывавшей в виде ряда лавтовых жил и небольших интрузивных тел. Пульсирующее поступление материала, видимо, несколько расширяло интрузивные камеры, вызывая взламывание краевых частей жил с образованием автобрекчий.

Продолжающиеся с нарастающей силой разломы открыли пути для поднятия больших порций средней магмы. Внедрение магматического материала, очевидно, происходило под большим давлением, приводящим к значительному расширению первичных камер и местами к образованию первичных гнейсов (гнейсо-диориты). Судя по положению плоскостей

гнейсовидности, внедрение магматического материала шло по линиям разломов, в основном параллельным складчатой структуре ладожской формации, реже по разрывам, срезающим ее под некоторым углом. После застывания кварцевых диоритов и сиенито-диоритов снова наступила фаза разломов, с которой было сопряжено поднятие более кислых порций той же магмы, образующей массивные и трахитоидные гранодиориты и связанные с ними граниты.

После затвердевания гранитов и грано-диоритов последовала фаза интенсивных разломов, сопровождавшихся образованием мощных зон тектонической брекчии. Поднимающаяся по зонам дробления кислая магма медленно застывала в интрузивных полостях, образуя крупнозернистые трахитоидные, реже массивные, граниты.

Судя по хорошо выраженной трахитоидной структуре, внедрение магматического материала, представленного твердой (вкрапленники), жидкой и газообразной фазой, очевидно, происходило в относительно узкие камеры, оказывавшие ориентирующее влияние на крупные кристаллы полевого шпата. Однако в процессе интрузии, вероятно, имело место значительное расширение магматических камер, наиболее эффективное в местах приуроченности данного комплекса к замкам складчатой структуры ладожской формации.

Судя по положению плоскостей трахитоидности, разломы, по которым происходило внедрение гранитного материала, имели северо-западное простирание, в общих чертах согласное с складчатой структурой вмещающей гнейсовой толщи, и крутое (50—80°) преимущественно юго-западное падение.

Положение линий течения в кварцевых диоритах и гранитах свидетельствует о том, что движение магматического материала шло с юго-востока на северо-запад и только в восточной части Большого восточного острова несколько отклонялось на северо-восток.

2. Описываемый нами магматический комплекс генетически представляет единое целое. Тесное родство различных членов его документируется как совместным нахождением, так и близостью минералогического состава основных, средних и кислых пород этой серии. Качественный минералогический состав от габбро и особенно диоритов до гранитов меняется слабо. Почти все минералы, за исключением пироксенов, проходят через всю группу пород. Количественный минералогический состав данной серии меняется чрезвычайно постепенно. Породы этого комплекса образуют непрерывный ряд, который начинается габбро-норитами, продолжается кварцевыми габбро, пироксеновыми диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, грано-диоритами и заканчивается порфиридовидными плагио-микроклиновыми гранитами.

Вся эта серия, повидимому, представляет нормальный генетический ряд, образующийся в процессе кристаллизационной дифференциации из единого магматического очага. Наличие интрузивных контактов между габбро, диоритами, грано-диоритами и гранитами позволяет предполагать, что здесь мы имеем дело с продуктами глубинной, подкоровой дифференциации, при которой каждая последующая порция магмы, внедрявшаяся в интрузивную полость, несколько отличалась по своему химизму от предыдущей.

Повторяющиеся разломы, открывающие пути для поднятия магмы, периодически прерывали процессы дифференциации, не нарушая закономерной последовательности их.

Наряду с этим, наличие постепенных переходов от габбро-норитов к кварцевому габбро, от кварцевых диоритов к сиенито-диоритам и гранодиоритам и т. д. свидетельствует о том, что в небольшом масштабе здесь имела место дифференциация *in situ* в пределах интрузивной камеры.

3. Внутренняя структура интрузивных тел в значительной степени обусловлена формой камеры, в которую происходило внедрение магматического материала. Так, в крупных изометричных телах породы обычно имеют массивную структуру, тогда как в узких полостях, ориентированных параллельно складчатой структуре ладожской формации, или же в крупных трещинах в породах более ранних фаз образуются либо первичные гнейсы (кварцевые диориты), либо хорошо выраженные трахитоидные разновидности (гранодиориты и граниты).

4. Абсолютный возраст данного комплекса точно не установлен. Несомненно, он представляет посторогенную интрузию, более молодую, чем кристаллические сланцы ладожской формации и мигматизирующие их постладожские граниты. Ввиду отсутствия в описываемом районе более молодых осадочных и интрузивных пород, вопрос о верхней границе его остается открытым.

Судя по литературным данным, граниты данного комплекса чрезвычайно близки к посткалевийским, так называемым серархейским гранитам Финляндии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sederholm J. *Ladogium redivivium*. Geol. För. Förh., Bd 38, № 1, 1926.
2. Hackman V. *Geologisk översikt karta över Finl. sect. D 2*, Nysott, 1931.