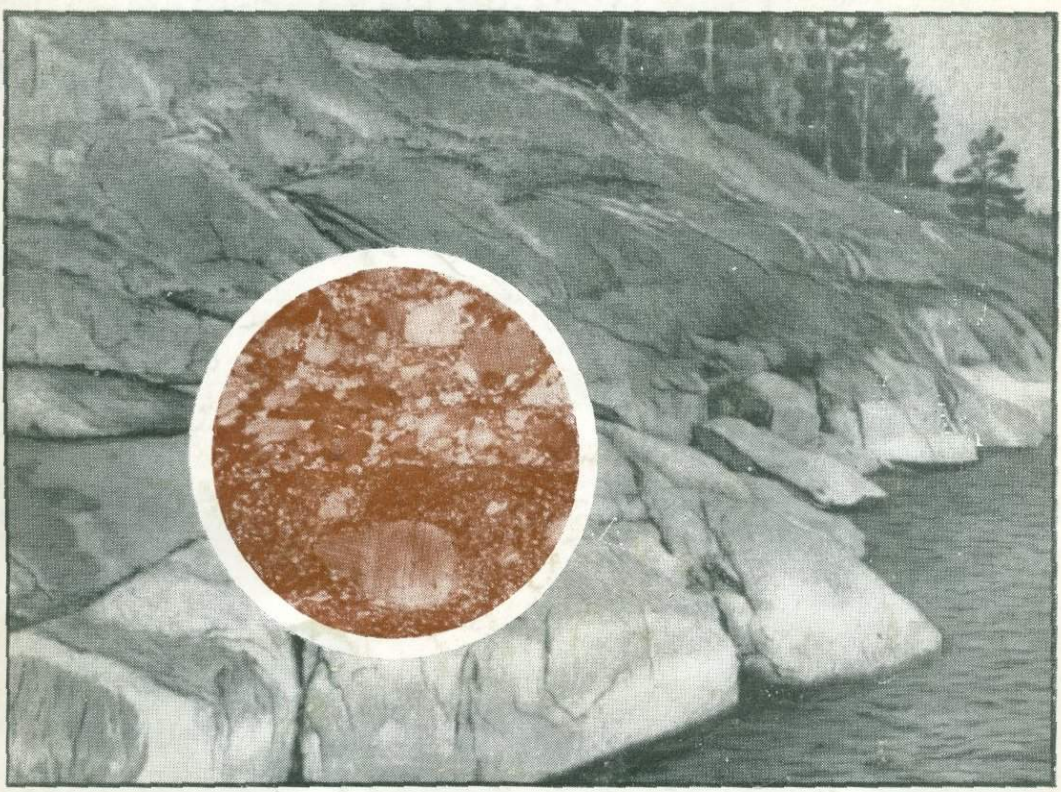
Г. М. САРАНЧИНА

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ ДОКЕМБРИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

552.32+552.34:551.71

Г. М. Саранчина

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ и МЕТАСОМАТОЗ ДОКЕМБРИЯ

(на примере Приладожья и других областей)

510



Издательство Ленинградского университета 1972

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 552.311.40

Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). *Саранчина Г. М. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, 1—128 с.+8 с. вклейка.*

В монографии приводятся результаты изучения магматизма, регионального метаморфизма и метасоматоза, устанавливается последовательность их проявления и обосновывается выделение формационных типов гранитоидов на примере Приладожья. Наряду с этим в книге определяются характерные черты палингенных образований и критерии их отличия от глубинных гранитов и мигматитов инъекционно-метасоматического происхождения, обсуждаются вопросы генезиса гранитоидов, дается оценка термодинамических условий образования магматических и метаморфических пород и т. д. Сопоставление с аналогичными образованиями Финляндии, Карелии, Украинского кристаллического массива и других областей выявляет общие закономерности развития названных процессов в глубинных сечениях земной коры. Результаты исследований должны учитываться при формационном анализе и поисках полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля и может служить методическим пособием для специалистов, изучающих докембрийские образования.

Илл. — 57, табл. — 29, библ. — 206 назв.

2—9—3
178—72



Введение

Изучение глубинных частей земной коры является одной из важнейших геолого-петрологических задач, так как в этих областях широко развита магматическая деятельность, интенсивно проявлен региональный метаморфизм, метасоматоз и происходит формирование мигматитов различных генетических типов. Познание этих процессов и выяснение их последовательности позволяют понять важнейшие геологические явления, характерные для древних геосинклинальных областей.

Настоящая книга посвящена исследованию раннепротерозойского магматизма Приладожья и его взаимосвязи с названными выше процессами.

Приладожская часть Карелии и прилегающие к ней области являлись объектом изучения еще с прошлого столетия; большую роль в их освоении сыграли работы отечественных и финских геологов. В исследовании этой территории принимали участие В. М. Севергин (1805), С. С. Куторга (1851), А. В. Гадолин (1858), П. А. Пузыревский (1866), А. А. Иностранцев (1869). Среди финских геологов важная роль принадлежит И. Седерхольму, В. Фростерусу, П. Эскола, В. Хакману, В. Вяюринену, С. Вегманну, А. Метцгеру, А. Симонену, М. Херме, А. Хитонен, К. Паррас, А. Форма и др.

В 1940-х годах и позднее Приладожье и примыкающая к нему территория Карелии изучались геологами СЗТГУ и Петрозаводского геологического института (Н. А. Волотовская, Л. Я. Харитонов, В. А. Перевозчикова, В. Н. Нумерова, К. О. Кратц, К. А. Шуркин, В. Д. Никитин, Л. Н. Потрубович, П. А. Боровиков, С. А. Дюков, В. А. Соколов, В. В. Яковлева, А. А. Миндлина, Ю. С. Желубовский, Г. В. Макарова, А. И. Кайряк, О. А. Рийконен, В. И. Робонен, Н. Ф. Демидов, М. М. Стенарь, В. М. Чернов, Ю. И. Лазарев, К. А. Иннина, А. И. Филимонов, Г. А. Вильтер, Л. П. Свириденко и др.), Ленинградского университета, Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР и ВСЕГЕИ (А. А. Полканов, Э. К. Герлинг, Н. Г. Судовиков, Т. В. Перекалина, М. А. Гилярова, В. И. Лебедев, В. В. Лыгина, В. З. Негруца, Ю. В. Нагайцев, В. П. Петров, А. А. Предовский, Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, А. Н. Салоп, Г. М. Саранчина, Д. А. Великославинский, В. И. Кицул, С. Б. Лобач-Жученко, Г. О. Глебова-Кульбах, Н. И. Пинаева, В. А. Глебовицкий, А. Л. Харитонов и др.).

Исследования по геологии и стратиграфии. Первая стратиграфическая схема архейских и протерозойских образований приладожской части Карелии была составлена П. Пузыревским, который сопоставил все докембрийские образования Карелии с лаврентьевской системой Северной Америки. Среди них были выделены нижний ярус, представ-

ленный разнообразными гнейсами, и верхний, подразделяющийся на две толщи: нижняя толща сложена амфиболитами и карбонатными породами, а верхняя — глинистыми и слюдяными сланцами (Пузыревский, 1866).

В дальнейшем И. Седерхольм верхний ярус лаврентьевской свиты рассматривал как самостоятельную «ладожскую формацию» (Sederholm, 1891). Возраст ее он определил на основании пересечения ее постботнийскими гранитами, широко развитыми на сопредельной территории Финляндии. Слабометаморфизованные кварцито-доломитовые толщи района озер М. и Б. Янисярви были отнесены им к более молодой ятулийской формации. Залегание более древних ладожских образований на ятулийских И. Седерхольм считает аллохтонным и связывает с тектоническими процессами.

В. Фростерус на основании изучения Юго-Восточной Финляндии, а И. Рамсей — Карелии выделили еще одну формацию — калевийскую, занимающую промежуточное положение между ладожской и ятулийской (Frosterus, 1902; Ramsey, 1902). Однако вскоре исследования в Юго-Восточной Финляндии показали, что ладожские отложения к северу постепенно переходят в калевийские.

П. Эскола на основании отсутствия стратиграфических несогласий между ладожскими и калевийскими отложениями, с одной стороны, и калевийскими и ятулийскими, с другой, объединили их в карельскую формацию протерозоя. К этому же мнению присоединился С. Е. Вегманн, проводивший исследования в Восточной Финляндии. Строение Северного Приладожья он считает результатом взаимодействия жестких глыб архея с пластичными отложениями ладожской формации, которые заполнили прогиб глубиной до 20 *км* (Wegmann, 1929).

Х. Вяюринен разделил область развития ладожской формации по предполагаемому тектоническому разлому, протягивающемуся от Саво в Финляндии к оз. Б. Янисярви в Южной Карелии. Интенсивно метаморфизованные и мигматизированные гнейсы и сланцы, находящиеся к югу от разлома, он относит к более древним — докарельским образованиям, а слабометаморфизованные филлиты и другие породы, расположенные к северу, — к более молодым, калевийским, входящим в «карелий» (Vaygynen, 1929, 1933).

В 1929 г. В. Хакманом была составлена геологическая карта Северного Приладожья масштаба 1 : 125 000, охватившая территорию примерно в 3000 кв. *км*; она широко использовалась при всех дальнейших исследованиях. Древнейшими образованиями Приладожья, по Хакману, являются архейские гнейсо-граниты, формирующие Коккосельский, Мурсульский, Кирьяволахтинский и Сортавальский блоки площадью до 100—200 кв. *км*. Они имеют гетерогенное строение и сложены древним гнейсовым комплексом, прорванным метабазитами и микроклиновыми гранитами.

Непосредственно на архейских гнейсо-гранитах залегают роговообманковые гнейсы и сланцы с прослоями карбонатных пород и кварцитов. Сланцевые толщи ладожской формации характеризуются различным вещественным составом и неодинаковой степенью метаморфизма, интенсивность которого резко увеличивается с северо-востока к юго-западу.

В связи с доминирующим развитием пород ладожской формации на территории Приладожья кардинальным вопросом стратиграфии и геологии является определение ее возраста и взаимоотношений с другими докембрийскими образованиями. Мнения геологов по этому вопросу можно в целом разделить на две группы. Первая объединяет точки зре-

ния о доятулийском возрасте ладожской формации и подстилающих ее сортавальских толщ. Одни исследователи относят ее к образованиям верхнего архея (Sederholm, 1891; Судовиков, 1954) или «докарелия» (Гилярова, 1949, 1962 и др.), другие — к нижнему протерозою (Hackmann, 1931; Перевозчикова, Кратц, 1960; Кратц, 1963; Полканов, Герлинг, 1961, и др.). Ко второй группе относятся сторонники представлений о постятулийском возрасте ладожской формации (Харитонов, 1966; Кайряк, 1960; Воинов, 1964; Негруца и др., 1970; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970).

Сложность определения возраста этой формации объясняется отсутствием стратиграфических контактов между ятулием и «ладожием», а также последнего с архейскими образованиями. Единственным местом в приладожской части Карелии, где наблюдаются контакты между ятулийскими и ладожскими отложениями, является район Янисярви, который и был в течение многих лет объектом детального изучения.

Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенкова в 1956 г. выделили здесь три самостоятельные системы, соответствующие последовательным циклам седиментации. К наиболее молодой они относят филлиты ладожской системы, к средней — ятулийские кварцито-карбонатные отложения и к наиболее древней — докарельские вулканогенно-осадочные образования района Ялонвары.

Л. Я. Харитонов в 1959 г. присоединился к этому мнению и причислил ладожские филлиты к верхнему протерозою, считая их более молодыми образованиями, чем ятулий. Он отмечает, что эти отложения выполняют внешнюю, наиболее подвижную, область юго-западного обрамления Карельского массива и представляют собой типичные флишоидные образования. Вблизи ятулия отложения ладожской толщи выполнены серицитовыми и хлоритовыми филлитами, весьма слабо метаморфизованными; степень их метаморфизма резко увеличивается к юго-западу, т. е. к области центральной части орогенной зоны, максимально удаленной от стабильного Карельского массива. Архейские гнейсы, слагающие крупные блоки, расположенные среди более молодых образований, рассматриваются как «архипелаг островов фундамента, опоясанных образованиями морского ятулия и вышележащими ладожскими сланцами» (Харитонов, 1966, стр. 129—130). Близкие представления изложены в работах В. З. Негруца, А. И. Кайряка, А. А. Предовского. Весь комплекс «карелия», по мнению В. З. Негруца, относится к среднему протерозою, а ладожская серия — к нижней части эпиятулия; снизу она подстилается ятулийскими образованиями, а сверху покрывается каменноборско-шокшинской серией эпиятулия.

В монографии Н. Г. Судовикова, В. А. Глебовицкого, А. С. Сергеева, В. П. Петрова и А. Л. Харитонова (1970) отложениям ладожской серии (и калевия) приписывается среднепротерозойский возраст. Этот вывод базируется в основном на геохронологическом определении возраста пород, произведенном О. Коуво для Финляндии; цифры абсолютного возраста соответствуют 1800—1900 млн. лет (Kouvo, 1958).

Анализ регионального материала по Балтийскому щиту и сопоставление с погребенным фундаментом Русской платформы позволяют считать более обоснованной точку зрения о древнем возрасте ладожской формации. Так, М. А. Гилярова указывает на ее идентичность с докарельскими образованиями других районов Карелии и Кольского п-ва (Гимолы, Имандра—Варзуга, Печенга), пересечение «докарелия» сходными комплексами изверженных пород и присутствие в них аналогичного оруденения. Все докарельские образования характеризуются

сложной изоклинальной складчатостью с крутыми углами падения и высокой степенью метаморфизма. Ятулийские образования, широко развитые в Южной Карелии, а также в Имандра-Варзугском, Печенгском и других районах, нигде не прорываются гранитами, характеризуются крайне слабой степенью метаморфизма и являются в противоположность «докарелию» типичными платформенными образованиями (Гилярова, 1949, 1962, 1969).

В обобщающей монографии К. О. Кратца (1963) изложены результаты изучения геологии карелид Карелии и разработана стратиграфическая схема, которая принята в XXXVIII томе «Геологии Союза». Нижнепротерозойский возраст карельской и свекофенской складчатых систем подтверждается и геофизическими исследованиями (см. § 1 гл. I).

Исследования по гранитоидному магматизму и метаморфизму. Первые сведения о раннепротерозойских интрузивных породах Приладожья приведены в работах И. Седерхольма (Sederholm, 1916) и В. Хакмана (Hackmann, 1931), которые указывали на наличие двух групп кислых пород, выделяемых ими под названиями первых и вторых постладожских гранитов.

Гранитоиды первой группы представлены серыми олигоклазовыми и олигоклазо-микроклиновыми разновидностями; вторые значительно богаче микроклином и часто сопровождаются пегматитовыми жилами. Более позднее формирование гранитов второй группы доказывается их внедрением в серые граниты и наличием ксенолитов последних в агматитах на о. Путсари. Постладожские граниты приладожской части Карелии И. Седерхольм сопоставляет с постботнийскими магматитами Финляндии.

Исследования гранитоидов Северного Приладожья проводила в 1947—1950 гг. Т. В. Перекалина, которая указала, что граниты восточной зоны развиты незначительно и залегают среди ладожских сланцев или на их контактах с глыбами архейских гранито-гнейсов, образуя тела типа диапир-плутонов. Они не подвержены изменениям, связанным с региональной мигматизацией и гранитизацией, и представлены существенно олигоклазовыми разновидностями. Гранитоиды центральной зоны рассматриваются как будинаж-плутоны, получившие форму в результате тектонических движений, сопровождавшихся послойным перемещением материала и мигматизацией. Состав их меняется от гранодиоритов до адамелитов. В западной зоне наиболее интенсивно проявились процессы региональной мигматизации и гранитизации, которые обусловили возникновение метасоматических гранитов. После формирования метасоматических гранитов происходило внедрение расплавов, давших начало микроклиновым гранитам Путсари, и несколько позднее малых трещинных интрузий аплитов (Перекалина, 1949, 1962).

Н. А. Волотовская (1948), изучая сложный по составу комплекс пород о. Путсари, сделала выводы о магматическом генезисе пород и их формировании в четыре фазы интрузивной деятельности. Все породы, по ее мнению, образуются из единого магматического очага в процессе кристаллизационной дифференциации.

Изучению гранитов Кольского п-ва и Карелии посвящена монография коллектива сотрудников Лаборатории геологии докембрия АН СССР. В этой работе приводятся результаты петрологического исследования гранитоидов в складчатых зонах и в выступах архейского фундамента Южной Карелии. Они подразделяются на синкинематические гранитоиды (ранние и поздние), представленные гранодиоритами,

кварцевыми диоритами, плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами, и посткинематические микроклиновые граниты; все они являются интрузивными магматическими образованиями. Особо выделена группа пегматоидных гранитов и кварцевых сиенитов метасоматического генезиса. Изучению кристаллического фундамента Финляндии и магматических образований посвящено много работ финских геологов; наиболее полное освещение состояния изученности приводится в работе К. Шмидта, которая сопровождается геолого-тектонической картой Финляндии (Schmidt, 1960).

Результаты специального петрологического изучения глубинных пород Финляндии изложены в монографии А. Симонена (Simonen, 1960б); по преобладающему развитию магматических пород он выделяет гранодиоритовую, трондьемитовую, чарнокитовую, гранитную провинции синкинематических пород и посткинематическую провинцию мигматитообразующих микроклиновых гранитов. Генезис синкинематических пород он считает магматическим, а вариации в составе объясняет режимом летучих компонентов. Происхождение главной массы микроклиновых гранитов А. Симонен связывает с метасоматозом; часть же поздних гранитов обусловлена, по его мнению, кристаллизацией из гранитной магмы анатектического происхождения, которая вызывает и гранитизацию вмещающих пород.

В монографии Н. Г. Судовикова (1954) приводятся сведения о геологической структуре Северного Приладожья и процессах метаморфизма и метасоматоза слагающих его пород. По степени метаморфизма здесь выделяются восточная, средняя и западная зоны. Последняя, расположенная к югу и западу от Сортавалы, характеризуется широким развитием процессов мигматизации и гранитизации. Процессы гранитизации автор связывает с кульминационной стадией регионального метаморфизма. Микроклиновые граниты этой зоны рассматриваются как результат гранитизации габброидов и ладожских гнейсов и сланцев. О наличии «первых» постладожских гранитов в работе не упоминается.

Особенности метаморфизма пород Северного Приладожья детально освещаются в монографии В. И. Кицула (1963); им составлена карта метаморфической зональности и изучена петрология карбонатных пород, входящих в «ладожскую формацию». Автор выделяет три зоны прогрессивного регионального метаморфизма: тремолитовую, диопсидовую и форстеритовую; эти зоны отвечают трем последовательным ступеням метаморфизма карбонатных пород, степень которого увеличивается с севера к юго-востоку. В. И. Куцилом впервые приводятся данные о разновозрастности регионального метаморфизма и гранитизации.

В 1958 г. коллективом сотрудников НИИЗК Ленинградского университета под руководством проф. В. И. Лебедева были начаты минералого-геохимические исследования пород ладожской формации (Лебедев, 1964; Лебедев и др., 1964; Нагайцев, 1965, и др.). В этих работах приводятся многочисленные анализы различных пород и минералов. Детально изучены гранаты и биотиты с целью выяснения закономерностей зависимости химизма этих минералов от степени интенсивности регионального метаморфизма и состава исходных пород. Принципиально новым является установление значения энергетического состояния алюминия (октаэдрическое окружение) в процессе формирования граната. Переход в это состояние может осуществляться в результате гидротермальных процессов (Лебедев, 1964). В работах не принято во внимание, что многие породообразующие минералы, в том числе

гранаты и биотиты, возникают не только при региональном метаморфизме, а и значительно позднее — в результате процессов метасоматоза — и совместное их нахождение часто не является парагенетическим.

Выделение низкотемпературных зон — ставролито-андалузитовой и силлиманито-мусковитовой — не вызывает возражений; разделение же зоны регионального метаморфизма на две подзоны: силлиманито-калиевополевошпатовую и гиперстеновую — нам представляется методически неправильным, так как калиевый полевой шпат (низкий микроклин) образовался значительно позднее гиперстена, кордиерита и других минералов гнейсов, являющихся продуктами регионального метаморфизма.

В статье В. А. Глебовицкого (1969), посвященной изучению Приладожья, делается попытка сопоставить процессы деформаций, регионального метаморфизма, метасоматоза и магматизма. Метаморфическая зональность характеризуется в основном по материалам В. И. Лебедева и Ю. В. Натайцева и вызывает те же возражения. Неверным является утверждение о наличии в высокотемпературных фациях регионального метаморфизма ортоклаза; калиевый полевой шпат всегда представлен низкими модификациями микроклина, образовавшегося при процессах метасоматоза.

Формирование двух типов гранитоидов связывается с натрово-кремнистым и калиево-кремнистым метасоматозом. В результате первого образуется диорито-плагиогранитная серия пород, в результате второго — гранитная. Обе «серии» гранитоидных пород образуются, по мнению В. А. Глебовицкого, в результате «трансформации гнейсовых толщ».

Проблеме взаимосвязи тектоники и процессов регионального метаморфизма посвящена монография Н. Г. Судовикова, В. А. Глебовицкого и др. (1970). Авторы выделяют в Северном Приладожье три этапа деформаций. К наиболее раннему относятся поднятия сводового характера в Питкярантской и Сортавальской областях. Второй этап деформаций соответствует главной фазе складчатости и выражается в формировании широко развитых линейных складок; он заканчивается периодом частных инверсий. Третий этап деформаций характеризуется формированием поперечных по отношению к структурам второго этапа складок и мелких разрывных нарушений. В эволюции глубинных зон выделяются следующие основные этапы развития: 1) погружения и седиментации, 2) ранней складчатости, 3) главной складчатости, 4) заключительной складчатости с переходом к блоковым движениям, 5) общей инверсии. Процессы регионального метаморфизма приурочены к главной фазе складчатости (второй этап деформаций). В кульминационную фазу регионального метаморфизма и ультраметаморфизма осуществляются процессы селективного плавления, формирования крупных масс реоморфических гранитов и метасоматической гранитизации. В работе не приведено описание состава и геологических особенностей гранитоидов Приладожья; характеристика плутонических формаций Южно-Финляндской складчатой области дается по А. Симонену (Simonen, 1960б).

Предлагаемая книга базируется в основном на наших исследованиях в Приладожье, начатых в 1946 г. и продолжающихся до настоящего времени; частично в ней использованы данные по изучению докембрия Беломорья и Украинского кристаллического массива. Руководство аспирантами и дипломниками дало также возможность в течение многих

лет быть в курсе изучения таких районов развития докембрийских образований, как Алданский и Анабарский щиты и др.

В монографии приводятся результаты исследования магматических образований, предшествовавших формированию гранитов рапакиви и иотнийских диабазов и известных под названием «постладожских»; наибольший интерес представляют гранитоиды, среди которых нами выделено два формационных типа, приуроченных к различным периодам геолого-тектонического развития региона. В состав первого (раннего) входят плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты (комплекс умеренно кислых гранитоидов, по Ю. А. Кузнецову и К. О. Кратцу); второй формационный тип представлен микроклиновыми (нормальными) гранитами и генетически связанной с ними жильной фацией. Выделенные типы гранитоидов отличаются друг от друга не только вещественным составом, но и закономерностями пространственной локализации, внутренним строением массивов, характером воздействия на вмещающие породы и рядом других признаков, связанных с особенностями их происхождения.

Несмотря на широкое распространение этих пород в Приладожье и других докембрийских областях, до настоящего времени не были установлены четкие критерии для их разделения, оставался невыясненным их генезис и на геологических картах они часто приводились в нерасчлененном виде.

Исследования дали возможность установить палингенный генезис пород комплекса умеренно кислых гранитоидов и определить основные черты их отличия от микроклиновых гранитов второго формационного типа. Важную роль при этом сыграло изучение разломов, синхронных с внедрением последних (Саранчина, 1967б, 1970, 1971). В книге приводятся результаты изучения мигматитов палингенного и инъекционно-метасоматического происхождения и установлены основные черты их отличия.

Петрологическое изучение магматических и метаморфических пород позволило оценить термодинамические условия их формирования, судить о глубине генерации магматических расплавов и становления интрузивных тел. Исследование регионального метаморфизма и широко развитого в докембрии процесса калиево-кремневого метасоматоза (гранитизации) дало возможность установить разновременность данных процессов; этот вывод имеет кардинальное значение для выделения метаморфической зональности и разработки парагенетического анализа.

Сопоставление магматических пород Приладожья с аналогичными образованиями Финляндии, Карелии, Кольского п-ва, фундамента Русской платформы и Украинского кристаллического массива выявило общие закономерности развития магматизма и процессов метаморфизма и метасоматоза в докембрии. Результаты исследований имеют, таким образом, важное методическое значение для познания всех докембрийских областей и должны учитываться при формационном анализе, а также при прогнозе и поисках полезных ископаемых.

В экспедиционный и камеральный периоды в работе принимали участие В. В. Лыгина, Л. М. Прокофьев, О. А. Рийконен, Р. Н. Кочурова, Е. Я. Хинич, Т. Л. Яхонтова, Н. С. Бискэ, В. Н. Григорук, Д. В. Лебедев, М. М. Шестопалов, М. Г. Лебедев, Л. Г. Повышева, Г. В. Глазкова, Д. Я. Тибилова, Е. Е. Порошин. Выделение минералов гранитоидов выполнено М. С. Волохонской в лаборатории мономинеральных фракций ВСЕГЕИ под руководством К. П. Капрановой. Химические анализы пород и минералов проводились в лабораториях НИИЗК ЛГУ.

При написании монографии автор пользовался консультациями докторов геолого-минералогических наук Н. Ф. Шинкарева, М. А. Гиляровой и кандидата геолого-минералогических наук Р. Н. Кочуровой. В оформлении работы большую помощь оказали И. М. Пискижов, которым выполнены фотографии, З. Л. Ерофеева, Э. Л. Абрамова, А. В. Крюко. Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

• • •

ГЛАВА I

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИЛАДОЖЬЯ

§ 1. Стратиграфия, некоторые данные по геохронологии, геология

Наибольшее внимание нами уделено описанию западной части Приладожья, включающей обширную территорию, протягивающуюся от Приозерска на юге до Сортавалы на севере. Эта область, изучавшаяся автором в течение многих лет и закартированная при его непосредственном участии, наиболее важна для выяснения закономерностей развития магматизма и установления генезиса широко распространенных здесь интрузивных пород. Особенности строения Северного Приладожья, представляющего другую фациальную зону, неоднократно освещались в печати (Hackmann, 1931; Шуркин, 1958; Кратц, 1963, и др.) и рассматриваются в книге более кратко.

Петрологическое изучение Приладожья проводится с учетом имеющихся в настоящее время материалов по геологии, тектонике, магматизму пограничных областей Финляндии, Южной Карелии и кристаллического фундамента Русской платформы (Ленинградская область, Прибалтика). Приладожье, как видно на геологической схеме (рис. 1), расположено на продолжении свекокарельских складчатых сооружений Финляндии; к югу они прослеживаются по линейным магнитным и гравитационным аномалиям в фундаменте Русской платформы до г. Череповца и оз. Селигер (Зандер и др., 1967). Таким образом, Приладожье представляет собой в геологическом отношении единое целое с этими областями и все кардинальные вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма могут решаться только при сопоставлении этих регионов.

Относительно стратиграфического разделения приладожской части Карелии и сопредельных с ней территорий нет единого мнения; дискуссии по этому вопросу освещены выше, на стр. 4—6. Ниже принимается стратиграфическая схема К. О. Кратца (1963), утвержденная в целом специальной конференцией по стратиграфии Балтийского щита в 1967 г. и подтверждающаяся геологическими исследованиями и геохронологическими данными (табл. 1).

Наиболее древними образованиями Приладожья являются интенсивно метаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы архея. Эти породы обнажены в эрозионных «окнах» в поле развития нижнепротерозойских отложений. В составе последних выделяются: нижний комплекс — осадочно-вулканогенный, известный под названием сортавальской, или питкярантской, серии, и верхний — сланцево-филлитовый комплекс ладожской серии. По особенностям геологического положения и литологии сортавальская серия сопоставляется К. О. Кратцем с гимольской и бергаульской, а ладожская — с тунгудской и большезерской сериями Юго-Западной и Центральной Карелии. М. А. Гилярова причисляет эти образования к докарелию. Некоторые исследователи относят к ладожским образованиям нижнего протерозоя только слабометаморфизованные отложения; породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, причисляются ими к верхам архея. Эта точка зрения нашла отражение на геологической карте кристаллического фундамента Русской платформы (Варданянц, 1966).

Отложения среднего протерозоя, представленные в Приладожье преимущественно терригенными образованиями сариолия и ятулия, имеют локальное развитие и обнажены лишь в северной части региона. Подчи-

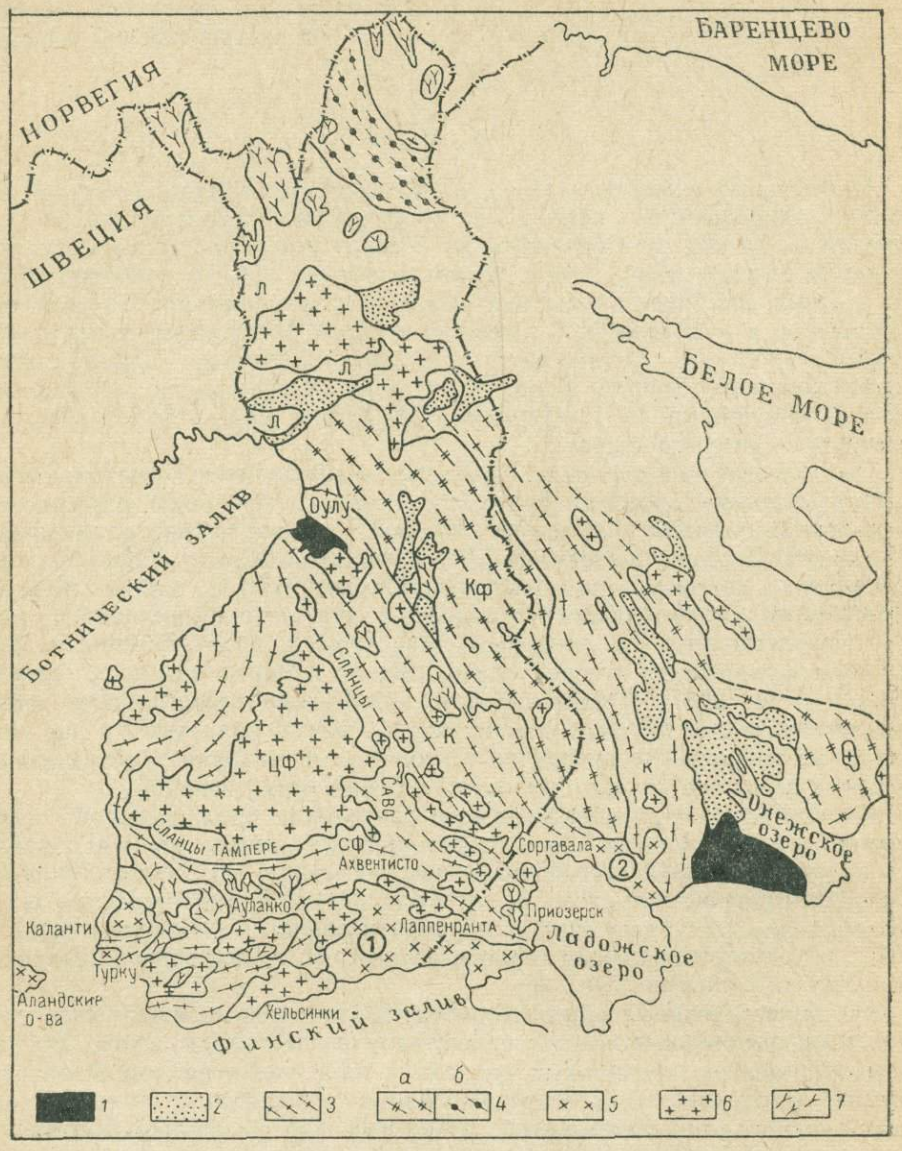


Рис. 1. Схема геологического положения Приладожья в системе карелид. Составлена Г. М. Саранчиной по материалам П. Эскола, А. Лайтакари, К. Шмидта, К. О. Кратца.

1 — иотний (кварциты, кварцито-песчаники); *2* — ятулий и сариолий (метабазиты, глинистые и шунгитовые сланцы, кварциты, доломиты, конгломераты; *л* — лопонийская серия Финляндии); *3* — ладожская и сортавальская серии (Pt_1) : *к* — карелиды, *сф* — свекофенниды Финляндии (синклинальные зоны); *4* — архей: *а* — гнейсы, прорванные интрузиями постладожских пород, *Кф* — Карело-феннское антиклинальное поднятие (Карельский блок), *б* — гранулиты Северной Финляндии; *5* — граниты рапакиви: *1*) (цифры в кружках) — Выборгский массив, *2*) — Салминско-Улялегский массив; *6* — постладожские гранитоиды второго формационного типа и позднекинематические магматиты Финляндии, *ЦФ* — Центрально-Финляндский плутон; *7* — постладожские гранитоиды первого формационного типа и синкинематические магматиты Финляндии.

нельную роль в геологическом строении играют и осадочные породы верхнего протерозоя (иотнийские песчаники). Указанные комплексы освещены ниже лишь в самых общих чертах.

Геохронологические данные по определению возраста пород Восточно-Финляндской синклинорной зоны (Герлинг и др., 1965) подтверждают приведенную выше стратиграфическую схему. Для гнейсо-гранитного фундамента карелид, выступающего среди ладожских сланцев в районе Питкяранты, U—Pb-методом по циркону и монациту определен возраст в 2600 млн лет. Эти данные согласуются с возрастом гнейсо-гранитного фундамента карелид Восточной Финляндии. Возраст амфиболовых сланцев из сортавальской серии Северного Приладожья (оз. Руокоярви), определенный по амфиболу K—Ar-методом, — 1920 млн лет.* Биотитовые гнейсы северного берега о. Миекксари в Северном Приладожье по K—Ar-методу дали возраст в 1820 млн лет.

Для суждения о нижнепротерозойском возрасте ладожской серии важнейшее значение имеет установление времени ее метаморфизма в 1900—1950 млн лет; те же данные характеризуют и тунгудскую серию (Герлинг и др., 1965). Пегматоидные выделения в сланцах ладожской серии (окрестности Питкяранты) датируются 1900 млн лет (Тугаринов и др., 1963), а пегматоидные граниты м. Семингенниеми — 1890 млн лет.

Наряду с вышеопубликованными цифрами абсолютного возраста проф. Э. К. Герлингом в докладе 24 V 1968 г. были приведены следующие данные, определенные рубидиево-стронциевым изохронным методом: *для гнейсо-гранитов архейского фундамента Северного Приладожья* — 2350±110 млн лет, для субстрата гнейсов Западного Приладожья — 2040±65 млн лет, для сланцев ладожской серии Северного Приладожья — 1950±60 млн лет, для гранито-анатектитов ранних карелид — 2200 млн лет, для пегматоидных гранитов в глыбах архея — 1830±30 млн лет.

Все эти данные, как нам представляется, достаточно четко подтверждают нижнепротерозойский возраст пород ладожской серии и молодых гранитов второго формационного типа, возникших на границе нижнего и среднего протерозоя. Поздние карелиды (средний протерозой) дают возраст 1760—1870 млн лет, иотнийские габбро-диабазы — 1520—1580 млн лет по валовому составу и 1660 млн лет по биотиту. Реперный возраст гранитов рапакиви Карелии и Финляндии соответствует 1650 млн лет.

Как показывают приведенные цифры, в пределах докембрия Карелии можно выделить следующие крупные подразделения: фундамент карелид — 2600 млн лет и древнее, ранние карелиды — 2500—1900, поздние карелиды — 1850—1700, платформенные образования — 1650—1550 млн лет. Сводная таблица определений возраста геологических формаций Карелии и Финляндии, приведенная в работе Э. К. Герлинга и др. (1965), дает общее представление о современном состоянии геохронологии восточной части Балтийского щита и сопредельных с ним территорий.

Архей. Архейские образования преобладают в строении Карелофеннского антиклинального поднятия. В Северном Приладожье древний кристаллический фундамент карелид обнажается в виде изолированных участков, выступающих среди дислоцированных отложений сортавальской и ладожской серий (рис. 2). Описание их тектонического строения приводится в § 2.

Среди архейских образований преобладающее значение имеют мигматизированные плагиоклазовые гнейсы. В них выделяются биотитовые

---

* Данные Ю. В. Нагайцева.

Схема стратиграфии протерозоя Юго-Западной

Группа	Подгруппа**	Отдел	Юго-Западная Карелия		
			Серия	Типы пород	Мощность, *м*
Протерозой (Pt)	Верхний (3)	Иотний		Красноцветные песчаники***	60
	Средний (2)	Суисар			
		Ятулий	Онежская	Доломиты, филлитовые и карбонатные сланцы	Более 220
				Доломиты и известняки, сланцы и песчаники	270
				Аркозы, кварциты, кварцито-песчаники с галькой кварца и прослоями кварцевого конгломерата	320—500
				Перерыв	
		Сариолий		Конгломераты	До 300
	Нижний (1)	Сумий	Ладожская	Кварциты и кварцито-песчаники, параамфиболиты. Ставролитовые, андалузитовые, кордиеритовые, гранато-слюдяные сланцы, филлиты, слюдяные сланцы, кварциты, конгломераты	2150—3000
				Локальный перерыв	
		Лопий	Сортавальская	Метаморфизованные основные эффузивы, амфиболовые сланцы, амфиболиты с подчиненными доломитами, известняками (частью скарнированными), филлитами, слюдяными сланцами и кварцитами	400—1700
Архей (А)					Угловое несогласие. Фундамент — гнейсо-

* Дополнительно внесены материалы конференции 1967 г. по стратиграфии

** Возрастная граница между археем и нижним протерозоем равна 2650 ± 150 млн лет, верхним — 1650 ± 50 млн лет. Иотний подразделяется на отделы: гиперборей и вендт

*** Красноцветные песчаники иотния были вскрыты буровыми работами в

Таблица 1

и Центральной Карелии (Кратц, 1963) *

Серия	Типы пород				Мощность, *м*
	Западная и Южная Карелия				
Сегозерская	Аркозы с пропластами сланцев и доломитов	1200—1700	Онежская	Шунгитовые, кварцево-слюдистые, доломитовые сланцы. Доломиты, известняки. Сланцевые брекчии, слюдяные сланцы	150—250
	Кварциты и кварцито-песчаники			Кварциты, глинистые сланцы с гематитом. Доломиты, известняки. Песчаники, конгломерато-брекчии	280—300
	Аркозы, кварцито-песчаники, конгломераты и *базальные сланцы*			Метапорфириты, кварциты, кварцевые конгломераты и базальные *сланцы*	200—250
	Перерыв				
Большезерская	*Аркозы и граувакки с прослоями конгломератов и сланцев*				90—300
	Конгломераты с подчиненными граувакками и сланцами				
	Угловое несогласие				
	Метадиабазы, диабазовые порфириты, мандельштейны и туфобрекчии, зеленые сланцы, амфиболиты				Более 250
	Кислые туфосланцы и туфобрекчии, конгломераты				700—900
	Несогласие				
Гимольская	Магнетитовые и амфиболовые кварциты, кордиеритовые, биотитовые, цоизитовые, графитовые и другие сланцы				70—80
	Метаэффузивы (средние и кислые), туффиты, лептиты, слюдистые сланцы, слюдистые кварциты и др.				230—340
	Туфобрекчии и туфосланцы, конгломераты и туфоконгломераты с прослоями метадиабазов и метамандельштейнов				250—300
несогласие					
граниты, гнейсы, сланцы и амфиболиты					

Балтийского щита.
млн лет, между нижним и средним протерозоем — 1950 ± 100 млн лет, средним и
со стратотипами волковской серии и о-вов Кильдина и Рыбачьего.
районе Приозерска.

Центральная Карелия

Подгруппа	Серия	Типы пород				Мощность, *м*
3		Кварциты и кварцито-песчаники с редкими пропластками графита, слюдисто-глинистые сланцы, алевролиты				80 (400?)
		Песчано-глинистые сланцы, алевропелиты, алевролиты и песчаники с линзами брекчий и конгломератов				375
2	Сегозерская			Суисарская	Глинистые туфосланцы, амфиболовые, слюдисто-хлоритовые сланцы, конгломераты	700—900
					Туфопесчаники и туфы, метадиабазы, метапорфириты, метапикриты, кремнисто-глинистые сланцы	Свыше 235
		Доломиты, известняки, глинистые, песчано-глинистые сланцы, песчаники, кварцито-песчаники	460—550	Онежская	Шунгитовые, глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, доломиты и известняки, сланцевые брекчии, диабазы	220—245
		Метадиабазы, кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники и песчано-глинистые сланцы			Кварциты, песчано-глинистые сланцы, доломиты, известняки и сланцы, песчаники, кварцевые конгломераты	400—500
		Метадиабазы, кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники и базальные сланцы			Метадиабазы, кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники и базальные сланцы	20—60
		Перерыв				
		Граувакки с линзами конгломератов, местами туфопесчаники (?)				90—400
		Конгломераты с редкими прослоями кварцитов, местами конгломерато-брекчии				
1	Тунгудская	Угловое несогласие				
		Метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, туфобрекчии, зеленые сланцы, кварцевые порфиры				100—1200
	Бергаульская	Филлиты и филлитовые сланцы, альбитофиры, порфироиды, серицитовые сланцы, конгломераты	Свыше 40	Бергаульская	Зеленые сланцы, альбитофиры, серицитовые, хлоритовые, серпентино-хлоритовые и другие сланцы, подчиненные карбонатные породы и скарны, графитовые, амфиболовые и гранато-амфиболовые сланцы, амфиболиты	200—300

Угловое несогласие

Архей — гнейсо-граниты, гнейсы, сланцы и амфиболиты

и амфиболовые разновидности, тесно перемежающиеся между собой. В гнейсах встречаются пластовые тела амфиболитов и прослои диопсидо-скаполитовых пород. Весь этот сложный комплекс архейских пород прорван метабазитами и постладожскими микроклиновыми гранитами. Первые образуют дайки и штокообразные секущие тела. Наряду с ортоамфиболитами развиты также параамфиболиты и амфиболовые сланцы, несогласно лежащие на поверхности архейских гнейсов и относящиеся к комплексу сортавальских образований. Эти данные, имеющие важное значение для установления структуры архейских глыб, подтверждены буровыми и геофизическими работами. Микроклиновые граниты, прорывающие гнейсы архея, и породы ладожской серии по составу, внутреннему строению, возрасту и другим особенностям аналогичны. Они характеризуются активным метасоматическим воздействием на вмещающие породы, обусловившим микроклинизацию, биотитизацию и окварцевание гнейсов и амфиболитов.

По направлению к юго-западу архейские и нижнепротерозойские породы все более интенсивно подвергаются процессам регионального метаморфизма и метасоматоза, почти полностью изменившим их первичный состав и строение. Так, например, до последнего времени Мейерская и Латвасюрьинская глыбы, сложенные интенсивно гранитизированными архейскими гнейсами, не отличались от пород ладожской серии (Кратц, 1963).

Нижний протерозой. В состав нижнего протерозоя входят две серии пород: нижняя — сортавальская, или питкярантская, и ладожская.

Породы сортавальской серии развиты преимущественно в северной части Приладожья. Они обычно слагают сравнительно узкие полосы, расположенные на границе гранито-гнейсовых образований древнего фундамента и сланцев ладожской серии. Наиболее обширная площадь, сложенная образованиями сортавальской серии, находится в районе поселков Рускеала—Рюттю и оз. М. Янисярви. Сортавальская серия состоит из метаморфизованных основных, реже средних, экструзивных образований, которым в количественном отношении подчинены карбонатные породы, слюдяные сланцы, кварциты.

Вулканические породы развиты почти исключительно в полосе, протягивающейся вдоль восточного контакта Калаамской интрузии от пос. Рускеала до оз. Рюттюярви; они обнажаются здесь в ядре антиклинали, сложенной карбонатными породами и сланцами. К югу вулканиты прослеживаются в незначительном количестве в карбонатно-сланцевой полосе, окружающей Кирьяволахтинскую, Сортавальскую и Куокканиемскую глыбы. Преобладающими породами Рускеальского района являются амфиболовые сланцы с фибробластической, нематобластической и порфиробластической структурами. О первичном генезисе этих пород можно судить по реликтам миндалекаменной текстуры или микролитовой структуры. Среди зеленых сланцев района встречаются пласты карбонатных пород и кварцитов. В южной части района в карбонатных породах последовательно появляются такие минералы, как тремолит, диопсид, форстерит, которые служат индикаторами степени интенсивности регионального метаморфизма (Кицул, 1963). Амфиболовые сланцы преобладают в строении сортавальской серии и в других районах Приладожья. В большинстве случаев они представляют собой метаморфизованные покровные образования — лавы, изливавшиеся на поверхность архейского кристаллического фундамента. Однако тесная ассоциация их с другими породами сортавальской серии и тонкое переслаивание с типичными парапородами указывают, что часть их имеет несомненно осадочное происхождение.

Карбонатные прослои сортавальской серии представляют промыш-

Иляла
оз.Палкярви
оз.М.Янисярви
оз.Б.Янисярви
Рускеала
оз.Вахвярви
Калламо
Рюттю
Харлу
Ляскеля
Сортавала
о.Гуляпансари
Импилахти
Кителя
Питкяранта
о.Хонкосало
о.Саммотсари
о.Путсари
Лахденпохья
Q
Q
75
80
85
50
70
60

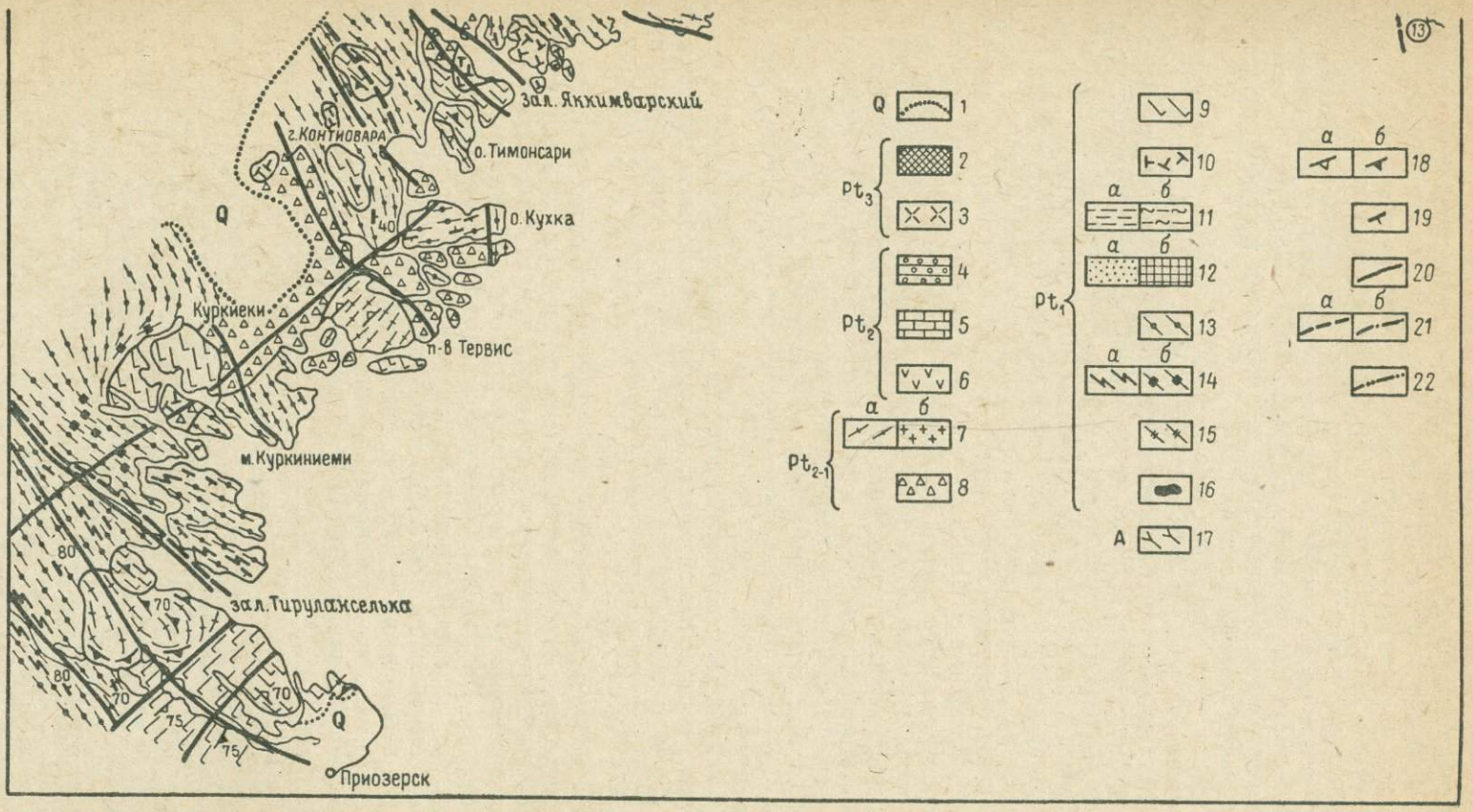


Рис. 2. Схема геолого-тектонического строения Приладожья. Составлена Г. М. Саранчиной (1967 г.) с использованием материалов В. Хакмана, К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, К. А. Шуркина, Н. А. Волотовской, В. Н. Нумеровой, Л. Н. Потрубович, А. А. Миндлиной, Н. Г. Судовикова, Т. В. Перекалиной, В. И. Кицула, Ю. В. Нагайцева, В. В. Лыгиной и др. (Легенду см. на стр. 20.)

ленный интерес, являясь коллекторами полиметаллического оруденения. Они встречаются главным образом в нижних и верхних частях разреза сланцево-вулканогенной толщи. В основании сортавальской серии «скарнированные» карбонатные породы образуют обычно маломощные линзы, залегающие непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте, и прослеживаются с перерывами на всем протяжении серии. Кварциты встречаются спорадически в разных частях разреза сортавальской серии. Отдельные их пропласты не превышают 15—20 *м*. В более мощных слоях они тесно перемежаются со слюдяными и карбонатными породами и амфиболовыми сланцами.

Мощность сортавальской серии весьма изменчива и колеблется в разных частях региона от нескольких десятков метров до 1,5—1,7 *км*. Наибольшая мощность наблюдается в Рускеальском антиклинории и в районе оз. Янисярви. В контакте с породами древнего фундамента часто наблюдаются зоны милонитов и нарушение первичного залегания пород (Кратц и др., 1963). Это указывает на аллохтонное залегание пород сортавальской и ладожской серий на архейском основании.

Породы ладожской серии имеют господствующее развитие в пределах изучаемой области. Они слагают обширные площади на материке и островах Северного и Юго-Западного Приладожья. В северной части они прослеживаются от западного контакта Салминского массива рапакиви до государственной границы с Финляндией; в южной части полоса интенсивно мигматизированных и метаморфизованных гнейсов ладожской серии площадью в несколько тысяч квадратных километров слагает территорию между городами Приозерск и Сортавала. Мощность ладожской терригенной толщи оценивается в 3,5—4 *км;* увеличение ее до 7,5—8 *км* отмечается для окрестностей оз. Янисярви (Яковлева, 1968; Шуркин, 1968).

От архейского фундамента ладожская толща повсеместно отделена отложениями сортавальской серии, на которых она обычно залегает согласно. Перерыв в отложении, документирующийся конгломератами с галькой пород сортавальской серии, отмечается лишь в районе оз. М. Янисярви.

Первичный состав и строение пород ладожской серии наиболее полно сохранились в северной части изучаемого региона; в южной части их реставрация обычно значительно затруднена в связи с интенсивным проявлением процессов регионального метаморфизма и метасоматоза.

В Северном Приладожье среди пород ладожской серии преобладают разнообразные сланцы, представляющие преимущественно метаморфизованные песчано-глинистые осадки и граувакки. Важную роль граувакк в строении свекофеннид и карелид Финляндии отмечают и финские геологи, указывая, что их мощность в областях Тампере и Каланти доходит до 3 *км* (Hietanen, 1943, 1947; Simonen, 1960б, и др.). Строение

Легенда к рис. 2.

1 — четвертичные отложения; *2* — дациты; *3* — граниты рапакиви; *4* — конгломераты, аркозы, кварциты, кварцево-серицитовые сланцы и др.; *5* — карбонатные породы, известковые сланцы и др.; *6* — метагаббродиабазы, метадиабазы, метапорфириты; *7* — микроклиновые граниты второго формационного типа: *а* — трахитоидные и гнейсовидные, *б* — однородные; *8* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *9* — плагиоклазовые граниты—кварцевые диориты первого формационного типа; *10* — габброиды, рудные пироксениты, метаперидотиты; *11* — сланцы: *а* — слюдяные, *б* — слюдяные с андалузитом, ставролитом, кордиеритом; *12* — *а* — слюдяно-кварцитовые сланцы и кварциты, *б* — параамфиболиты; *13* — мигматизированные биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы с прослоями кварцитов, графитовых гнейсов и др.; *14* — мигматизированные гнейсы: *а* — с силлиманитом и кордиеритом, *б* — с гиперстеном; *15* — амфиболовые, амфибоило-хлоритовые сланцы, метабазиты; *16* — мраморы, карбонатные сланцы; *17* — мигматизированные плагиогнейсы и гранито-гнейсы, прорванные метабазитами и микроклиновыми гранитами; *18* — элементы залегания: *а* — трахитоидность, *б* — гнейсовидность в ортопородах; *19* — кристаллизационная сланцеватость в парапородах; *20* — направление главных разломов; *21* — направления осей: *а* — синклиналей, *б* — антиклиналей; *22* — северная граница области региональной мигматизации и гранитизации. Цифры в кружках — блоки: *1*) Латвасюрьинский, *2*) — Куокканиемский, *3*) — Мейерский, *4*) — Сортавальский, *5*) — Кирьяволахтинский, *6*) — Коккосельский, *7*) — Импилахтинский, *8*) — Мурсульский, *9*) — Коринойско-Питкярантский, *10*) — Луппикский, *11*) — Пусунсарский, *12*) — Ристиниемский, *13*) — Ууксинский, *14*) — Карелофеннский.

ладожской толщи, как отмечается всеми исследователями, характеризуется отчетливой ритмичностью. Мощность отдельных ритмов варьирует от нескольких сантиметров до 1—3 *м*.

Нижние части ритма сложены метаморфизованными породами псаммитового ряда (кварцито-песчаники, граувакки, аркозы). В них часто встречаются маломощные пропласты и линзы известково-силикатных пород. В процессе последующего тектогенеза эти пропласты, а также кварциты, амфиболиты и другие породы повышенной компетентности разрываются, деформируются и приобретают своеобразную стержневую форму. Наличие подобных образований среди пород ладожской серии обусловило возникновение так называемых «шаровых» или «ядерных» сланцев, представляющих типичный пример будинаж-структур (рис. 3).

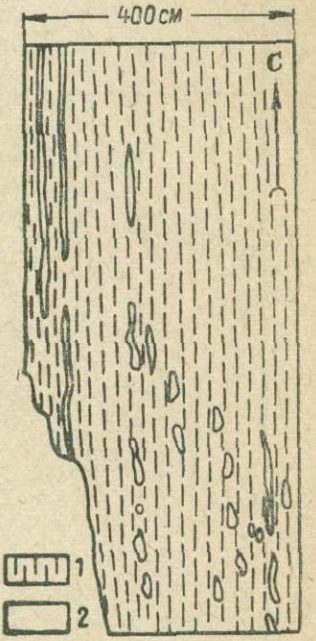


Рис. 3. Будинаж-структура в ладожских сланцах. Северное Приладожье, пристань Импилахти (по К. Е. Трусову).

1 — слюдяные сланцы; *2* — биотито-кварцево-битовнитовая порода с гранатом и цоизитом.

Верхние части ритма сложены более тонкозернистыми породами — глинистыми сланцами, филлитами. Такое строение позволяет причислить ладожскую серию к типичным флишоидным образованиям.

Из-за слабого метаморфизма в пределах Северного Приладожья ладожская серия хорошо поддается стратификации. Она подразделена здесь на три толщи (Кратц, 1963, и др.).

Нижняя толща представлена ритмично-слоистыми кварцево-биотитовыми сланцами, слюдистыми кварцитами с подчиненными пропластками филлитовидных сланцев, кварцитов и др.; нередко среди них встречаются «шаровые» обособления, сложенные силикатно-карбонатными породами. Наиболее полный разрез нижней свиты (свита натселька) был описан в 1956 г. Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой в Палкярвинской синклинали. Нижняя толща ладожской серии имеет доминирующее развитие в Приладожье. Мощность ее варьирует от 900—950 *м* (район Импилахти) до 1700—1800 *м* (северо-западная часть региона).

Средняя толща характеризуется преобладанием метапелитовых отложений над метапсаммитовыми и наличием в них порфиробласт андалузита, ставролита, кордиерита. Породы этой толщи обнажены в осевых частях синклиналей (Импилахтинской, Маткаселькской, Палкярвинской). Максимальная мощность средней толщи (1280 *м*) отмечается в Палкярвинской синклинали; в других районах она не превышает 400—500 *м*.

Породы нижней и средней толщ имеют много общих свойств, что связано с близостью условий их образования. Поэтому граница между ними проводится часто условно (Кратц, 1963).

Верхняя толща имеет резко подчиненное значение и локальное развитие. В ее составе преобладают параамфиболиты, песчаники, кварциты; второстепенную роль играют сланцы. Исходный состав соответствовал мергелистым песчаникам и песчано-глинистым осадкам. Верхняя толща была выделена впервые Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой в 1956 г. в ядре Палкярвинской синклинали (свита иляля), где она согласно залегает на свитах натселька и палкярви. Ее мощность достигает

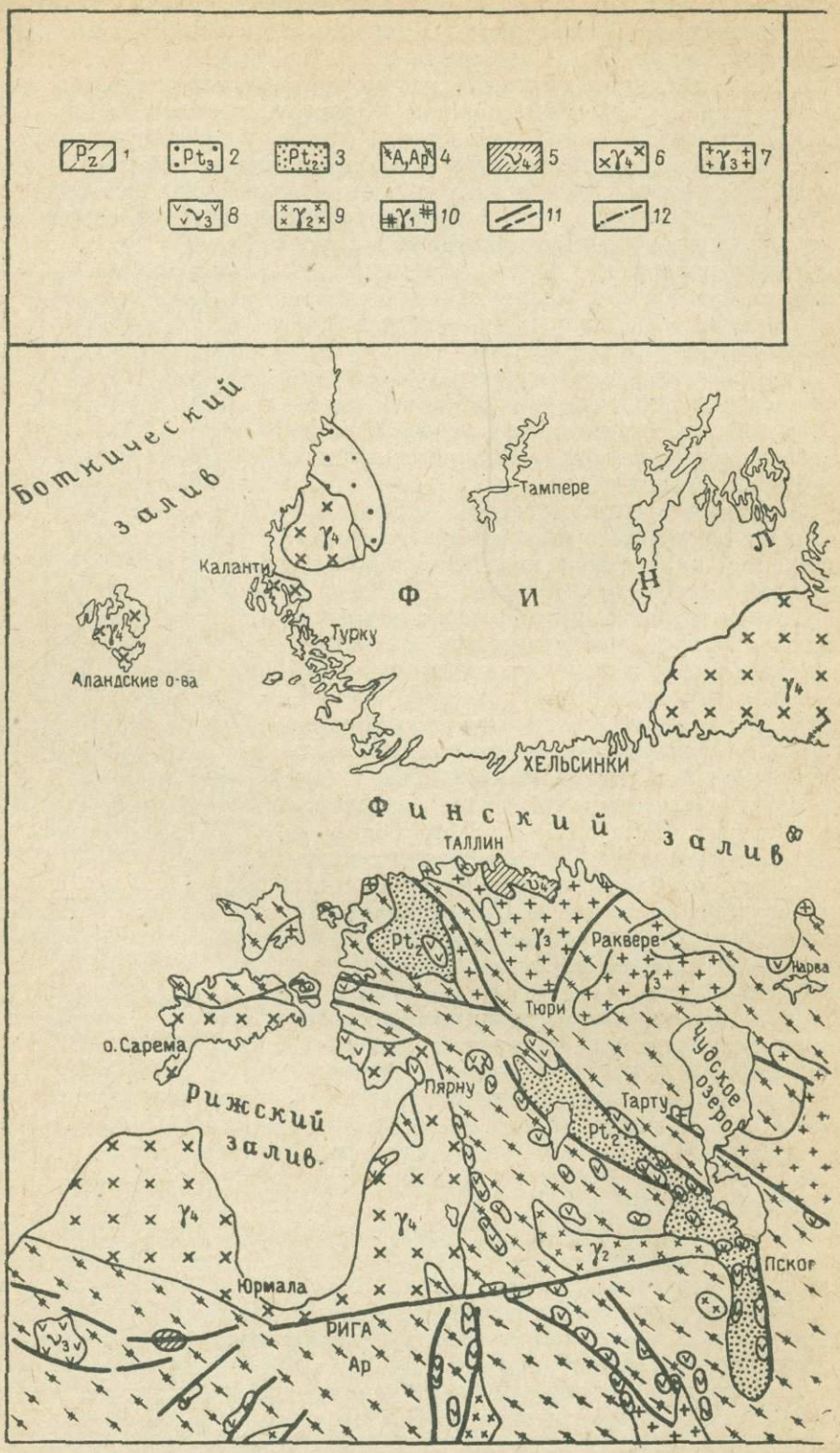
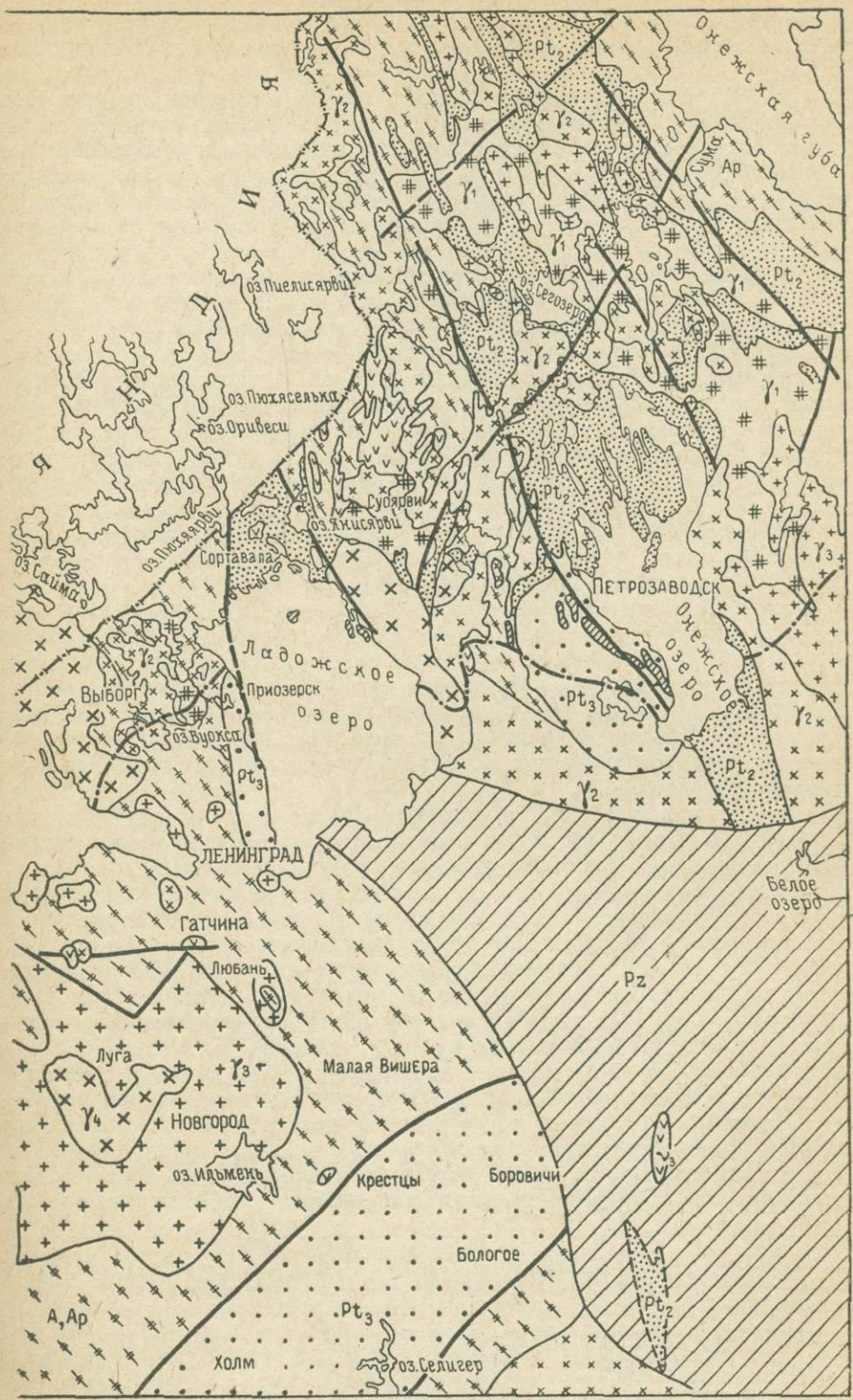


Рис. 4. (Легенду


Я Д И Я
Онежская губа
Сума
Ар
оз.Пиелисярви
оз.Сегозеро
оз.Пюхяселькя
оз.Оривеси
оз.Пюхяярви
оз.Якисярви
Субярви
Сортавала
оз.Саймаа
Ладожское
озеро
Выборг
Приозерск
оз.Вуохсо
ЛЕНИНГРАД
Петрозаводск
Онежское
озеро
Белое
озеро
Гатчина
Любань
Луга
Малая Вишера
Новгород
оз.Ильмень
Крестцы
Боровичи
Бологое
Холм
оз.Селигер
А, Ар
Pz
Pt3
Pt2
γ1
γ2
γ3
γ4

см. на стр. 24.)

здесь ориентировочно 700—800 *м*. Специфика вещественного состава и развитие косой слоистости отражают, очевидно, регрессивный характер периода седиментации — конечного периода формирования ладожской серии.

В Западном Приладожье породы ладожской серии представлены биотитовыми и биотито-гранатовыми плагиоклазовыми гнейсами с подчиненным значением кордиеритовых, гиперстеновых, куммингтонитовых и графитсодержащих разновидностей. Они претерпели высокотемпературный региональный метаморфизм и подвержены интенсивным процессам мигматизации. Гнейсы с прослоями кинцигитов и гиперстеновых парагнейсов приурочены к осевой части Тирулансельской синклинали; по положению в структуре и сходству вещественного состава с андалузитовыми, ставролитовыми и кордиеритовыми сланцами Северного Приладожья их можно отнести к средней толще ладожской серии.

Метаморфические сланцы ладожской серии, развитые в Северном Приладожье, идентичны карелидам Южной Финляндии, протягивающимся между «Карельским стабильным блоком» и Центрально-Финляндским гранитным плутоном. Гнейсы и кристаллические сланцы Западного Приладожья по составу, степени метаморфизма, взаимоотношениям с интрузивными породами аналогичны свекофеннидам Юго-Западной Финляндии, непосредственным продолжением которых они и являются. К югу они протягиваются под чехлом осадочных образований на расстояние около 300 *км*, отделяясь от отложений верхнего протерозоя Крестецким разломом (Варданянц, 1966).

Средний и верхний протерозой. Отложения среднего протерозоя развиты лишь в районе озер Б. и М. Янисярви; к ним относятся конгломераты сариолия, лежащие с угловым несогласием на породах ладожской серии, и терригенные отложения ятулия (кварцевые песчаники, аркозы). За стратотипы ятулия приняты отложения онежской и сегозерской серий Южной Карелии (см. табл. 1); ятулийские отложения района Янисярви отличаются от них отсутствием основных эффузивов и шунгитовых сланцев.

Среднепротерозойские складчатые образования (поздние карелиды) залегают дискордантно на сложнодислоцированном основании ранних карелид. В строении Приладожья позднекарельские образования имеют резко подчиненное значение и обнажены лишь в северо-западной его части (район озер Б. и М. Янисярви). Широкое развитие они приобретают в синклинальной зоне, протягивающейся от Онежского озера к Сегозеру. Здесь они локализованы в пологих мульдах и грабеноподобных депрессиях. С ними можно сопоставить аналогичные образования Финляндии (включая лопонийские кварциты), протягивающиеся вдоль западного окончания Карелофеннского поднятия (см. рис. 1). Среднепротерозойские породы нигде не прорываются интрузиями гранитоидов, что является характерной особенностью, важной для их корреляции.

Образования верхнего протерозоя представлены иотнийскими красноцветными песчаниками платформенного типа. Они были вскрыты буровыми работами на западном берегу Ладожского озера и прослежены в виде полосы субмеридионального направления от Приозерска до Ле-

---

Рис. 4. Схема геолого-тектонического строения Карелии и примыкающего к ней фундамента Русской платформы (Ленинградская область, Прибалтика и др.). Составлена Г. М. Саранчиной по материалам К. О. Кратца (1963), Л. А. Варданянца (1966) и др.

1 — палеозойские и более молодые образования, под которыми докембрий не вскрыт; *2* — верхний протерозой; *3* — средний протерозой; *4* — нижний протерозой, архей; *5* — габбро-диабазы; *6* — граниты рапакиви; *7* — гранитоиды плагиомикроклиновые, плагиоклазовые и микроклиновые; *8* — основные и ультраосновные породы, разнородные магматические и метаморфические породы, гиперстеновые лиориты, плагиограниты и др.; *9* — гранодиориты и граниты архея; *10* — гнейсо-граниты и гранито-гнейсы архея; *11* — разломы; *12* — границы фундамента.

нинграда. Эта толща, названная приозерской, занимает площадь около 3000 кв. *км*. Аналогичные песчаники и кварцито-песчаники выполняют обширные впадины в районе Онежского озера (площадью около 10 000 кв. *км*) и в Юго-Западной Финляндии (окрестности Пори). Красноцветные песчаники того же типа по данным буровых и геофизических работ слагают обширную территорию (500×125 *км*), протягивающуюся в виде мощной полосы от Боровичей до Холма (рис. 4). Все верхнепротерозойские породы представляют собой типичные постскладчатые образования, строение которых осложняется лишь дизъюнктивными нарушениями.

§ 2. Тектоника

Территория Приладожья, как видно на рис. 1, входит в Восточно-Финляндскую синклинальную зону карелид, которая протягивается от берегов Ладожского озера к северо-западу в сторону Ботнического залива. Восточно-Финляндская и Карельская зоны, входящие в состав ранних карелид (Кратц, 1963), имеют северо-западное, реже субширотное направление; они сложены интенсивно дислоцированными геосинклинальными отложениями нижнего протерозоя. Между ними находится Карелофеннское антиклинальное поднятие, основное значение в строении которого принадлежит архейским суперкрустальным образованиям.*

Ранние карелиды подвергались интенсивным деформациям, связанным с древнейшей фазой карельской складчатости — ребольской, относящейся к середине нижнего протерозоя, и более молодой — селецкой, последняя приурочена по времени к границе нижнего и среднего протерозоя.

Складчатое сооружение карелид Приладожья является непосредственным продолжением свекофеннокарельских образований Южной Финляндии. В Финляндии свекофенниды имеют субширотное простирание и обрамляют Центрально-Финляндский плутон с юга. Они протягиваются от Лаппенранты на востоке в сторону Ботнического залива, захватывая Тампере. На советской территории их непосредственным продолжением являются мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы Западного Приладожья и аналогичные образования кристаллического фундамента Русской платформы (см. рис. 4). Карелиды образуют вторую ветвь, имеющую северо-западное простирание и протягивающуюся от северо-восточного берега Ладожского озера к пос. Оулу в Финляндии (северо-восточное побережье Ботнического залива).

Большая степень метаморфизма свекофеннид по сравнению с карелидами и другой структурный план дали основание для причисления их к более древним — верхнеархейским образованиям. Этой точки зрения придерживались И. Седерхольм (Sederholm, 1916), П. Эскола (1961), Н. Г. Судовиков (1954), а в последние годы к ней присоединились Л. А. Варданянц (1966) и С. Н. Тихомиров (1966).

В настоящее время, однако, большинство геологов (Marmo, 1957; Mikkola, 1959; Simonen, 1960б; Schmidt, 1960; Кратц, 1963, и др.) пришли к выводу о принадлежности свекофеннид и карелид к различным фазам единого свекофеннокарельского орогена. Основанием для этого послужила наряду с геохронологическими данными общность литологического состава и интрузивной деятельности. Кроме того, степень метаморфизма свекофеннид Финляндии подвержена значительным колебаниям. Типичным примером такой неоднородности является область Тампере в Юго-Западной Финляндии; в ее северной части развиты слабоме-

* Л. Я. Харитонов (1966) и Х. Вяюринен (1959) рассматривают это поднятие как «Карельский стабильный блок».

таморфизованные филлитовые и граувакковые сланцы, южная часть этой области — район Ауланко — сложена гиперстеновыми гнейсами, кинцигитами и мигматитами венитового типа.

Складчатые сооружения карелид и свекофеннид Юго-Западной Карелии и Южной Финляндии возникли на месте нижнепротерозойской геосинклинальной области. В раннюю фазу карельской складчатости образовалось Карелофеннское антиклинальное поднятие. В краевых его частях до конца нижнего протерозоя продолжались движения отрицательного знака и накопление геосинклинальных осадков большой мощности. Окончательное замыкание геосинклинали произошло в конце нижнего протерозоя. Сложнодислоцированные отложения карелид (ладожская и сортавальская серии в Приладожье) вследствие интенсивной эрозии сохранились преимущественно в синклинальных зонах, в антиклинальных поднятиях обнажаются архейские гнейсы (Кратц, 1963).

Геологическая структура Приладожья, а также граничащей с ним территории Карелии и фундамента Русской платформы осложнена широким развитием дизъюнктивных нарушений. Восточная часть Балтийского щита разбита многочисленными региональными разломами с господствующими северо-западным и северо-восточным простираниями (см. рис. 4). В Юго-Западной Карелии региональный разлом северо-западного направления проходит от южного берега Онежского озера в сторону оз. Каменного. Его протяженность около 600 *км*. Два разлома, примерно параллельных ему, протягиваются по западному и восточному берегам Ладожского озера.

Разломы северо-восточного направления имеют не меньшее развитие. В Южной Карелии прослежено несколько параллельных разломов, идущих от южного побережья Онежской губы к юго-западу. Их протяженность 250—400 *км*. Наибольший из них пересекает всю Южную Карелию от устья р. Сумы до пос. Суоярви. Имеются и другие разломы такого же простирания, не вошедшие в схему.

О широком развитии дизъюнктивных нарушений в докембрии можно судить по геологической карте кристаллического фундамента Русской платформы (Варданянц, 1966). Южные склоны Балтийского щита, как показали данные геофизики и глубинного бурения, осложнены большим количеством разломов, многие из которых имеют региональное значение. К ним относится, например, разлом субширотного простирания, идущий от Гатчины в Ленинградской области через Нарву, Раквере, Тюри к о. Сарема в Эстонии. Общая его протяженность около 500 *км*. Второй региональный разлом того же простирания прослеживается примерно от Пскова через Ригу и Сигулду к Лиепае. Между этими двумя региональными разломами наблюдается ряд более мелких — до 300 *км*, имеющих различное простирание (см. рис. 4).

В строении кристаллического фундамента Русской платформы основное значение имеют структуры первого рода, которые «определяются по положению поверхности кристаллического фундамента, образующего крупные сводовые или глыбовые поднятия, разделенные удлиненными глубокими впадинами и прогибами. Амплитуда между вершинами сводов и дном впадин определяется километрами и иногда, по-видимому, превышает 10 *км*» (Варданянц, 1966, стр. 51). Кристаллический фундамент представляет ряд блоков, контактирующих друг с другом по линиям и зонам крупных разломов. Структура кристаллического фундамента и его внутренний состав определяются в основном протерозойским комплексом суперкрустальных и магматических образований, в промежутках между которыми обнажаются архейские породы.

Широкое развитие глубинных разломов в фундаменте Русской платформы, протягивающихся на расстояние в сотни километров и обра-

зующих часто отдельные пояса, подтверждается и геофизическими исследованиями В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунаса и др. (1967). Глубинные разломы геосинклинального заложения, по их данным, активно проявляются даже на платформенной стадии развития. Анализ гравиметрических исследований и результатов глубинного сейсмозондирования показал (Цирульникова, Сокол, 1968), что основу строения северо-восточной части Балтийского щита составляют крупные блоки, диаметр которых варьирует от 200 до 500 *км*, а мощность коры составляет 30—40 *км* (рис. 5). Вдоль сочленения этих блоков проходят глубинные разломы, заложившиеся в раннем докембрии и обновляющиеся в более позднее время. В зонах сочленения блоков отмечается максимальная магматическая активность и наиболее сильно проявлены процессы метаморфизма и метасоматоза.

Тектоническое строение Западного Приладожья. Западное Приладожье, куда входит северная часть Карельского перешейка и территория, протягивающаяся до г. Лахденпохья и о-вов Путсари—Хонкосари, сложено преимущественно суперкрустальными отложениями ладожской серии; среди них преобладают полимигматиты по биотитовым и биотит-гранатовым гнейсам с прослоями пород типа кинцигитов и гиперстеновых парагнейсов.

В южной части Западного Приладожья (район Кузнечное — Куркиеки) породы ладожской серии слагают крупную синклинальную структуру — Тирулансельккскую синклиналь, ось которой протягивается в северо-западном направлении вдоль заливов Тирулакселька и Тайвалахти (рис. 6). Падение крыльев крутое, порядка 60—80°; они осложнены складчатостью более мелкого масштаба вплоть до плойчатости. Юго-западное крыло захватывает район Хиитола—Кузнечное—Приозерск, северо-восточное расположено между заливами Тирулансельки и Найсмери и далее протягивается к востоку до п-ва Тервис. Юго-западное крыло в районе поселков Кузнечное—Богатыри осложнено внедрением крупных тел гранитоидов (Приозерский массив плагиогранитов и Кузнеченский массив микроклиновых гранитов).

Размах крыльев Тирулансельккской синклинали равен 20—25 *км*. В районе пос. Куркиеки эта синклиналь осложнена антиклинальным поднятием, в центральной части которого расположен Куркиекский массив гиперстеновых диоритов.

Структура более северной части (окрестности Лумиваары—Лахденпохья) характеризуется наличием сжатых складок с осями субмеридионального простирания и размахом крыльев 3—4 *км*.

Наиболее характерной чертой геологического строения Приладожья является наличие мощных разломов, сформировавшихся в разное время (см. рис. 6).

Древние разломы, представляющие особый интерес для суждения о генезисе гранитов второго формационного типа и изучения процессов гранитизации, были впервые исследованы и закартированы нами в Приладожье в 1961—1964 гг. (Лыгина, Саранчина, 1964; Саранчина, 1970, 1971). Они документируются зонами своеобразных эруптивных брекчий (см. § 2 гл. III) и бластомилонитов, а также выражаются резким изменением залегания пород. Важнейшей особенностью древних разломов, резко отличающей их от молодых, является приуроченность к ним тел постладожских микроклиновых гранитов и интенсивные метасоматические изменения вмещающих пород, локализующиеся вдоль них. Простирание древних разломов в основном северо-восточное и северо-западное; первые пересекают складчатую структуру района, вторые согласны с ней.

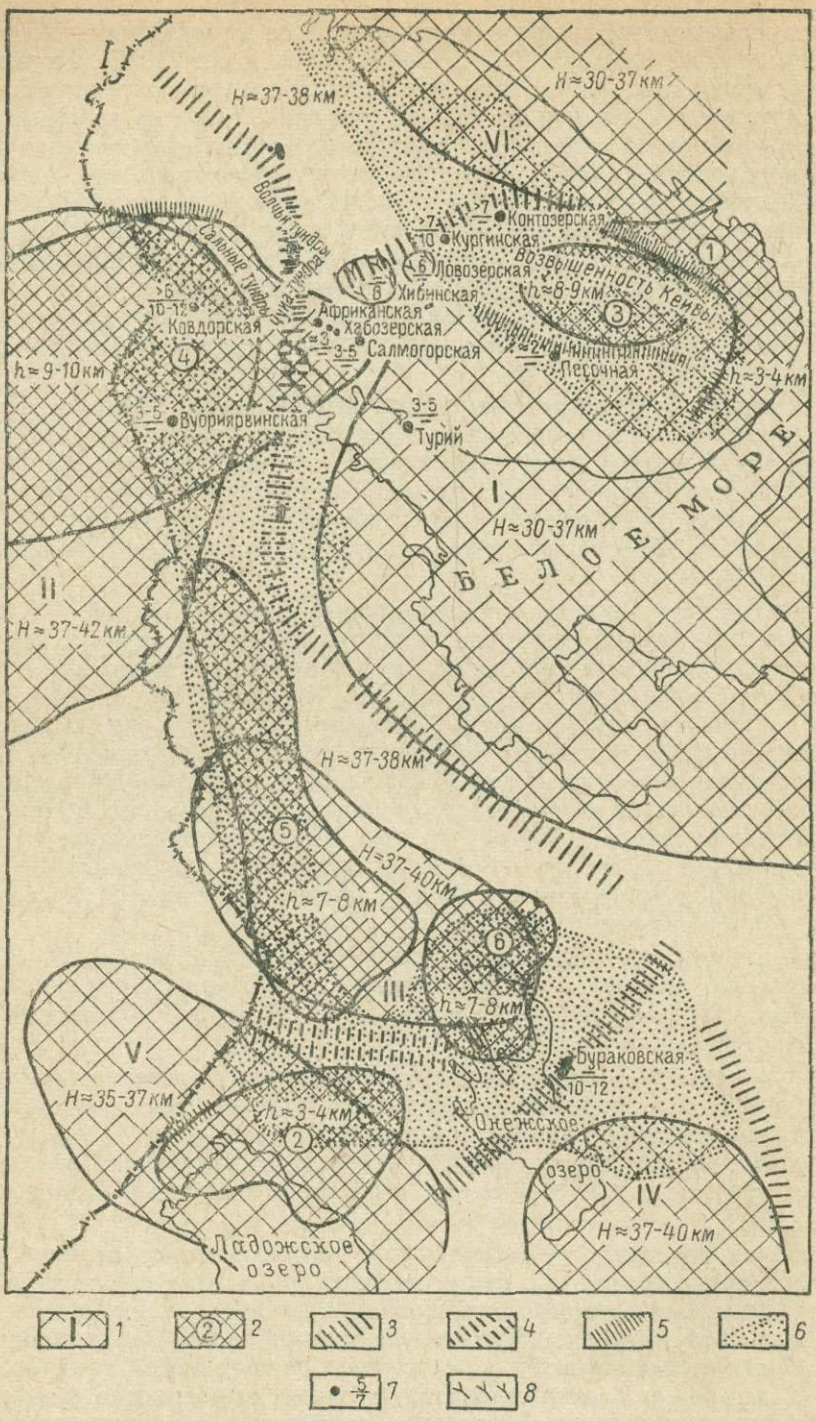


Рис. 5. Схема глубинного строения восточной части Балтийского щита (по Цирульниковой, Сокол, 1968).

I — блоки земной коры различной мощности: *I* — Беломорский, *II* — Ботнический, *III* — Североонежский, *IV* — Южноонежский, *V* — Ладожский, *VI* — Мурманский; *2* — блоки „гранитного" слоя различной мощности (цифры в кружках): *1*) — Восточнокольский, *2*) — Североладожский, *3*) — Кейвский, *4*) — Северокарельский, *5*) — Западнокарельский, *6*) — Повенецкий; *3* — зоны сочленения блоков земной коры, установленные глубинные разломы по поверхности *M*; *4* — предполагаемые глубинные разломы по поверхности *M*; *5* — глубинные разломы до подошвы „гранулито-базитового" слоя; *6* — области распространения процессов гранитизации; *7* — интрузии центрального типа и глубина их распространения, *км* (в числителе — определенная по ΔT, в знаменателе — по Δg); *8* — Хибинский и Ловозерский массивы щелочных пород.

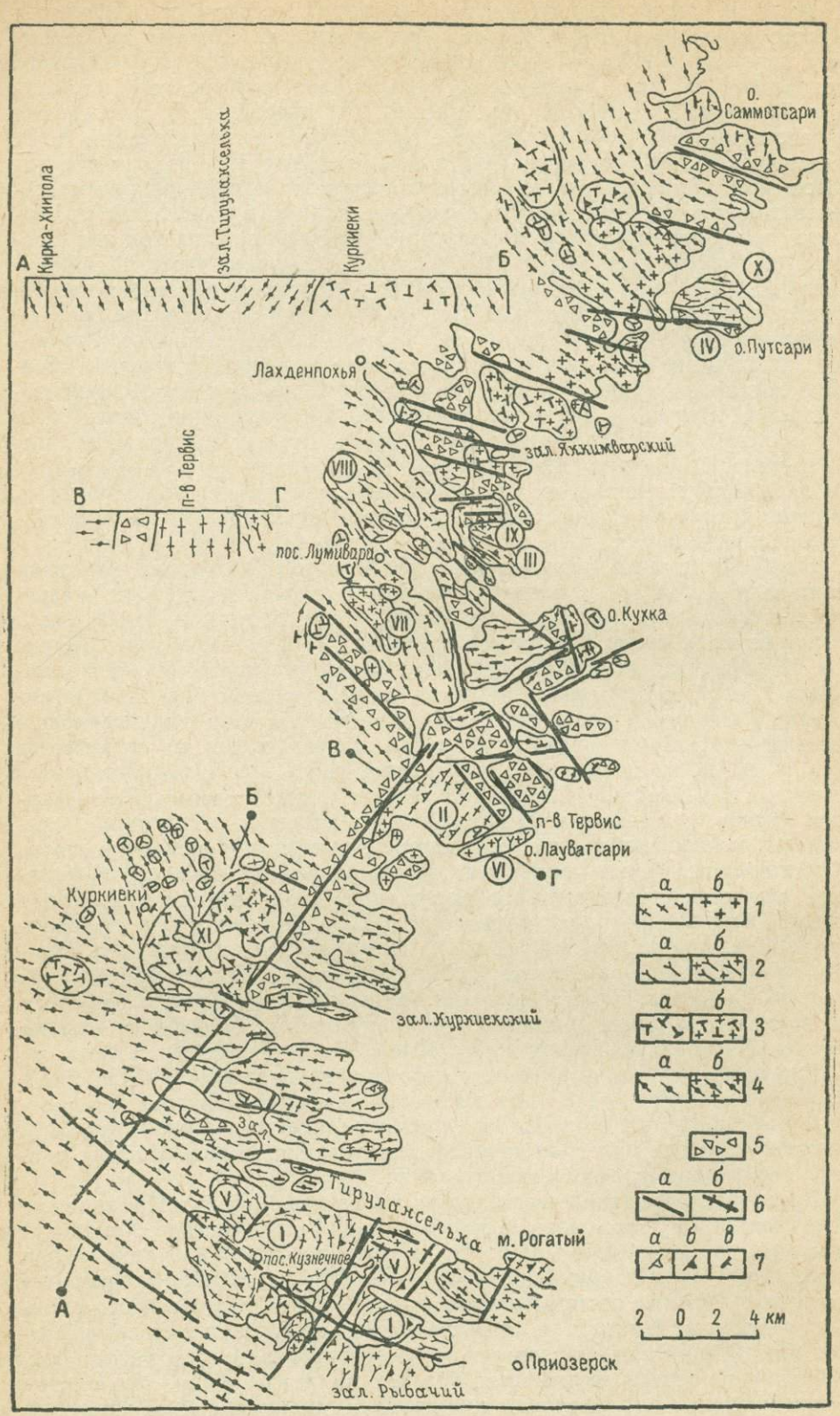
Наиболее крупный разлом северо-восточного простирания проходит от восточного окончания о. Кухка, через архипелаг островов, по западному контакту массива Тервис, по-восточному контакту Куркиекского массива чарнокитов и далее через среднюю часть о. Корписари к западному берегу зал. Найсмери (см. рис. 6). Он прослежен в обнажениях на расстоянии около 40 *км*. Данные геофизических исследований А. В. Кулинича и В. Н. Корсакова 1967 г. показали, что этот разлом простирается вплоть до Выборгского массива рапакиви и имеет общую протяженность около 120 *км*. Разломы северо-восточного простирания наблюдаются и в северной части Карельского перешейка. Один из них протягивается около 3 *км* от Новой пристани к оз. Ровненскому. Он фиксируется зонами бластомилонитов, резким изменением залегания пород, а также четко выражается в рельефе; вдоль него проходит трогообразная долина, в которой располагается оз. Мусталампи. В районе оз. Ровненского были встречены также изолированные выходы эруптивных брекчий, в настоящее время затопленные и засыпанные отвалами Ровненского карьера. Второй разлом прослеживается на расстоянии около 6 *км* от туристской базы «Красный треугольник» в сторону пролива Рыбачьего (Лыгина, Саранчина, 1964). Вдоль него наблюдается резкое нарушение залегания гнейсов и их милонитизация, внедрение микроклиновых гранитов и аплитов с сопутствующей микроклинизацией и окварцеванием вмещающих пород.

Наиболее мощные разломы северо-западного простирания имеют доминирующее развитие в северной части изучаемой территории, между совхозом «Ладога» и о. Путсари. Один из них протяженностью около 20 *км* проходит вдоль восточного контакта гранитного массива Тервис к оз. Хингасярви. Он документируется зоной эруптивных брекчий мощностью 1,5—2,5 *км*, которыми целиком сложены мелкие о-ва Маркамюксенсари, Калксало и побережье зал. Кесвалахти и озер Випуксенярви и Хингасярви. Параллельный ему разлом протягивается на расстояние около 6 *км*, проходя через о. Рускансари, вдоль юго-западного берега Тимонсари к м. Харвиа. Следующий разлом проходит вдоль Яккимварского залива и также документируется эруптивными брекчиями, слагающими южное побережье о. Кюлянсари и северо-западную часть о. Сорolансари. Между последними двумя разломами имеется, по-видимому, еще одно дизъюнктивное нарушение, вдоль которого проходит пролив, разделяющий о-ва Тимонсари и Сорolансари. Один из крупнейших разломов прослеживается вдоль всего южного берега о. Путсари, захватывает о-ва Полосари, Илмексенсари и протягивается примерно на 10—12 *км* вдоль узкого зал. Марьялахти, глубоко вдающегося в материк. На наличие промадной зоны эруптивных брекчий на южном берегу о. Путсари указывала еще в 1948 г. Н. А. Волотовская (рис. 7).

Характеристика и особенности строения эруптивных брекчий представляют большой интерес для выяснения времени образования древних разломов, оценки глубины их заложения, а также изучения генезиса и закономерностей пространственной локализации микроклиновых гранитов, специфики процессов гранитизации.

Эруптивные брекчии слагают зоны, протягивающиеся в Приладожье на расстояние от нескольких до многих десятков километров. Мощность различных зон изменяется от сотен метров до 2,5—3 *км*, например в районе п-ва Тервис (Саранчина, Прокофьев, 1971 г.). Наиболее типичные эруптивные брекчии распространены на побережье Куркиекского залива, в районе п-ва Тервис и на всем побережье и островах к северо-востоку от них. Общий вид эруптивных брекчий иллюстрируется фотогр. 1, 2.

Типичной чертой эруптивных брекчий является обилие ксенолитов и блоков; связующий материал представлен микроклиновым гранитом,


А
Кирка-Хиитола
зал. Тирулахсельхя
Куркиеки
Б
о. Саммотсари
X
IV
о. Путсари
Лахденпохья
зал. Яккимварский
В
п-в Тервис
Г
VIII
IX
III
пос. Лумивара
о. Кухка
VII
II
VI
п-в Тервис
о. Лауватсари
Куркиеки
XI
зал. Куркиекский
зал.
Тирулахсельхя
V
I
пос. Кузнечное
м. Рогатый
Приозерск
зал. Рыбачий
а б 1
а б 2
а б 3
а б 4
5
а б 6
а б в 7
2 0 2 4 км

оказывающим активное воздействие на породы ксенолитов и блоков. Величина обломков эруптивных брекчий резко варьирует. По размерам можно выделить ксенолиты, площадь которых исчисляется десятками квадратных сантиметров, блоки — десятки квадратных метров и отторженцы и глыбы — сотни квадратных метров. Глыбы-отторженцы сложены обычно «местными» породами — гнейсами ладожской серии, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и амфиболизированными габброида-

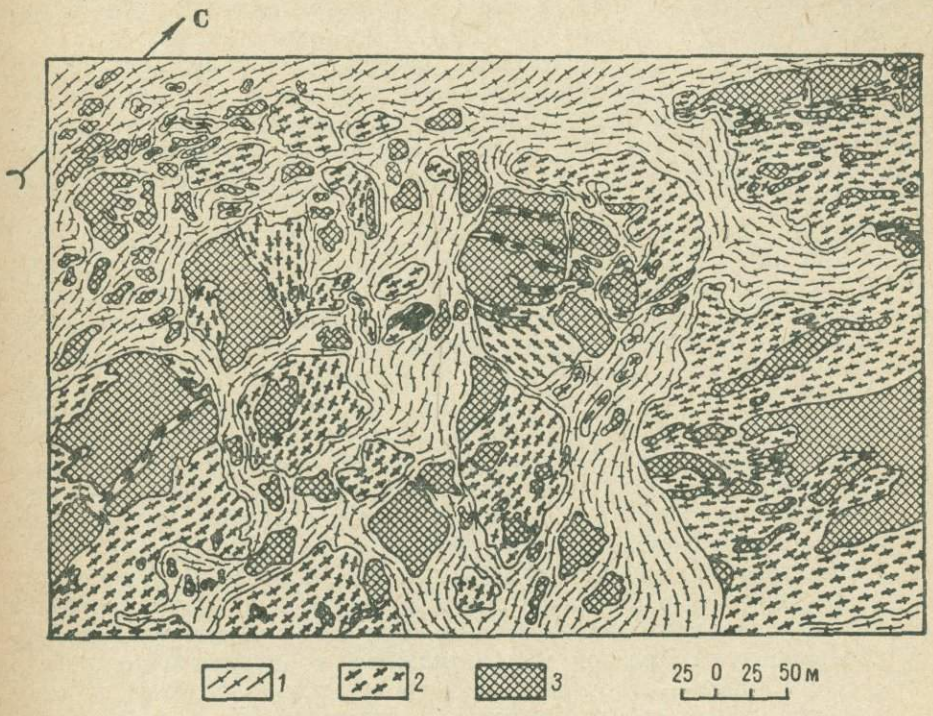


Рис. 7. Эруптивная брекчия на о. Путсари (Волотовская, 1948).
1 — трахитоидные микроклиновые граниты; *2* — плагиоклазовые граниты; *3* — метабазиты.

ми. Ксенолиты же состоят как из «местных» пород, так и из пород, не встречающихся вблизи разломов, к ним относятся, например, шпинельсодержащие гнейсы и пироксениты (фотогр. 3), гранатовые амфиболиты, метаморфизованные карбонатные породы, кварциты и др. Эти породы являются гипоксенолитами и представляют собой сортавальские или архейские образования, а в случае шпинельсодержащих пород, возможно, и более глубинные разновидности.

Текстура гнейсов из ксенолитов сланцеватая, нередко плойчатая. Ориентировка гнейсовидности резко меняется даже в пределах одного

Рис. 6. Схема геологического строения и размещения интрузивных тел в Западном Приладожье. Составлена Г. М. Саранчиной (1965 г.).

1 — постладожские микроклиновые граниты второго формационного типа: *а* — трахитоидные и гнейсовидные, *б* — однородные мелкозернистые; *2* — постладожские плагиоклазовые граниты первого формационного типа: *а* — гнейсовидные и трахитоидные, *б* — интенсивно мигматизированные и микроклинизированные; *3* — постладожские габбро-диориты, гиперстеновые диориты и гиперстеновые кварцевые диориты: *а* — неизмененные, *б* — метасоматически измененные; *4* — биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы ладожской серии (Pt_1) с пропластками и линзами гиперстеновых, кордиерито-силлиманитовых графитсодержащих и сульфидсодержащих гнейсов: *а* — слабо мигматизированные, *б* — интенсивно мигматизированные и гранитизированные; *5* — эруптивные брекчии микроклиновых гранитов; *6* — разломы: *а* — древние, синхронные с внедрением микроклиновых гранитов, *б* — молодые, сформировавшиеся после их внедрения; *7* — элементы залегания: *а* — трахитоидность, *б* — гнейсовидность в магматических породах, *в* — кристаллизационная сланцеватость в гнейсах. Массивы постладожских гранитоидов второго формационного типа: *I* — Кузнеченский, *II* — Тервис, *III* — Тимонсари, *IV* — Путсари; первого формационного типа: *V* — Приозерский; *VI* — Лауватсари, *VII* — Контиовара, *VIII* — Лакеавара, *IX* — Тимонсари, *X* — Путсари, *XI* — Куркиекский массив чарнокитов.

обнажения, что показывает на их перемещение в процессе формирования брекчии (фотогр. 4). Гнейсы ксенолитов обычно мигматизированы, при этом материал послойной инъекции кварцево-плагиоклазовый. Последующее воздействие микроклиновых гранитов связующей массы брекчий обусловливает изменение пород ксенолитов (см. § 2 гл. III). Дискордантность разломов относительно складчатой структуры региона и наличие ксенолитов плойчатых пород показывают, что разломы сформировались после главной фазы карельской складчатости и приурочены по времени к границе нижнего и среднего протерозоя.

Результаты изучения эруптивных брекчий и локализация гранитных интрузий вдоль разломов позволяют установить синхронность образования разломов со становлением микроклиновых гранитов второго формационного типа. Наличие же в эруптивных брекчиях гипоксенолитов шпинельсодержащих и других пород указывает на их глубинный характер.

Молодые разломы особенно широко проявлены в южной части района (см. рис. 6). Они выражаются в образовании зон милонитизации и катаклаза, которым подвергаются все породы, включая постладожские граниты и среднепротерозойские диабазы. С этими нарушениями связаны существенные черты современного рельефа. Простирание молодых разломов в основном северо-западное и северо-восточное; имеются, однако, и другие направления, оперяющие их, что с особой наглядностью доказывается многочисленными зеркалами скольжения в карьерах окрестностей поселков Кузнечное — Ровное.

Одна из крупнейших зон северо-западного направления, круто падающая на восток, делит Кузнеченский массив гранитов на две части, смещенные относительно друг друга примерно на 3 *км*. Она прослежена по простиранию свыше чем на 20 *км* от зал. Богатырского в сторону пос. Кирка-Хиитола, переходя из области развития гранитов в область развития гнейсов ладожской формации. Эта зона, названная Богатырской, характеризуется резкой милонитизацией и катаклазом с образованием серии пород — от очковых гнейсов и грубополосчатых милонитов до тонкополосчатых милонитов и ультрамилонитов (фотогр. 5, 6). Параллельная ей зона протягивается к северо-западу от оз. Богатырского в сторону Орлиных скал. Она документируется зонами милонитов по гнейсам и гранитам и отчетливо выражается в рельефе. В этой зоне располагается ряд узких вытянутых в северо-западном направлении озер, являющихся продолжением р. Бегуновки. Зона напряженных тектонических нарушений проходит в том же направлении в районе ст. Оярви в Выборгском районе. Она характеризуется милонитизацией гнейсов, деформацией жил и широким развитием будинаж-структур.

Молодые дизъюнктивные нарушения часто проходят вдоль древних разломов, «оживляя» их. Это, например, видно в карьере, расположенном на берегу оз. Почтового (у пос. Кузнечное). Здесь к разлому северо-восточного простирания приурочена диабазовая дайка; при последующих движениях вдоль того же направления диабаз интенсивно милонитизирован и полностью утратил первичную структуру. Те же явления в еще большем масштабе наблюдаются в окрестностях ст. Оярви в Выборгском районе, в пределах Тирулансельккской синклинальной зоны и в других частях Западного Приладожья.

Крупная тектоническая зона северо-западного простирания, как показали буровые и геофизические работы, протягивается по берегу Ладожского озера примерно от Приозерска через Лахденпохья и фиксируется системой озер Оривеси в Юго-Восточной Финляндии (см. рис. 4).

По имеющимся геологическим картам Карелии и кристаллического фундамента Русской платформы не всегда можно судить о возрасте

дизъюнктивных дислокаций. Однако наличие тектонических контактов иотнийских пород с архейскими — нижнепротерозойскими образованиями, идущих по региональным разломам — Крестецкому и Осташковскому,* показывает, что имели место дизъюнктивные нарушения постиотнийского возраста; по данным Г. С. Бискэ (1959), многие нарушения являются еще более молодыми.

Тектоническое строение Северного Приладожья. Северная часть Приладожья существенно отличается от западной геолого-тектоническим строением и более слабой степенью метаморфизма слагающих ее пород. Специфической чертой является наличие на ее территории изолированных участков овальной формы площадью от 40—50 до 100—150 кв. *км*. Они сложены преимущественно архейскими гнейсами, интенсивно гранитизированными и прорванными постладожскими интрузивными породами. Эти участки архейского кристаллического фундамента выступают среди сложнодислоцированных сланцев ладожской и сортавальской серий.

Крупнейшими из них являются следующие блоки, перечисленные с востока на запад: Коринойско-Питкярантский, Мурсульский, Коккоселькский, Импилахтинский, Кирьяволахтинский, Сортавальский, Куоккониемский, Латвасюрьинский. Всего на территории Северного Приладожья имеется 17 таких блоков, расположенных в виде широкой полосы, протягивающейся вдоль северного берега Ладожского озера.

Строение глыб архейских гнейсов изучалось многими исследователями (Hackmann, 1931; Судовиков, 1954; Шуркин, 1953, 1958; Кратц, 1963; Макарова, Филимонов, 1965—1967 гг., и др.). Еще В. Хакманом было установлено, что характерной чертой строения глыб архея является обрамление их узкой полосой пород сортавальской серии.

Состав архейских глыб гетерогенный; наряду с архейскими породами в их строении принимают участие суперкрустальные породы ладожской и сортавальской серий, а также постладожские микроклиновые граниты второго формационного типа. Типичным примером такой гетерогенности, по данным полевых исследований 1963 г. Г. В. Макаровой и др., является Коккоселькская глыба. В ее строении, как видно на рис. 8, принимают участие мигматизированные архейские гнейсы, породы сортавальской серии, залегающие в кровле купола и в его краевых частях, ладожские сланцы и многочисленные тела микроклиновых гранитов. Сходное строение было установлено в 1964—1967 гг. геологами СЗТГУ Г. В. Макаровой и А. Н. Филимоновым для Кирьяволахтинской и других архейских глыб.

Представление о структуре архейских глыб в течение последних двух-трех десятилетий неоднократно менялось. Тектонические контакты, наблюдающиеся в некоторых глыбах, дали повод В. Хакману, Н. Г. Судовикову, Л. Н. Потрубович причислять их к тектоническим блокам.

К. О. Кратц (1963) считает, что архейские гранито-гнейсовые массивы представляют собой жесткие ядра крупных антиклинальных поднятий, расположенных среди перекрывающих их складчатых сланцев ладожской и сорватальской серий. Он указывает, что в крупных глыбах сохраняется структура архейского фундамента, дискордантная по отношению к структуре нижнепротерозойских толщ. В краевых частях крупных архейских массивов и в мелких глыбах, расположенных в области мигматизации, наблюдается перестройка древних структур и их

---

* Разломы названы нами условно. Первый протягивается примерно через города Крестцы — Холм, второй расположен к югу от ст. Бологое и проходит вблизи г. Осташкова у оз. Селигер.

приспособление к складчатой структуре нижнепротерозойских образований.

Решающее значение для суждения о строении архейских глыб имели разведочные работы Карельской комплексной экспедиции СЗТГУ, проводимые с применением буровых и геофизических исследований (Г. В. Макарова, А. Н. Филимонов, Р. А. Хазов и др.). Эти работы уста-

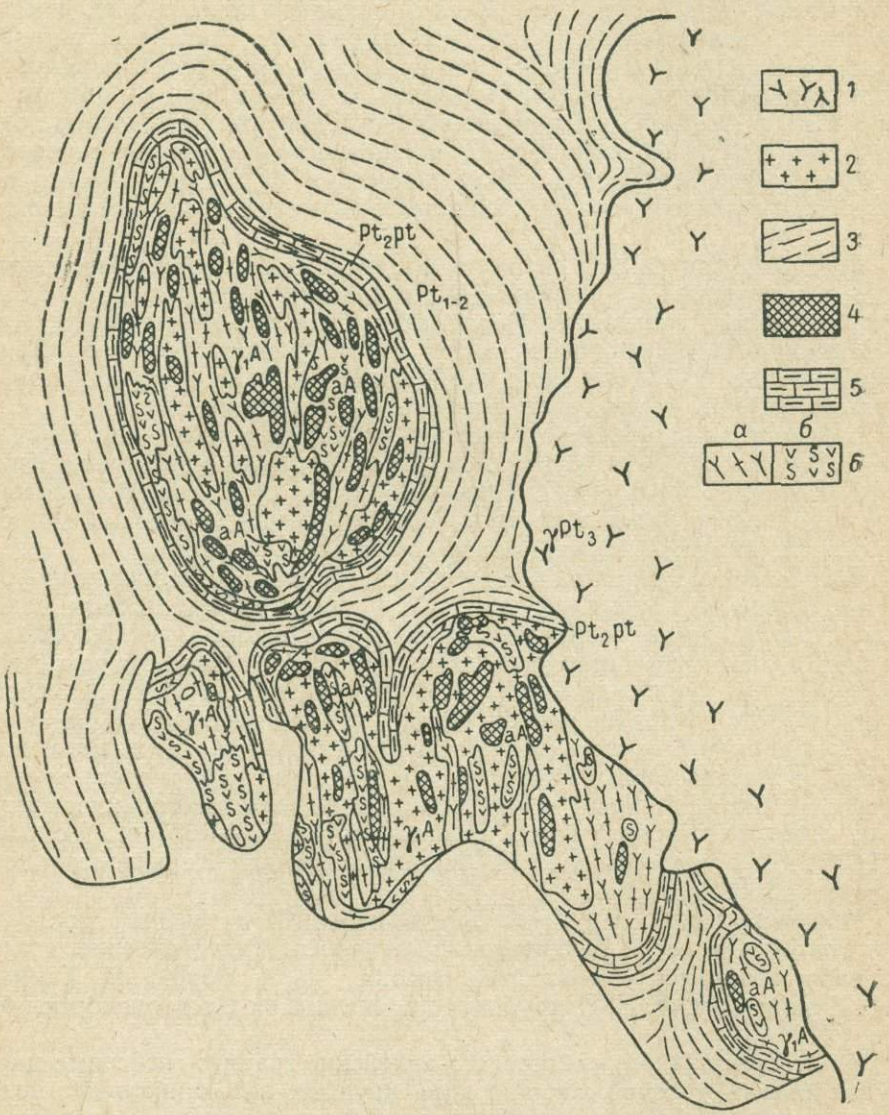


Рис. 8. Строение Коккоселькского купола (по Г. В. Макаровой и др., 1963 г.).

1 — граниты рапакиви; *2* — постладожские плагиомикроклиновые граниты и гнейсо-граниты; *3* — сланцы ладожской серии; *4* — амфиболиты питкярантской свиты в кровле купола; *5* — питкярантская свита амфиболитов, сланцев и подчиненных им карбонатных пород в обрамлении купола; *6* — мигматиты: *а* — по породам питкярантской свиты, *б* — по породам докарельского фундамента.

новили купольную структуру Коккоселькской, Кирьяволахтинской, Сортавальской глыб. Бурением было показано, что амфиболиты, считавшиеся ранее рвущими интрузивными телами, являются покровными образованиями, лежащими на архейских породах, и лишь уничтожены эрозией на большей части. По данным Г. В. Макаровой, в Северном

Приладожье выявлены новые брахиантиклинальные структуры, перекрытые образованиями сортавальской серии с продуктивными горизонтами карбонатных пород. Купольная структура архейских глыб подтверждается обилием микроклиновых гранитов и интенсивным калиевым метасоматозом слагающих их пород. Это можно объяснить благоприятными условиями их внедрения в сводовые участки брахиантиклинальных поднятий.

Между Карелофеннским антиклинальным поднятием и архейскими глыбами располагаются крупные синклинальные и антиклинальные зоны с размахом крыльев свыше 30—35 *км* (см. рис. 1, 2, 6). Общее простирание структур карелид в этой части Приладожья северо-западное (Палкярвинская, Маткаселькская синклинали, Рускеальская и Лепяниемская антиклинали) или субмеридиональное (Импилахтинская синклиналь).

Сложная конфигурация складок обусловлена их расположением между выступающими глыбами архейского кристаллического основания и Карелофеннского антиклинального поднятия. Так же как и в Западном Приладожье, структура осложнена дизъюнктивными нарушениями и внедрением интрузивных тел. Особенно сложна структура северо-восточной части Приладожья в связи с внедрением крупного массива рапакиви.

В Северном Приладожье также имеются древние разломы, синхронные с образованием гранитов второго формационного типа, так как выходы типичных эруптивных брекчий со связующей гранитной массой неоднократно встречались в районе Калаамо и Велимяк. Особый интерес представляет район, расположенный к северу от интрузии Калаамо, по берегам р. Тохмайоки, озер Кангасярви и Спеспанярви. Здесь на расстояние более 500 *м* протягиваются в северо-западном направлении узкие гряды, сложенные пегматитами крупнозернистого (вплоть до блокового) строения. Они часто изобилуют ксенолитами гнейсов, сланцев и метаморфизованных габброидов. Судя по обилию глыб и обломков пегматитов среди наносов, приуроченных к широкой полосе, можно заключить, что вдоль нее проходил крупный разлом, возможно регионального простирания. По нему поднимались гранитные расплавы, обогащенные летучими составляющими, обусловившие формирование пегматитовых тел, вытянутых в виде узких дайкоподобных тел.

В Северном Приладожье отмечен региональный разлом северо-западного простирания, протягивающийся по северному берегу Ладожского озера от пос. Салми через оз. Янисярви в Финляндию, здесь его продолжением является система озер Пиелисярви (Варданянц, 1966).

В районе оз. Янисярви проходит напряженная тектоническая зона, обусловившая милонитизацию и катаклаз всех пород, включая ятулийские и сариолийские. Эта зона протяженностью около 500 *км* аналогична Богатырской и другим молодым зонам дизъюнктивных нарушений Западного Приладожья. Тектонические зоны такого же типа наблюдались нами в районе Велимяки—Мякисало, где они выражаются в виде узких зон катаклаза и милонитизации в габброидах Велимякского массива, в гнейсах, а также в микроклиновых и пегматитовых жилах.

ГЛАВА II

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (ПОСТЛАДОЖСКИЙ) МАГМАТИЗМ ПРИЛАДОЖЬЯ

§ 1. Общая характеристика магматической деятельности в Приладожье и смежных областях

Магматизм в Приладожье и пограничных с ним областях проявлен весьма активно и характеризуется формированием интрузивных тел, разнообразных по вещественному составу и особенностям геологии. Преобладающими являются породы гранитоидного ряда, подчиненное развитие имеют основные породы и крайне ограниченное — ультраосновные. Эта закономерность характерна не только для Приладожья, но и для Южной Финляндии и прилегающей части кристаллического фундамента Русской платформы.

Протерозойские магматические образования по времени формирования разделяются на раннепротерозойские (=нижнепротерозойские, или постладожские), среднепротерозойские и верхнепротерозойские (=постиотнийские).

Раннепротерозойский магматизм наиболее широко развит на всей территории Приладожья и в сопредельных с нею областях Карелии, Южной Финляндии и северо-западной части фундамента Русской платформы. В Приладожье магматические тела, прорывающие отложения сортавальской и ладожской серий, известны под названием «постладожских». Эти ортопороды предшествуют формированию гранитов рапакиви и иотнийских диабазов, последние пересекают их в виде даек и штокообразных тел. Наиболее древними из раннепротерозойских магматических образований являются основные и ультраосновные породы.

Формирование раннепротерозойских основных пород приурочено к раннему периоду геолого-тектонического развития протерозойской геосинклинали, предшествующему образованию синскладчатых гранитоидов. Они слагают тела трещинного типа, подвергшиеся в дальнейшем интенсивным преобразованиям, выразившимся в нарушении первичных контактов, возникновении наложенной гнейсовидности, развитии зон катаклаза, милонитизации и формировании будинированных тел.

Наиболее крупными массивами Северного Приладожья являются Калаамский (70 кв. *км*) и Велимякский (около 12 кв. *км*),* представляющие собой многофазные интрузивные тела. К ранним фазам внедрения относятся рудосодержащие метаперидотиты и пироксениты Велимякского массива, амфиболизированные перидотиты и эвкриты Калаамо, а также дайки амфиболизированных гиперстеновых эвкритов. Следующие фазы в обоих массивах представлены габбро-диоритами, составляющими около 80% их площади, и редкими дайками амфиболизированных габбро-диоритов и плагиоклазовых аплитов. Последняя фаза характеризуется формированием плагиоклазовых гранитов и кварцевых диоритов (Саранчина, 1948, 1949). Та же последовательность образования многофазных интрузивов отмечается для массивов Импиниеми и Перяниеми (Перекалина, 1949), о. Путсари (Волотовская, 1948), окрестностей озер Агвенярви и Питкаярви (Саранчина, 1949).

---

* Изучению Велимякской и Калаамской интрузий основных пород в Приладожье были посвящены работы Х. Холмберга (Holmberg, 1891), Х. Бланкета (1896), Д. Метцгера (Metzger, 1925), Г. Саранчиной (1948, 1949). В 1941—1946 гг. эти массивы исследовались геологами СЗТГУ А. С. Ясновой, А. А. Миндлиной, Л. Н. Потрубович, М. Д. Кадыровой, А. В. Клоковой, Л. И. Антоновской.

Основные породы в Западном Приладожье образуют небольшие тела, площадь которых не превышает нескольких квадратных километров. Самые крупные из них расположены на о. Путсари, в окрестностях Лумиваары, в Куркиекском районе, на м. Уласканниеми. В северо-восточной части о. Путсари габброиды слагают дайкообразные тела протяженностью около 1,5 *км* и мощностью 400—500 *м* (рис. 9), вытянутые в субширотном направлении и имеющие крутые углы падения; контакты с вмещающими породами тектонические, выражены зоной тонкополосчатых бластомилонитов.

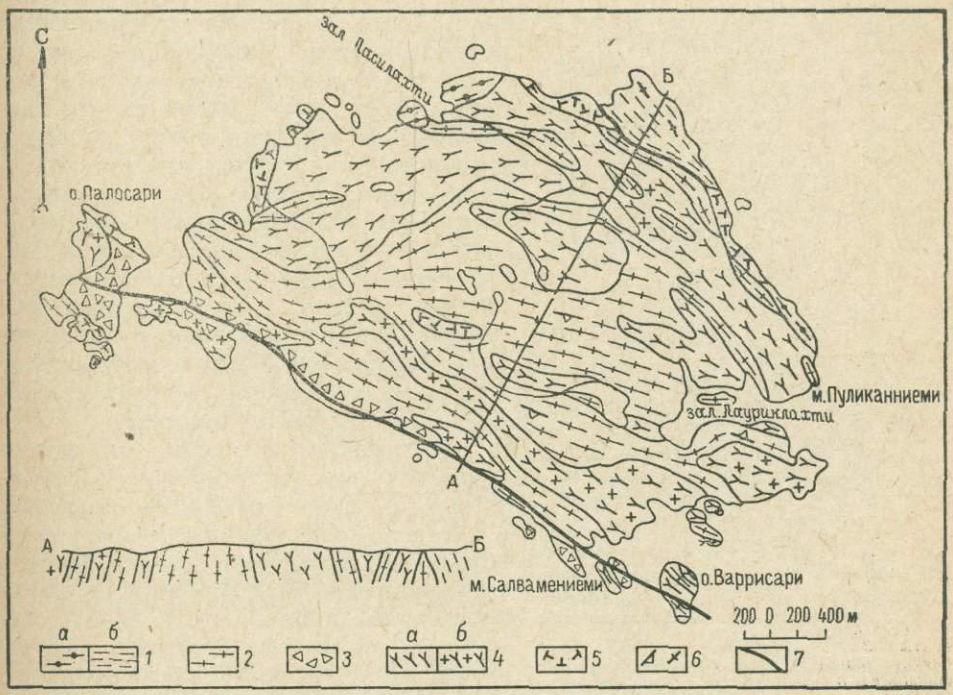


Рис. 9. Схема геологического строения о. Путсари. Составлена Н. А. Волотовской, В. Н. Нумеровой (1948 г.) с добавлениями Г. М. Саранчиной.

1 — интенсивно мигматизированные гнейсы: *а* — биотито-гранатовые, *б* — биотитовые; *2* — микроклиновые граниты трахитоидные; *3* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *4* — плагиоклазовые граниты, кварцевые диориты: *а* — неизмененные, *б* — микроклинизированные; *5* — амфиболизированные габбро-нориты; *6* — элементы залегания; *7* — направление разломов.

В окрестностях Лумиваары два массива основных пород протяженностью 1,5 и 1 *км* разобщены мощной тектонической зоной, документирующейся эруптивными брекчиями (рис. 10). Первоначально основные породы слагали единую интрузию трещинного типа, вытянутую в северо-восточном направлении и наклоненную на юго-восток под углом 70°.

В восточной части п-ва Уласканниеми расположены два вытянутых в северо-западном направлении тела основных пород, длина которых соответствует 1,5 и 2 *км*, а ширина — около 200 *м* (рис. 11). Они разобщены полосой мигматизированных биотитовых и кордиеритовых гнейсов, имеющих северо-западное простирание с крутыми углами падения. Ту же ориентировку имеет трахитоидность (и гнейсовидность) в габбро-норитах. Это дает основание предположить, что габбро-нориты образуют крутонаклоненные тела трещинного типа. Хотя непосредственный контакт скрыт наносами, но отсутствие изменений гнейсов (в 5—10 *м* от интрузивных тел) и их интенсивная милонитизация указывают, что контакты являются тектоническими.

В северной части п-ва Уласканниеми находится тело габбро-норитов, залегающее среди гнейсов и тяготеющее пространственно к тектонической зоне субширотного простирания. По мере приближения к контакту наблюдается увеличение кристаллов ромбического пироксена — бронзита, достигающих до 2—3 *см* в поперечнике. Аналогичные кристаллы образуют порфиробласты в гнейсах. Это свидетельствует, что габбро оказывали контактовое воздействие на вмещающие породы. В габбро наблюдается трахитоидность, выраженная субпараллельным расположением плагиоклаза, согласная с направлением тектонической зоны. Местами развита гнейсовидность, обусловленная закономерным расположением вторичной слюды, имеющая ту же ориентировку. Все эти данные позволяют заключить, что магматический расплав проникал вдоль разлома субширотного простирания; в дальнейшем разлом был «оживлен». уже после полной консолидации габброидов, что обусловило формирование тектонических контактов, «затушевавших» для большей части массива первичные взаимоотношения с вмещающими породами. Сходное строение массивов наблюдается и в других районах Западного Приладожья.

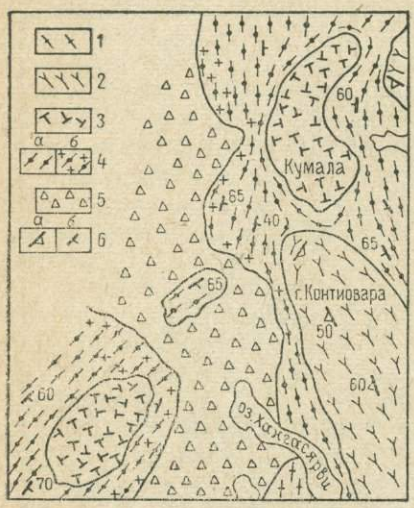


Рис. 10. Тела основных пород в окрестностях пос. Лумиваара. Схема составлена Г. М. Саранчиной, Г. В. Глазковой, Л. Г. Повышевой (1963 г.).

1 — аплитовидные граниты; *2* — кварцевые диориты; *3* — метабазиты; *4* — биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы: *а* — мигматизированные, *б* — интенсивно микроклинизированные; *5* — эруптивные брекчии со связующей гранитной массой; *6* - гнейсовидность: *а* — в кварцевых диоритах, *б* — в гнейсах.

В петрографическом отношении основные породы Западного Приладожья представлены габбро-норитами и их метаморфизованными разновидностями. Структуры габбро-норитов габбровая и габброофитовая. Главные минералы — лабрадор № 65—71, гиперстен, диопсид-геденбергит, биотит, амфиболы; второстепенные — апатит, сульфиды, магнетит, сфен и др. Отличие габбро-норитов от метаморфизованных основных пород заключается в замене ассоциации основной плагиоклаз (№ 65—71) + пироксен на ассоциацию плагиоклаз № 40—50 + + амфибол + биотит ± кварц.

Метасоматические изменения имеют широкое развитие и особенно активно проявляются вдоль зон милонитизации и катаклаза. Они выражаются в интенсивной амфиболизации, биотитизации и микроклинизации пород, обогащении их апатитом, акцессорным монацитом и другими минералами, содержащими летучие компоненты. В Велимякском массиве распространены породы типа сиенито-диоритов, содержащие в качестве существенной части пойкилитически развитый микроклин. Эти породы локализованы вдоль крупного разлома, пересекающего массив.

Основные породы Западного Приладожья характеризуются довольно постоянным составом. Содержание SiO_2 изменяется в очень незначительных пределах (около 50%). Количество Al_2O_3 составляет 12—15%; суммарное содержание окиси железа, магния и кальция — в среднем около 25%. Породы характеризуются низким содержанием щелочей и резко выраженной натровой специализацией (увеличение K_2O и снижение MgO характерны для амфиболизированных разновидностей). Габбро-диориты Северного Приладожья несколько богаче SiO_2 и беднее

MgO; эвкриты беднее SiO_2 и содержат больше CaO. Габбро-диориты по классификации Заварицкого соответствуют диоритам, отличаясь от них несколько повышенным количеством полевошпатовой извести. Габбро-нориты и эвкриты наиболее близки к среднему составу габбро и норитов. Все рассмотренные разновидности являются породами нормального ряда и относятся к классу насыщенных SiO_2 (или слабо пересыщенных) пород, бедных щелочами. Коэффициент окисления железа в породах Северного Приладожья выше, чем в породах Западного Приладожья (соответственно 31,4 и 14,5%). Габброиды Западного Приладожья идентичны аналогичным породам Южной Финляндии (см. рис. 25). Химиче-

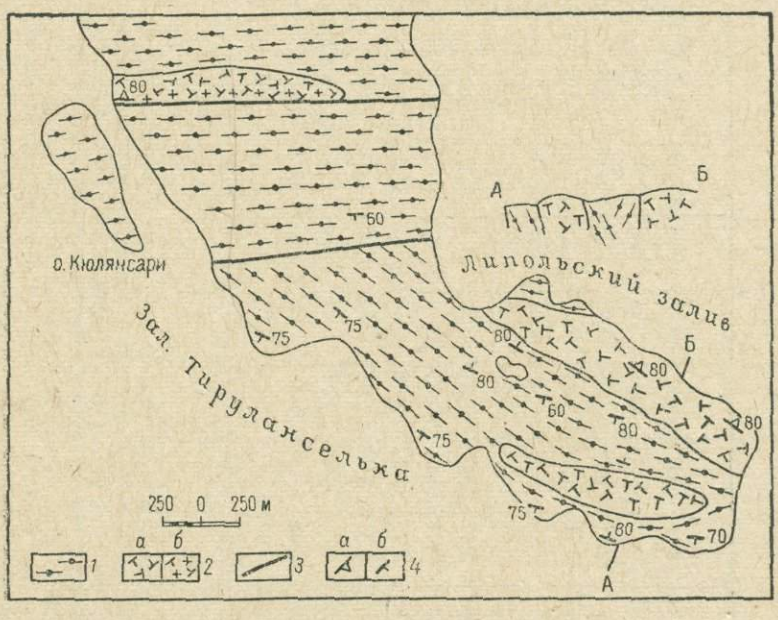


Рис. 11. Схема геологического строения м. Уласканниеми. Составлена Г. М. Саранчиной, Е. Е. Порошиным (1965 г.).

1 — мигматизированные биотитовые гнейсы; *2* — габбро-нориты: *а* — слабо измененные, *б* — микроклинизированные и окварцованные: *3* — разломы; *4* — гнейсовидность: *а* — в габбро-норитах, *б* — в гнейсах.

ский состав основных пород Приладожья и Южной Финляндии, числовые характеристики Заварицкого и нормативный состав приводятся в табл. 2—4.

Раннепротерозойские (=постладожские) гранитоиды имеют широкое развитие в Приладожье и смежных областях (Финляндия, Карелия и др.). Среди них нами (Саранчина, 1970) было выделено два формационных типа, приуроченных к различным периодам геолого-тектонического развития докембрийских областей. К первому относится ряд пород, обладающих общими чертами вещественного состава и приуроченных к главному периоду карельской складчатости. Среди образований этого типа главное значение имеют породы комплекса умеренно кислых гранитоидов, а также интрузивные чарнокиты (Саранчина, Лыгина, 1970). Гранитоидные породы второго формационного типа представлены микроклиновыми гранитами* и генетически связанными с ними пегматитовыми и аплитовыми жилами. Формирование массивов этих гранитов приурочено к периоду глыбовой перестройки региона, и они являются ти-

* Название «микроклиновые» применяется условно, так как эти граниты всегда содержат в качестве существенного минерала и кислый плагиоклаз.

Таблица 2

Химический состав основных пород Приладожья и Южной Финляндии *

Окислы	1	2**	3	4**	5**	6**	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	52,46	50,34	50,74	50,50	48,36	51,94	50,94	50,44	48,44	48,68	48,07	49,15	46,26	57,08	58,25	54,88	49,97	49,19	44,40
TiO_2	0,53	1,58	2,23	1,06	0,86	2,59	1,58	0,79	2,16	1,23	1,34	1,24	1,28	1,51	0,49	0,86	0,89	0,64	0,82
Al_2O_3	14,26	12,93	15,01	14,03	18,49	14,87	12,93	11,54	16,31	15,84	19,08	16,00	14,09	15,50	18,27	20,57	18,11	18,16	22,76
Fe_2O_3	1,00	1,08	2,16	0,98	0,84	2,33	1,08	1,57	3,61	1,87	2,73	2,34	1,29	1,06	2 07	2,08	5,66	3,44	1,40
FeO	7,18	12,14	9,55	11,96	9,19	7,33	12,14	13,50	7,26	7,31	9,41	8,91	10,96	7,76	4,02	5,08	5,35	5,34	7,05
MnO	0,78	0,25	0,17	0,15	0,19	0,11	0,25	0,23	0,13	0,17	0,24	0,17	0,23	0,09	0,08	0,11	0,15	0,10	0,11
MgO	2,85	10,46	4,92	9,84	7,80	4,36	10,46	8,30	5,12	8,61	4,38	6,59	9,16	3,70	3,69	2,98	6,10	7,02	5,34
CaO	18,06	7,24	9,20	6,90	10,72	8,32	7,24	8,34	7,44	11,61	9,22	9,76	12,32	6,62	8,56	6,90	10,61	12,30	14,06
Na_2O	0,80	1,70	1,94	2,08	2,10	3,26	1,70	2,66	3,38	1,73	3,08	2,86	1,01	2,84	3,21	3,82	2,56	2,14	1,84
K_2O	0,14	0,50	1,66	0,34	0,68	1,83	0,50	1,03	2,58	0,72	1,00	1,10	1,26	1,34	0,65	2,89	0,40	0,57	0,63
P_2O_5	0,25	0,42	0,45	0,47	Не опр.	0,77	0,42	0,24	1,21	0,13	0,32	0,43	0,30	0,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	1,92	1,43	1,78	1,57	1,09	2,08	1,43	1,50	2,03	1,76	1,36	1,39	1,96	2,02	0,85	0,54	0,57	1,19	1,76
H_2O_{105}	0,30	0,20	0,20	0,14	0,27	0,28	0,20	0,16	0,32		0,15	0,12	0,34	0,26	0,10	0,10	0,17	0,25	0,15
Сумма	100,53	100,27	100,01	100,02	100,59	100,38	100,87	100,30	100,05	99,66	100,37	100,06	100,46	100,23	100,24	100,81	100,54	100,34	100,32

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — габбро-норит, зал. Лакаланлахти, обр. 462; 2—4 — габбро-нориты, м. Уласканниеми, обр. 2056, 102/65, 2000; 5 — габбро-норит, окр. Лумиваары, обр. 1315; 6 — амфиболизированный кварцевый норит, о. Путсари, обр 1365; 7 — амфиболизированный габбро-диорит из блоков, о. Путсари, вост. берег, обр. 1360; 8 — амфиболизированный габбро-норит, о. Путсари; 9 — амфиболизированный кварцевый габбро-норит, о. Палосари (вблизи о. Путсари), обр. 1596; 10 — амфиболизированное габбро, Ю.-З. Финляндия, гранодиоритовая провинция (среднее из 12 ан.); 11 — амфиболизированное габбро, Ю.-З. Финляндия, гранитная провинция (среднее из 6 ан.); 12 — то же (среднее из 3 ан.); 13 — амфиболизированный габбро-норит, зал. Раялахти, обр. 1516; 14 — амфиболизированный норит, пос. Лумиваара, обр. 1176а; 15 — габбро-диорит, Калаамо, обр. 97; 16 — габбро-диорит, Велимяки, обр. 27; 17 — амфиболизированный габбро-норит, Калаамо, обр. 5; 18 — эвкрит, Калаамо, обр. 100; 19 — эвкрит, Калаамо, обр. 187. Аналитики: 1, 7, 9, 13, 14 — Г. М. Юрова; 2—4 — Ю. С. Шапкина; 5, 6 — В. Е. Потоцкая; 15, 17—19 — С. А. Якимчук; 16 — Е. Н. Набилкова; 10—12 — из работы А. Симонена (Simonen, 1960б); 8 — из работы Н. А. Волотовской (1948).

** 20 *кг* пробы.

Таблица 3

Характеристики Заварицкого для основных пород Приладожья и Южной Финляндии *

Характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
s	60,4	57,4	61,5	57,8	57,4	62,7	60,9	55,3	59,2	57,3	59,4	57,8	53,8	68,2	68,8	65,4	59,5	58,4	56,8
a	1,9	4,1	6,9	4,9	5,6	9,9	10,6	7,2	11,8	4,7	8,6	8,1	4,1	8,4	8,5	12,9	6,3	5,7	5,4
b	28,9	32,2	24,7	30,4	27,1	22,1	22,1	33,6	23,5	29,6	22,7	27,3	34,7	16,9	14,5	13,9	24,9	26,2	23,6
c	8,8	6,3	6,9	6,9	9,9	5,3	6,4	3,9	5,5	8,4	9,3	6,8	7,4	6,5	8,2	7,8	9,3	9,7	14,2
Q	+8,2	+6,3	+2,3	−1,1	−6,7	+0,3	−5,2	−7,7	−10,7	−3,2	−7,7	−7,4	−8,0	+13,1	+12,4	−2,8	−2,9	−4,8	−11,4
c'	46,6	7,0	18,8	4,9	13,0	23,2	20,3	17,8	16,6	20,2	11,8	19,1	21,3	13,4	15,0	6,6	15,8	21,8	20,3
m'	16,7	54,0	34,5	54,6	50,6	34,6	37,1	40,5	38,4	50,0	34,9	41,6	45,0	38,3	44,7	37,4	42,8	46,7	42,4
f'	36,7	39,0	46,7	40,5	36,4	42,2	42,6	41,7	45,0	29,8	53,7	39,3	33,7	51,3	40,2	56,0	41,4	31,5	37,3
φ	2,8	2,9	7,9	2,7	2,9	21,1	7,6	3,9	13,9	5,1	10,1	7,1	3,2	5,8	12,6	14,2	19,8	11,3	15,5
t	0,6	2,4	3,2	1,5	1,3	3,5	1,9	1,2	3,2	1,8	2,1	1,8	2,0	1,9	0,4	1,4	1,3	0,9	1,3
n	92,8	73,3	63,2	91,7	85,0	73,3	73,3	79,5	66,4	79,4	81,5	79,2	53,4	76,3	89,6	65,6	91,1	97,5	83,4
K : Na	1 : 13	1 : 2,7	1 : 1,7	1 : 11	1 : 5,6	1 : 2,7	1 : 2,7	1 : 3,9	1 : 1,9	1 : 3,9	1 : 4,3	1 : 3,8	1 : 1,1	1 : 3,2	1 : 8,5	1 : 2	1 : 10,2	1 : 5,6	1 : 5
K_0^{**}	10,7	18,3	17,4	6,7	7,2	21,6	18,3	9,6	31,3	19,0	20,6	18,4	9,5	11,5	33,0	26,8	49,3	33,1	15,5

* Расшифровку вертикальных граф см. в табл. 2.

** K_0 — коэффициент окисления $= \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$, мол. %.

Таблица 4

Нормативный состав основных пород Приладожья и Южной Финляндии

№ анализа*	Ab	An	Or	Q	Di			Hy		Ol		Ap	Il	Mt
					Wo	En	Fs	En	Fs	Fo	Fa			
1	6,8	34,8	0,7	10,6	21,5	7,0	12,9	—	—	—	—	0,3	1,1	1,4
2	14,2	26,1	2,8	1,7	3,0	1,7	1,2	24,3	17,9	—	—	1,0	3,0	1,6
3	16,2	27,3	10,0	5,2	6,3	2,7	3,7	9,4	8,7	—	—	1,35	4,2	3,2
4	17,8	27,8	1,7	1,0	1,3	0,7	0,5	23,8	19,0	—	—	1,35	2,1	1,4
5	17,8	38,9	3,9	—	5,9	3,1	2,6	5,7	5,3	7,5	5,2	Не опр.	1,5	1,2
6	27,8	28,4	9,5	—	7,1	4,0	2,8	4,5	2,9	1,2	2,1	—	4,5	3,5
7	28,8	25,3	11,1	—	6,4	3,3	2,9	4,2	3,7	5,9	3,1	1,35	2,6	2,8
8	22,5	16,4	6,1	—	10,1	4,7	5,3	8,1	10,2	5,5	5,5	0,3	1,5	2,3
9**	26,2	21,4	15,6	—	6,5	3,8	2,4	—	—	6,3	4,0	—	4,1	5,3
10	14,2	33,7	3,9	—	9,6	5,5	3,7	14,7	5,8	0,8	0,6	0,3	2,3	2,8
11	26,2	35,0	6,1	—	3,7	1,7	2,0	3,1	3,7	4,3	6,0	0,7	2,4	3,9
12	24,7	27,3	6,7	—	7,9	4,6	2,9	4,2	3,7	5,3	4,9	1,0	2,3	3,2
13	8,4	30,0	7,8	—	12,2	7,0	4,6	4,8	3,7	7,7	6,9	0,7	2,4	1,9
14	23,6	25,9	7,8	13,1	1,9	0,8	1,1	8,4	10,0	—	—	1,0	2,9	1,4
15	27,3	33,7	3,4	13,1	3,6	2,2	1,2	7,0	3,8	—	—	—	0,9	3,0
16	32,0	30,6	17,2	0,5	1,5	0,7	0,8	6,5	5,5	—	—	—	1,7	3,0
17	21,5	37,0	2,2	3,5	6,5	4,7	1,2	10,4	2,3	—	—	—	1,7	8,1
18	17,8	38,4	3,3	0,1	9,4	5,6	3,3	11,8	2,9	—	—	—	—	—
19**	8,9	52,0	3,3	—	3,4	3,7	7,8	—	—	7,1	9,6	—	1,5	2,1

* Расшифровку номеров анализов см. в табл. 2.

** В ан. 9 и 19 присутствует нормативный нефелин (соответственно 1,4 и 3,7%).

пичными трещинными интрузиями. Результаты петрологического изучения постладожских гранитоидов приводятся в § 2 и 3.

Среднепротерозойский магматизм, характеризующийся формированием пород основного ряда, нетипичен для Приладожья и Южной Финляндии. Он интенсивно проявлен в Западной Карелии, занимая в Онежско-Сегозерской зоне карелид обширные площади. Наиболее распространенными образованиями являются гипабиссальные интрузии габбродиабазов, а также вулканиты основного ряда: метапорфириты, метамандельштейны, различные типы эффузивных диабазов.

В Приладожье к среднепротерозойским магматитам можно отнести, по-видимому, лишь единичные дайки метадиабазов, пересекающие постладожские граниты и подвергшиеся интенсивному катаклазу. На карте кристаллического фундамента Русской платформы среднепротерозойские основные породы не выделены и картируются вместе с нижнепротерозойскими. Они выступают в виде многочисленных сравнительно мелких тел, приуроченных к разломам (см. рис. 4).

Крупнейшими телами Южной Карелии, Финляндии и фундамента Русской платформы являются граниты рапакиви. Большинством исследователей они относятся к типичным платформенным образованиям верхнего протерозоя (Полканов, 1955; Кратц, Шуркин, 1960; Гилярова, 1969, и др.); по мнению других исследователей, рапакиви возникли в эпоху стабилизации верхов среднего протерозоя (Батиева, Бельков, 1968; Шуркин, Митрофанов, 1968). По-видимому, можно считать, что они образовались на границе среднего и верхнего протерозоя.

Граниты рапакиви слагают тела первой величины, исчисляемые тысячами квадратных километров. В обнаженной части Балтийского щита они известны в Выборгском и Туломозерско-Салминском районах Карелии, а также в Южной Финляндии и Швеции. Все тела гранитов рапакиви расположены в Фенноскандии вдоль линии, протягивающейся от

Онежского озера через Выборг и Южную Финляндию (Лаппенранта, Аландский архипелаг) в Швецию (оз. Сильян). Общая протяженность этой полосы составляет 1300 *км*. А. А. Полканов считал, что такая закономерность связана с образованием региональной флексуры и сопутствующих ей разрывов растяжения, которые являлись путями проникновения магмы в горизонты нижнего и верхнего структурных ярусов платформы. Эта точка зрения, поддержанная К. О. Кратцем, Л. Я. Харитоновым и убедительно аргументированная геологическими и геофизическими данными (Полканов, 1955), подтверждается и наличием мощного разлома, протягивающегося в Западном Приладожье параллельно флексуре. Лужский и Рижский массивы рапакиви, вскрытые в кристаллическом фундаменте Русской платформы, также имеют северо-восточное простирание и расположены параллельно линии Салми — Выборг — Лаппенранта — Аланд.

Выборгский массив изучали И. Седерхольм (Sederholm, 1891), В. Вааль (Wahl, 1925), В. Хакман (Hackmann, 1934), Д. А. Великославинский (1953), Н. Г. Судовиков (1967). Интрузивное тело выборгских рапакиви занимает площадь 1800 кв. *км*, основная часть его расположена в Южной Финляндии, в окрестностях поселков Лаппенранта — Ахвентисто. Буровые работы, проведенные в 1964—1967 гг., позволили более точно оконтурить восточную границу этого массива, скрытую наносами, что значительно увеличивает его площадь в СССР, в районе Выборга.

Выборгский массив представляет собой пластинообразное тело, внедрившееся по границе стратиграфического несогласия между архейскими и нижнепротерозойскими породами. В зонах контакта вмещающие породы подвергаются метасоматической переработке, они часто встречаются в виде ксенолитов в теле массива. Это указывает на интрузивную природу рапакиви. Выборгский массив залегает несогласно и дисгармонично по отношению к вмещающим породам. Он имеет сложное строение и состоит из следующих разновидностей пород: 1) лапее-гранитов, 2) выборгитов, 3) порфировидных рапакиви (2 фазы), 4) трахитоидных рапакиви, 5) аплитов и 6) пегматитов. Формирование этих вариететов связано с многократным внедрением магматического расплава.

Лапее-граниты являются самыми основными породами комплекса и характеризуются несколько пониженным содержанием кварца (20—24%) и повышенным содержанием темноцветных минералов. Структура рапакиви выражена в них плохо и часто отсутствует. По химическому составу они наиболее близки к кварцевым мангеритам. Их залегание в контактовых зонах, обилие ксенолитов, такситовость позволяют предполагать значительную роль контаминации в их образовании.

Выборгиты являются наиболее распространенными породами массива. Они соответствуют по химизму калиевым гранитам и характеризуются типичной структурой рапакиви. Порфировидные и трахитоидные рапакиви последующих интрузивных фаз отличаются от выборгитов структурными и текстурными особенностями. Аплиты и пегматиты встречаются исключительно в виде мелких даек и жил, приуроченных в основном к синкинематическим трещинам массива. Они представляют наиболее лейкократовые разновидности рапакиви, обогащенные кварцем, микроклином и кислым плагиоклазом.

Изменение химического состава от более ранних членов комплекса к более молодым характеризуется уменьшением окислов магния, железа и кальция и увеличением SiO_2 и K_2O. Такая эволюция химического состава обусловливает и закономерное изменение минерального состава пород от лапее-гранитов к аплитам. Возраст гранитов рапакиви Выборгского массива, определенный K—Ar- и Pb—Sr-методами, равен 1610—1640 млн лет (Герлинг, Полканов, 1958).

Салминский и расположенный к северо-востоку от него Улялегский массивы рапакиви Карелии изучены недостаточно, что связано с их слабой обнаженностью. Салминский массив* имеет площадь около 3000 кв. *км*, а Улялегский — 400 кв. *км*. Оба массива прорывают архейские гранито-гнейсы и нижнепротерозойские образования сортавальской, ладожской и парандовской серий, часто содержат ксенолиты этих пород и оказывают на них метасоматическое воздействие.

Салминский массив, по данным Л. П. Свириденко (1968), дискордантен по отношению к структуре вмещающих пород и в основной своей части представляет пластинообразное интрузивное тело, слабо наклоненное на юго-запад. Главнейшей разновидностью пород Салминского массива являются рапакиви с овоидами калиевого полевого шпата; среди них выделено несколько структурных разновидностей, взаимоотношения между которыми не установлены.

Улялегский массив, по данным Ю. С. Желубовского и О. Н. Лебедевой (1936), сложен среднезернистыми гранитами, не содержащими овоидов. К наиболее молодой фазе обеих интрузий относятся жилы и дайки аплитов и пегматитов, залегающие как в самом массиве, так и во вмещающих породах. Минеральный состав пород в целом тождествен рапакиви Выборгского массива. Характерной чертой является обилие акцессорных минералов — флюорита, циркона, апатита, монацита и др.

Фактический материал по Выборгскому и Салминскому массивам показывает, что состав всех пород комплекса рапакиви характеризуется резким преобладанием K_2O над Na_2O, FeO над MgO и щелочей над CaO. Большинство пород представлено разновидностями, пересыщенными и сильно пересыщенными SiO_2 (от 65 до 75,5%). Главными минералами являются калиевый полевой шпат различной степени упорядочения (ортоклаз—микроклин), кислый плагиоклаз (олигоклаз-альбитового ряда), кварц, биотит высокой железистости, обыкновенная роговая обманка; в более основных разновидностях встречаются диопсид-геденбергит и фаялит. Акцессорные минералы представлены флюоритом, апатитом, цирконом, рудными минералами, реже шеелитом, монацитом и др. Специфической особенностью, свойственной исключительно породам комплекса рапакиви, является своеобразная их структура, обусловленная наличием овоидальных вкрапленников полевого шпата, обычно окруженных каймой зеленоватого олигоклаза.

Массивы рапакиви были обнаружены глубинным бурением в кристаллическом фундаменте Русской платформы (Варданянц, 1966; Тихомиров, 1965, 1966). Наиболее крупный из них — Рижский — охватывает Курземский п-в, южную часть о. Сарема, акваторию Рижского залива и его побережье (Рига — Пярну), площадь его составляет около 50 тыс. кв. *км*. Лужский массив имеет значительно меньшие размеры (3500—3700 кв. *км*), контуры его намечены пока весьма приближенно.

К заключительным этапам верхнепротерозойского магматизма относится формирование гипабиссальных и эффузивных тел основных пород преимущественно диабазового типа. Залегание их на коре выветривания рапакиви и ксенолиты последних в порфиритах окрестностей Салми однозначно решают вопрос об их относительном возрасте.

В Южной Карелии диабазы и габбро-диабазы верхнего протерозоя приурочены к полосе субширотного простирания, протягивающейся от Ладожского к Онежскому озеру (Шелтозеро, Шокша); к ним же, по-видимому, можно отнести габбро-диабазовые гипабиссальные интрузии, расположенные к востоку от Заонежской губы. В Приладожье габбро-

* Салминский массив изучался Т. Сахама (Sahama, 1945), Т. В. Билибиной (1960) и др.; сводка этих работ приведена В. Н. Нумеровой (1960 г.). В 1964—1966 гг. детальное петрологическое исследование выполнено Л. П. Свириденко.

диабазы формируют субгоризонтальную интрузию, протягивающуюся от пос. Салми на северо-восточном берегу Ладожского озера через Валаамский архипелаг в сторону Приозерска (см. рис. 4). Площадь этой интрузии, по данным К. О. Кратца, не менее 2000 кв. *км*. Основные вулканиты района Салми являются экструзивными эквивалентами габбро-диабазов Валаама (*Кратц, 1954; Нумерова, 1960 г.*).

Верхнепротерозойские диабазы с достоверностью можно отличить от среднепротерозойских лишь в районах развития иотнийских осадочных образований; вследствие этого дайки метадиабазов и метапорфиритов, пересекающих доиотнийские кристаллические породы Приладожья, не могут быть точно диагностированы, они отнесены нами к среднепротерозойским только по интенсивной милонитизации и катаклазу.

В кристаллическом фундаменте Русской платформы верхнепротерозойские габбро-диабазы отмечены в виде редких изолированных тел в районе Таллина и Салдуса (см. рис. 4).

§ 2. Раннепротерозойский комплекс умеренно кислых гранитоидов первого формационного типа

Среди пород комплекса умеренно кислых гранитоидов выделяются два подтипа: плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты (амфибол-биотитовые) и *чарнокиты, в состав последних входят гиперстенсодержащие* кварцевые диориты и кварцевые габбро-диориты. Формирование обоих подтипов приурочено к главной фазе карельской складчатости, они обладают общими геолого-тектоническими признаками и характеризуются сходными химико-минеральными особенностями. Полевой шпат во всех разновидностях представлен плагиоклазом преимущественно андезитового ряда; микроклин, часто встречающийся в них, всегда имеет метасоматический генезис. Главное отличие между подтипами заключается в характере цветных минералов и несколько большей основности пород комплекса чарнокитов. Эти особенности связаны с формированием пород названных подтипов в условиях различных фаций регионального метаморфизма (см. § 1 гл. III и § 2 гл. IV).

Плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты

Геология. Раннепротерозойскими породами комплекса умеренно кислых гранитоидов сложены как крупные тела, достигающие 50—100 кв. *км*, так и более мелкие, исчисляемые единицами квадратных километров и сотнями квадратных метров. Наиболее крупными массивами являются следующие (перечисляются с юго-запада на северо-восток — см. рис. 6):

1. Приозерский массив плагиоклазовых гранитов площадью около 75 кв. *км*, сопровождаемый дайковой фацией меланократовых кварцевых диоритов; наличие аналогичных пород в окрестностях Приозерска и на побережье пролива Вуоксы дает возможность определить его площадь в 90—100 кв. *км*.

2. Куркиекский массив гиперстено-биотитовых кварцевых диоритов — плагиогранитов площадью 45—50 кв. *км*.

3. Массивы, расположенные между п-вом Тервис, пос. Лумиваара и о. Соролансари. Наиболее крупным из них (20 кв. *км*) является интрузивное тело г. Лакеавара. Недалеко от него находится массив размером 8 кв. *км*, протягивающийся от г. Контиовара к оз. Випуксенярви. Далее к северу на о-вах Тимонсари и Соролансари расположены два массива микроклинизированных кварцевых диоритов — плагиогранитов сум-

марной площадью около 20 кв. *км*. Наиболее южным из тел этой группы является массив о. Лауватсари, сложенный трахитоидными и гнейсовидными плагиогранитами — кварцевыми диоритами, интенсивно микроклинизированными.

4. Массивы плагиогранитов—кварцевых диоритов о. Путсари и прилегающих к нему островов. Их суммарная площадь равна 8—10 кв. *км*.

5. Массивы плагиогранитов—кварцевых диоритов окрестностей Сортавалы. Они расположены на о. Хонкосало (10 кв. *км*), на северо-западном побережье о. Риеккалансари (1,5 кв. *км*) и на южном берегу оз. Химполенярви (около 1,2 кв. *км*).



Рис. 12. Схема геологического строения окрестностей пос. Кузнечное. Составлена Г. М. Саранчиной, В. В. Лыгиной (1961 г.).

1 — микроклиновые граниты: *а* — крупнозернистые огнейсованные, *б* — средне- и мелкозернистые лейкократовые; *2* — плагиоклазовые граниты: *а* — огнейсованные, *б* — микроклинизированные; *3* — метабазиты; *4* — мигматизированные гнейсы с прослоями и линзами кордиерито-силлиманитовых гнейсов и кварцитов: *а* — биотитовые, *б* — биотито-гранатовые; *5* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *6* — элементы залегания: *а* — линейность, *б* — гнейсовидность в гранитах, *в* — гнейсовидность в гнейсах; *7* — направление главных разломов: *а* — молодых („постгранитных"), *б* — древних (пунктир — предполагаемые разломы); *8* — *а* — границы пород, *б* — четвертичные отложения.

6. Массивы плагиогранитов — кварцевых диоритов того же типа, изученные в Северном Приладожье на о. Мякисало (Саранчина, 1948) и в районах Импиниеми и Ристиниеми (Перекалина, 1949). Более мелкие тела встречаются повсеместно, располагаясь обычно на продолжении более крупных массивов. Изучение геологического строения и вещественного состава этих тел сильно затруднено вследствие интенсивных тектонических деформаций, проходивших после их консолидации, и активных метасоматических изменений, одновременных с формированием микроклиновых гранитов.

Характерной чертой залегания рассматриваемых тел является их согласное расположение по отношению к геологической структуре вмещающих пород, что наглядно видно на схеме геологического строения (рис. 12, см. также рис. 2). Так, Приозерский массив приурочен к цент-

ральной части Тирулансельлкского синклинория. Массивы окрестностей пос. Лумиваара и Сортавалы вытянуты в субмеридиональном или северо-западном направлении, обнаруживая гармоничность и конформность по отношению к вмещающим породам ладожской серии. Куркиекский массив расположен в антиклинальном поднятии, осложняющем северо-восточное крыло Тирулансельлкской синклинали.

Наряду с отмеченными особенностями, указывающими на синхронность формирования с главным периодом складчатости, наблюдаются секущие контакты и дисгармоничность некоторых массивов или их частей. Так, например, в юго-восточной части Приозерского массива линия контакта срезает кристаллизационную сланцеватость ладожских гнейсов. Несогласное и дисгармоничное строение имеет тело о. Лауватсари и частично массивы Куркиекский и Лакеавара. Эти особенности, а также наличие ксенолитов и блоков пород ладожской серии, даек и апофиз кварцевых диоритов, секущих вмещающие породы и локализующихся вблизи массивов гранитоидов, доказывают интрузивный характер рассматриваемого комплекса пород. Типичной их особенностью является также вторичное огнейсование и приспособление текстуры вмещающих пород и гранитов к плоскости контакта (северное окончание массивов Тимонсари и Лакеавара).

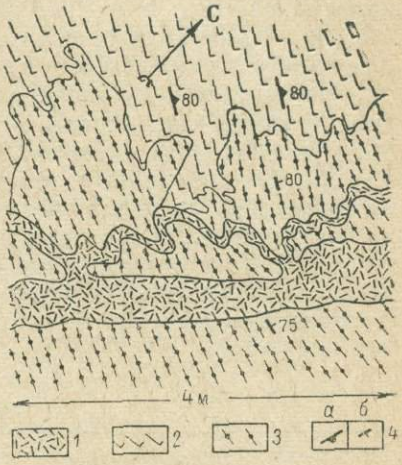


Рис. 13. Характер контакта плагиоклазовых гнейсо-гранитов с биотитовыми гнейсами у турбазы „Красный треугольник".

1 — пегматиты; *2* — плагиоклазовые гнейсо-граниты; *3* — плагиоклазовые гнейсы ладожской серии; *4* — грейсовидность: *а* — в гнейсо-гранитах, *б* — в парагнейсах.

Особенно отчетливо согласное залегание видно в мелких телах (площадью в первые сотни квадратных метров), которые находятся обычно на продолжении крупных массивов; они представляют собой бескорневые тела типа будин. Аналогичные образования были изучены на продолжении массивов Тимонсари, Соролансари, Лакеавара, на побережье зал. Кекринлахти и в других местах. Контакты характеризуются образованием зон милонитизации, наличием во вмещающих милонитизированных гнейсах будин интрузивных пород и приспособлением структур гнейсов к линии контакта. Все эти факты указывают на тектонический характер контактов. Вторичное огнейсование, согласно проходящее через ладожские гнейсы, плагиоклазовые граниты и породы, слагающие дайки, наблюдалось на побережье Ладожского озера (рис. 13), в 2 *км* к северу от туристской базы «Красный треугольник» (Лыгина, Саранчина, 1964). На повторное огнейсование, происходящее после консолидации гранитоидов, указывают и результаты микроструктурного анализа, демонстрирующие сложность тектонического узора и наличие, помимо основных максимумов, дополнительных в поясе *ас*. Наложенная гнейсовидность, выраженная в появлении вторичного биотита, расположенного нередко косо по отношению к трахитоидности, отчетливо видна в шлифах и образцах.

Массивы, сложенные породами комплекса умеренно кислых гранитоидов, в Западном Приладожье являются обычно однофазными и характеризуются сравнительной простотой состава. В строении этих массивов наибольшее значение имеют плагиоклазовые граниты и кварцевые

диориты. Иногда в массивах наблюдается постепенный переход к кварцевым габбро-диоритам и кварцевым габбро (о. Хонкосало). В пределах крупных интрузивных тел основных пород плагиограниты и кварцевые диориты приурочены всегда к последним фазам внедрения (о. Путсари, массив Калаамо, м. Импиниеми).

Дайковая фация, связанная с комплексом умеренно кислых гранитоидов, представлена меланократовыми кварцевыми диоритами. Дайки пород этого типа имеют ограниченное развитие и отчетливо устанавливаются лишь для Приозерского массива. Мощность даек незначительна и варьирует от 10 *см* до 1 *м*, составляя в среднем 30 *см* (фотогр. 7). Пегматитовые жилы, связанные с умеренно кислыми гранитоидами, обнаружены не были.

Для пород рассматриваемого комплекса характерна их постоянная ассоциация с мигматитами венитового типа.

Петрография. По внешнему виду плагиоклазовые граниты и кварцевые диориты — это породы серого — темно-серого цвета, в которых макроскопически распознаются плагиоклаз, представленный светлыми идиоморфными кристаллами, кварц, биотит и амфибол. Во многих случаях на сером фоне породы отчетливо выделяются зерна розового микроклина, развивающегося в виде жилок, часто идущих параллельно гнейсовидности. Иногда микроклин обособляется в виде пятен и гнезд, а в ряде случаев образует порфиробласты размером до 2—3 *см* (фотогр. 8). Отличительной чертой большинства пород рассматриваемого комплекса

Химический состав породообразующих минералов

Окислы	Плагиоклазы				Микроклин	Биотиты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	56,80	61,52	58,33	59,66	60,98	35,26	35,86	34,62	35,75	38,22	35,98
TiO_2	Сл.	—	—	0,86	—	3,16	3,76	3,89	2,73	4,84	5,00
Al_2O_3	27,12	22,60	25,47	23,75	20,28	18,11	14,92	16,98	14,08	13,95	13,93
Fe_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,07	0,11	0,76	1,49	1,77	3,36	1,18	3,08
FeO	0,40	0,40	0,15	0,30	0,27	20,21	22,12	20,56	20,68	17,54	19,32
MnO	—	—	—	0,02	—	0,13	0,20	0,20	0,31	0,15	0,07
MgO	0,31	0,14	1,03	0,67	0,36	9,54	8,61	9,85	8,61	11,65	9,37
CaO	7,10	6,94	6,52	7,01	2,20	0,78	0,71	0,80	0,31	0,64	0,74
Na_2O	7,16	7,75	6,87	6,13	1,57	0,12	0,21	0,09	0,55	0,14	0,35
K_2O	0,28	0,63	0,57	0,74	14,16	9,14	8,76	8,48	9,05	8,46	8,84
P_2O_5	—	—	—	0,06	0,08	0,05	0,07	0,18	Не опр.	0,09	Не опр.
П. п. п.	0,42	0,49	0,44	0,79	0,35	3,02	3,03	2,22	3,94	2,77	2,70
H_2O_{105}	0,10	0,07	0,10	0,28	0,10	0,10	0,11	<0,10	<0,10	0,14	0,18
Сумма	99,74	100,59	99,48	100,34	100,46	100,38	99,88	99,74	99,71	99,87	99,56
*F***	—	—	—	—	—	55,3	60,3	55,8	60,7	47,1	56,9
*f***	—	—	—	—	—	54,4	59,0	53,9	57,5	45,8	53,7

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — из кварцевого диорита, окр. Лумиваары, же, обр. 1375; 4 — из гиперстенового кварцевого диорита, окр. Куркиеки, обр. 588; *и ан. 2*; 7 — *то же, что и ан. 1*; 8 — *из плагиогранита, о. Путсари, обр.* 1375; 9 — *из* рита, окр. Куркиеки, обр. 589; 11 — из гиперстенового кварцевого диорита. Ауланко, из плагиогранита, о. Путсари, обр. 1375; 14 — из кварцевого диорита, Валкаярви; 15 — и ан. 4; 18 — из кварцево-диоритового чарнокита, Вихти, Финляндия (Parras, 1958); Индия (Howie, 1955); 21 — из чарнокита, Индия (Rajagopalan, 1946). Аналитики: 1—7, nen, 1960б).

** $F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$, мол. %, $f = \frac{FeO}{FeO + MgO}$, мол. %.

*** Кристаллизационная вода — 1,02.

является трахитоидная и гнейсовидная текстуры; первая обусловлена субпараллельным расположением идиоморфных кристаллов плагиоклаза, вторая — ориентировкой биотита и частью кварца вдоль плоскостей огнейсования. Порфиробластические разновидности образуются при микроклинизации пород с наиболее однородной текстурой (о-ва Тимонсари, Соролансари, окрестности ст. Ояярви). Трахитоидные текстуры сохраняются, как правило, лишь в центральных частях крупных массивов севера района. Еще более редки однородные текстуры, также встреченные лишь в удалении от контактов.

Весьма характерной особенностью является присутствие в породах некоторых массивов многочисленных шлирообразных участков, резко выделяющихся черным цветом. Такая такситовая (шлировая) текстура характерна, например, для плагиоклазовых гранитов Приозерского массива. Шлиры состоят из преобладающего количества биотита, обыкновенной роговой обманки, присутствующей не всегда, и подчиненного количества плагиоклаза андезинового ряда и кварца. Шлировые текстуры не наблюдались в породах рассматриваемого комплекса, расположенных в более северной части Западного Приладожья (массивы Лакеавара, Контиосари, Путсари и др.).

Структура пород среднезернистая до крупнозернистой. Размер зерен варьирует от 2—3 до 8 *мм*. Кристаллы плагиоклаза часто отличаются большей величиной, достигающей до 10—12 *мм* в длину; это обусловливает переход к разновидностям со слабовыраженной порфировидной

Таблица 5

пород первого формационного типа (включая чарнокиты)*

	Роговые обманки				Гиперстены				
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
35,91	41,18	40,85	46,36	43,30	48,96	49,84	44,40	49,50	47,23
2,89	0,40	1,50	1,54	1,28	0,58	0,33	0,10	0,11	1,02
14,36	12,19	10,97	6,46	8,62	2,85	—	1,79	2,01	2,47
3,72	4,97	4,81	3,98	3,88	2,31	1,29	6,40	1,31	1,60
19,64	16,40	21,67	16,22	19,26	25,60	29,45	33,13	32,60	34,03
0,21	0,35	0,60	0,44	0,47	0,40	0,62	1,22	0,59	0,89
8,59	8,53	4,18	9,84	7,16	15,94	15,23	7,76	13,74	11,14
0,98	10,00	10,82	10,53	11,71	0,62	1,05	1,47	0,16	1,57
0,84	1,20	1,22	0,94	0,90	0,09	0,46	0,12	0,17	0,05
8,14	1,80	1,36	0,97	1,00	0,09	0,12	0,11	0,07	0,12
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—
2,99	2,53	2,11	2,33	2,23	2,64***	1,80	3,20	0,01	—
0,82	0,13	—	0,49	0,02	0,20		—	0,02	0,06
99,07	99,68	100,09	100,10	99,83	100,27	100,19	99,70	100,29	100,18
60,0	57,7	77,6	53,0	63,9	48,4	52,9	73,7	57,9	64,1
56,2	51,8	74,5	47,9	60,0	47,4	51,9	70,4	57,1	63,2

обр. 914; 2 — из микроклинизированного плагиогранита, о. Путсари, обр. 1363; 3 — то 5 — из микроклинизированного плагиогранита, о. Путсари, обр. 1363; 6 — то же, что кварцевого диорита, Ауланко, Финляндия; 10 — из гиперстенового кварцевого дио- Финляндия; 12 — из гиперстенового чарнокита, Уусикаупунки (Hietanen, 1943); 13 — из кварцевого диорита, Ауланко; 16 — из кварцевого габбро, Куру; 17 — то же, что 19 — из чарнокита, Кольский п-в (Шемякин, 1968); 20 — из гиперстенового диорита, 10 — В. Е. Потоцкая, К. И. Титомирова; 9, 11, 13—16 — из работы А. Симонена (Simo-

структурой. Она отчетливо выражена в породах массивов о. Лауватсари и гор Лакеавара и Контиовара. Структура пород, слагающих массивы более северной части, гипидиоморфнозернистая (фотогр. 9). Она характеризуется резким идиоморфизмом зерен плагиоклаза, образующих идиоморфные кристаллы лейстовидной формы.

Гипидиоморфнозернистая структура, так же как и первичные текстуры, сохраняется редко. В породах всегда наблюдаются вторичные изменения — катаклаз, милонитизация, сопровождаемые часто бластезом. Эти процессы особенно резко выражены в Приозерском массиве, на о-вах Тимонсари и Соролансари. В результате вторичных процессов образуются цементные, катакластические, милонитовые, бластогранитные структуры. Микроструктурный анализ показал, что породы комплекса представляют собой сложные S+B- и S+R-тектониты. Активные метасоматические изменения (микроклинизация, биотитизация, окварцевание) особенно интенсивно идут вдоль плоскостей огнейсования, милонитизации, зонок дробления.

Минеральный состав гранитоидов обоих формационных типов определялся в шлифах, протолочках; для наиболее типичных представителей было взято 20 *кг* пробы и проведено разделение на мономинеральные фракции. Выделение мономинеральных фракций было выполнено М. С. Волохонской в лаборатории ВСЕГЕИ под руководством М. А. Гневушева и К. П. Капрановой. Химические анализы породообразующих минералов приведены в табл. 5.

Главными первичными минералами рассматриваемых пород являются плагиоклаз андезинового ряда, кварц, биотит, реже обыкновенная роговая обманка. Количественные соотношения между этими минералами иллюстрируются табл. 6.

Таблица 6

Количественно-минералогический состав плагиогранитов—кварцевых диоритов* (подсчитано на ИСА)

№ анализа	№ шлифа	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорные и вторичные	Местонахождение
1	29	54,6	35,7	7,4	2,2	Не опр.	Приозерский массив
2	360	50,4	37,0	10,3	2,3	„ „	„ „
3	232	54,8	25,2	8,2	9,2	2,6	„ „
4	1602	48,0	26,0	26,0	—	Не опр.	Окр. пос. Лумиваара
5	1065а	67,2	14,9	17,9	—	„ „	—
6	1571	55,5	21,3	22,2	—	1 (сфен, апатит, руды)	О. Риеккалансари
7	1561	54,0	34,0	10,0	—	2,0	Оз. Химполенярви
8	1190	61,3	25,7	11,1	0,7	1,2	О. Тимонсари
9	1719	68,1	20,4	9,0	1,2	1,3	„ „
10	1414	45,8	37,6	15,1	—	1,5	„ „
11	948а	57,1	17,4	7,2	5,2	1,1	„ „

* Определение произведено Н. С. Бискэ (1—3), Г. В. Глазковой (4, 5), Л. Г. Повышевой (8—11), А. И. Бондаренко (6, 7).

Второстепенные минералы представлены сфеном (резко преобладающим среди акцессорных минералов), апатитом, цирконом, монацитом, турмалином, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, сульфидами. В незначительных количествах встречаются серицит, соссюрит, карбонат, хлорит. Из минералов метасоматического генезиса важную роль играет микроклин, который присутствует в большинстве разновидностей пород, достигая нередко значения существенной составной части.

Метасоматическое происхождение во многих случаях имеют также кварц, биотит, апатит, монацит, циркон, турмалин. Эти минералы развиваются по трещинам спайности минералов, по границам зерен, по зонкам милонитизации и плоскостям гнейсовидности. Их количество резко увеличивается вблизи массивов микроклиновых гранитов, пегматитовых жил, а также разломов, синхронных с образованием микроклиновых гранитов. Эти особенности резко выражены, например, в Приозерском районе и были изучены в Ровненском карьере, на побережье и островах Ладожского озера.

По внешнему виду плагиоклазовые граниты и кварцевые диориты неотличимы друг от друга, они распознаются лишь микроскопически по большему содержанию в первых кварца, доходящему в отдельных разновидностях до 25—30%. Плагиограниты являются также несколько более лейкократовой породой по сравнению с кварцевыми диоритами. С наибольшей достоверностью они отличаются по химическому составу.

Плагиоклаз является главной составной частью всех рассматриваемых пород. Его содержание варьирует от 46 до 68%. Состав плагиоклаза изменяется от № 27—29 до № 37 (табл. 7), в подавляющем большинстве

Таблица 7

Состав плагиоклазов, определенный по углу Np' (010) в разрезах $\perp$ [100] и по показателям преломления

№ анализа	№ шлифа	Np' (010) в разрезах $\perp$ [100], *град*	№ плагиоклаза	Порода	Местонахождение	Примечание
1	29	11	30	Плагиоклазовый гнейсо-гранит	Приозерский массив	$Ng' = 1{,}550$ $Np' = 1{,}545$
2	874	11	30	Кварцевый диорит	О. Лауватсари	$Np' > 1{,}54$
3	624а	10—13	27—32	То же	П-в Тервис (из блоков)	Слабо зональный
4	1046	10	23	„ „	Окр. пос. Лумиваара	$Np' \geqslant 1{,}54$
5	914	14	33	„ „	Г. Лакеавара	$Ng' = 1{,}555$ $Np' = 1{,}547$
6	1515	18	37	„ „	О. Ханкосари	$Ng' = 1{,}557$ $Np' = 1{,}550$
7	1562	12	31	„ „	Оз. Химполенярви	$Np' = 1{,}54$
8	1542	18	37	„ „	О. Хепосалонсари	$Ng' = 1{,}557$
9	1565	15	34	„ „	О. Риеккалансари	$Ng' > 1{,}54$
10	1363	14	33	Микроклинизированный плагиогранит	О. Путсари	$Np' = 1{,}54$

пород он соответствует № 32—34 (определения производились на плоском столике, федоровским методом, иммерсией). Составы плагиоклазов по данным химических анализов следующие (в мол. %): в кварцевом диорите, обр. 914 — An—35,5, Ab — 64,5; в микроклинизированных плагиогранитах о. Путсари, обр. 1363 — An — 32,3, Ab — 65,1, Or — 2,6; обр. 1375 — An—33,1, Ab—63,3, Or—3,6 (см. табл. 5).

Плагиоклаз образует лейстовидные кристаллы, вытянутые по [001]. Они являются изоморфными по отношению к другим минералам. При вторичной перекристаллизации, особенно резко проявляющейся в южной части района, контуры его становятся извилистыми. Плагиоклаз обычно однороден, и лишь в породах Приозерского массива и блоках, заключенных в гранитах п-ва Тервис, встречались слегка зональные кристаллы, в которых краевые зоны соответствуют № 26—27, а центральные — № 32—33.

Вторичные изменения характерны для плагиоклазов всех изучаемых разновидностей плагиогранитов и кварцевых диоритов. Очень типична микроклинизация плагиоклаза, начинающаяся с образования мельчайших антипертитовых вростков и приводящая в конечные стадии изменения к формированию гомоосевых псевдоморфоз микроклина, содержащих реликты плагиоклаза. Наряду с микроклинизацией наблюдается образование вторичного кварца, развивающегося по трещинкам спайности в плагиоклазе или заполняющего в нем бухтообразные «заливы». Плагиоклаз подвержен также процессам соссюритизации и серицитизации, иногда по нему развивается кальцит, проникающий по трещинкам спайности.

Кварц присутствует во всех разновидностях рассматриваемого комплекса (см. табл. 6). Он образует ксеноморфные зерна, заключенные между кристаллами плагиоклаза и биотита. Обычно имеет волнистое угасание и часто даже мозаичное строение. Количество кварца непостоянно; повышенное содержание отмечается в гранитоидах Приозерского массива, где, вероятно, появление части его обусловлено вторичным окварцеванием. На это указывает форма его развития и увеличение содержания вблизи контактов с микроклиновыми гранитами и в зонах тектонических нарушений.

Биотит является главным темноцветным минералом рассматриваемых пород. Его среднее содержание обычно равно 10—12%, в некоторых разновидностях оно увеличивается до 22—26%. Образует характерные таблитчатые кристаллы с ситовидным угасанием. Обладает резкой абсорбцией в коричневых тонах. Содержит мелкие включения ортита и сфена, вокруг которых видны плеохроичные ореолы. Наблюдается изменение биотита в пеннин. Часто в ассоциации с биотитом находится апатит. Нередко наблюдается развитие биотита по роговой обманке. Как видно из табл. 5, общая железистость биотитов (F) изменяется от 47,1 до 60,7%. Среднее значение по данным четырех анализов равно 58,0%. Среднее содержание TiO_2 — 3,38%. Показатели преломления биотитов из плагиогранитов о. Путсари равны в среднем $Ng=1{,}666$, $Np=1{,}622$, что отвечает по диаграмме В. С. Соболева железистости 65%.

Обыкновенная роговая обманка присутствует не во всех разновидностях, и обычно ее содержание невелико. Наблюдается ее замещение биотитом, реже карбонатом и пеннином. По трещинам спайности часто видно развитие кварца. Нередко зерна роговой обманки остаются в виде реликтов в биотите. Роговая обманка образует кристаллы, слегка вытянутые по [001]; края часто неровные и имеют зазубренные контуры. Размер зерен равен обычно 3—5 *мм*. Роговая обманка имеет густо-зеленый цвет по Ng и Nm и желтовато-зеленый по Np. Угол Ng с [001] изменяется от 20 до 24°. Химические анализы роговых обманок плагиоклазового гранита о. Путсари и сходных пород Южной Финляндии приведены в табл. 5.

Сфен является наиболее типичным акцессорным минералом рассматриваемых гранитоидов и присутствует во всех разновидностях. В среднем его содержание равно 0,3—0,4%, но в отдельных случаях доходит до 1—1,5%. Образует зерна неправильной формы или идиоморфные ромбовидные кристаллы размером 0,5—1 *мм*. Легко диагностируется по резкому положительному рельефу, шагрени и исключительно сильному двупреломлению. В зернах с наиболее слабым двупреломлением отчетливо наблюдается дисперсия $2V$, позволяющая легко отличить его от циркона.

Апатит в неизмененных разновидностях пород содержится в незначительных количествах, он образует идиоморфные кристаллики размером в десятые и сотые доли миллиметра. В микроклинизированных и

биотитизированных плагиогранитах и кварцевых диоритах его количество возрастает, он образует гнездовидные скопления более крупных идиоморфных кристаллов, ассоциирующих с биотитом.

Циркон и монацит встречаются в весьма незначительных количествах и в шлифах обычно неотличимы друг от друга. Циркон, выделенный из пород плагиогранитов и кварцевых диоритов (пробы 914, 1363, 1375), характеризуется игольчатой формой и имеет желто-коричневый цвет. Монацит из плагиогранитов о. Путсари (проба 1363) образует округлые зерна лимонно-желтого цвета. В шлифах оба минерала имеют шагрень и характеризуются сильным двупреломлением. Часто ассоциируют с апатитом и биотитом.

Турмалин в породах встречается крайне редко. Он был обнаружен в плагиоклазовых гнейсо-гранитах Приозерского массива, вблизи контактов с пегматитовыми жилами, и на о. Путсари. Образует мелкие (0,1—0,3 *мм*) столбчатые кристаллы зеленовато-бурого цвета с прямой схемой абсорбции и отрицательным знаком зоны. Ассоциирует с биотитом и кварцем.

Рудные минералы, определенные в шлихах (пробы 29, 624а, 914) и изученные в мономинеральных фракциях (пробы 914, 1363, 1365), представлены магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, реже сульфидами (пиритом и халькопиритом). Содержание в породах не превышает десятых долей процентов.

Петрохимия. Плагиограниты — кварцевые диориты, несмотря на довольно широкие вариации их состава, имеют ряд общих петрохимических особенностей, позволяющих рассматривать их совместно (табл. 8, 9).

Наиболее типичными петрохимическими особенностями являются пересыщенность кремнеземом и натровая специализация, четко выдержанная во всех разновидностях. Содержание кремнекислоты в плагиоклазовых гранитах (ан. 1, 10, 15, 16) равно 66—69%, в кварцевых диоритах снижается до 59—61%. Соответственно характеристика *s* изменяется от 77—78% в плагиогранитах до 69—71% в кварцевых диоритах; *Q* имеет положительное значение и варьирует в широких пределах, доходя в кислых разновидностях до +25+30. Натровая специализация наиболее отчетливо выражена в неизмененных породах, подверженных в минимальной степени метасоматическим процессам. Отношение натрия к калию обычно не ниже 3 : 1, уменьшение этого отношения связано с интенсивной микроклинизацией или биотитизацией породы (ан. 9, 10).

По классификации А. Н. Заварицкого (см. табл. 9), все разновидности являются преимущественно породами нормального ряда, реже пересыщены глиноземом (ан. 4, 5, 12, 16), для последних характерно обогащение биотитом и интенсивная серицитизация плагиоклаза. Основные числовые характеристики *a* и *c* в плагиоклазовых гранитах и кварцевых диоритах близки, что связано со сходным составом полевого шпата и примерно одинаковым его содержанием в породах. Эта особенность довольно четко выражена и в нормативном составе. Из табл. 10 видно, что суммарное содержание альбита и анортита изменяется от 50 до 58%. Характерной особенностью является понижение содержания TiO_2 с увеличением SiO_2, что иллюстрируется значением *t*, равным 0,4—0,7 в плагиогранитах и 1—1,5 в кварцевых диоритах. Эта специфика поведения титана наблюдается во всех магматических породах Приладожья.

Сравнение плагиоклазовых гранитов (трондьемитов) и кварцевых диоритов Приладожья с соответствующими породами Южной Финляндии (см. табл. 8, 9, ан. 11—13) и Норвегии (ан. 14) указывает на их весьма близкий состав. Они также весьма сходны по химическому составу с гиперстеновыми кварцевыми диоритами (чарнокитами) Куркиекского

Таблица 8

Химический состав плагиогранитов—кварцевых диоритов первого формационного типа*

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	68,42	61,82	59,70	60,23	59,00	60,78	62,60	59,30	66,64	65,88	66,49	68,20	65,92	69,30	68,90	67,30
TiO_2	0,43	0,89	0,78	0,82	1,00	0,67	0,46	0,93	0,56	0,65	0,76	0,50	0,35	0,23	0,53	0,76
Al_2O_3	15,26	15,17	17,27	18,52	19,08	16,29	16,79	17,38	15,64	16,21	14,71	16,22	16,16	16,81	14,80	15,25
Fe_2O_3	1,32	1,59	0,79	3,78	0,99	1,18	1,50	1,68	0,52	0,60	1,14	0,48	1,17	0,26	0,52	1,02
FeO	2,46	4,85	4,94	2,47	5,26	5,33	3,95	4,60	3,31	2,87	4,03	2,94	2,64	1,26	3,66	4,56
MnO	0,15	0,11	0,14	0,12	0,09	0,12	0,09	0,05	0,06	—	0,07	0,04	0,06	сл.	0,03	0,10
MgO	1,56	3,29	3,06	2,30	2,32	3,36	1,16	2,58	1,16	1,77	1,59	1,17	2,19	1,08	1,36	0,99
CaO	3,46	5,16	5,24	4,45	4,81	6,12	5,92	5,70	3,22	4,16	4,26	3,37	4,22	3,34	4,12	3,90
Na_2O	4,53	4,05	4,33	4,30	4,06	3,26	4,08	3,44	4,29	3,15	3,62	4,54	4,87	6,00	3,75	2,90
K_2O	1,90	1,95	2,22	2,34	2,06	2,59	1,36	1,86	3,94	3,28	2,00	1,65	1,65	1,39	1,25	1,78
P_2O_5	—	0,24	0,25	—	—	—	0,21	0,65	—	0,01	0,25	—	0,06	0,03	0,12	0,23
H_2O_{105}	0,22	0,10	0,03	0,23	0,12	0,14	0,75	0,52	0,04	0,10	} 0,87	0,68	0,22	} 0,50	0,20	0,18
П. п. п.	0,84	1,24	1,60	1,07	1,26	0,68	1,62	1,39	0,66	1,40		0,05	0,93		0,81	1,07
Сумма .	100,55	100,46	100,33	100,61	100,08	100,55	100,46	100,08	100,04	100,08	99,84	99,84	100,44	100,20	100,05	100,04
K_o	32,0	23,0	12,7	57,5	14,1	15,9	12,8	25,6	19,1	16,7	19,7	12,8	27,4	12,8	14,6	15,8

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — плагиоклазовый гнейсо-гранит, оз. Молодежное, Приозерский массив, обр. 29; 2 — кварцевый диорит, о. Лауватсари, обр. 874; 3 — кварцевый диорит, п-в Тервис (из блоков), обр. 624а; 4 — кварцевый диорит, окр. пос. Лумиваара, обр. 1046; 5 — кварцевый диорит, г. Лакеавара, обр. 914; 6 — кварцевый диорит, о. Ханкосари, обр. 1551; 7 — кварцевый диорит, оз. Химполенярви, обр. 1562; 8 — кварцевый диорит, р-н о. Хепосалонсари, обр. 1542; 9 — микроклинизированный плагиогранит, о. Риеккалансари, обр. 1565; 10 — микроклинизированный плагиогранит, о. Путсари, обр. 1363; 11 — кварцевый диорит, Ю.-З. Финляндия, гранодиоритовая провинция (среднее из 9 ан. — Simonen, 1960б); 12 — роговообманковый трондьемит, Ю.-З. Финляндия, трондьемитовая провинция (среднее из 3 ан. — Simonen, 1960б); 13 — трондьемит, Норвегия (Goldschmidt, 1916); 14—16 — плагиоклазовые гнейсо-граниты, окр. Приозерска. Аналитики: 1, 3, 7, 8 — Ю. С. Шапкина; 2 — Г. М. Юрова; 4, 10, 14—16 — В. Е. Потоцкая; 5 — С. Н. Малахова; 6, 9 — В. Д. Бугрова.

Таблица 9

Характеристики Заварицкого для плагиогранитов—кварцевых диоритов *

Характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
s	77,2	70,7	69,7	71,0	69,7	69,7	74,1	71,2	75,1	76,8	76,1	77,3	74,6	79,7	78,8	77,3
a	12,6	11,6	12,8	13,1	12,2	11,0	11,4	10,7	15,3	11,6	10,8	12,5	13,1	15,0	10,1	9,0
b	6,4	13,4	12,1	10,3	12,0	13,9	8,6	11,2	6,6	6,4	8,6	6,2	8,0	3,7	6,3	8,9
c	3,8	4,3	5,4	5,6	6,1	5,4	5,9	6,9	3,0	5,2	4,5	4,0	4,3	3,6	4,8	4,8
Q	25,4	13,9	8,4	10,2	8,9	12,0	19,5	14,1	17,1	20,0	26,1	25,6	18,5	23,8	32,6	31,8
c′	5,2	14,1	10,4	—	—	15,3	17,2	3,8	14,7	1,1	8,8	—	10,2	12,7	2,2	—
m′	40,6	41,4	43,6	37,5	33,3	40,9	22,9	41,4	29,5	47,3	32,0	31,5	46,6	49,1	36,5	19,2
f′	52,2	44,5	46,0	56,3	50,4	43,8	59,9	54,8	55,8	51,6	59,2	51,1	43,2	38,2	61,3	59,3
a′	—	—	—	6,2	16,3	—	—	—	—	—	—	17,4	—	—	—	21,5
φ	16,6	10,1	10,2	32,4	7,0	7,0	29,4	14,0	6,0	8,6	12,8	7,8	11,9	7,3	6,4	9,2
t	0,4	1,05	1,0	0,9	1,31	0,9	0,6	1,1	0,7	0,7	0,8	0,5	0,3	0,2	0,6	0,7
n	78,5	76,5	75,0	74,2	75,0	65,4	81,4	73,3	63,0	59,0	73,2	80,2	82,0	86,6	82,2	70,2
K : Na	1 : 3,7	1 : 3,2	1 : 3,0	1 : 3,0	1 : 3,0	1 : 2,0	1 : 4,4	1 : 2,7	1 : 1,6	1 : 1,5	1 : 2,7	1 : 4,0	1 : 4,6	1 : 6,4	1 : 4,7	1 : 2,5

* *Расшифровку вертикальных граф см. в табл. 8.*

Таблица 10

Нормативный состав плагиогранитов—кварцевых диоритов

№ анализа*	Q	Or	Ab	An	Di			Hy		Cor	Jl	Mt	Ap
					Wo	En	Fs	En	Fs				
1	23,3	11,1	38,3	15,8	0,5	0,2	0,3	2,6	4,7	—	0,8	1,9	—
2	14,2	11,1	34,1	18,1	2,3	1,4	1,4	6,8	4,6	—	1,7	2,3	0,3
3	8,2	12,8	36,7	21,4	1,6	0,7	0,9	6,9	6,5	—	1,5	1,2	0,3
4	13,7	13,4	36,2	22,0	—	—	—	5,7	0,3	0,9	1,5	5,3	—
5	10,07	12,2	34,1	23,9	—	—	—	5,7	7,3	1,4	2,0	1,4	—
6	12,4	15,6	27,7	21,4	3,5	1,6	1,8	4,6	8,8	—	1,4	1,6	—
7	17,9	8,3	34,6	23,4	3,6	1,4	0,9	1,4	4,3	—	0,9	2,1	0,3
8	16,8	11,1	28,3	22,5	—	—	—	6,5	5,5	1,5	1,7	2,5	2,3
9	17,4	25,6	33,0	12,2	2,2	0,8	0,6	2,0	4,1	—	1,1	0,7	—
10	19,2	18,4	32,0	18,1	1,7	0,7	0,4	3,4	3,3	—	1,2	0,9	—
11	24,7	11,7	30,4	18,1	0,9	0,4	0,5	3,6	4,9	—	1,5	1,6	0,3
12	24,9	9,5	38,3	16,7	—	—	—	2,9	4,2	0,9	0,9	0,7	—
13	18,2	9,5	40,9	17,8	0,9	0,5	0,4	5,0	4,0	—	0,6	1,6	0,3
14	19,8	8,3	50,9	14,7	0,8	0,4	0,4	2,3	1,3	—	0,5	0,5	—
15	29,2	7,8	31,5	18,5	—	—	—	3,4	5,5	0,1	0,9	0,7	0,3
16	31,0	10,6	24,6	18,6	—	—	—	2,5	6,6	1,7	1,5	1,4	0,3

* Расшифровку номеров анализов см. в табл. 8.

района. В табл. 10 приведен нормативный состав пород комплекса умеренно кислых гранитоидов Западного Приладожья и Юго-Западной Финляндии (эти данные используются в заключении о генезисе пород — § 1 гл. IV). Из таблицы видно, что лейкократовые минералы резко преобладают над меланократовыми. Причем на долю плагиоклаза в породах в среднем приходится 53,3%. В плагиоклазовой части во всех анализах преобладает альбит, его отношение к анортиту равно приблизительно 2 : 1, что отвечает и его модельному составу. Плагиоклаз совместно с нормативным кварцем составляет во всех анализах (кроме 6 и 9) более 65%. Содержание нормативного кварца повышается до 29—31% в плагиогранитах Приозерского массива и в среднем составе кварцевых диоритов Финляндии. В кварцевых диоритах его количество равно в среднем обычно 15%. Содержание нормативных пироксенов, а также ильменита значительно ниже, чем в основных породах Западного Приладожья (см. табл. 4). В отличие от основных пород некоторые разновидности комплекса умеренно кислых гранитоидов содержат незначительное количество (1—1,5%) нормативного корунда.

Чарнокиты

Геология. В Западном Приладожье, в окрестностях пос. Куркиеки, широкое развитие имеет своеобразный комплекс гиперстенсодержащих пород, отнесенных нами к интрузивным чарнокитам. Породы этого комплекса представлены кварцевыми диоритами (эндербитами), норито-диоритами, габбро-норитами; наиболее кислыми его породами являются гиперстено-биотитовые и биотитовые плагиограниты. Основой для объединения указанных пород в один комплекс служат наряду с их одновозрастностью и наличием постепенных переходов общие черты минерального и химического состава. Наиболее характерная особенность минерального состава — присутствие во всех членах комплекса ассоциации железистый гиперстен — плагиоклаз андезинового, реже лабрадорового, ряда. Однотипны и акцессорные минералы.

Резко доминируют среди пород рассматриваемого комплекса гиперстеновые кварцевые диориты и кварцевые норито-диориты, слагающие

Куркиекский массив площадью около 45—50 кв. *км*, расположенный в районе Куркиекского залива (рис. 14). В Куркиекском районе имеется свыше 20 более мелких тел; самыми крупными из них являются массив эндербитов у пос. Алхо (5 кв. *км*) и тело кварцевых норито-диоритов, протягивающихся вдоль южного берега о. Корписари на расстояние 3 *км*. Площадь остальных тел измеряется лишь сотнями и даже десятками квадратных метров.

Гиперстеновыми габбро-норитами сложены мелкие тела на побережье и островах Липольского залива и в окрестностях поселков Некрасово—Березово; их площадь не превышает 1—1,5 кв. *км*. Биотитовые и биотито-гиперстеновые плагиограниты слагают краевую зону Куркиекского массива, контактирующую на востоке с крупным разломом, а также образуют обломки и глыбы в эруптивных брекчиях микроклиновых гранитов. Наблюдаются постепенные переходы от биотитовых разновидностей к гиперстеновым и прослеживается последовательное замещение гиперстена биотитом, плагиоклаза микроклином, а также развитие в породах вторичного кварца.

Постладожский возраст рассматриваемого комплекса пород устанавливается по наличию в них ксенолитов и отторженцев гнейсов ладожской серии. Первичные формы залегания сильно нарушены в связи с последующими тектоническими движениями, которые обусловили особенно интенсивную деформацию мелких тел и краевых частей Куркиекского массива. Типичная особенность этих образований — их согласное залегание с вмещающими породами и появление наложенной гнейсовидности, обусловленной ориентировкой чешуек биотита в субпараллельных плоскостях. Во многих участках видны тектонические контакты с вмещающими гнейсами, характеризующиеся образованием зон милонитов и тектонических брекчий. Мелкие линзовидные тела гиперстено-кварцевых диоритов, вытянутые в виде цепочек среди гнейсов, являются будинированными дайками (см. рис. 14).

В центральной части массива сохраняется первичная трахитоидность, имеющая господствующее северо-западное простирание и крутое падение. Судя по изометрической форме массива, крутым контактам и ориентировке плоскости трахитоидности, его можно рассматривать, по-видимому, как штокообразное тело, внедрившееся в замковую часть антиклинальной складки, осложняющей восточное крыло Тирулансельк-ского синклинория. В северо-западной части, несмотря на локальное появление гнейсовидности вблизи непосредственного контакта, видна резкая дискордантность и дисгармоничность массива в целом.

Петрография. По внешнему виду гиперстеновые кварцевые диориты представляют среднезернистые породы зеленовато-серого цвета. Средний размер зерен равен 2—2,5 *мм*. Характерно появление розоватой окраски на поверхности выветривания. Макроскопически в породе видны зерна зеленовато-серого плагиоклаза, темные с бронзовым отливом зерна гиперстена и чешуйки черного биотита. Кварц макроскопически распознается с трудом. Габбро характеризуются несколько более темной окраской. Текстура пород однородная или трахитоидная, последняя обусловлена субпараллельной ориентировкой плагиоклаза. Во многих случаях появляется вторичная гнейсовидность, наиболее отчетливая вблизи тектонических зон. Микроструктура гиперстенового кварцевого диорита Куркиекского массива иллюстрируется фотогр. 10. В габбро-норитах наблюдаются пегматоидные срастания гиперстена и плагиоклаза, указывающие на их одновременную кристаллизацию. Характерной особенностью является перекристаллизация пород, вызывающая формирование кристаллобластических структур.

Главными минералами гиперстеновых кварцевых диоритов и квар-

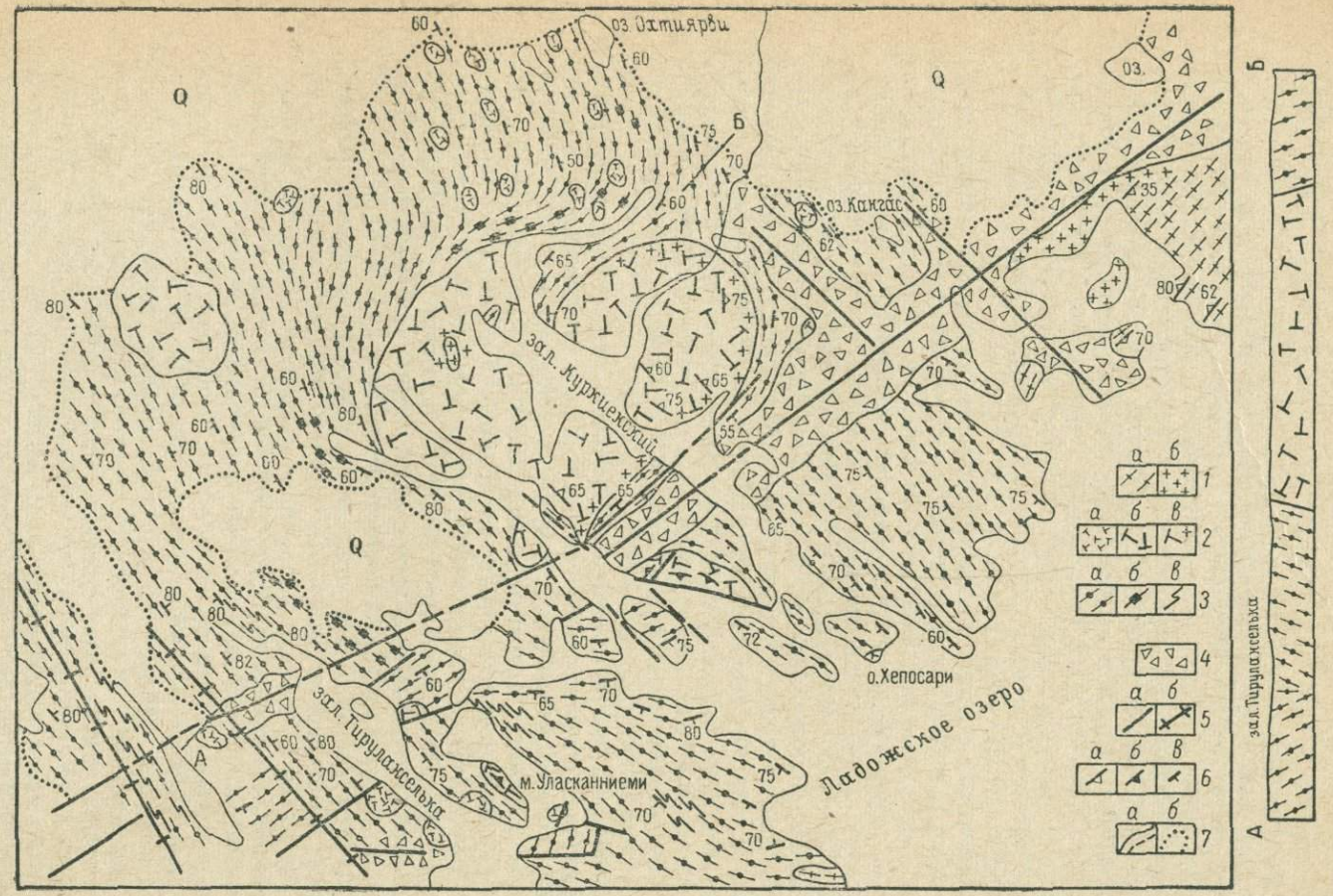


Рис. 14. Схема геологического строения Куркиекского района. Составлена Г. М. Саранчиной, В. В. Лыгиной (1962 г.).

1 — микроклиновые граниты: *а* — среднезернистые трахитоидные, *б* — мелкозернистые однородные лейкократовые; *2* — габбронды и диориты: *а* — габбро-нориты, *б* — гиперстеновые диориты и кварцевые диориты, *в* — метасоматически измененные разновидности; *3* — мигматизированные гнейсы: *а* — биотитовые и биотито-гранатовые, *б* — гиперстеновые, *в* — силлиманито-кордиеритовые; *4* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *5* — направление разломов: *а* — древних, *б* — молодых (пунктир — предполагаемые разломы); *6* — элементы залегания: *а* — трахитоидность, *б* — гнейсовидность в магматических породах, *в* — кристаллизационная сланцеватость в гнейсах; *7* — *а* — границы пород, *б* — четвертичные отложения.

цевых норито-диоритов являются плагиоклаз, гиперстен, кварц и биотит. Гиперстеновые габбро и габбро-диориты отличаются большей основностью плагиоклаза, присутствием в некоторых разновидностях моноклинного пироксена и бурой роговой обманки. Новообразованными (метасоматическими) минералами являются микроклин и кварц, амфибол — обыкновенная роговая обманка и куммингтонит, биотит, иддингсит, стильпномелан, хлорит, серицит.

Плагиоклаз содержится в породах в непостоянных количествах, варьируя от 40 до 70%. Состав его изменяется от № 37—44 в кварцевых диоритах до № 55—70 в кварцевых габбро-норитах. В норито-диоритах номер плагиоклаза 45—54. Химический анализ плагиоклаза из кварцевого диорита окрестностей пос. Куркиеки приведен в табл. 5 (обр. 588). Он содержит (в мол. %): An—36,8, Ab—58,4, Or—4,8.* Плагиоклаз образует сравнительно широкие таблицы и лейсты длиной до 2—3 *мм*. Ко вторичным изменениям относятся серицитизация плагиоклаза, проявляющаяся незначительно, замещение его кварцем, а также развитие по нему антипертитовых вростков микроклина (фотогр. 11).

Кварц является существенным минералом лейкократового ряда. Его содержание в кварцевых диоритах и кварцевых габбро-диоритах варьирует от 20 до 22%, в основных разновидностях снижается до 10—12%. В неизмененных норитах кварц отсутствует или содержится в незначительных количествах. Развитие кварца по границам между зернами минералов и вдоль трещин спайности плагиоклаза и гиперстена указывает, что часть его несомненно является вторичной. Это подтверждается и резким увеличением его содержания в зонах контакта с гранитами, аплитовыми и пегматитовыми жилами, а также вблизи тектонических зон.

Гиперстен является главным фемическим минералом всех рассматриваемых пород. Его содержание в кварцевых диоритах составляет 10—15%, в габбро-норитах увеличивается до 25—30% и иногда доходит до 40%. В кварцевых диоритах он образует обычно зерна неправильной формы, в габбро-норитах встречается в виде более идиоморфных кристаллов.

Гиперстены, присутствующие во всех разновидностях пород Куркиекского массива, характеризуются близостью кристаллооптических свойств. В шлифе они бесцветны: Ng изменяется в пределах 1,722—1,726, Np — 1,710—1,716. Угол Ng с [001] варьирует от 0 до 10°, а угол $2V$ отрицательный и меняется от 56 до 46°, составляя в большинстве шлифов 50—52°. Эти данные отвечают по диаграмме Б. Г. Лутца (1964а) железистости около 45%. Общая железистость, вычисленная по химическому анализу, равна 48,4 мол. % (см. табл. 5). Гиперстен из чарнокита окрестностей Куркиек характеризуется довольно высоким содержанием Al_2O_3 и потерей при прокаливании (кристаллизационная вода — 1,02%). Эти данные указывают на формирование пород в условиях высоких температур и давлений (Лутц, 1964; Olsen, Mueller, 1966; Шемякин, 1968). Для сравнения в табл. 5 приведены химические составы гиперстенов из чарнокитов Финляндии, Кольского п-ва и Индии. Химические составы гиперстенов из пород различных регионов близки по значениям; исключением является лишь гиперстен района Вихти в Финляндии, не содержащий глинозема. Гиперстен из чарнокита Кольского п-ва (ан. 19) отличается значительно большей железистостью.

Моноклинный пироксен ряда диопсид — геденбергита встречается только в габброидах и всегда ассоциирует с гиперстеном. Его содержание не превышает 10—12%. Состав его, судя по кристаллоптическим свойствам (Ng=1,716, Np=1,690), соответствует примерно 60% $CaMgSi_2O_6$ и 40% $CaFeSi_2O_6$. Эти данные подтверждаются химическим

* Имеется избыточное количество SiO_2.

анализом диопсида из чарнокитов Финляндии, имеющих те же оптические свойства (Simonen, 1960б).

Биотит встречается в подавляющем числе разновидностей. Он образует довольно крупные (до 2—3 *мм* в длину) таблицы ярко-коричневого цвета и с резкой абсорбцией. Обычно находится в тесной ассоциации с гиперстеном и часто замещает его. К биотиту приурочено выделение апатита. В восточной части Куркиекского массива биотит является главным цветным минералом кварцевых диоритов—плагиогранитов, в которых гиперстен сохраняется лишь в виде реликтов. Химические составы биотитов из пород Куркиекского района и аналогичных образований Финляндии приведены в табл. 5. Высокое содержание в них TiO_2 и недосыщенность гидроксильной группой, выявленной при пересчете на кристаллохимическую формулу, подтверждают формирование пород в условиях глубинных фаций (Лутц, 1964а). Железистость варьирует от 47,1 до 60,0% и не отличается от таковой для биотитов из плагиогранитов — кварцевых диоритов. Среднее значение железистости по данным трех анализов равно 54,7%. Специфика окраски биотитов из чарнокитов Куркиекского района связана, очевидно, с повышенным содержанием в них TiO_2 (4,84%).

Из акцессорных минералов главное значение имеет апатит, который наблюдается во всех шлифах; его среднее содержание 0,3—0,5%, в отдельных случаях доходит до 1%. В незначительных количествах присутствуют рудные минералы (главным образом сульфиды), сфен, циркон.

Петрохимия. Химические составы и числовые характеристики Заварицкого, приведенные в табл. 11, 12, показывают, что гиперстеновые кварцевые диориты (ан. 1—4) Куркиекского района отличаются довольно высоким содержанием SiO_2, Al_2O_3, существенным значением железа, CaO, Na_2O и пониженным содержанием K_2O. Характеристика *s* почти постоянна для всех представителей кварцевых диоритов и равна 74,6%

Таблица 11

Химический состав интрузивных чарнокитов Куркиекского района Приладожья и Южной Финляндии *

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	64,84	64,96	64,05	63,02	64,65	61,04	49,42	50,73
TiO_2	0,63	0.56	0,67	0,89	0,74	0,89	1,49	2,59
Al_2O_3	16,38	17,89	17,74	15,71	15,93	13,54	14,94	19,72
Fe_2O_3	1,99	1,19	1,00	1,66	0,84	1,38	2,09	0,29
FeO	3,17	2,51	3,36	4,34	3,94	6,38	9,04	8,65
MnO	0,03	0,09	0,06	0,03	0,08	0,12	0,15	0,07
MgO	1,54	1,18	1,96	2,60	1,87	5,66	7,33	4,04
CaO	4,90	5,52	4,65	4,46	4,55	5,86	9,88	7,51
Na_2O	4 02	4,84	3,90	3,54	4,50	2,04	3,04	3,68
K_2O	1.36	1,21	1,46	1,55	1,89	1,66	1,17	1,96
P_2O_5	Не опр.	0,12	Не опр.	0,29	0,16	0,26	0,18	0,56
H_2O_{105}	0,21	0,07	0,28	0,24	0,67	0,18	0,25	0,06
П. п. п.	0,87	0,43	0,99	1,74	0,14	1,59	1,19	0,38
Сумма	99,94	100,57	100,12	100,07	99,96	100,60	100,17	100,25
K_0	35,3	28,5	20,4	25,0	15,6	16,8	17,1	3,2

* Расшифровка вертикальных граф: 1—3 — кварцевые гиперстеновые диориты, окр. пос. Куркиеки, обр. 746, 588, 589; 4 — кварцевый гиперстеновый диорит, остров зал. Тируланселька, обр. 265/64; 5 — кварцево-диоритовый чарнокит, чарнокитовая провинция (среднее из 8 ан.); 6 — кварцевый норит, о. Хепосари, обр. 661а; 7 — габбро-норит амфиболизированный, чарнокитовая провинция (среднее из 2 ан.); 8 — габбро-норит, чарнокитовая провинция (среднее из 8 ан.). Аналитики: 1, 4, 6 — Г. М. Юрова; 2 — В. Е. Потоцкая; 3 — Н. Д. Малькова; 5, 7, 8 — из работы А. Симонена (Simonen, 1960б), Ю.-З. Финляндия.

Таблица 12

Характеристики Заварицкого для интрузивных чарнокитов Куркиекского района Приладожья и Южной Финляндии *

Характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8
s	75,4	75,1	74,3	73,9	74,1	69,4	57,1	62,8
a	11,2	12,6	10,8	10,0	12,7	6,8	8,3	11,5
b	7,8	6,4	9,2	10,5	8,9	18,3	28,9	17,6
c	5,6	5,9	5,7	5,6	4,3	5,5	5,7	8,1
Q	+22,8	+19,1	+21,3	+22,2	+18,5	+19,7	−8,1	−5,5
c'	6,2	13,9	—	—	13,9	8,2	21,8	8,6
m'	33,6	32,3	37,1	43,0	35,7	51,8	42,4	40,6
f'	60,2	53,8	44,7	54.3	50,4	40,4	35,8	50,8
a'	—	—	18 2	2,7	—	—	—	—
φ	21,2	15,05	9,1	14,5	7,7	6,7	6,1	1,6
t	0,7	0,6	0,8	1,0	0,8	1,0	2.2	3,8
n	81,4	85,7	79,8	77,8	78,5	64,0	78,6	75,0
K : Na	1 : 4,3	1 : 6	1 : 3,9	1 : 3,5	1 : 3,6	1 : 1,8	1 : 3,7	1 : 3

* Расшифровку вертикальных граф см. в табл. 11.

(среднее из четырех анализов); *Q* имеет положительное значение и отвечает 21,1. Довольно выдержанны во всех анализах основные характеристики *a* (11,1), *b* (8,5) и *c* (5,7). Специфической особенностью является преобладание натрия над калием; среднее значение n=81,2, а для чарнокитов Финляндии 78,5.

Кварцевые диориты относятся преимущественно к породам нормального ряда, но в двух случаях они оказались пересыщенным глиноземом (ан. 3 и 4), что следует связывать с развитием слюды. В цветной части преобладает железо, несколько меньшее значение имеет магний; параметры *c* и *a'* имеют во всех случаях подчиненное значение.

Сравнение со средним составом кварцево-диоритовых чарнокитов Южной Финляндии (ан. 5) показывает их почти полное сходство, содержание отдельных окислов отличается обычно лишь на десятые и сотые доли процента. Гиперстенсодержащие кварцевые диориты (эндербиты) Куркиекского района весьма близки по химическому составу к амфибол-биотитовым кварцевым диоритам Западного Приладожья. Они содержат лишь меньшее количество K_2O (в среднем на 1—1,5%). По данным Заварицкого, эндербиты соответствуют среднему типу кварцевых диоритов, от которых они отличаются несколько повышенным значением *s* (на 3%), большей лейкократовостью (*b* ниже на 4,5%) и пониженным содержанием MgO в цветных минералах (*m'* ниже на 10%).

Кварцевые нориты о. Хепосари (ан. 6) отличаются от рассмотренных пород более низким содержанием SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и повышенным магния и железа. Петрографическое изучение показывает, что эти породы содержат кварц и биотит метасоматического генезиса. Габброиды Приладожья характеризуются по сравнению с кварцевыми диоритами пониженным содержанием SiO_2 (на 12—14%), увеличением количества CaO, FeO и MgO. Коэффициент *s* снижается в них на 15—18%, а *Q* приобретает отрицательное значение. Несколько уменьшается коэффициент *a* и значительно повышается *b*. Немного увеличивается количество магния в цветных компонентах. Габбро-нориты Куркиекского района близки к аналогичным породам Южной Финляндии (см. табл. 11, ан. 7, 8). По классификации А. Н. Заварицкого, основные породы указанных регионов соответствуют среднему типу габбро-норитов (см. табл. 12).

Характерной особенностью всех пород чарнокитового комплекса является отчетливо выраженная натровая специализация, особенно резкая

в некоторых породах основного ряда, отношение K : Na доходит в них до 1 : 11. Типичной петрохимической особенностью является также сравнительно высокое содержание TiO_2 (среднее значение параметра *t* равно 0,8 для кварцевых диоритов и 1,4 для норитов) и низкое значение коэффициента окисления (K_0), показывающего отношение атомного количества Fe^{3+} к ($Fe^{3+} + Fe^{2+}$), выраженное в молекулярных %. Для гиперстеновых кварцевых диоритов эта величина равна 27,3% (среднее из четырех анализов), для кварцево-диоритовых чарнокитов Юго-Западной Финляндии она снижается до 15,6%. Особенно низкое значение имеет коэффициент окисления в некоторых основных представителях комплекса (см. табл. 11, ан. 8). Все эти данные показывают, что формирование пород происходило в условиях низкого парциального давления кислорода.

Таблица 13

Нормативный состав пород комплекса чарнокитов

№ анализа *	Ab	An	Or	Q	Di			Hy		Ol		Ap	Il	Mt	C
					Wo	En	Fs	En	Fs	Fo	Fa				
1	34,1	22,5	8,3	22,2	0,7	0,3	0,4	3,4	2,8	—	—	—	1,2	2,8	—
2	40,9	23,6	7,2	18,3	1,2	0,6	0,5	2,4	2,5	—	—	0,3	0,9	1,6	—
3	33,0	22,5	8,9	21,4	—	—	—	4,9	4,3	—	—	—	1,4	1,4	1,4
4	29,9	20,3	8,9	21,7	—	—	—	6,5	5,1	—	—	0,7	1,7	2,3	0,8
5	38,3	17,5	11,1	17,4	1,7	0,8	0,9	3,8	4,6	—	—	0,3	1,4	1,2	—
6	16,7	23,3	8,9	19,5	2,1	1,2	0,8	12,8	9,4	—	—	0,3	1,7	2,1	—
7	27,2	23,6	7,2	—	10,3	5,9	4,0	2,0	1,3	7,9	5,7	0,3	2,9	3,0	—
8	32,5	31,1	11,7	—	1,2	0,6	0,5	3,2	2,8	4,3	6,2	1,4	5,0	0,5	—

* Расшифровку номеров анализов см. в табл. 11.

Сопоставление нормативного и химического состава кварцевых гиперстенсодержащих диоритов (эндербитов) Куркиекского района и кварцевых диоритов из комплекса умеренно кислых гранитоидов первого формационного типа (см. табл. 8, 10, 11, 13) показывает их тождественность. Различие же модального состава этих пород связано с их становлением в условиях различных фаций регионального метаморфизма — гранулитовой для чарнокитов и альмандино-амфиболитовой для амфиболовых и биотитовых кварцевых диоритов. Чарнокиты габброидного типа Финляндии аналогичны габбро-норитам Западного Приладожья и формировались, очевидно, в одинаковых условиях.

Безусловно, что одной из трудных задач, встающих при изучении комплекса интрузивных гиперстенсодержащих пород Куркиекского района, является определение критериев для отнесения этих пород к чарнокитам. Она осложняется неодинаковым толкованием термина «чарнокиты» различными исследователями.

Впервые название «чарнокит» было введено Т. Холландом (Holland, 1900), который относил к ним интрузивные породы различного химического состава, содержащие в качестве основного породообразующего минерала железистый гиперстен. Позднее среди петрологов развернулась дискуссия о том, какие породы причислять к чарнокитам. Индийские петрологи (Howie, Subramanian, 1957; Subramanian, 1959, и др.) включают в «чарнокитовую серию» обширную группу пара- и ортопород, сформированных в древних кристаллических щитах в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Для разнообразных пород

этой серии объединяющим является парагенезис гиперстена (варьирующей железистости) с плагиоклазом и гранатом, а для кислых членов ряда — с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) относят к чарнокитам и гранулитам докембрийские образования, типичной минеральной ассоциацией которых являются полевые шпаты и пироксены и в которых отсутствуют слюды и роговые обманки. Метаморфические породы, образовавшиеся за счет осадочного и магматического материала, авторы предлагают называть гранулитами, а собственно чарнокитами — только интрузивные породы.

Многие отечественные геологи — Ю. Ир. Половинкина, Э. Б. Наливкина, М. Г. Равич, Л. В. Климов, Д. С. Соловьев и др. (сб. Чарнокиты, 1964) — причисляют к чарнокитам докембрийские гиперстеновые породы только кислого (частью среднего) состава, образовавшиеся в результате гранитизации более основного субстрата и характеризующиеся парагенезисом железистого гиперстена с калиевым полевым шпатом (микроклином или ортоклазом), кислым плагиоклазом и кварцем. Однако породы с тем же парагенезисом встречаются в гранитоидах и контактовых роговиках мезозойского и даже палеогенового возраста, сформировавшихся в условиях умеренных и малых глубин (Коржинский, 1962).

А. А. Маракушев (1966) указывает, что специфической минеральной ассоциацией чарнокитов является парагенезис гиперстен—ортоклаз—гранат, устойчивый лишь в наиболее глубинных зонах докембрия при высоких давлениях и температурах. Но, как известно, ортоклаз может отсутствовать в породах чарнокитовой серии, например в эндербитах, в связи с низким содержанием калия в исходных породах. Это отмечается в чарнокитах Антарктиды (Tilley, 1936), Кольского п-ва (Бондаренко, 1964), Финляндии (Hietanen, 1943; Parras, 1958; Simonen, 1960б), Анабарского щита (Лутц, 1964а) и многих других районов.

Петрологическое изучение чарнокитов Западного Приладожья показывает, что они являются палингенными образованиями глубоких сечений докембрия и сформированы в условиях высоких температур и давлений, отвечающих гранулитовой и частью альмандино-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. По нашему мнению, нельзя считать критерием для отнесения к группе чарнокитов развитие микроклина, кварца и биотита, связанное с позднейшим наложением процессов калиевого и кремневого метасоматоза.

Несмотря на различную трактовку термина «чарнокит», все исследователи подчеркивают, что их формирование происходит в глубоких сечениях докембрийских зон в условиях высоких температур и больших давлений. Характерной особенностью чарнокитов во всех докембрийских провинциях является также их ассоциация с кордиерито-силлиманитовыми и гиперстеновыми гнейсами, сформировавшимися в гранулитовой фации регионального метаморфизма .И, наконец, общим признаком является наличие в них высокожелезистого гиперстена с повышенным содержанием глинозема. Все эти особенности целиком выдерживаются в гиперстеновых пара- и ортопородах Западного Приладожья, позволяющих рассматривать Куркиекский район Южной Карелии как новую провинцию чарнокитов (Саранчина, Лыгина, 1968).

§ 3. Микроклиновые граниты второго формационного типа

Геология. Микроклиновые граниты второго формационного типа развиты повсеместно, но особенно широко они распространены в пределах Западного Приладожья. Обычно они образуют незначительные тела площадью в первые единицы квадратных километров и сотни квадрат-

ных метров. Наиболее крупные из них, сосредоточенные в Западном Приладожье, не превышают 50—55 кв. *км*. Они перечисляются в направлении с юго-запада на северо-восток (см. рис. 6):

1. *Кузнеченский массив, расположенный в окрестностях поселков* Кузнечное—Ровное Приозерского района Ленинградской области. Его площадь равна примерно 55 кв. *км*. Этот массив сложен крупнозернистыми микроклиновыми гранитами, часто огнейсованными и милонитизированными и превращенными в очковые гнейсы или милониты. Аналогичные граниты слагают массив на северо-восточном берегу зал. Сенного и на м. Рогатом у Приозерска (см. рис. 12).

2. *Массив Тервис площадью около 50 кв. км, находящийся на полуострове* того же названия и на примыкающих к нему о. Койонсари и др. В строении массива резко преобладают среднезернистые микроклиновые граниты с отчетливо выраженной трахитоидной текстурой, краевые зоны сложены порфировидными или аплитовидными разновидностями (рис. 15).

3. Массив о. Тимонсари площадью около 1,5—2 кв. *км*. Это тело *вытянуто в северо-западном направлении на 2,5—3 км при поперечнике* около 500—600 *м* (рис. 16). На продолжении его, в районе оз. Мякилампи и пос. Харвиа, расположены мелкие тела (от 1 кв. *км* до сотен квадратных метров). Породы, слагающие все эти тела, представлены трахитоидными микроклиновыми гранитами, аналогичными породам массивов п-ва Тервис и о. Путсари.

4. Массивы о. Путсари и прилегающих островов суммарной площадью *около 10 кв. км. На о. Путсари микроклиновые граниты слагают* ряд тел, вытянутых в северо-западном направлении, с крутыми контактами (падение плоскости контакта 75—85°); они внедрились в огнейсованные плагиоклазовые граниты—кварцевые диориты первого формационного типа. Трахитоидность микроклиновых гранитов гармонична со структурой вмещающих пород, лишь в северной части острова наблюдается резкая дисгармоничность и дискордантность гранитов по отношению *к вмещающим ладожским гнейсам (Волотовская*, 1948).

Наиболее характерной особенностью микроклиновых гранитов является их приуроченность к древним разломам и тесная генетическая связь с эруптивными брекчиями, в которых они образуют связующую массу. Мощные зоны эруптивных брекчий всегда пространственно и генетически связаны с телами микроклиновых гранитов (Саранчина, 1971). По южному берегу о-вов Путсари и Палосари проходит зона типичных *эруптивных брекчий, которая прослеживается в северо-западном* направлении на островах и побережье зал. Марьялахти. Аналогичные зоны эруптивных брекчий, документирующие разломы, синхронные с внедрением гранитов, примыкают к массивам о. Тимонсари и п-ва Тервис.

В северной части Приладожья отсутствуют крупные тела постладожских микроклиновых гранитов и не были прослежены по простиранию зоны разломов. Наличие эруптивных брекчий и дизъюнктивных нарушений, вдоль которых локализованы линейно вытянутые тела пегматитов, в районе Калаамо было отмечено нами еще в 1947 г.

Петрологическое изучение массива п-ва Тервис сыграло существенную роль в понимании закономерностей пространственной локализации и внутреннего строения гранитных тел второго формационного типа. Поэтому его строение описывается нами наиболее подробно.

Трахитоидные микроклиновые граниты слагают весь п-в Тервис и прилегающие к нему о. Койонсари и др. С юго-запада и севера от гранитного массива обнажены мигматизированные биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы ладожской серии. По вещественному составу, степе-

ни метаморфизма и другим особенностям они аналогичны образованиям Приозерского района и окрестностей Сортавалы и Лахденпохья. Господствующее простирание гнейсов северо-западное с крутым (60—80°) моноклинальным падением на юго-запад. Локальное изменение залегания, связанное с тектоническими нарушениями, наблюдается на островах, расположенных к северо-востоку от п-ва Тервис.

С юга проходит контакт микроклиновых гранитов с трахитоидными огнейсованными кварцевыми диоритами первого формационного типа. В контактовой зоне, обнаженной на побережье Ладожского озера, видны

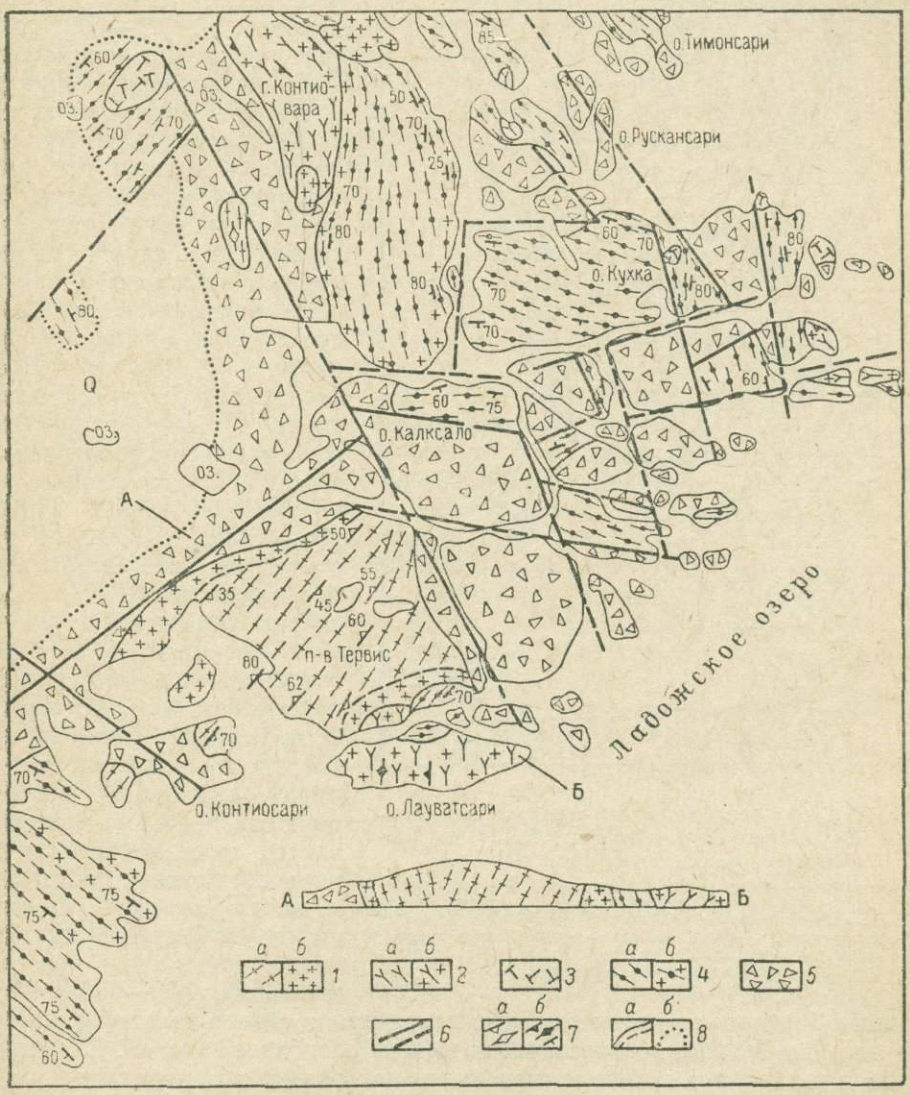


Рис. 15. Схема геологического строения района п-ва Тервис. Составлена Г. М. Саранчиной, Л. М. Прокофьевым (1965 г.).

1 — микроклиновые граниты: *а* — среднезернистые трахитоидные, *б* — мелкозернистые однородные лейкократовые; *2* — плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты: *а* — неизмененные, *б* — интенсивно микроклинизированные; *3* — амфиболизированные габбро-нориты; *4* — биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы: *а* — мигматизированные, *б* — интенсивно микроклинизированные; *5* — эруптивные брекчии со связующей гранитной массой; *6* — направление разломов: наблюдаемые — сплошные линии, предполагаемые — пунктирные; *7* — элементы залегания: *а* - трахитоидность, *б* — гнейсовидность в гранитоидах и гнейсах; *8* — *а* — границы пород, *б* — четвертичные отложения.

ксенолиты трахитоидных кварцевых диоритов в микроклиновых гранитах. Форма ксенолитов остроугольная, размер от 10—20 кв. *см* до нескольких квадратных метров. В ксенолитах кварцевых диоритов, в свою очередь, видны обломки биотитовых сланцев (фотогр. 12).

С запада, севера и востока массив Тервис окружен зоной своеобразных эруптивных брекчий мощностью 1,2—1,5 кв. *км*, а в отдельных случаях до 2,5 кв. *км*, например на о. Калкосало. Эруптивные брекчии характеризуются наличием как крупных глыб, размер которых доходит до 400—500 кв. *м*, так и более мелких обломков — ксенолитов площадью в десятки квадратных метров и сантиметров. В строении глыб западной и северной частей массива преобладают мигматизированные гнейсы ладожской серии, в пределах южного и восточного контактов существенное значение приобретают кварцевые диориты. Более мелкие обломки во многих случаях сложены породами, не встречающимися не только в изучаемом районе, но и в пределах всего Приладожья (см. § 2 гл. 1). К ним относятся, например, шпинельсодержащие гнейсы, слагающие блоки в эруптивных брекчиях о. Кухка и островов, расположенных к югу от него (см. фотогр. 3). Ориентировка гнейсовидности или трахитоидности в породах, слагающих ксенолиты или блоки, не выдерживается даже в пределах одного обнажения, лишь в отдельных случаях крупные глыбы сохраняют постоянную ориентировку на расстоянии до 500—600 *м*. Эруптивные брекчии с такими глыбами встречены в северо-западном контакте массива Тервис, в окрестностях школы совхоза «Ладога». В породах глыб и ксенолитов наблюдаются интенсивные метасоматические изменения, подробно описанные в § 2 гл. III.



Рис. 16. Схема геологического строения о. Тимонсари. Составлена Г. М. Саранчиной, Л. М. Прокофьевым, Л. Г. Повышевой (1963 г.).

1 — микроклиновые граниты трахитоидные; *2* — эруптивные брекчии с гранитной связующей массой; *3* — микроклинизированные плагиоклазовые граниты; *4* — амфиболизированные габбро-нориты; *5* — мигматизированные биотитовые гнейсы; *6* — элементы залегания: *а* — трахитоидность, *б* — гнейсовидность в гранитах и гнейсах.

Весьма характерен постепенный переход эруптивных брекчий в граниты и изменение количества ксенолитов в вертикальном направлении. Часто видно, что вершины возвышенностей сложены гранитами, не содержащими ксенолитов, а пониженные участки — типичными брекчиями. Тот же тип перехода нередко наблюдается и в горизонтальном направлении — от контакта с эруптивными брекчиями к центру массива. Отме-

ченные переходы были установлены не только в массиве Тервис и на окружающих его о. Койонсари и пр., но и в других пунктах Приладожья, например на о-вах Тимонсари, Путсари и Соролансари.

Наряду с постепенными переходами между эруптивными брекчиями и центральной частью массива в отдельных случаях наблюдается контактовая зона, отчетливо отличающаяся по вещественному составу и строению слагающих ее пород. Типичным примером является эндоконтактовая зона западной части массива Тервис, протягивающаяся в северо-восточном направлении. Она обнажается на небольших возвышенностях, расположенных на территории поселка совхоза «Ладога», и имеет мощность около 250 *м*. Породы, слагающие эту зону, представлены порфировидными гранитами, обогащенными по сравнению с породами центральной части массива микроклином, местами кварцем, апатитом и серицитом (сравнение химического состава пород, слагающих эту зону, с гранитом центральной зоны приведено в § 2 гл. III). В юго-восточной части массива контактовая зона сложена аплитовидными гранитами, содержащими до 1% апатита.

О внутреннем строении массива Тервис можно судить по отчетливо выраженной трахитоидности гранитов, проявленной в пределах всего интрузивного тела. Она обусловлена субпараллельным расположением удлиненных кристаллов микроклина, а в краевых зонах—так же ориентированным расположением мелких ксенолитов. Трахитоидность имеет ориентировку северо-восточного направления (40—50°), выдержанную на площади всего массива Тервис и на прилегающих островах. Азимут падения меняется от юго-восточного до северо-западного, углы падения более крутые (около 80°) в юго-восточной части массива, у о. Лауватсари, и более пологие (45—50°) в северо-западной и центральной частях. Лишь на западе, в породах зоны эндоконтакта, наблюдается субширотное простирание трахитоидности.

Приведенные данные позволяют рассматривать массив Тервис как круто наклоненную интрузию трещинного типа северо-восточного простирания с падением на северо-запад; однако внутреннее строение несколько осложнено антиклинальным и синклинальным расположением трахитоидности, связанным, по-видимому, с давлением поступающих в камеру гранитных масс. Массив Тервис является в основном дисгармоничным и дискордантным телом по отношению к структуре вмещающих пород ладожской серии, но конформным к внутренней структуре и контакту. В юго-восточной части обычно наблюдается гармоничное строение по отношению к структуре огнейсованных кварцевых диоритов о. Лауватсари.

Массив Тервис расположен на пересечении двух разломов. Особенности его внутренней структуры связаны с подъемом гранитного расплава вдоль крупнейшего в Приладожье разлома северо-восточного простирания (см. § 2 гл. I). Второй разлом имеет северо-западное простирание и проходит вдоль щелеобразного зал. Труба в сторону оз. Хангасярви. Он прослежен на 12 *км* и также документируется зоной эруптивных брекчий мощностью до 2 *км*. На продолжении этого разлома к северо-западу обособляется ряд мелких тел микроклиновых гранитов, аналогичных по вещественному составу и текстурным особенностям гранитам массива Тервис.

Интрузивные тела, расположенные к северу от п-ва Тервис, на о-вах Тимонсари и Путсари, характеризуются гармоничным и конформным строением. Трахитоидность в гранитах имеет выдержанную северо-западную ориентировку, совпадающую с простиранием мощных разломов, проходящих вдоль юго-западных контактов этих тел. Граниты о. Тимонсари внедрились по контакту биотитовых гнейсов и микроклинизиро-

ванных плагиогранитов (см. рис. 16). Судя по ориентировке трахитоидности гранитов и гнейсовидности вмещающих пород, это тело наклонено на северо-восток под углом около 45°.

Наиболее трудно судить об особенностях образования Кузнеченского массива, так как первичная форма залегания была изменена тектоническими нарушениями, имевшими место после его консолидации. В центральной части массива проходит крутопадающий разлом северо-западного простирания (см. рис. 12), с ориентировкой которого совпадает пространственное расположение директивных текстур гранитов. Это, а также нахождение эруптивных брекчий на юго-западном берегу оз. Ровненского, в которых обломки плагиогранитов, биотитовых гнейсов и метабазитов заключены в массе микроклиновых гранитов, позволяют считать, что разлом синхронен с формированием микроклиновых гранитов и вдоль него осуществлялся подъем гранитного расплава; граниты локализовывались вдоль границ разнородных пород — гнейсов ладожской серии, плагиогранитов и метабазитов. Тектонические движения, однако, продолжались вдоль того же древнего разлома и привели к милонитизации самих гранитов (фотогр. 13, 14). Дугообразное строение юго-восточных частей связано с особенностями первичных контактов и со вторичным огнейсованием вдоль тектонических зон северо-восточного простирания.

Напряженность тектонической обстановки не снижалась не только после консолидации тел микроклиновых гранитов, пегматитовых и аплитовых жил, но и после внедрения даек среднепротерозойских диабазов, которые часто будинированы и деформированы, а породы, слагающие их, катаклазированы. Контакты гранитных массивов нередко тектонические, они характеризуются формированием зон тектонического массива, в котором будины гранитов заключены в гнейсах. Краевые зоны массивов часто подвергаются вторичному огнейсованию и становятся гармоничными по отношению к структуре вмещающих пород. В телах гранитов можно наблюдать следы тектонических перемещений, выражающихся то мелкими — волосовидными — зонками (массив Тервис), то мощными — до десятков метров — зонами милонитов.

Петрография. Микроклиновые граниты второго формационного типа по внешнему виду резко отличаются от серых — темно-серых пород комплекса умеренно кислых гранитоидов розовой окраской и относительной лейкократовостью. Розовая окраска гранитов этого типа обусловлена высоким содержанием микроклина, количество которого обычно составляет не менее трети породы. Среднее содержание цветного компонента, представленного исключительно биотитом, не превышает 5—7%. Отличительной особенностью микроклиновых гранитов является также более высокое содержание кварца, чем в гранитоидах первого формационного типа; он отчетливо выделяется в породе в виде изометрических зерен сероватого цвета со стеклянным блеском.

Характерной чертой рассматриваемых микроклиновых гранитов является выдержанность их минерального и химического состава; по внешнему виду и структурно-текстурным особенностям граниты северной и южной частей региона несколько отличаются друг от друга. Граниты Приозерского района расположены в зоне интенсивных тектонических деформаций, происходивших после их консолидации; для них характерны гнейсовидные, очковые, милонитовые текстурные разновидности. Очковая текстура обусловлена наличием крупных (до 3—4 *см*) «очков», вытянутых в направлении гнейсовидности и сложенных обычно агрегатом зерен (реже монокристаллами) микроклина. Часто наблюдаются переходы от гранитов со слабовыраженной очковой текстурой через очковые гнейсы и грубополосчатые милониты к тонкополосчатым милони-

там и ультрамилонитам (см. фотогр. 6, 13, 14). Овоидальная форма кристаллов микроклина, морфологически напоминающая овоиды калиевого полевого шпата, дала повод некоторым исследователям причислить их к рапакиви (Судовиков, 1967). Однако структурно-текстурные особенности, специфика вещественного состава, высокая химическая активность существенно отличают их от рапакиви. Текстура гранитов северной части района обычно трахитоидная, обусловленная субпараллельным расположением идиоморфных кристаллов полевых шпатов. Трахитоидность подчеркивается также ориентировкой ксенолитов вмещающих пород в субпараллельных плоскостях. Эта особенность особенно отчетливо выражена в приконтактовых частях массивов о. Путсари, п-ва Тервис и др.

Структура гранитов северной части среднезернистая, характерная для массива Тервис, или крупнозернистая, типичная, например, для гранитов о. Путсари. В первом случае средний размер зерен 3—4 *мм*, во втором кристаллы микроклина доходят до 1—1,5 *см*. Увеличение кристаллов микроклина обусловливает переход к порфировидным структурам, особенно характерным для краевых частей гранитных массивов Путсари, Тимонсари, Тервис.

Первичными структурами гранитов являются гипидиоморфнозернистая или порфировидная, в первой отчетливо наблюдается идиоморфизм полевых шпатов относительно кварца и биотита (фотогр. 15). Первичная структура гранитов обычно изменена в связи с наложенными процессами катаклаза и перекристаллизации. Эти процессы с особой интенсивностью проявлены в южной части района, в северной они выражены гораздо слабее. Зонки милонитизации отчетливо видны на фоне розоватых гранитов в виде темных полосок, мощность которых не превышает нескольких миллиметров (фотогр. 16). Микроскопически эти зонки характеризуются раздроблением первичных минералов и развитием в них кварца, вторичной слюды и хлорита. Перекристаллизация обусловливает образование бластогранитных структур; при этом контуры минералов становятся неправильными, происходит грануляция зерен. Отдельные участки породы обогащаются кварцем, который образует агрегаты гранобластического строения.

Минеральный состав гранитов характеризуется сравнительным постоянством. Главными минералами являются микроклин, кварц, кислый плагиоклаз № 18—22, биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, сульфидами; реже встречаются флюорит, турмалин, сфен, монацит, ортит. Вторичные, частью автометаморфические, минералы — мусковит и серицит, хлорит, карбонат, пелитподобные продукты замещения полевых шпатов, вторичная слюда типа стильпномелана. Особую роль в гранитах играет гранат, приобретающий в зонах эндоконтакта, в контаминированных гранитах и в связующей массе эруптивных брекчий значение существенной части.

Химические составы породообразующих минералов микроклиновых гранитов приведены в табл. 14. Результаты количественно-минералогического подсчета состава гранитов иллюстрируются табл. 15, для сравнения в ней даны составы аналогичных гранитов Южной Финляндии.

Микроклин является существенной частью всех разновидностей гранитов второго формационного типа. Его содержание варьирует от 32—33 до 39—40%. Он образует идиоморфные кристаллы, часто более крупные, чем зерна основной массы. В микроклине нередко содержится большое количество включений, распределяющихся по зерну равномерно. Они представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза и биотита, изометричными зернами кварца и апатита, реже встречаются магнетит и циркон. Плагиоклаз во включениях серицитизирован, а по его краям

Таблица 14

Химический состав породообразующих минералов микроклиновых гранитов *

Окислы	Плагиоклаз	Микроклины		Биотиты			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	61,22	64,34	63,28	34,04	35,54	35,42	33,55
TiO_2	—	0,55	—	2,20	3,12	3,00	3,24
Al_2O_3	23,90	18,28	21,60	18,58	16,31	18,43	17,98
Fe_2O_3	0,23	0,07	0,06	1,60	3,19	1,75	2,74
FeO	0,25	0,30	0,30	23,00	17,84	17,60	20,59
MnO	—	0,05	—	0,24	0,17	0,08	0,10
MgO	0,14	0,62	0,20	7,13	10,67	9,60	8,08
CaO	4,56	0,59	0,44	0,90	0,71	0,26	0,65
Na_2O	8,00	2,19	1,38	0,13	0,13	0,13	0,12
K_2O	1,02	12,86	12,90	8,28	8,85	9,78	9,24
P_2O_5	—	0,07	—	0,14	0,06	0,04	0,09
П. п. п.	0,66	0,43	0,31	3,68	2,89	4,60	3,39
H_2O_{105}	<0,10	0,08	<0,10	<0,10	0,12	—	—
Сумма	100,08	100,43	100,57	100,02	99,60	100,69	99,77
F	—	—	—	65,7	52,4	52,9	61,6
f	—	—	—	64,4	48,4	50,9	58,9

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — из микроклинового гранита, о. Путсари, обр. 1362; 2 — из микроклинового гранита, п-в Тервис, обр. 583; 3 — из микроклинового гранита, о. Путсари, обр. 1362; 4 — то же, что и ан. 2; 5 — то же, что и ан. 1; 6 — из микроклинового гранита, о. Тимонсари, обр. 50б; 7 — из гранита, зал. Палосаренселька, обр. 190. Аналитики: 1—4 — В. Е. Потоцкая; 5 — К. И. Титомирова; 6, 7 — из работы В. И. Лебедева и др. (1964).

Таблица 15

Количественно-минералогический состав микроклиновых гранитов Приладожья и Южной Финляндии (подсчитано на ИСА)

№ анализа*	Кварц	Микроклин	Плагиоклаз	Биотит	Прочие
1	32,2	39,7	25,2	2,95	Не подсч.
2	30,4	32,4	26,2	6,0	5,0
3	28,4	37,4	24,9	5,6	3,7
4	30,5	34,0	29,0	1,0	5,5

* 1 — окр. пос. Лумиваара (среднее из 2 опр.); 2 — о. Тимонсари (среднее из 5 опр.); Ю. Финляндия (среднее из 9 опр. — Simonen, 1960б); 4 — Ю. Финляндия (среднее из 12 опр. — Parras, 1958).

иногда образуется каемка альбита № 0—4. В микроклине отчетливо видна микроклиновая решетка и часто наблюдаются пертитовые вростки альбита № 0—5. Крупные кристаллы микроклина обычно образуют простые двойники по карлсбадскому закону. Координаты двойниковой оси [001], измеренные для микроклина в шл. 583: *Ng* — 85°, *Nm* — 19°, *Np* — 72°; координаты плоскости срастания (010) с *Ng* 17°, *Nm* 72°, *Np* 85°.

Измерения кристаллооптических свойств микроклина в гранитах п-ва Тервис, произведенные Л. М. Прокофьевым на федоровском столике в специально изготовленных шлифах, показали, что угол *Ng* : ⊥ (010) = 16—17°, а 2*V* выдержан в пределах от —84 до —86°. Это позволяет отнести его к максимальному микроклину со степенью триклинности 0,9—0,95. Аналогичные данные были получены для микроклинов из гранитов Тимонсари и Путсари. Нормативный состав микроклинов из гранитов массива Тервис и о. Путсари, вычисленный по данным химиче-

ских анализов (см. табл. 14), следующий (в мол. %): обр. 583 — Or—77,2, Ab—19,7, An—3,1; обр. 1362—Or—83,6, Ab—14,0, An—2,4.

Кварц является главным лейкократовым минералом рассматриваемых пород. Его содержание изменяется от 28—30 до 33—34%, повышенное содержание наблюдается в аплитах и лейкократовых гранитах. Он выделяется в виде ксеноморфных зерен, расположенных между более идиоморфными кристаллами полевых шпатов. Во всех разновидностях гранитов кварц характеризуется волнистым угасанием.

Плагиоклаз является также существенной частью всех рассматриваемых пород, но присутствующей в подчиненном количестве по сравнению с микроклином и кварцем. Его содержание варьирует от 15 до 20%. Плагиоклаз образует сравнительно идиоморфные кристаллы обычно лейстовидной формы. Наблюдается отчетливое полисинтетическое двойникование преимущественно по альбитовому, альбит-карлсбадскому и периклиновому законам. Плагиоклаз во всех разновидностях представлен олигоклазом, содержание анортитовой составляющей в нем изменяется в пределах 18—22%. Нормативный состав плагиоклаза из гранитов о. Путсари: Ab—71,4, An—22,4, Or—6,2 (обр. 1362). Иногда встречаются слегка зональные кристаллы, в которых состав центральных частей отличается от состава краевых незначительно. Внутренние зоны соответствуют № 25—30, краевые — № 15—20. Более кислые плагиоклазы, представленные альбит-олигоклазом № 10—13 и альбитом № 4—7, встречаются в аплитовидных гранитах, слагающих дайки, а также краевые зоны некоторых массивов (например, западный контакт массива Тервис). Понижение основности до альбита № 0—4 характерно также для плагиоклаза, включенного в микроклин. Плагиоклазы несколько более основного состава (№ 25—30) присутствуют в контаминированных гранитах района о. Тимонсари и п-ва Вяттика.

Плагиоклаз измерялся на федоровском столике и иммерсионным методом В. Б. Татарского (1956). Результаты измерений плагиоклаза приводятся в табл. 16. Из таблицы видно, что показатели преломления

Таблица 16

Показатели преломления плагиоклазов из микроклиновых гранитов

№ шлифа	Ng'	Np'	№ плагиоклаза	Местонахождение
1620	1,544	1,540	21±2	Район Лумиваары
1643а	1,545	1,539	19±2	„ „
1643	1,547	1,542	22±2	Район Тимонсари
53	1,545	1,539	19±3	Кузнеченский массив
583	1,544	1,541	21±2	П-в Тервис
578	1,542	1,538	11±2	П-в Тервис, краевая зона

варьируют в следующих пределах: Ng' от 1,544 до 1,547; Np' от 1,538 до 1,542. Из вторичных изменений плагиоклаза наиболее широко проявлен процесс серицитизации и пелитизации и автометаморфической микроклинизации; последняя выражается в образовании антипертитовых вростков и замещении плагиоклаза по трещинкам спайности.

Биотит является единственным темноцветным минералом гранитов и аплитов. Его содержание в гранитах 5—7%, в аплитах и лейкократовых гранитах 2—4%. В контаминированных гранитах количество биотита увеличивается до 15—17%. Биотит образует таблитчатые кристаллы, длина которых в среднем равна 2—4 *мм*, а в крупнозернистых разновидностях доходит до 5—6 *мм*. В шлифах биотит окрашен в коричневый цвет и резко плеохроирует. Часто содержит мелкие включения циркона

и монацита, вокруг которых видны плеохроичные ореолы темно-коричневого цвета. При вторичной перекристаллизации биотит светлеет, не содержит включений циркона и образует более мелкие (1—1,5 *мм*) чешуйки. Часто замещается мусковитом (серицитом) и пеннином.

Химические анализы биотитов из микроклиновых гранитов Приладожья, приведенные в табл. 14, показывают, что общая железистость в них изменяется от 52,4 до 65,7. Среднее значение железистости по данным четырех анализов равно 58,1 и не отличается от железистости биотитов из гранитоидов первого формационного типа (58,0). Среднее содержание TiO_2 в биотитах из микроклиновых гранитов 2,89%, из плагиогранитов 3,38, из чариокитов окрестностей Куркиек 4,84%. Показатели преломления биотитов ($Ng \approx Nm$) из микроклиновых гранитов Приладожья и Южной Финляндии приведены в табл. 17. Эти данные показы-

Таблица 17

Показатели преломления биотитов из микроклиновых гранитов Приладожья и Южной Финляндии (*f* определена по диаграмме Соболева, 1950)

№ анализа*	$Ng \approx Nm$	*f*	Местонахождение
1	1,655	56	Приладожье, Тимонсари
2	1,661	64	Приладожье, Палосаренселька
3	1,650	54	Приладожье, п-в Тервис
4	1,652	56	То же
5	1,671	72	Ю. Финляндия, Ханно
6	1,669	70	Ю. Финляндия, Киркконумми
7	1,659	61	Ю. Финляндия, Инноо

* 1, 2 — по В. И. Лебедеву и др. (1964), обр. 50в и 190; 3, 4 — по Г. М. Саранчиной, Л. М. Прокофьеву (1971 г.); 5—7 — по А. Симонену (Simonen, 1960б).

вают существенные вариации железистости биотита, определенной по показателям преломления. Однако в диаграммах В. С. Соболева не учитывается изменение светопреломления и содержания TiO_2 и соответственно приведенные значения не являются точными.

Мусковит (серицит) образует таблички, не превышающие 3—4 *мм* в длину. Он находится в тесной ассоциации с биотитом. Нередко развивается в зонах катаклаза. Серицит и пеннин образуют мелкие чешуйки (десятые доли миллиметра). Серицит развивается по плагиоклазу, реже по микроклину. Пеннин замещает биотит, но нередко совместно с серицитом и кварцем «залечивает» трещины катаклаза и развивается вдоль плоскостей гнейсовидности и милонитизации.

Из акцессорных минералов наибольшее развитие имеет апатит, который можно наблюдать почти во всех шлифах. Его количество заметно увеличивается в зонах контакта, доходя в отдельных случаях до десятых долей процента. Он образует идиоморфные зерна размером обычно в десятые доли миллиметра, но иногда достигающие до 1 *мм* в длину; часто наблюдается его приуроченность к кристаллам биотита.

Циркон и монацит являются постоянной, но весьма незначительной составной частью микроклиновых гранитов. Они ассоциируют с биотитом и апатитом. В шлифах не всегда отличимы друг от друга. Диагностируются по сильному двупреломлению, высокому показателю преломления. В шлихах хорошо отличаются по игольчатым формам развития циркона и изометрическим монацита. Циркон в шлихах имеет красновато-коричневый цвет, разбит многочисленными трещинами. Монацит характеризуется более темной кирпичной окраской и менее трещиноват.

Образует мелкие зерна, не превышающие 0,1—0,2 *мм*. В существенных количествах монацит был встречен в протолочках из микроклинизированных плагиогранитов окрестностей ст. Ояярви.

Флюорит обнаружен в виде мелких единичных зернышек, приуроченных к пластинкам биотита в гранитах Кузнеченского массива и о. Тимонсари. Их размеры не превышают десятых долей миллиметра. В гранитах Тимонсари он образует линзовидные выделения, длина которых доходит до 0,4—0,5 *мм*. Окрашен в светло-фиолетовый цвет.

Турмалин, так же как и флюорит, встречается в гранитах очень редко, но является существенным компонентом пегматитовых жил, секущих биотитовые гнейсы. Он образует мелкие (0,2—0,3 *мм* в длину) кристаллы с поперечными сечениями в виде сферических треугольников. Характеризуется зеленовато-бурым цветом, прямой схемой абсорбции и отрицательным удлинением.

Рудные минералы встречаются в количествах, не превышающих сотые доли процента. Они представлены магнетитом, ильменитом, сульфидами (пирит, пирротин) и окислами железа. Магнетит образует мелкие эвгедральные кристаллики (не более 0,01 *мм*), встречен в виде единичных зерен в шлихах (пробы 53, 30д, 583, 1362). Иногда магнетит образуется при хлоритизации биотита и выделяется в виде рудной «пыли» вдоль спайности хлорита. Еще меньшее значение имеют сульфиды, которые генетически связаны с мелкими кварцевыми жилками, проникающими вдоль зонок милонитизации в гранитах. Ильменит был определен в протолочках.

Изучение граната имеет важное значение для решения вопросов о формировании микроклиновых гранитов, а также для выяснения закономерностей метасоматических процессов, генетически связанных с этими гранатами. Гранат в микроклиновых гранитах встречается в зонах эндоконтакта, в связующей массе эруптивных брекчий, в участках гранитов, содержащих ксенолиты парапород, и в мелких гранитных телах, заключенных в гнейсах. В породах, слагающих мелкие тела, его содержание доходит до 7—8, а в отдельных случаях даже до 12—15%. В центральных частях крупных массивов, в участках, не содержащих ксенолитов, гранат не встречается. Гранаты были обнаружены также в аплитовых и пегматитовых жилах. Гранат содержит в среднем около 80% альмандина и 8—10% пиропа. Подробное описание граната и гранатсодержащих гранитов приводится в § 2 гл. III.

Петрохимия. Характерной чертой микроклиновых гранитов второго формационного типа как Приладожья (табл. 18, ан. 1, 3—8, 10, 11, 15, 18, 20), так и примыкающей к нему территории Финляндии (ан. 9, 12, 13, 21, 22) и Южной Карелии (ан. 14) является выдержанность их химического состава. От комплекса умеренно кислых гранитоидов эти породы резко отличает высокое содержание кремнезема и калиевая специализация. Содержание SiO_2 в гранитах Приладожья варьирует от 71 до 73%, несколько повышаясь (до 73,8—74,8%) в лейкократовых и аплитовидных разновидностях (ан. 4, 15, 20) и в породах краевой зоны массива Тервис (ан. 2). Среднее содержание SiO_2 в позднекинематических гранитах Финляндии равно 73,06% (Simonen, 1960б), 72,97% (Parras, 1958); несколько повышенное количество SiO_2=75% приводит М. Херме (Härme, 1965) для гранитов районов Мустио и Лему в Южной Финляндии.

Суммарное содержание щелочей в гранитах варьирует от 7,5 до 8,5 вес. %. Отмечается повышение их содержания до 9,28% в породах краевой зоны массива Тервис (ан. 2). K_2O всегда доминирует над Na_2O. Среднее содержание K_2O в микроклиновых гранитах Приладожья по данным 13 анализов равно 4,84 вес. %; в позднекинематических гранитах Южной Финляндии — 6,07% (по Симонену), 5,10% (по Паррасу) и

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	70,86	73,82	71,35	74,98	72,03	72,00	72,38	71,56	73,06	70,66	73,34
TiO_2	0,35	0,19	0,39	0,12	0,23	0,32	0,39	0,34	0,22	0,45	0,39
Al_2O_3	14,29	13,39	13,96	14,16	14,27	14,65	13,76	14,67	14,03	14,25	13,35
Fe_2O_3	0,86	0,49	0,61	0,73	0,73	0,65	0,51	0,83	0,61	0,67	0,67
FeO	1,93	1,44	2,61	0,69	2,09	1,47	2,23	1,34	1,16	2,55	2,01
MnO	0,06	0,05	0,14	0,08	0,09	0,01	0,01	0,08	0,02	0,14	0,12
MgO	0,75	0,19	0,75	0,34	0,55	0,44	0,50	0,64	0,36	0,58	0,41
CaO	1,22	1,12	1,59	1,37	1,59	1,51	1,86	1,68	1,14	1,42	1,20
Na_2O	3,10	3,28	3,03	3,42	2,63	2,89	2,63	2,91	2,78	3,27	3,10
K_2O	5,36	6,00	4,20	4,05	5,23	4,62	4,70	4,60	6,07	4,80	4,85
P_2O_5	—	0,10	—	—	—	0,02	0,15	0,17	0,08	0,19	0,17
H_2O_{105}	0,18	0,03	0,22	0,10	0,14	0,20	0,08	0,20	—	0,12	0,04
П. п. п.	0,90	0,33	0,72	0,58	0,53	0,75	0,87	0,81	0,51	0,78	0,63
Сумма	99,84	100,43	99,57	100,62	100,11	99,71	100,07	99,83	100,04	99,88	100,28
K_0	32,4	23,2	18,2	44,4	16,7	28,7	16,2	35,7	34,8	18,6	22,2

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — микроклиновый гранит, массив Тервис, 578; 3 — микроклиновый гранит, Кузнеченский массив, обр. 53; 4 — мелкозернистый о. Путсари (Волотовская, 1948); 6 — микроклиновый гранит; о. Путсари, обр. 1362; ческие граниты, Ю.-З. Финляндия, гранитная провинция (среднее из 18 ан. — Simo зал. Труба, обр. 956, 630; 12 — микроклиновый гранит, Ю.-З. Финляндия (среднее из 1951); 14 — микроклиновый гранит, Ю. Карелия, Суоярви (среднее из 5 ан. — Моро 1964); 16 — гранит из связующей массы эруптивных брекчий, п-в Вяттика, обр. 774е; кратовый гранатсодержащий гранит, о. Рахкасари, обр. 1583; 19 — микроклиновый м. Семингенниеми, обр. 1585; 21 — лейкократовый гранатсодержащий гранит, Ю. (Härme, 1965); 23 — микроклиновый гранит, южное окончание Кузнеченского массива, Юрова; 8 — Т. М. Саблина; 10, 11, 16, 17, 23 — К. И. Титомирова.

5,10—6,50% (по Херме). Характерным является выдержанное значение Al_2O_3 (13,5—14,5%) и низкое содержание MgO; вес. % MgO ни в одном из анализов не превышает десятых долей. Среднее количество CaO по данным 13 анализов равно 1,19 вес. %. То же значение приводят А. Симонен и К. Паррас. Несколько более низкое содержание CaO = 1,00—0,92% приводит М. Херме (ан. 21 и 22). Для микроклиновых гранитов характерно весьма небольшое количество TiO_2 (около 0,3%), которое уменьшается (до 0,10—0,12%) в аплитовидных и лейкократовых разновидностях.

Пересчет, по Заварицкому (табл. 19), указывает на значительное пересыщение пород кремнеземом (среднее значение $s = 79,81$, а Q от +29 до +33). Низкое значение характеристики b связано с бедностью пород фемическими минералами. Близкое значение во всех разновидностях имеет основной параметр a (13—15%); это указывает на одинаковое количество щелочных полевых шпатов в породе. Среднее значение параметра c в гранитах равно 1,6. В позднекинематических гранитах Финляндии $c = 1,4$ (Simonen, 1960б) и 1,3 (Parras, 1958). Примерно те же значения приводит и М. Херме (ан. 21 и 22). Пониженное значение этой характеристики связано с низким содержанием анортитовой составляющей в плагиоклазе гранитов и небольшим содержанием последнего в породе. Все граниты Приладожья и Финляндии, по классификации Заварицкого, являются породами, пересыщенными глиноземом. Значение характеристики a' варьирует в широких пределах, в наиболее типичных гранитах a' близко к 30. Повышенное содержание этого параметра связано с присутствием биотита, а также с пелитизацией и серицитизацией

Таблица 18

микроклиновых гранитов*

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
72,97	73,55	74,60	74,84	73,62	70,67	71,76	73,26	74,18	75,03	75,00	75,36
0,14	0,22	0,11	0,10	0,24	0,65	0,07	0,19	0,03	0,04	0,06	0,16
13,91	13,85	13,62	12,64	13,39	13,65	14,39	13,38	14,02	15,08	13,45	11,78
0,31	0,82	0,38	0,96	0,61	0,46	0,12	0,54	0,91	0,04	0,04	0,24
1,60	1,38	1,06	1,28	1,08	3,55	3,07	2,01	1,24	0,16	0,43	1,79
0,04	0,03	0,02	0,01	0,13	0,15	0,06	0,02	0,07	0,01	0,01	0,07
0,42	0,38	0,56	0,48	0,45	0,76	0,46	0,12	0,10	0,17	0,31	0,30
1,06	1,36	0,48	1,33	1,49	2,27	1,90	1,08	0,86	1,00	0,92	1,74
3,27	2,93	3,81	2,75	3,44	4,00	2,63	3,53	3,33	2,40	2,62	3,78
5,10	5,18	5,22	4,50	5,10	3,03	5,97	5,20	4,94	5,12	6,50	4,36
0,20	0,04	Не опр.	0,06	0,12	0,15	—	0,12	0,07	0,13	0,05	0,15
0,06	0,12	} 0,21	0,04	0,06	0,06	0,08	0,08	0,06	0,04	0,04	0,12
0,63	0,38		0,34	0,62	0,65	0,20	0,68	0,20	0,65	0,58	0,23
99,71	100,24	100,07	99,93	100,35	100,05	100,71	100,21	100,01	99,87	100,01	100,58
15,4	34,5	28,6	40,00	34,8	10,7	4,4	16,7	41,4	6,25	4,7	10,8

г. Суримяки, обр. 583; 2 — лейкократовый гранит, краевая зона массива Тервис, обр. гранит, Кузнеченский массив, оз. Молодежное, обр. 30д; 5 — микроклиновый гранит, 7, 8 — крупнозернистые граниты, м. Рогатый, обр. 2064, 2064а; 9 — позднекинематипеп, 1960б); 10, 11 — микроклиновые граниты, Тервис, у Лесного озера, и побережье 5 ан. — Parras, 1958); 13 — микроклиновый гранит, Финляндия, Тампере (Seitsaari, зов, Михайлюк, 1950 г.); 15 — мелкозернистый гранит, о. Луоккиосарет (Лебедев и др., 17 — контаминированный гранит, Тервис, у совхоза «Ладога», обр. 634; 18 — лейкогранит, Кирьяволахтинская глыба, обр. 1568; 20 — лейкократовый гранит с гранатом, Финляндия, Сему (Härme, 1965); 22 — микроклиновый гранит, Ю. Финляндия, Мустио контактовая зона, обр. 2083. Аналитики: 1, 4, 6 — Ю. С. Шапкина; 7, 18—20 — Г. М

полевых шпатов. Коэффициент окисления обычно невысок, но в некоторых породах доходит до 30—40% (см. табл. 18).

Приведенные данные показывают, что микроклиновые граниты Приладожья по петрохимическим особенностям близки к посткинематическим гранитам Южной Финляндии. От последних они отличаются лишь немного пониженным содержанием K_2O (примерно на 1—1,5%) и несколько большей меланократовостью (*b* выше на 1—2%).

Особенности химизма гранитов отчетливо выявляются также при рассмотрении нормативных составов (табл. 20). В них наблюдается довольно постоянное содержание нормативного кварца, равное в среднем 30,6%. Почти такое же значение (30,3 и 30,9%) имеет кварц в среднем составе позднекинематических гранитов Финляндии (ан. 9,12). Повышение нормативного кварца наблюдается в лейкократовых и аплитовидных разновидностях (ан. 4,15), к которым относится и гранит района Лему в Финляндии (ан. 21).

Довольно постоянно содержание в гранитах Приладожья и Финляндии нормативного альбита, среднее количество которого равно 25—27%. Некоторое увеличение его наблюдается в гранитах Суоярви (ан. 14) и в контаминированном граните (ан. 17). Количество калиевого полевого шпата варьирует в более широких пределах. Его среднее содержание в гранитах Приладожья (ан. 1, 3, 5—8, 10, 11) равно 27,7%, повышение до 35,6; 36,2 и 39,9% наблюдается в породах краевой зоны массива Тервис и в гранитах Финляндии, снижение до 17,8% характерно для контаминированного гранита.

Среднее содержание нормативного гиперстена равно 3,5—4%, в нем

Таблица 19

Характеристики Заварицкого для микроклиновых гранитов *

Характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
s	79,0	81,3	79,5	81,8	79,9	80,4	81,0	79,7	81,2	79,2	81,0	80,7	81,2	81,2	81,4	80,8	79,2	77,4	81,3	80,9	81,3	82,6	81,8
a	14,27	15,4	12,6	12,8	13,1	12,6	12,3	12,9	14,6	13,8	13,4	14,3	13,5	15,2	12,2	14,4	13,0	13,8	14,8	13,8	12,2	14,8	13,9
b	5,33	2,4	6,0	3,8	5,1	5,3	4,5	5,4	2,8	5,4	4,2	3,7	3,7	2,9	3,9	3,3	5,3	6,6	2,6	4,4	5,3	1,5	3,8
c	1,40	0,9	1,9	1,6	1,9	1,7	2,2	2,0	1,4	1,6	1,4	1,3	1,6	0,7	1,5	1,5	2,5	2,2	1,3	0,9	1,2	1,1	0,5
Q	28,6	30,9	31,9	36,4	31,7	33,9	35,8	31,6	31,8	29,2	33,8	31,5	33,8	29,1	38,9	30,5	29,9	25,0	31,7	33,3	37,0	34,5	35,3
c'	—	16,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	3,7	—	—	—	—	—	39,7
m'	22,5	13,5	20,0	13,8	16,8	13,6	18,0	19,7	22,4	17,3	15,9	18,2	16,1	25,0	20,0	29,2	23,8	8,7	7,7	4,5	6,2	33,4	12,0
f'	47,5	70,3	51,1	31,0	49,4	34,6	55,2	35,8	60,1	55,5	58,7	49,0	51,8	45,8	50,0	68,0	72,5	89,3	87,2	44,7	2,4	28,6	48,3
a'	30,0	—	28,9	55,2	33,8	51,8	26,8	44,5	17,5	27,2	25,4	32,8	32,1	29,2	30,0	—	—	2,0	5,1	50,8	91,4	38,0	—
φ	12,5	16,2	8,9	5,5	21,05	9,8	8,9	12,3	20,0	12,7	12,7	7,2	17,5	10,5	20,0	16,0	7,5	2,0	15,4	17,8	—	—	3,4
t	0,4	0,2	0,4	0,1	0,25	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1	0,08	0,2	0,7	0,09	0,2	—	—	0,09	0,2
n	46,7	45,3	52,1	56,7	42,8	48,0	53,8	50,0	40,9	51,7	49,3	49,6	46,2	52,6	47,8	50,5	67,0	40,0	50,5	50,5	41,8	38,1	56,4
K : Na	1,1 : 1	1,2 : 1	1 : 1	1,2 : 1	1,3 : 1	1,1 : 1	1,2 : 1	1 : 1	1,4 : 1	1 : 1	1 : 1	1 : 1	1,1 : 1	1 : 1,1	1,1 : 1	1 : 1	1 : 2	1,5 : 1	1 : 1	1 : 1	1,4 : 1	1,4 : 1	1 : 1 3

* Расшифровку вертикальных граф см. в табл. 18.

Таблица 20

Нормативный состав микроклиновых гранитов

№ анализа*	Q	Or	Ab	An	Hy	C	Jl	Mt	Ap
1	28,1	31,2	26,2	5,8	4,1	1,3	0,6	1,4	—
2	28,8	35,6	27,8	3,9	2,5	—	0,5	0,7	0,7
3	31,2	25,0	25,7	8,1	5,6	1,3	0,8	0,9	—
4	36,0	23,9	28,8	6,7	1,5	1,6	0,3	0,9	—
5	31,1	30,6	22,6	8,1	4,3	1,2	0,5	0,9	—
6	31,1	24,6	24,6	12,0	2,3	—	0,6	0,9	0,7
7	33,2	27,8	22,5	8,3	4,2	2,2	0,8	0,7	0,3
8	32,2	26,2	25,7	7,5	2,7	2,7	0,6	1,1	0,3
9	30,3	36,2	23,6	4,7	1,7	0,6	0,5	0,9	0,3
10	28,1	28,4	27,8	6,1	4,8	1,4	0,8	0,9	0,3
11	32,6	28,9	26,2	5,0	3,8	1,1	0,7	0,9	0,3
12	30,9	30,0	27,8	4,2	3,4	1,4	0,3	0,5	0,3
13	33,0	30,6	24,6	5,8	2,5	1,3	0,5	1,2	0,3
14	30,2	30,6	32,0	2,5	3,0	0,8	0,2	0,7	—
15	37,9	26,7	23,1	5,6	2,7	1,2	0,15	1,4	0,3
16	30,2	30,1	28,8	6,1	2,2	0,5**	0,5	0,9	0,3
17	27,6	17,8	34,1	10,3	7,3	1,0**	1,2	0,7	0,3
18	27,9	35,6	22,0	5,8	6,6	1,4	0,15	0,2	—
19	29,3	30,6	29,4	4,7	3,2	0,3	0,5	0,7	0,3
20	34,00	28,9	27,8	3,4	1,6	2,0	—	1,4	0,3
21	39,9	30,05	20,45	4,2	0,7	4,2	—	—	0,3
22	32,7	38,4	22,0	3,6	1,4	0,7	0,15	—	0,3
23	33,0	26,2	32,0	2,2	1,2	4,8**	0,3	0,2	0,3

* Расшифровку номеров анализов см. в табл. 18.
** Показано содержание нормативного диопсида.

Таблица 21

Содержание нормативных лейкократовых минералов в микроклиновых гранитах (без анортита)

№ анализа*	Сумма нормативных кварца, ортоклаза, альбита, %	Лейкократовая часть, приведенная к 100%		
		Кварц	Ортоклаз	Альбит
1	85,5	32,9	36,5	30,6
2	92,2	31,2	38,6	30,2
3	81,9	39,2	31,3	29,5
4	88,7	40,5	26,9	32,6
5	84,3	36,9	36,3	26,8
6	80,3	38,8	30,6	30,6
7	83,5	39,7	33,3	27,0
8	84,1	38,2	31,2	30,6
9	90,0	33,6	40,2	26,2
10	84,3	33,3	33,7	33,0
11	87,7	37,2	32,2	32,4
12	88,7	34,8	33,8	31,4
13	88,2	37,3	34,8	27,9
14	92,8	32,5	33,0	34,5
15	87,7	43,2	30,4	26,4
16	89,1	33,9	33,7	32,4
17	79,5	34,7	22,4	42,9
18	85,5	32,7	41,6	25,7
19	89,5	32,8	34,3	32,9
20	90,7	37,5	31,9	30,6
21	90,4	44,1	33,2	22,7
22	93,1	35,2	41,2	23,6
23	91,2	36,1	28,7	35,2

* Расшифровку номеров анализов см. в табл. 18.

всегда преобладает ферросилитовая составляющая. Содержание нормативного корунда в большинстве анализов незначительно превышает 1%, отмечается его увеличение до 2,5% лишь в гранитах м. Рогатого в Приозерском районе и в лейкократовых гранитах Лему в Финляндии. Количество нормативного магнетита и ильменита невелико, содержание первого составляет в среднем около 1%, а второго — 0,5—0,7%. Постоянно количество апатита, равное 0,3%; лишь в породах краевой зоны массива Тервис (ан. 2) и гранита Путсари это значение повышается до 0,7%.

В приведенных таблицах даны также химические анализы контаминированных гранитов: ан. 17 взят из такситового гранита, обогащенного полурезорбированными ксенолитами, ан. 15, 16 отвечают гранатовым гранитам о. Луоккиосарет и п-ва Вяттика. Эти три анализа характеризуют состав пород контактового ореола интрузии Тервис. Химизм лейкократового гранатового гранита о. Рахкасари иллюстрируется ан. 18. Анализ 23 характеризует краевую зону Кузнеченского массива южного контакта гранитов с кварцевыми диоритами и плагиогнейсами ладожской серии. Порода обогащена альбитовой составляющей и несколько обеднена нормативным ортоклазом и анортитом. Результаты детального изучения эндоконтактовых изменений гранитов приводятся в § 2 гл. III.

В табл. 21 дан суммарный количественный состав нормативных кварца, ортоклаза, альбита и их процентное содержание. Результаты таблицы используются в § 1 и 2 гл. IV.

§ 4. Отличительные особенности гранитоидов первого и второго формационных типов

Типы пород, минеральный и химический состав. В комплексе умеренно кислых гранитоидов доминирующее значение имеют кварцевые диориты и плагиоклазовые граниты (трондьемиты). Пегматитовые образования не установлены. Дайковая фация редка, к ней с достоверностью могут быть отнесены лишь меланократовые кварцевые диориты Приозерского массива. Наиболее характерным минералом гранитоидов первого комплекса является плагиоклаз ряда олигоклаз—андезина (≈50%.) Кварц присутствует во всех разновидностях, количество его варьирует от 10 до 30%. Цветные минералы (≈20%) представлены обыкновенной роговой обманкой и биотитом, а в чарнокитах—гиперстеном, содержащим 50—54% ферросилитовой составляющей. Специфическим акцессорным минералом является сфен, содержание его доходит до 1—1,2%.

Наиболее типичной петрохимической особенностью пород комплекса умеренно кислых гранитоидов является натровая специализация, выдержанная для всех разновидностей, и пересыщенность пород SiO_2; содержание последнего изменяется в сравнительно широких пределах (66—69% для трондьемитов, 59—61% для кварцевых диоритов). Довольно сильно варьирует содержание CaO, MgO, $FeO+Fe_2O_3$, TiO_2. По классификации Заварицкого, рассматриваемые гранитоиды преимущественно относятся к породам нормального ряда и реже являются пересыщенными глиноземом.

Микроклиновые граниты второго формационного типа в противоположность ранним гранитоидам характеризуются выдержанностью минерального и химического состава. Содержание кварца в них составляет 30—33%. Полевые шпаты представлены микроклином и олигоклазом № 18—22, микроклин всегда резко доминирует над кислым плагиоклазом. Содержание биотита равно 5—10%. Из акцессорных минералов наиболее типичны апатит, монацит, циркон; сфен редок.

В химическом отношении микроклиновые граниты отличаются высоким содержанием SiO_2 (≈71—74%) и резко выраженной калиевой специализацией; типичным для рассматриваемых пород является также выдержанное значение Al_2O_3 (13,5—14,5%), CaO (≈1,3%), MgO (десятые доли процента) и пониженное содержание TiO_2 (в два-три раза меньшее, чем в гранитоидах первого формационного типа). По классификации Заварицкого, микроклиновые граниты являются породами, пересыщенными глиноземом.

Геологические особенности. Гранитоиды первого формационного типа обычно образуют конформные и гармоничные массивы, вытянутые в северо-западном и меридиональном направлениях, согласно с общей ориентировкой складчатых структур региона. Повсеместно наблюдается вторичное огнейсование, согласно проходящее через гранитоиды и вмещающие породы. Первичные контакты крупных тел обычно нарушены и являются тектоническими, а первичная текстура сохраняется лишь в их центральных частях (массивы Контиовары и Лакеамяки); мелкие тела обычно будинированы, и их первичные формы залегания полностью изменены.

Микроструктурный анализ показал, что гранитоиды первого формационного типа представляют собой сложные S+R- и S+B-тектониты. Вторичное огнейсование, катаклаз и милонитизация предшествовали внедрению микроклиновых гранитов и процессам метасоматоза, так как вдоль этих направлений особенно интенсивно идут процессы микроклинизации, биотитизации и др.

Образование микроклиновых гранитов и эруптивных брекчий с «цементирующей» гранитной массой находится в тесной генетической связи с древними разломами, контролирующими пространственное размещение гранитных интрузий. Эти разломы были сформированы или «оживлены» в заключительную фазу карельского орогенеза. Подъем гранитного расплава вдоль разломов северо-восточного направления обусловливает дисгармоничность и дискордантность гранитных тел и отчетливо выраженную в них северо-восточную ориентировку трахитоидности. Типичным примером является дисгармоничная интрузия п-ва Тервис. Гармоничное и конкордантное строение гранитных тел связано с локализацией их вдоль северо-западных разломов, ориентированных согласно со складчатой структурой района.

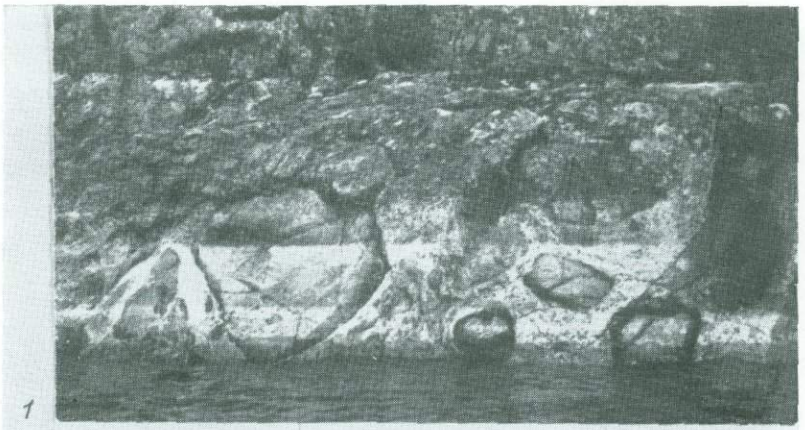
Интенсивные тектонические движения продолжались и после консолидации гранитов, на что указывает деформация мелких гранитных тел и даек, а также их катаклаз и милонитизация. Эти молодые тектонические движения особенно резко проявлены в пределах Юго-Западного Приладожья (см. § 2 гл. I).

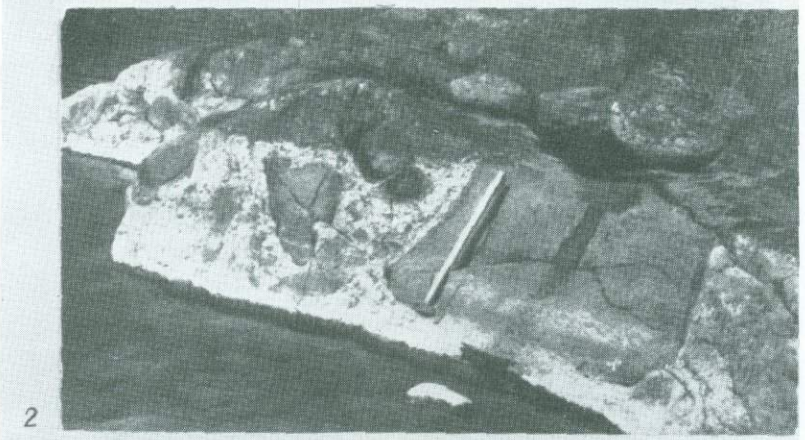
Сравнение состава гранитоидов с составом вмещающих пород, особенности экзо- и эндоконтактового метаморфизма. Вещественный состав гранитоидов первого формационного типа близок к составу вмещающих пород, представленных преимущественно плагиоклазовыми гнейсами. Эта особенность четко прослеживается во всех массивах Западного Приладожья, включая чарнокитовые массивы Куркиекского района, залегающие среди гиперстеновых гнейсов. Для рассматриваемых гранитоидов типична ассоциация с мигматитами венитового типа, лейкократовая часть мигматитов и гранитоидов идентична. В области развития кордиеритовых гнейсов в инъекционном материале образуется кордиерит. В массивах Западного Приладожья, сложенных породами комплекса умеренно кислых гранитоидов, не наблюдалось эндоконтактовых и экзоконтактовых изменений, что указывает на химическую пассивность и отсутствие перегретости расплава.

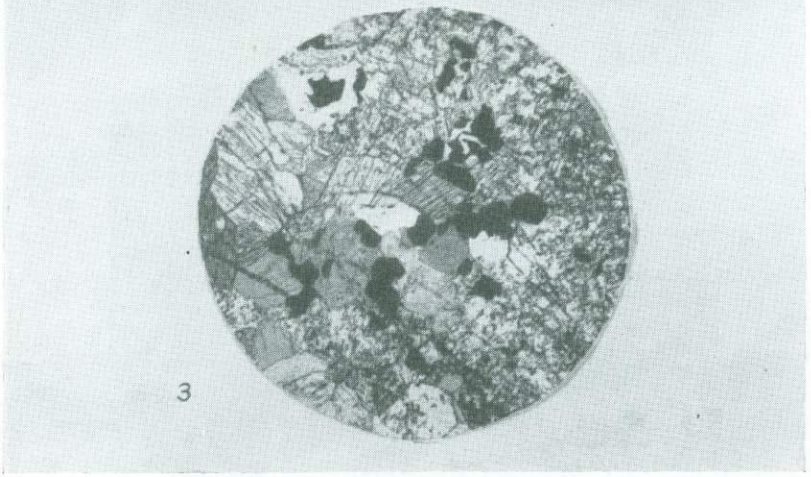
Вещественный состав микроклиновых гранитов второго формационного типа не зависит от состава вмещающих пород. Эндо- и экзоконтактовые изменения гранитов, а также аплитов и пегматитов проявлены очень резко. При активно идущих реакциях биметасоматического обмена образуются «контаминированные» граниты, гранатовые и олигоклазовые разновидности. В них обычно наблюдается уменьшение K_2O, SiO_2 и увеличение Na_2O, CaO, MgO, железа и TiO_2. При слабо проявленных реакциях биметасоматического обмена в эндоконтактах образуются лейкократовые граниты, обогащенные калием, кремнеземом, нередко фосфором (апатитом).

Геохимические исследования не дали существенных результатов для различения рассматриваемых формационных типов гранитоидов Приладожья. Результаты спектрального анализа, проведенного В. А. Галибиным, показывают близкие значения малых элементов. В гранитоидах первого формационного типа по сравнению с микроклиновыми гранитами наблюдается лишь повышенное содержание марганца (соответственно 0,02 и 0,005) и никеля (0,002 и следы); хром в микроклиновых гранитах отсутствует, а в древних гранитоидах его содержание составляет 0,002—0,005. Однако в метасоматически измененных разновидностях пород комплекса умеренно кислых гранитоидов количество этих элементов резко снижается и становится идентичным их содержанию в микроклиновых гранитах. Одинаково содержание Zr, Ba, Ga, Pb и других малых элементов в обоих формационных типах гранитоидов, а также в основных породах. Такая нивелировка связана с активностью метасоматических процессов в зонах повышенной проницаемости земной коры, типичной для рассматриваемого региона.

• • •



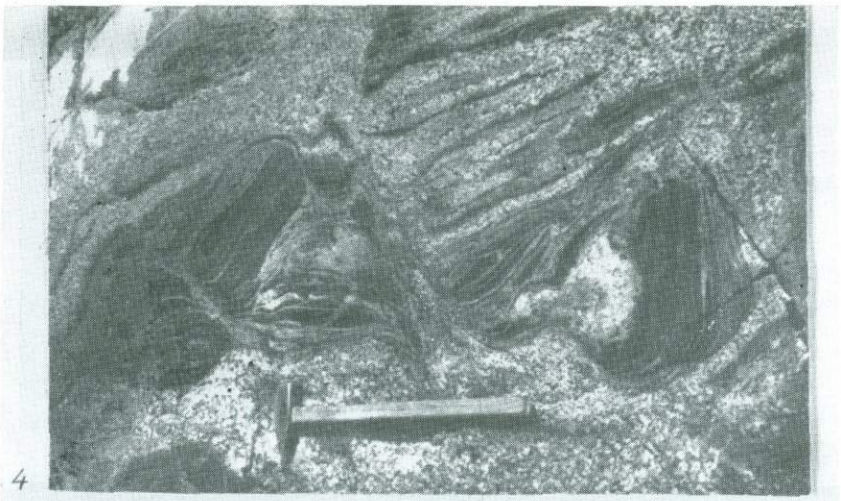




Фотогр. 1. Эруптивная брекчия микроклиновых гранитов с ксенолитами гнейсов и метаморфизованных карбонатных пород. О. Рускансари.

Фотогр. 2. Эруптивная брекчия. О. Соролансари.

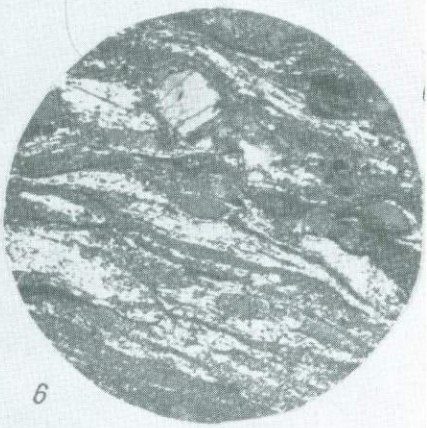
Фотогр. 3. Шпинель-пироксеновая порода из ксенолита в брекчии. *Черные зерна — шпинель.* О. *Соролансари. Шл. 1157, ув. 15, без* анализатора.



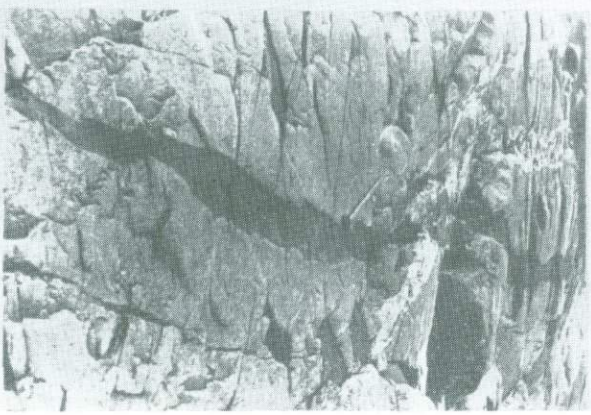
4



5



6



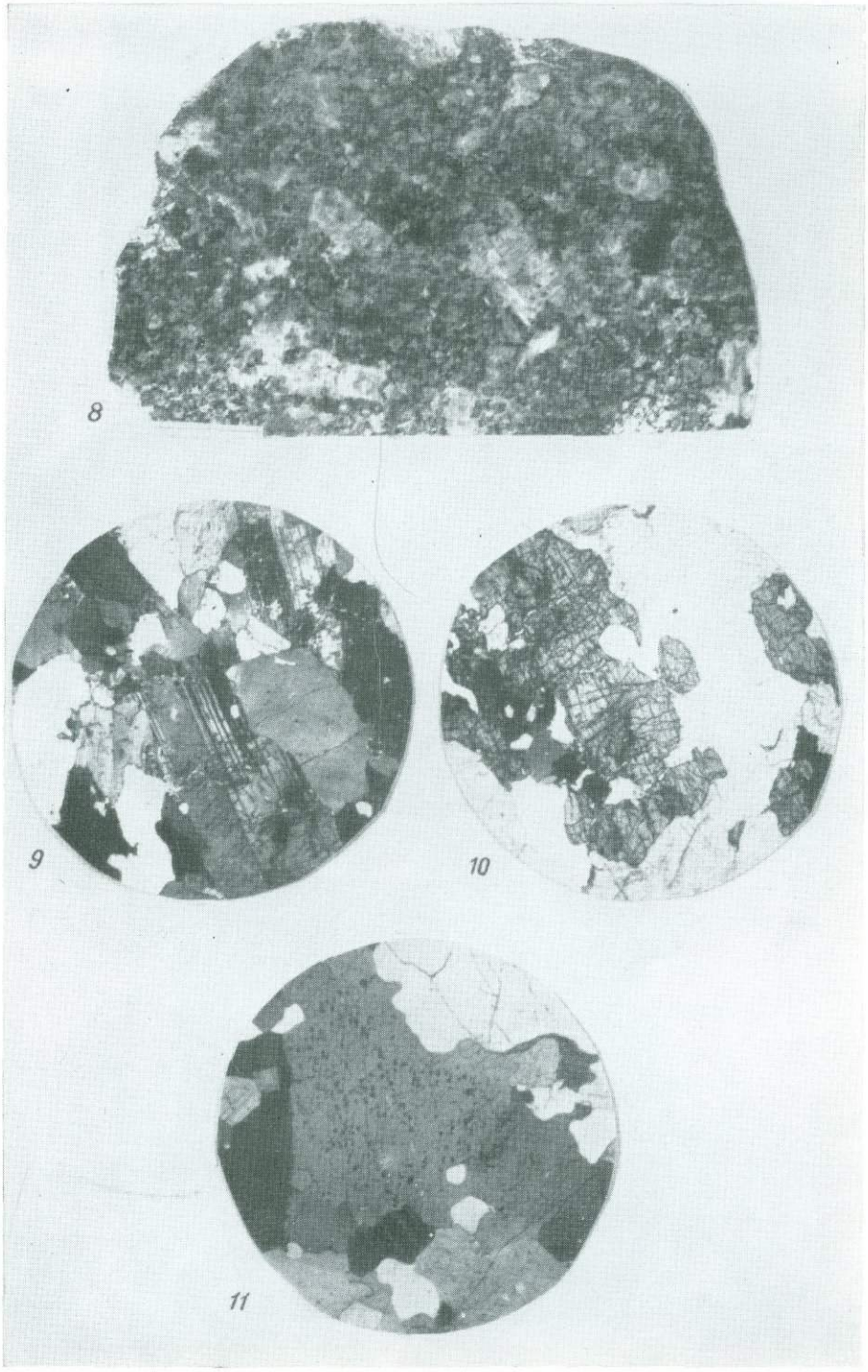
7

Фотогр. 4. Ксенолиты мигматизированных гнейсов в эруптивных брекчиях. Район совхоза „Ладога", п-в Теранс.

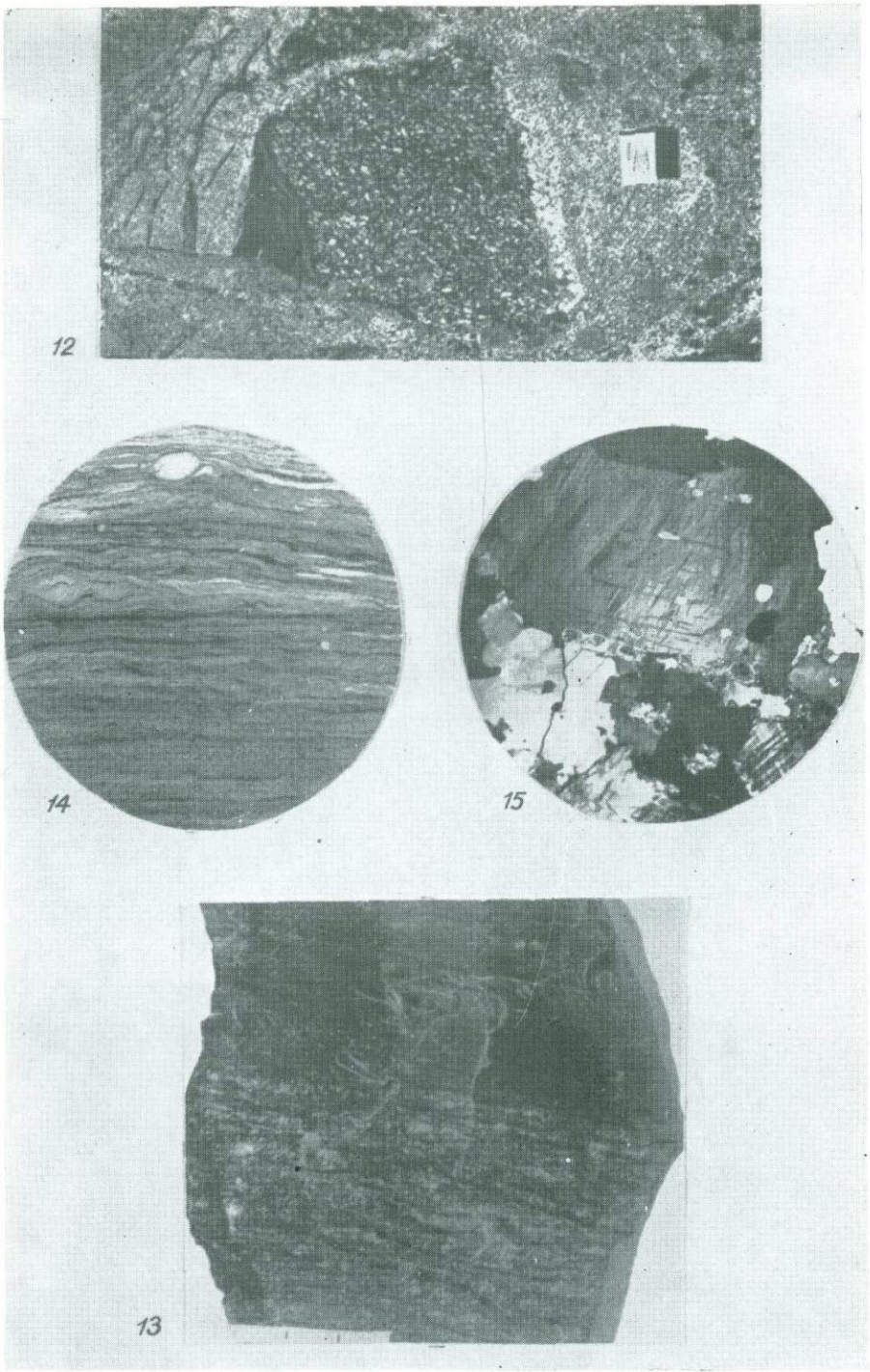
Фотогр. 5. Милонитизировачный мигматит. Видны два направления зон милонитизации. Южный берег оз. Хитолеярви.

Фотогр. 6. Тонкополосчатый милонит по граниту. Карьер у оз. Почтовое. Шл. 35б, ув. 27, без анализатора.

Фотогр. 7. Дайка меланократового кварцевого диорита, секущая плагиоклазовые гнейсограниты. Приозерский массив, побережье Ладожского озера. Фотогр. Е. Е. Порошина.



Фотогр. 8. *Порфиробласты микроклина в плагиоклазовом граните. О. Путсари.*
Фотогр. 9. Микроструктура плагиоклазового гранита. О. Путсари. Шл. 1365, ув. 15, ник. +.
Фотогр. 10. Микроструктура гиперстенового кварцевого диорита. Окрестности пос. Куркиеки. Шл. 2099/68, ув. 10, без анализатора.
Фотогр. 11. Антипертитовые вростки микроклина в плагиоклазе. Шл. 558, ув. 27, ник. +.

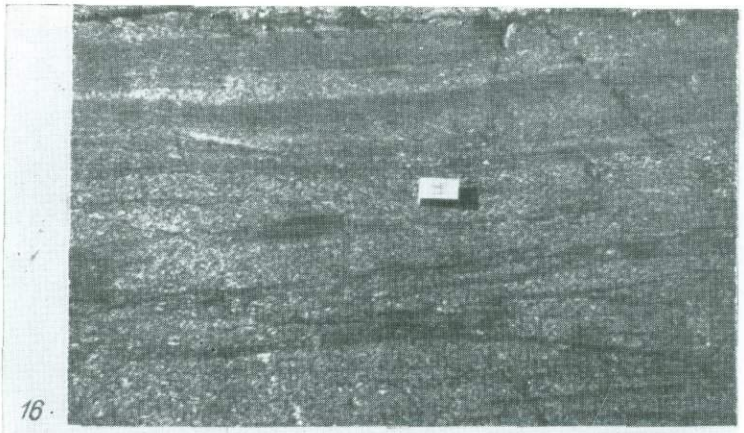


Фотогр. 12. Ксенолиты кварцевых диоритов в эруптивной брекчии микроклиновых гранитов. В кварцевых диоритах виден ксенолит сланца (темное). П-в Тервис.

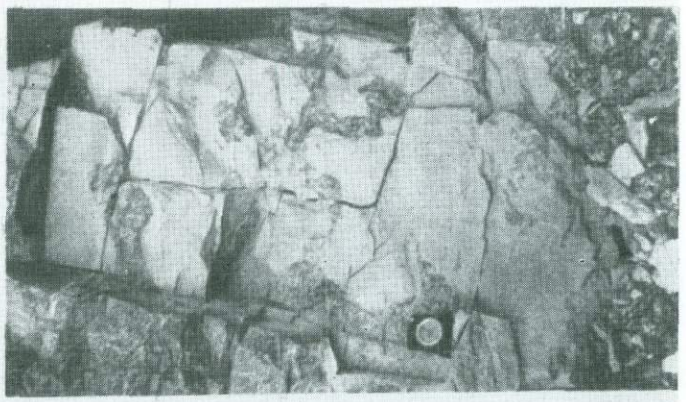
Фотогр. 13. Ультрамилонит (темное), переходящий в тонкополосчатый милонит. Карьер у оз. Почтовое.

Фотогр. 14. Микроструктура ультрамилонита по граниту. Шл. 85, ув. 27, без анализатора.

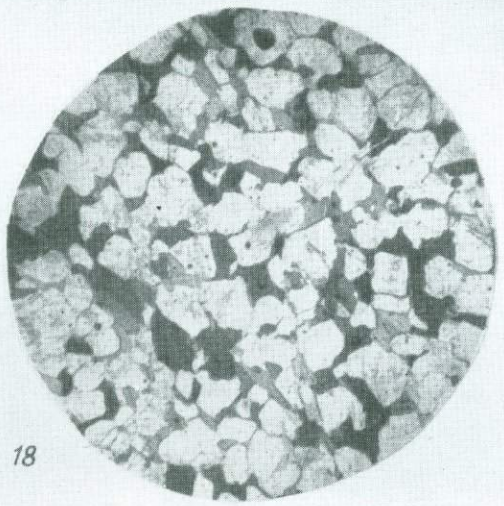
Фотогр. 15. Микроструктура микроклиновых гранитов. Массив Тервис. Шл. 609а, ув. 10, ник. +.



16



17

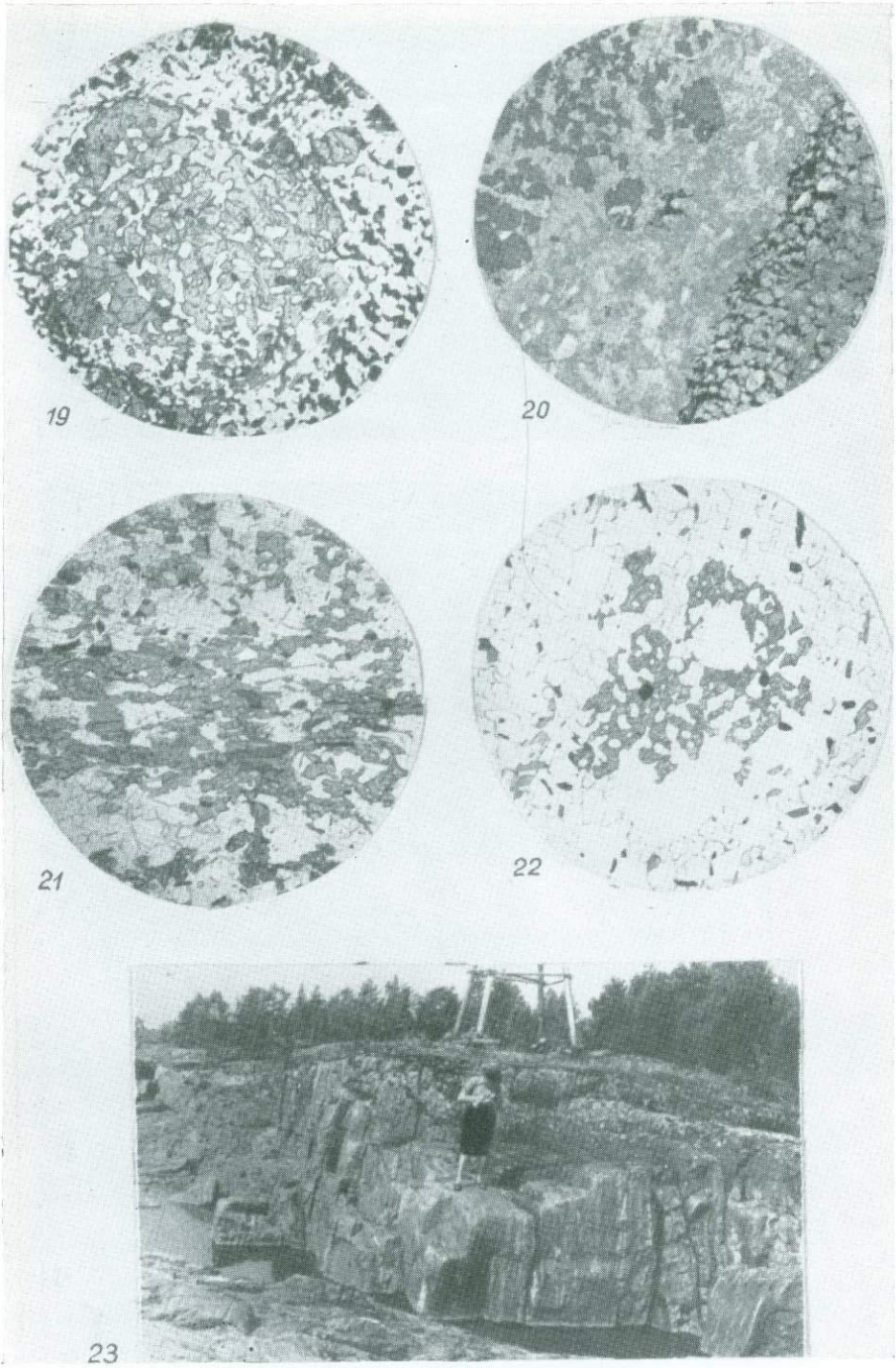


18

Фотогр. 16. Волосовидные зонки милонитизации в микроклиновых гранитах. П-в Тервис.

Фотогр. 17. Переход плотных кварцитов (белое) в крупнокристаллические (серое) в зоне контакта Калаамского массива.

Фотогр. 18. *Биотито-плагиоклазовый гнейс из субстрата. Окрестности пос. Кирка-Хиитола.* Шл. 17, ув. 15, без анализатора.



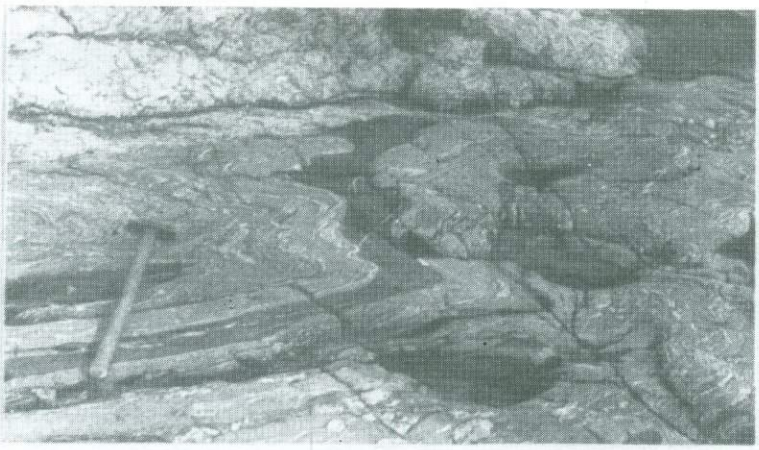
Фотогр. 19. Биотито-плагиоклазовый гнейс с порфиробластой граната. Куркиекский район. Шл. 807а, ув. 15, без анализатора.

Фотогр. 20. *Выделение граната в кварцево-полевошпатовом материале инъекционно-метасоматических мигматитов.* О. Медвежий. Шл. 275е, ув. 15, без анализатора.

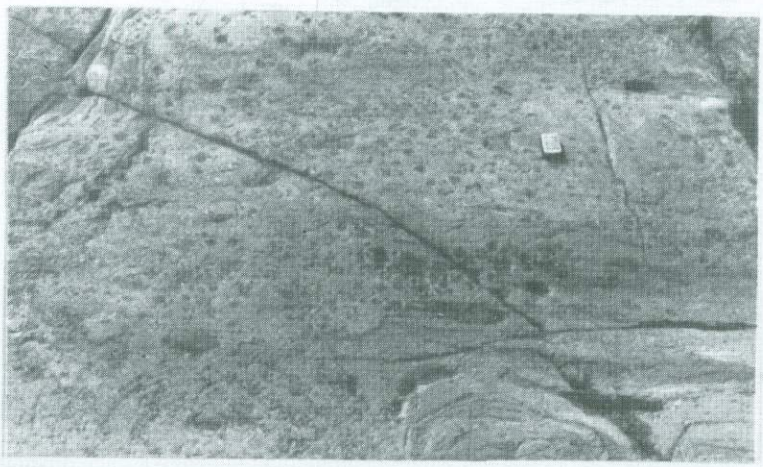
Фотогр. 21. Гиперстеновый гнейс. Зерна с шагренью—гиперстен. Куркиекский район. Шл. 705, ув. 15, без анализатора.

Фотогр. 22. Лейкократовый гиперстеновый гнейс. Куркиекский район. Шл. 705б, ув. 15, без анализатора.

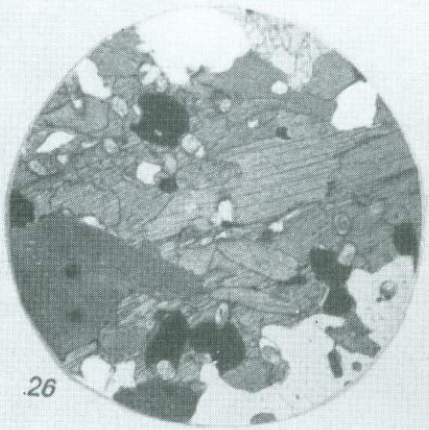
Фотогр. 23. Выходы послойных мигматитов венитового типа. Берег зал. Тируланселька.



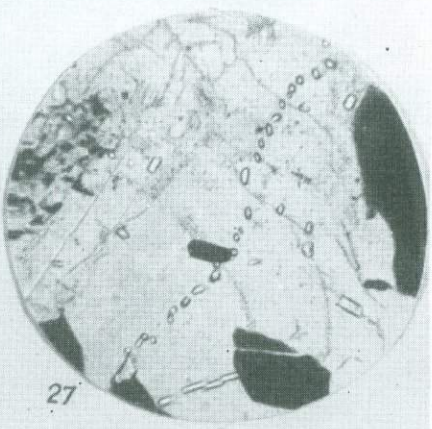
24



25



26



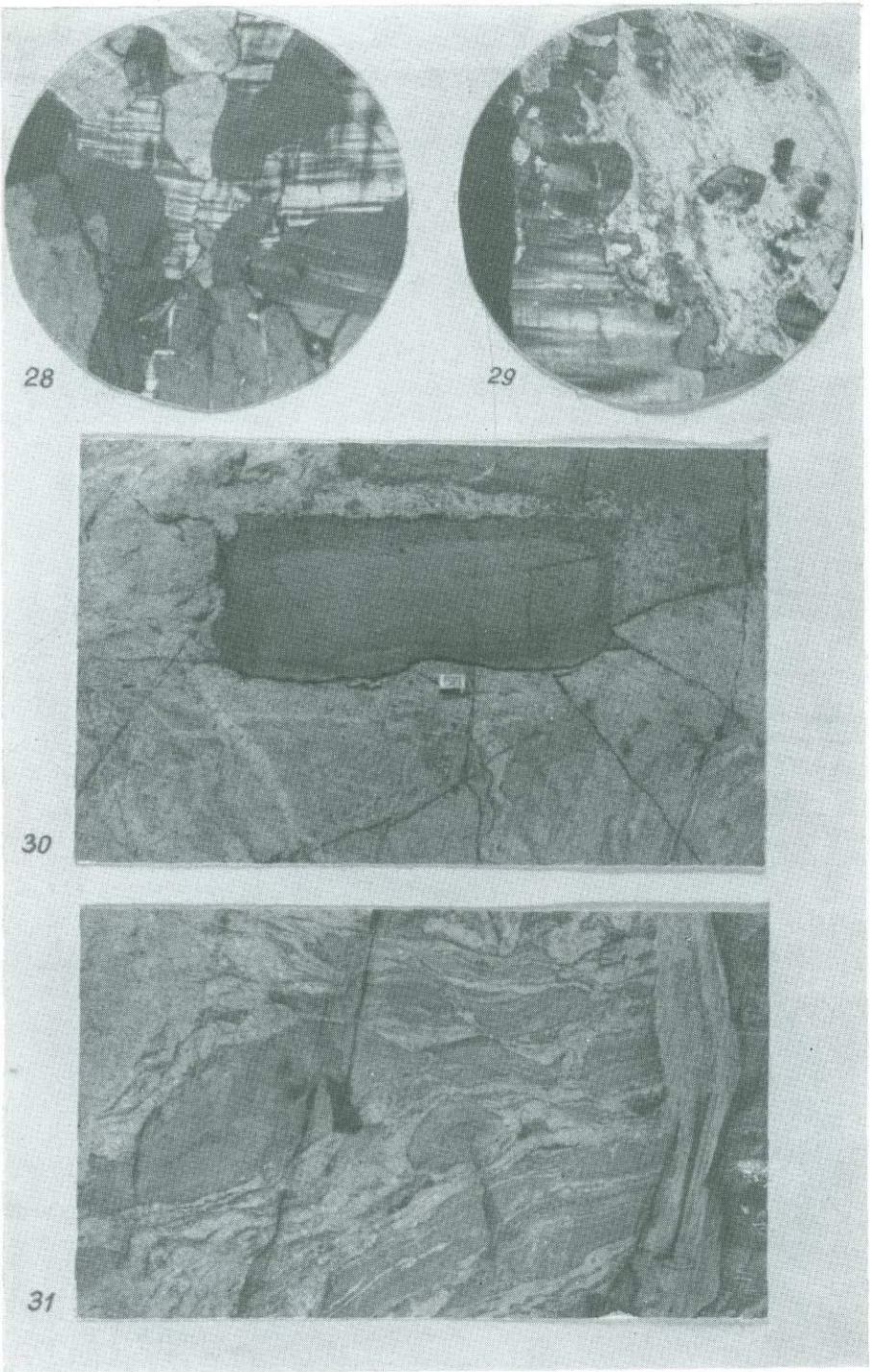
27

Фотогр. 24. Послойные мигматиты с пластовой дайкой метабазита. Вверху видна пегматитовая жила. Побережье зал. Тирулянселька.

Фотогр. 25. Гранатовые граниты из контактовой зоны о. Тимонсари.

Фотогр. 26. Обильное выделение апатита в биотитизированном габбро. Яккимварский залив. Шл. 1580, ув. 27, без анализатора.

Фотогр. 27. Цепочка мелких зерен апатита в плагиоклазе. Плагиограниты о. Путсари. Шл. 1360, ув. 100, без анализатора.



Фотогр. 28. Развитие микроклина в плагиогранитах. Окрестности оз. Агвенярви. Шл. 23/46, ув. 15, ник. +.

Фотогр. 29. Замещение плагиоклаза микроклином в габбро-диоритах. О. Хепосалонсари. Шл. 1545б, ув. 15, ник. +.

Фотогр. 30. Различная степень „усвояемости" ксенолитов в связующей массе эруптивной брекчии. О. Рискансари.

Фотогр. 31. Внешний вид инъекционно-метасоматических мигматитов. О. Харьюсари.

ГЛАВА III

МЕТАМОРФИЗМ

В Приладожье метаморфические процессы развиты интенсивно и отличаются разнообразием. Наибольшее значение имеют региональный и дислокационный метаморфизм, а также процессы метасоматоза, активно проявляющиеся на всей территории. Установление пространственной, временной и генетической связи между региональным метаморфизмом, палингенезом и метасоматозом представляет первостепенный интерес для суждения о генезисе гранитоидных пород и имеет решающее значение для выработки критериев выделения метаморфической зональности и парагенетического анализа метаморфических комплексов.

§ 1. Региональный метаморфизм, образование мигматитов палингенного генезиса (венитов)

Степень интенсивности регионального метаморфизма различна в северо-восточной и юго-западной частях Приладожья. В первой он осуществлялся преимущественно в условиях фации зеленых сланцев, а во второй — в условиях альмандино-амфиболитовой и гранулитовой фаций. В юго-западной части широкое развитие имеют процессы палингенеза и образования мигматитов венитового типа. По степени регионального метаморфизма можно выделить метаморфическую зональность, границы которой нередко пересекают складчатую структуру региона, показывая, что приток тепла из глубин не только сопутствовал главной фазе складчатости, но и продолжался несколько позже. Выделение фаций производится ниже в соответствии с данными Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), основанными на изучении кривых одновариантных равновесий, полученных экспериментально и вычисленных термодинамически; это дает возможность судить о термодинамических условиях формирования пород в пределах каждой фации.

Зона фации зеленых сланцев соответствует зоне слабого метаморфизма, по Н. Г. Судовикову (1954), или ставролито-андалузитовой, по Ю. В. Нагайцеву (1965). Она занимает обширную территорию Северного Приладожья, находящуюся севернее зоны региональной мигматизации. Западное Приладожье, расположенное к югу и юго-западу от Сортавалы, может быть подразделено на зоны, соответствующие фациям альмандиновых амфиболитов и гранулитовой. Области их распространения выделяются по развитию в пределах последней гиперстеновых гнейсов, устойчивости граната с повышенным содержанием пироповой составляющей и смене критических ассоциаций в орто- и парапородах. Особенно характерна реакция гиперстен + диопсид + основной плагиоклаз $\rightleftarrows$ обыкновенная роговая обманка + андезин; эта смена парагенезисов хорошо прослеживается при метаморфизме основных пород Куркиекского и Приозерского районов. Зона развития пород гранулитовой фации захватывает территорию, расположенную между Куркиекским и Тирулансельким заливами Ладожского озера. Ее юго-западная граница проходит примерно вдоль центральной части зал. Тируланселька. Породы гранулитовой фации развиты также в окрестностях Лахденпохья.

По классификации Миаширо, региональный метаморфизм Приладожья может быть отнесен к андалузито-силлиманитовому типу (Miyashiro, 1961).

Изучение процессов регионального метаморфизма затруднено в связи с образованием разломов, обусловивших формирование зон повышенной проницаемости земной коры; вдоль этих зон с особой интенсивностью идут процессы метасоматоза, накладывающиеся на продукты регионального метаморфизма.

Породы фации зеленых сланцев. Эти породы представлены метаморфическими сланцами, обычно характеризующимися мелкозернистым строением основной ткани, наличием реликтовых структур и сравнительно низкотемпературными парагенезисами. Преобладают слюдяные сланцы, меньшее распространение имеют ставролитовые и андалузитовые сланцы, кварциты, карбонатные породы и метаморфизованные основные эффузивы. Эти породы были изучены в Велимякском и Калаамском районах Приладожья (Саранчина, 1948, 1949).

В составе метаморфических толщ Велимякского района главное значение имеют слюдяные сланцы, в подчиненном количестве встречаются ставролитовые сланцы и маломощные пропластки метаморфизованных карбонатных пород и кварцитов. Наблюдаются постепенные переходы между названными породами как вкрест простирания, так и вдоль него. Среди слюдяных сланцев выделяются темные разновидности филлитовидного облика и более светлые — обедненные слюдой и богатые кварцем. Текстура слюдяных сланцев сланцеватая, структура лепидобластическая, гранобластическая. Размер зерен основной ткани не превышает, как правило, десятых долей миллиметра. Иногда сохраняются реликты алевропелитовой структуры.

Существенными минералами являются биотит и кварц, наряду с ними почти всегда присутствуют альбит-олигоклаз и мусковит; в разновидностях, богатых слюдой, полевой шпат отсутствует или содержание его невелико. Второстепенные составные части — гранат, хлорит, рудные минералы. В слюдяных сланцах иногда видно образование довольно крупных порфиробластов мусковита, расположенных косо по отношению к сланцеватости породы, что указывает на посттектоническую его кристаллизацию. Аналогичную ориентировку по отношению к сланцеватости имеет часто ставролит в слюдяно-ставролитовых сланцах (район пристани Импилахти).

Ставролитовые сланцы представляют собой темные породы с порфиробластической структурой. Порфибласты сложены ставролитом и реже гранатом. Содержание ставролита непостоянно и варьирует от 3—5 до 40%. Среднее содержание ставролита 20—25%, размер порфиробластов 3—5 *см*. Среди ставролитовых сланцев встречаются прослои слюдяно-мусковитовых сланцев и в редких случаях кварцитов. Ставролит интенсивно замещается мусковитом.

Для этой части Приладожья характерно развитие «шаровых» или «ядерных» сланцев, обусловленных наличием своеобразных вытянутых тел, имеющих округлую или эллипсоидальную форму в поперечном сечении с размером от 10—12 до 20 *см* (см. рис. 3). Наиболее распространены шаровые образования, сложенные мелкозернистой породой желтоватого цвета, состоящей из битовнита, диопсид-геденбергита или обыкновенной роговой обманки, граната, цоизита, биотита, кальцита. Минеральный состав названных образований показывает, что в толще глинистых осадков первоначально имелись маломощные пропластки, богатые известью, из которых в процессе последующего метаморфизма сформировались породы, содержащие указанные кальциевые минералы.

В Калаамском районе суперкрустальная толща состоит из метаморфизованных эффузивных и осадочных пород, относящихся к сортавальской и ладожской сериям. Среди метаморфизованных основных эффузивов выделяются амфиболовые сланцы с реликтами миндалекаменной текстуры, а также разновидности с порфиробластической и фибробластической структурами. Главными минералами всех структурных разновидностей являются амфибол и плагиоклаз ряда андезина, реже олигоклаз—андезина. Состав амфибола непостоянен: он представлен то куммингтонитом, то актинолитом, и часто в пределах кристалла можно на-

блюдать переход одного амфибола в другой. В качестве второстепенных составных частей отмечаются кварц, пеннин, сфен и лейкоксен, титаномагнетит, пирит, пирротин.

Преобладающими минералами, заполняющими миндалины, являются плагиоклаз ряда битовнит—анортита, кварц, в меньших количествах клиноцоизит, диопсид, биотит, спорадически карбонат, хлорит. Первоначальный материал, заполнивший пустоты в эффузивных породах, имел кремнисто-карбонатный состав с примесью глинистого вещества; в результате регионального метаморфизма он был изменен с образованием богатых кальцием силикатов и алюмосиликатов. Такие же преобразования претерпели кремнево-мергелистые породы, перемежающиеся с метаморфизованными эффузивами.

В южной и западной частях Калаамского района развиты биотитовые парагнейсы и сланцы. Вблизи крупных пегматитовых тел (западная часть района) наблюдается инъекция гнейсов и сланцев олигоклазо-микроклиновым материалом с образованием инъекционно-метасоматических мигматитов. Сланцы и парагнейсы представляют собой средне-, мелкозернистые породы темно-серого цвета. Слюдяные сланцы состоят из примерно равных количеств слюды и кварца. 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 мигматизированных породах.

Кордиеритсодержащие породы очень редки, они были встречены в западной части района, в зоне контакта Калаамского массива с кварцитами. Среди них выделяются кордиерито-силлиманитовые гнейсы и гранато-кордиеритовые роговики. Первые ассоциируют с биотитовыми гнейсами и связаны с ними постепенными переходами. По внешнему виду это сланцеватые породы серого цвета, в которых макроскопически различаются мелкие зерна розового граната. Структура гранобластическая. Существенными минералами являются биотит, кварц, олигоклаз-андезин, кордиерит, гранат, силлиманит; второстепенными — сульфиды, сфен, лейкоксен. Кварц преобладает над плагиоклазом, содержание кордиерита в породе около 10—12%.

Кордиеритовые роговики были встречены в виде маломощных (до 40 *см*) прослоев среди кварцитов. Структура гранобластическая, в участках, обогащенных гранатом, порфиробластическая. Резко преобладающим минералом является кордиерит, содержание которого около 80%. Он образует довольно крупные несдвойникованные зерна неправильной формы с плеохроичными «двориками» оранжево-желтого цвета вокруг включения. Оптически положителен, $2V=86°$. Изометрические зерна граната достигают до 2 *см* в поперечнике. Количество его непостоянно, резко увеличивается в краевых частях пропластов. Силлиманит образует довольно крупные вытянутые кристаллы с прямым угасанием, средним двупреломлением и $2V=30°$; содержание его около 10—12%. В роговиках постоянно присутствуют пирит и халькопирит, содержание которых достигает 4—5%. Сульфиды образуют эвгедральные зерна и выделения неправильной формы, приуроченные или к трещинам спайности в силлиманите, или к пограничным поверхностям между зернами минералов. Второстепенными минералами являются кварц, ставролит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), биотит и хлорит.

Кварциты были изучены, так же как и кордиеритовые роговики, в контакте с интрузивными породами Калаамского массива. Они образуют «гнездовидные» тела в толще биотитовых сланцев. Максимальный раз-

мер этих тел доходит до 100 *м* в поперечнике, обычно наблюдаются более мелкие тела. Среди кварцитов различаются две структурные разновидности. Преобладающими являются плотные кварциты желтоватого цвета с гранобластической структурой, контуры зерен кварца округлые, размер — десятые доли миллиметра. Второстепенные минералы — гранат, цоизит, роговая обманка, хлорит, сфен, биотит, мусковит, кальцит, волластонит, рудный минерал и иногда основной плагиоклаз ряда битовнит—анортита и диопсид. Суммарное содержание этих минералов 10—12%. Второй структурной разновидностью являются полупрозрачные крупнокристаллические кварциты. Для них характерно наличие крупных (до 2—3 *см*) зерен кварца с зазубренными контурами. Второстепенные минералы отсутствуют или находятся в весьма незначительных количествах (1—1,5%), к ним относятся роговая обманка и пеннин. Наблюдаются постепенные переходы от плотных кварцитов к крупнокристаллическим, последние имеют ветвящиеся формы развития в массе плотных кварцитов, что отчетливо видно на фотогр. 17. Образование крупнокристаллических кварцитов и силлиманито-кордиеритовых роговиков связано с контактовым воздействием Калаамской интрузии.

Исследования, проведенные В. И. Лебедевым (1964) и Ю. В. Нагайцевым (1965), позволяют судить о химическом составе главных породообразующих минералов пород рассматриваемой зоны.

Биотит в ставролито-андалузитовой зоне характеризуется железистостью 50,3—52,6%, низким содержанием TiO_2 (среднее 1,75%) и H_2O= 4,19—4,76%. *Nm* варьирует в пределах 1,639—1,645. Гранат по данным четырех анализов имеет следующий компонентный состав (мол. %): альмандин — 72,5—77,9, пироп — 7,0—11,9, спессартин — 6,5—11,8, гроссуляр+андрадит — 5,5—8,9. Показатель преломления 1,810—1,814.

На основании распределения Mg и Fe между сосуществующими гранатом и биотитом для сланцев окрестностей Импилахти и Ляскеля Л. Л. Перчук (1967) вычислил температуры образования в 600—625°, для района Импилахти — в 540°, а для Янисярви — в 480° С (табл. 22).

Широкое развитие в метаморфических сланцах Северного Приладожья серицита, эпидота, альбита, хлорита в ассоциации с кварцем указывает, что температуры в ряде случаев несколько завышены. Кроме того, гранат в этих породах образуется не одновременно с кристаллизацией биотита, на это указывает его посттектоническая кристаллизация и концентрация в мелких секущих прожилках.

Критической ассоциацией для пород основного ряда и мергелей фации зеленых сланцев Ф. Тернер и Дж. Ферхуген считают следующую: кварц+альбит+эпидот+хлорит$\rightleftarrows$андезин+роговая обманка. Для пелитовых пород характерна смена ассоциации мусковит (серицит)+кварц$\rightleftarrows$калиевый полевой шпат+силлиманит. Смена этих ассоциаций происходит при t=250—500° С, P_{H_2O}=3000—8000 *бар*.

Породы альмандино-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Они представлены преимущественно мигматизированными биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами (иногда обогащенными кварцем), среди которых встречаются прослои и линзы силлиманито-кордиеритовых и гиперстеновых разновидностей, а также гнейсов, обогащенных сульфидами и гранатом. Незначительное развитие имеют метаморфизованные карбонатные породы, кварциты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Породы гранулитовой фации выделяются по присутствию гиперстеновых гнейсов, являющихся типичным индикатором этой фации.

Биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы характерны для обеих фаций, и их расчленение возможно лишь при специальном определении породообразующих минералов — граната, биотита и др. Все гнейсы Западного Приладожья интенсивно мигматизированы и представлены ге-

Таблица 22

Температуры образования пород, определенные по магнезиальности сосуществующих биотита и граната (Перчук, 1967)*

№ обр.	Место взятия образца	$\frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$ Гранат	$\frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$ Биотит	Состав породы	Порода	t°C
44	Районы оз. Янисярви, поселков Импилахти и Ляскеля	0,091	0,453	$Пл_{30}$, кв, муск, став, хл, эп, тур, ап	Микросланец	480
139		0,143	0,471	$Пл_{15}$, кв, став, ап, графит, рудн	Сланец	600
169б		0,122	0,478	$Пл_{36}$, кв, ап, графит, сульф	„	540
55		0,182	0,487	$Пл_{28}$, кв, силл, тур, ап, сульф	„	625
56		0,170	0,468	$Пл_{18}$, кв, став, муск, ап, хл, граф, рудн	„	625
60		0,178	0,479	$Пл_{28}$, кв, силл, ап, граф, сульф	„	625
197б		0,156	0,493	$Пл_{28}$, кв, ап, турм, силл, граф, рудн	„	600
271	Побережье и острова от Сортавалы до пос. Куркиеки	0,171	0,385	$Пл_{32}$, кв, муск, ап	Гранит	665
273		0,231	0,509	$Пл_{34}$, корд, микр, кв, силл, рудн	Гнейс	655
92		0,253	0,536	$Пл_{32}$, микр, кв, муск, ап, рудн	„	660
84		0,203	0,471	$Пл_{22}$, кв, муск	„	650
16		0,318	0,538	$Пл_{37}$, кв, микр, сульфиды	„	700
32а		0,247	0,511	$Пл_{32}$, кв, микр, циркон	„	670
54а		0,187	0,476	$Пл_{35}$, кв, циркон	Мигматит	640
50а		0,223	0,500	$Пл_{33}$, кв, микр, муск, сульф	Гнейс	660
50в		0,230	0,472	$Пл_{33}$, микр, кв	Гранит	675
7а		0,253	0,464	$Пл_{32-33}$, кв, рудные	Гнейс	700
7в		0,222	0,525	$Пл_{39}$, кв, хл (по корд), ап, сульф	„	645
188б	Южнее пос. Куркиеки	0,226	0,502	$Пл_{38}$, кв, микр, сульфиды	„	660
225		0,224	0,507	$Пл_{33}$, кв, корд, силл, микр, рудн	„	650
177		0,240	0,457	$Пл_{31}$, микр, кв, циркон	„	695
177в		0,164	0,457	$Пл_{25}$, кв, рог. обм, пирротин	„	630
177д		0,205	0,456	$Пл_{23}$, кв, гр, биотит	„	665

* Номер образца и состав породы взяты из работы В. И. Лебедева и др. (1964).

терогенными породами, в которых выделяется более темный субстрат и более светлый «инъекционный материал». Субстрат имеет обычно среднезернистую структуру с размером составных частей в 2—3 *мм* (фотогр. 18). Зерна граната образуют порфиробласты, доходящие до 0,5—3 *см* в диаметре. Структура в гранатовых гнейсах порфиробластическая, порфиропойкилобластическая, можно наблюдать структуру «снежного кома», указывающую на синтектоническую кристаллизацию граната (фотогр. 19). Основная ткань имеет лепидобластическую и гранобластическую структуру.

Главными минералами субстрата гнейсов обеих типов являются плагиоклаз № 25—40 (35—40%), биотит (20—35%), гранат (5—40%), кварц (25—35%), микроклин (0—10%). Микроклин обычно образует антипертитовые вростки в плагиоклазе, межгранулярные пленки и реже самостоятельные зерна. Из акцессорных минералов постоянно присутствуют сульфиды, апатит, сфен. Гранат и биотит являются индикаторами степени регионального метаморфизма, позволяющими судить о температурах образования пород.*

Состав биотита изменяется в довольно широких пределах. Железистость его $f = \frac{(FeO \times 100)}{(FeO + MgO)}$ меняется от 42,4 до 60,5%. *Ng—Nm* варьи-

* По данным В. И. Лебедева и др. (1964), Ю. В. Нагайцева (1965).

руют от 1,639 до 1,666. Сравнение с биотитами из сланцев Северного Приладожья (f=50,3—52,6% для андалузито-ставролитовой зоны и 46,0—50,5% для мусковито-силлиманитовой *) показывает, что железистость не зависит от степени регионального метаморфизма. Более отчетливо прослеживается повышение содержания TiO_2 пропорционально увеличению интенсивности метаморфизма. Среднее содержание его в биотитах альмандино-амфиболитовой фации равно 1,90%, а в гранулитовой доходит до 4,41%. В биотитах гранулитовой фации содержание кристаллизационной воды снижается до 2,75—3,60%, в биотитах амфиболитовой фации оно равно 4,13—4,87%.

Компонентный состав граната по данным 22 анализов следующий (в мол. %): альмандин — 60,6—73,6, пироп — 17,9—31,7, спессартин — 0,8—3,8, гроссуляр — 0—5,0, андрадит — 0—6,7. Однако следует отличать гранат, образовавшийся в результате регионального метаморфизма, и

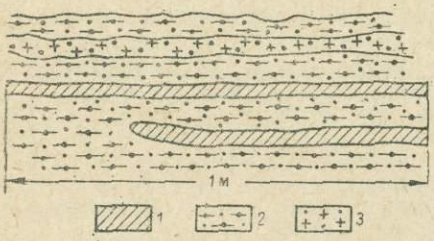


Рис. 17. Характер переслаивания гиперстеновых гнейсов (*1*), биотито-гранатовых гнейсов (*2*) и инъекционного материала (*3*). Куркиекский район.

более поздний, выделение которого приурочено к кварцево-полевошпатовому материалу инъекционно-метасоматических мигматитов (фотогр. 20), здесь он образует гломеробластические скопления или монокристаллы с диаметром до 3—5 *см*. Результаты изучения этих гранатов приводятся в § 2 гл. III.

Гиперстеновые гнейсы являются наиболее характерными породами гранулитовой фации. Они отличаются от вмещающих биотитовых и биотито-гранатовых гнейсов темным цветом, большей плотностью, мелкозернистостью и значительно меньшей степенью мигматизации. Нередко наблюдается тонкое переслаивание гиперстеновых гнейсов с биотито-гранатовыми (рис. 17). Главные минералы — гиперстен, плагиоклаз, кварц; второстепенное значение имеют гранат, микроклин, апатит, реже сфен и сульфиды (1—3%). Количественные соотношения между цветными минералами и бесцветными меняются в широких пределах. Меланократовые разновидности содержат до 50—60% темноцветных минералов, в лейкократовых их содержание не превышает 5—15% (фотогр. 21, 22).

Гиперстен образует или мелкие зерна неправильной формы, или сравнительно крупные (до 3—3,5 *мм* в длину) кристаллы с большим количеством включений кварца и плагиоклаза. В шлифе бесцветен, $2V$ варьирует в пределах от —51 до —62°. Ng изменяется от 1,714 до 1,724, а Np — от 1,702 до 1,710. Железистость гиперстена, определенная по оптическим свойствам (Лутц, 1964б), составляет 35—40%, а по данным химического анализа (обр. 588) — 47%.

Количество плагиоклаза в породах изменяется от 15—20 до 30—35%. Средний размер зерен обычно 0,3—0,5 *мм*, реже достигает 1 *мм*. Состав варьирует от № 38—40 до № 60—68. По спайности крупных зерен плагиоклаза нередко развивается кварц. Содержание кварца достигает в лейкократовых разновидностях 40—45%, часть его образовалась

* Названия зон приводятся по Ю. В. Нагайцеву.

при метасоматозе. Почти всегда в породе содержится биотит в количестве 15—25%, но в лейкократовых гнейсах его содержание не превышает 2—4%. Микроклин встречается лишь в виде антипертитовых включений в плагиоклазе. Гранат содержится не во всех породах. Он образует порфиробласты, обычно переполненные включениями кварца. По данным двух анализов компонентный состав граната следующий (в мол. %): альмандин — 61,8—63,8, пироп — 26,9—28,4, гроссуляр — 0—16, андрадит — 4,9—7,6, спессартин — 2,2—2,8 (Нагайцев, 1965).

Кордиерито-силлиманитовые гнейсы (=кинцигиты) встречены в Куркиекском районе, на о. Патасари, м. Медвежьем и островках и побережье зал. Тирунселька, в Приозерском районе (Орлиные скалы, окрестности Ровненского карьера и др.). Главными минералами кинцигитов являются кордиерит, силлиманит, гранат, кварц, микроклин и плагиоклаз № 35—40, содержание которых варьирует в широких пределах.

Кордиерит (10—30%) встречается в форме слегка вытянутых кристаллов длиной 2—2,5 *мм*, часто изменен в изотропный минерал типа пинита или в агрегат зеленой слюдки. В свежих зернах кордиерита отчетливо видны двойники, часты включения мелких зерен апатита и циркона, вокруг которых развиты плеохроичные «дворики», $2V$ варьирует от +88 до —88°, что соответствует почти чисто магнезиальным разновидностям. Характерна аналогия оптических свойств кордиеритов из гнейсов и из лейкократового материала в мигматитах (Лыгина, 1967). Силлиманит (10—40%) образует мелкие игольчатые кристаллы, включенные в кордиерит. Тонковолокнистая разновидность силлиманита развивается вне зерен кордиерита в виде гломеробластических скоплений или полос. Количество граната в породе не превышает 10%. Он образует порфиробласты, переполненные включениями кварца, в редких случаях силлиманита. По данным четырех анализов состав гранатов из кордиеритовых гнейсов следующий (в мол. %): альмандин — 70,1—76,1, пироп — 17,3—22,9, спессартин — 0,8—1,8, гроссуляр — 0—1,2, андрадит — 3,5—5,1 (Нагайцев, 1965).

Главные разновидности гнейсов (табл. 23) образовались при метаморфизме существенно глиноземистых осадков, суммарное содержание SiO_2 и Al_2O_3 в которых в среднем равно 80%, а в кордиерито-силлиманитовых разновидностях оно доходит до 82,81%. Исходный состав осадков, за счет которых образовались биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, соответствовал грауваккам и алевропелитовым отложениям, типичным для начальных стадий развития геосинклиналей. Кордиерито-силлиманитовые гнейсы образовались при метаморфизме глинистых отложений с повышенным содержанием Al_2O_3 (более 19%). Гиперстеновые гнейсы отличаются от них несколько пониженным количеством Al_2O_3 и K_2O и повышенным CaO, Na_2O и железа. Диопсидо-плагиоклазовые породы, залегающие в виде маломощных пропластов в гнейсах Западного Приладожья, произошли из кремнистых мергелей, а силлиманитовые и биотито-гранатовые кварциты, развитые на побережье и островах зал. Тирулансельки, — из загрязненных кремнистых осадков.

Мигматиты палингенного генезиса (вениты). Типичной особенностью гнейсов альмандино-амфиболитовой и гранулитовой зон Западного Приладожья является их интенсивная мигматизация, приуроченная к разным периодам геологического развития региона. Ранняя, или первая, мигматизация характеризуется формированием послойных мигматитов типа lit par lit (фотогр. 23, 24), реже встречаются мелкие (в несколько миллиметров мощностью) секущие жилки. Мигматиты рассматриваемого типа развиваются исключительно по парапородам — плагиоклазовым гнейсам (биотитовым, биотито-гранатовым, кордиеритовым). Лейкократовая часть мигматитов представлена преимущественно кварцево-пла-

Таблица 23

Химический состав гнейсов Западного Приладожья*

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	65,50	69,56	63,45	65,19	63,78	60,02	61,98
TiO_2	0,68	0,71	0,60	0,75	0,28	0,34	0,81
Al_2O_3	15,00	13,33	19,36	14,78	14,73	16,24	17,68
Fe_2O_3	1,03	2,00	0,67	0,77	1,05	0,75	1,00
FeO	5,94	3,23	5,24	7,16	8,30	12,26	4,31
MnO	0,09	0,14	0,04	0,12	0,16	0,16	0,10
MgO	1,44	2,19	2,39	2,75	2,04	3,39	2,90
CaO	4,51	2,99	0,44	1,60	1,36	1,78	4,88
Na_2O	2,10	2,73	1,28	1,15	1,91	1,49	3,70
K_2O	2,94	1,60	5,20	3,66	4,35	2,32	1,98
P_2O_5	—	0,12	0,02	0,10	0,05	—	0,01
П. п. п.	0,44	1,03	2.42	1,58	1,33	0,68	0,84
H_2O_{105}	0,02	0,35	0,18	0,33	0,49	0,50	0,21
Сумма .	99,69	99,98	100,29	99,94	99,83	99,93	100,40

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — гиперстеновый гнейс, р-н Куркиеки, обр. 78 (гиперстен, плагиоклаз № 39, биотит, кварц, второстепенные (втр.) — гранат, микроклин); 2 — гиперстеновый гнейс, р-н Куркиеки, обр. 119 (гиперстен, плагиоклаз № 36, кварц, биотит, гранат, втр. — микроклин, апатит); 3 — кордиерито-силлиманитовый гнейс, Орлиные скалы, обр. 1508 (кордиерит, силлиманит, биотит, кварц, микроклин, гранат, втр. — рудный минерал, стильпномелан); 4 — мигматизированный биотито-кордиерито-гранатовый гнейс, о. Патасари, обр. 225 (микроклин, плагиоклаз № 33, кварц, гранат, кордиерит, биотит, силлиманит, рудные); 5 — биотито-гранатовый гнейс, м. Медвежий, обр. 177 (плагиоклаз № 31, биотит, гранат, втр. — микроклин, циркон); 6 — биотито-гранатовый гнейс, о. Патасари, обр. 188Б (плагиоклаз № 38, кварц, биотит, микроклин, гранат, сульфиды); 7 — биотитовый гнейс, северо-восточное побережье о. Соролансари, обр. 54в (плагиоклаз № 38, кварц, биотит, апатит, сульфиды). Аналитики: 1 — Ю. С. Шапкина; 2, 4—8 — из работы В. И. Лебедева и др. (1964); 3 — Т. М. Саблина.

гиоклазовым материалом, соответствующим лейкократовым плагиогранитам. Состав плагиоклаза варьирует от № 25 до № 37.

Минералы, слагающие субстрат и инъецирующее вещество мигматитов, одинаковы, но первый обогащен темноцветными составными частями, а второе обеднено ими. Наряду с инъецирующим материалом кварцево-плагиоклазового состава в гнейсах северо-восточного побережья зал. Тирулансельга и в окрестностях г. Ихалавуори (Приозерский район) были встречены послойные и секущие жилки кварцево-кордиеритового состава, исследованные В. В. Лыгиной (1967). Мощность их не превышает 20—25 *см*, составляя обычно несколько миллиметров. Они развиты в области распространения биотито-гранатовых плагиогнейсов, содержащих кордиерито-силлиманитовые прослои. Жилки имеют протяженность в первые метры и «слепо» заканчиваются в гнейсах. Наряду с преобладающими кварцем и кордиеритом присутствуют силлиманит, биотит и пинит, замещающий кордиерит. Иногда встречается микроклин, развивающийся в интерстициях между зернами кварца и кордиерита или образующий волосовидные жилки, пересекающие породу. По данным химического анализа железистость кордиерита $f = \frac{(FeO \times 100)}{(FeO+MgO)} = 27{,}7\%$, а $f' = \frac{(FeO+2Fe_2O_3+100)}{(FeO+2Fe_2O_3+MgO)} = 28{,}7\%$; эти данные, подтвержденные кристаллооптическими определениями, указывают на принадлежность кордиерита к магнезиальным разновидностям. Сопоставление констант кордиерита из инъекционного материала и субстрата гнейсов показывает их идентичность.

В непосредственном контакте как с кварцево-плагиоклазовым, так и с кварцево-кордиеритовым материалом изменения вмещающих пород не наблюдалось. Тождественность минерального состава субстрата и «инъекционного» материала, отсутствие контактовых воздействий и особенности морфологии указывают на палингенный генезис послойных мигматитов и секущих жилок кварцево-плагиоклазового и кварцево-кордиеритового состава. «Инъекционный» материал в них имеет латерально-секреционное происхождение, образовался на месте или испытал незначительные перемещения.

§ 2. Контактовые изменения микроклиновых гранитов, метасоматоз, образование инъекционно-метасоматических мигматитов

Метасоматические изменения пород суперкрустальной толщи и интрузивных образований первого формационного типа развиты в Приладожье, так же как в других районах Карелии, Финляндии и в фундаменте Русской платформы, в грандиозных масштабах. Они связаны главным образом с привносом калия и кремния и выносом фемических элементов; это обусловливает микроклинизацию, биотитизацию пород, развитие вторичного кварца и формирование инъекционно-метасоматических мигматитов. Калиевый и кремневый метасоматоз в большинстве случаев сопутствуют друг другу, однако в Велимякском районе Северного Приладожья активно проявлен лишь калиевый метасоматоз, а кремневый выражен слабо.

К ранней стадии проявления метасоматоза приурочен привнос фосфора, обусловивший широкое развитие апатита; с этим процессом связано также образование в породах монацита. Локальная концентрация последнего обусловила повышенную активность некоторых пород, отмеченную, например, в окрестностях Ояярви Выборгского района.

Петрологическое изучение ксенолитов из зон эруптивных брекчий, экзоконтактовых зон массивов микроклиновых гранитов, а также пород, контактирующих с древними разломами, показывает, что метасоматические изменения в них однотипны. Процессы метасоматоза генетически тесно связаны с дизъюнктивными нарушениями (синхронными со становлением микроклиновых гранитов), обусловившими образование зон повышенной проницаемости земной коры. Ниже приводятся результаты изучения эндо- и экзоконтактовых изменений микроклиновых гранитов, характера метасоматических преобразований ортопород первого формационного типа и дается количественная оценка этого процесса. Подробные сведения об особенностях проявления «гранитизации» в гнейсах ладожской серии приведены в монографии Н. Г. Судовикова (1954), и поэтому данному процессу уделено минимальное внимание.

Эндоконтактовые изменения гранитов, образование гранатсодержащих и «контаминированных» гранитов в зонах контактов. Эндоконтактовые зоны, сложенные лейкократовыми гранитами, формируются лишь в тех случаях, когда вмещающие породы не испытывают контактово-метасоматических преобразований. Отсутствие таких преобразований может быть связано или с общностью состава этих пород и гранитов или со специфическим строением контактовой зоны (Лыгина, Саранчина, 1964).

Эндоконтактовая зона такого типа была изучена в западной части массива Тервис, где она обнажается на небольших возвышенностях,

расположенных на территории совхоза «Ладога». Эта зона протягивается в северо-восточном направлении и имеет мощность примерно 200—250 *м*. Породы, слагающие зону, представлены порфировидными гранитами, состоящими из микроклина, кварца, альбит-олигоклаза, в незначительных количествах присутствуют серицит, биотит, апатит (Саранчина, Прокофьев, 1971 г.). Гранитный массив контактирует здесь с эруптивными брекчиями, связующая масса которых сложена теми же микроклиновыми гранитами. Лейкократовые граниты эндоконтактовой зоны по сравнению с гранитами центральной части обогащены SiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и обеднены MgO, CaO, TiO_2, железом и Al_2O_3 (см. табл. 18, ан. 1,2). Изменение химизма отражается и на нормативном составе пород (табл. 20 и 24, ан. 1, 2).

Аналогичное эндоконтактовое изменение гранитов наблюдалось в южном контакте Кузнеченского массива. Линия контакта гранитов проходит здесь параллельно плоскости сланцеватости вмещающих пород, такая структура контакта препятствует проницаемости растворов и эманаций из гранитного массива во вмещающие породы. Эндоконтактовая зона сложена светлыми гранитами, которые контактируют с милонитизированными биотитовыми плагиогнейсами и плагиоклазовыми гнейсо-гранитами. Мощность зоны лейкократовых гранитов изменяется от 50 до 100 *м*. Эти граниты состоят из кварца, решетчатого микроклина, олигоклаза, биотита. К последнему приурочено обильное выделение апатита и монацита. Сравнение состава гранитов из эндоконтактовой зоны и центральных частей массивов показывает увеличение в первых SiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 и уменьшение MgO, Al_2O_3 и железа (см. табл. 18 и 24, ан. 3,4). Как видно из сопоставления химических и нормативных составов (см. табл. 18, 20, 24), изменение содержания отдельных окислов и минералов незначительно, но общая направленность процесса выдерживается вполне отчетливо. Она выражается в увеличении лейкократовости породы, обусловленном обогащением зоны контакта SiO_2, щелочами, P_2O_5 и уменьшением железа, MgO, CaO, Al_2O_3.

Таблица 24

Нормативный состав микроклиновых гранитов, лейкократовых гранитов из эндоконтактовых зон, гранатовых гранитов и „контаминированных" гранитов

№ анализа*	Q	Or	Ab	An	Hy	Di	C	Jl	Mt	Ap
1	28,1	31,2	26,2	5 8	4,1	—	1,3	0,6	1,4	—
2	28,8	35,6	27,8	3,9	2,5	—	—	0,5	0,7	0,7
3	31,2	25,0	25,7	8,1	5,6	—	1,3	0,8	0,9	—
4	33,0	26,2	32,0	2,2	1,2	4,8	—	0,3	0,2	0,3
5	31,1	27,6	23,6	10,1	3,3	—	0,6	0,5	0,9	0,3
6	27,9	35,6	22,0	5,8	6,6	—	1,4	0,1	0,2	—
7	29,6	29,5	26,7	5,6	4,2	—	1,3	0,7	1,1	0,3
8	37,9	26,7	23,1	5,6	2,7	—	1,2	0,1	1,4	0,3
9	27,6	17,8	34,1	10,3	7,3	1,0	—	1,2	0,7	0,3

* 1 — микроклиновый гранит, п-в Тервис, обр. 583; 2 — гранит из зоны эндоконтакта, обр. 578; 3 — микроклиновый гранит, Кузнеченский массив, обр. 53; 4 — гранит из зоны эндоконтакта Кузнеченского массива (южная часть), обр. 2083; 5 — микроклиновый гранит, о. Путсари (среднее из 2 ан.); 6 — гранатовый гранит, о. Рахкасари, обр. 1583; 7 — микроклиновый гранит, п-в Тервис (среднее из 4 ан.); 8 — гранатовый гранит, о. Луоккиосарет, обр. 190; 9 — «контаминированный» гранит, п-в Тервис, обр. 634.

Сумма нормативных лейкократовых минералов в эндоконтактовой зоне массива Тервис увеличивается на 6,7% (содержание нормативного апатита доходит здесь до 0,7%), а в эндоконтактовой зоне Кузнеченского массива — на 9,6%. Содержание анортита, гиперстена, корунда (ильменита и магнетита) уменьшается в первом случае на 5,6%, а во втором на 8%.

Гранатсодержащие граниты были встречены в западной части о. Тимонсари в контакте с биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами. Гранат рассеян неравномерно, обусловливая резко выраженную такситовость породы (фотогр. 25). Лейкократовые гранатовые граниты о. Рахкасари (архипелаг Путсари) локализуются вдоль разлома северо-западного простирания, пересекающего биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы. Граниты представлены светло-розовыми породами, состоящими из кварца, решетчатого микроклина и олигоклаза; на фоне этих минералов отчетливо выделяются изометрические зерна темно-красного граната, имеющего в среднем 5—7 *мм* в поперечнике. Химический анализ гранатового гранита приведен в табл. 18 (ан. 18). По сравнению со средним нормативным составом микроклиновых гранитов о. Путсари содержание нормативного ортоклаза увеличивается в нем на 8%, гиперстена — на 3,3%, корунда — на 0,8%, количество кварца уменьшается на 3,2%, альбита — на 1,6%, анортита — на 4,3%, ильменита и магнетита — на 1,1% (см. табл. 24, ан. 5, 6).

Нормативный состав гранатового лейкократового гранита о. Луоккиосарет приведен в табл. 24 (ан. 8). Он характеризуется высоким содержанием кварца и более низким по сравнению с гранатовыми гранитами о. Рахкасари значением ортоклаза, гиперстена. Гранаты из гранитов, пегматитовых жил и микроклинизированных плагиогранитов (табл. 25) характеризуются высоким содержанием альмандиновой составляющей (среднее из 10 анализов 81,9%) при резко пониженном количестве пиропового компонента по сравнению с гранатом из гнейсов (см. § 1 гл. III).

Таблица 25

Состав гранатов из микроклиновых гранитов, микроклинизированных плагиогранитов и пегматитовых жил

№ анализа*	Alm	Sp	Py	Gros	Andr	*N*	*d*
1	86,3	1,7	8,0	—	4,0	1,824	4,20
2	81	2,3	11		5,4	1,821	—
3	91	2,3	5		2,0	1,826	—
4	81,4	3,9	9,7	3,5	1,5	1,813	4,18
5	85	3,4	12		—	1,813	—
6	74,8	8,7	10,6	4,0	1,9	1,816	—
7	77	5,5	17		—	1,812	—
8	81,0	3,4	16		—	1,812	—
9	81,1	2,5	6,4	—	10,0	1,817	4,17
10	80	3,1	16		1,5	1,813	—

* 1 — эндоконтактовая зона Кузнеченского массива, обр. 55в; 2 — северо-западная часть Кузнеченского массива; 3 — небольшой массив гранатовых гранитов в гнейсах, м. Медвежий, обр. 234; 4 — то же, о. Луоккиосарет, обр. 190; 5—8 — микроклинизированные плагиограниты, Ровненский карьер, обр. 190б, 60/190, 190е, 190д; 9 — жила гранита, о. Папинсари, обр. 16; 10 — пегматитовая жила, Ровненский карьер; обр. 190в. Анализы взяты из работ В. И. Лебедева и Ю. В. Нагайцева (1967), В. И. Лебедева и др. (1964).

Контаминированные граниты* представляют собой своеобразные породы, которые были изучены на побережье Ладожского озера в контактовой зоне гранитного массива п-ва Тервис. Породы имеют такситовую текстуру и обогащены материалом полурезорбированных ксенолитов. По сравнению с гранитами центральной части массива рассматриваемые породы обогащены плагиоклазом и биотитом и обеднены микроклином и кварцем, иногда в них встречается гранат. Химический состав контаминированного гранита приведен в табл. 18 (ан. 17). По сравнению с гранитами центральной части массива Тервис эти породы отличаются повышенным содержанием FeO, CaO и преобладанием натрия над калием ($n=67{,}0$). Характерно повышенное содержание TiO_2, нетипичное для гранитов второго формационного типа. Сравнение нормативного состава контаминированных гранитов со средним составом гранитов массива Тервис показывает повышение на 12,1% содержания в первых альбита и анортита, а также гиперстена, диопсида и ильменита. Наряду с этим количество ортоклаза уменьшается на 11,7%, кварца — на 2%; снижается содержание корунда и магнетита (см. табл. 24, ан. 7, 9).

Обогащение гранитов и пегматитовых жил плагиоклазом и образование олигоклазовых гранитов в контакте с метабазитами и амфиболитами наблюдалось во многих пунктах Приладожья и Северной Карелии. Оно было описано для контактных зон Кузнеченского массива и пегматитовых жил Беломорья и Приладожья, пересекающих основные породы и амфиболиты (Лыгина, Саранчина, 1964).

Метасоматические изменения вмещающих пород и ксенолитов. Эти изменения вмещающих пара- и ортопород изучались в непосредственных контактах с крупными массивами микроклиновых гранитов, в ксенолитах, а также вблизи разломов, синхронных с формированием гранитов. Одним из наиболее типичных районов, где наглядно видно воздействие микроклиновых гранитов на плагиоклазовые гнейсо-граниты, является Ровненский карьер, расположенный в 200 *м* к северу от Кузнеченского массива. Дайки и жилы крупнозернистых микроклиновых гранитов, аплитов и пегматитов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров пересекают здесь плагиоклазовые гнейсо-граниты. Часто маломощные кварцево-микроклиновые жилки инъецируют плагиоклазовые гнейсо-граниты с образованием послойных мигматитов.

Можно наблюдать все стадии метасоматического замещения плагиоклазовых гранитов. Начальные стадии характеризуются появлением межгранулярных микроклиновых и кварцево-микроклиновых жилок, различимых лишь под микроскопом, и образованием многочисленных антипертитовых вростков микроклина в плагиоклазе; этому процессу сопутствует замещение амфибола биотитом и кварцем, развивающимися по его краям и трещинам спайности. По мере увеличения интенсивности метасоматических процессов наблюдается полное замещение плагиоклаза микроклином с образованием гомоосевых псевдоморфоз, а амфибола биотитом и кварцем. Эти процессы отчетливо видны и макроскопически, выражаясь сначала в появлении участков жилоподобной или неправильной формы, резко выделяющихся розовой окраской на фоне серых плагиогранитов, а затем в полном преобразовании плагиогранитов в кварцево-микроклиновые породы. С начальными стадиями метасоматического изменения связано также

* Этот термин употребляется как синоним «загрязнения»; в данном случае имеется в виду ассимиляция гранитами вещества ксенолитов гнейсов и плагиогранитов.

выделение многочисленных зерен апатита, приуроченных преимущественно к кристаллам биотита и амфибола, а иногда — к микроскопическим трещинкам (фотогр. 26, 27). В эти же стадии образуются циркон и монацит. По плагиогранитам и кварцевым диоритам иногда развиваются своеобразные порфиробластические породы, характеризующиеся наличием крупных (до 2—4 *см* в длину) порфиробласт микроклина (см. фотогр. 8). В массивных разновидностях они расположены беспорядочно, а в огнейсованных ориентированы преимущественно вдоль гнейсовидности пород.

В районе ст. Ояярви такие породы обнаруживают повышенную магнитность ($\Delta z = 2500\gamma$), вызванную выделением мелких зерен магнетита. Порфиробласты микроклина заключены в основной массе, состоящей из кварца, плагиоклаза № 30, обыкновенной роговой обманки, биотита; второстепенными минералами являются апатит, магнетит, сфен, карбонат и серицит и др. Химический состав порфиробластических гранитов Ояярви показывает, что они отличаются от гранитоидов первого формационного типа повышенным содержанием K_2O. Характерно также увеличение количества P_2O_5 (табл. 26, ан. 4, 5). Формы развития микроклина в ортопородах, связанного с процессами метасоматоза, иллюстрируются фотогр. 28, 29.

Наблюдения над изменением ксенолитов, заключенных в эруптивных брекчиях, показывают, что наиболее интенсивный процесс метасоматического преобразования осуществляется в биотитовых и биотито-гранатовых плагиогнейсах; они обогащаются микроклином и кварцем, светлеют, контуры их становятся неясными, что обусловливает переход к теневым мигматитам и контаминированным гранитам. Те же изменения, но идущие несколько медленнее, наблюдаются в ксенолитах плагиогранитов и кварцевых диоритов.

Таблица 26

Химический состав метасоматически измененных ортопород первого формационного типа*

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	73,22	73,94	65,60	63,74	60,98	60,96
TiO_2	0,25	0,29	0,56	0,94	0,98	0,93
Al_2O_3	12,89	13,62	14,82	15,00	15,98	16,70
Fe_2O_3	0,96	0,54	1,24	1,72	1,90	1,66
FeO	2,76	1,76	4,09	3,37	3,85	3,99
MnO	0,02	0,03	0,06	0,16	0,25	0,04
MgO	0,53	0,24	1,74	1,72	1,71	1,90
CaO	1,60	2,20	3,80	3,19	3,26	4,00
Na_2O	3,16	3,79	3,50	3,71	3,72	3,84
K_2O	4,00	2,82	3,24	5,03	5,61	4,27
P_2O_5	—	0,17	0,26	0,55	0,67	0,41
H_2O_{105}	0,17	0,22	0,44	0,18	0,25	0,22
П. п. п.	0,42	0,62	1,28	0,99	1,07	1,46
Сумма	99,98	100,18	100,63	100,30	100,23	100,38

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — микроклинизированный плагиоклазовый гнейсо-гранит, обр. 237; 2 — измененный кварцевый диорит, обр. 1584б; 3 — то же, обр. 1530; 4, 5 — плагиоклазовые граниты с порфиробластами микроклина, обр. 2092, 2093; 6 — интенсивно измененное габбро, обр. 1545б (местонахождение образцов см. в табл. 27). *Аналитики — Г. М. Юрова и К. И. Титомирова.*

Иначе изменяются ксенолиты основных пород; калиевый метасоматоз вызывает их переход в амфиболиты, содержащие некоторое количество кварца и андезина, дальнейший же привнос калия обусловливает биотитизацию амфибола. Соответственно этому ксенолиты амфибо-

лизированных габброидов резко выделяются на розоватом фоне гранитов черной окраской. Такое различие в «усвояемости» ксенолитов из эруптивных брекчий иллюстрируется фотогр. 30.

Метасоматические преобразования, аналогичные в целом изменениям ксенолитов и характерные для вмещающей толщи гнейсов и ортопород первого формационного типа, имеют широкое развитие в Западном Приладожье. Они особенно интенсивно проявляются вдоль гнейсовидности пород и по зонкам дробления. Соответственно и степень изменения в большой мере зависит от типа контакта, резко увеличиваясь в тех случаях, когда линия контакта гранитов и пегматитовых жил расположена перпендикулярно или под углом к гнейсовидности вмещающих пород. В тех случаях, когда линия контакта параллельна гнейсовидности пород, указанные процессы проявлены более слабо. Это свидетельствует, что огнейсование и катаклаз вмещающих орто- и парапород предшествовали внедрению микроклиновых гранитов. Наличие же в микроклиновых гранитах плойчатых ксенолитов, сложенных мигматизированными гнейсами, подтверждает заключение о том, что «венитовая» мигматизация, связанная с региональным метаморфизмом, происходила до внедрения микроклиновых гранитов.

Одновременно с метасоматическим изменением пород, слагающих ксенолиты, преобразуется и состав связующих их гранитов. В них уменьшается количество микроклина, и они обогащаются плагиоклазом, биотитом, гранатом, а иногда амфиболом. Вокруг крупных ксенолитов, сложенных гнейсами, кварцевыми диоритами, метабазитами, часто образуется кайма олигоклазового гранита мощностью 2—3 *см*;

Таблица 27

Атомный состав ортопород первого формационного типа и их измененных разновидностей (по Т. Ф. Барту)

№ анализа*	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Al	Ti	Si	O	OH	P	Mn
1	21	76	32	20	8	18	158	2	602	1550	50	—	—
2	44	53	15	7	6	20	131	2	634	1575	25	—	—
3	22	67	44	29	6	37	192	7	506	1528	72	—	—
4	22	62	57	36	12	36	189	6	548	1514	86	—	—
5	45	75	31	15	3	25	166	4	602	1596	4	—	—
6	31	62	20	3	3	12	135	2	623	1565	35	—	—
7	36	58	35	22	8	30	151	—	568	1527	73	—	—
8	56	64	30	24	12	25	156	6	564	1542	58	—	—
9	64	64	31	23	13	29	169	6	550	1536	64	—	—
10	4	38	68	135	7	92	151	8	464	1506	94	—	—
11	6	30	72	144	8	94	140	11	467	1511	89	2	2
12	15	48	62	48	7	57	160	10	503	1483	117	4	—
13	20	56	78	58	15	54	155	17	458	1481	119	—	—
14	31	57	61	45	8	40	173	5	548	1561	39	—	—
15	49	65	38	25	11	28	174	5	538	1515	85	—	—

* 1 — плагиоклазовый гнейсо-гранит, Приозерский р-н, обр. 29; 2 — микроклинизированный плагиоклазовый гнейсо-гранит, Приозерский р-н, обр. 237; 3 — кварцевый диорит, г. Лакеавара, обр. 914; 4 — кварцевый диорит, о. Химполенярви, обр. 1542; 5 — микроклинизированный кварцевый диорит, о. Риеккалансари, обр. 1565; 6 — интенсивно измененный кварцевый диорит, м. Семингенниеми, обр. 1584б; 7 — то же, о. Соролансари, обр. 1530в; 8, 9 — плагиоклазовые граниты с порфиробластами микроклина, окр. Ояярви, обр. 2092, 2093; 10, 11 — габбро-нориты, м. Уласканниеми, обр. 2000, 2056; 12 — амфиболизированное и биотитизированное габбро, окр. Лумиваары, обр. 1176а; 13 — то же, о. Путсари, обр. 1365; 14 — микроклинизированный кварцевый диорит (метагаббро), о. Хепосари, обр. 1551; 15 — интенсивно измененное габбро, о. Хепосалонсари, обр. 1545б.

примыкающая к ней часть ксенолита обогащена биотитом, кварцем, а иногда розовым микроклином. Мелкие ксенолиты сланцев часто лишь «просвечивают» в связующих их гранитах, а на их месте появляются зерна красного граната.

Количественная оценка метасоматических изменений ортопород первого формационного типа дается путем сравнения, по методу Барта, разновидностей, претерпевших максимальную «гранитизацию», с наименее измененными типами пород — плагиоклазовыми гранитами, кварцевыми диоритами, габброидами. В табл. 27 сопоставляются, например, плагиоклазовый гнейсо-гранит (обр. 29) и его микроклинизированная разновидность (обр. 237). Сопоставление показывает, что при метасоматическом изменении происходил привнос атомов K (23), Si (32) и вынос Na (23), Ca (17), Mg (13), Al (27). Изменение содержания других элементов незначительно. При изменении кварцевых диоритов (табл. 27, обр. 914, 1542) во всех случаях осуществляется привнос K и Si и вынос Mg, Ca, Fe^{2+} и Al. Количество атомов Na, Fe^{3+}, Ti остается примерно постоянным: соотношения между кислородом и OH показывают некоторое уменьшение гидроксила в измененных разновидностях (обр. 1565, 1584б, 1530в, 2092, 2093).

Атомный состав наименее измененных габбро-норитов иллюстрируется обр. 2000 и 2056. Их средняя формула: $K_5Na_{34}Ca_{70}Mg_{140}Fe_7^{3+}Fe_{93}^{2+}Al_{145}Ti_{10}[Si_{466}O_{1505}OH_{92}P_3]$. При сравнении с амфиболизированными и биотитизированными габбро (обр. 1176а, 1365) видно, что изменение сказывается в некотором увеличении атомов щелочей (K — 10—15, Na — 14—22), Al (10—15) и OH (25—27) и уменьшении Mg (82—92), Fe^{2+} (36—39). Количество кремния в начальные стадии существенных изменений не обнаруживает. Сравнение габбро-норитов и метагаббро, подверженных метасоматозу в более интенсивной степени (обр. 1551 и 1545б), показывает, что наряду с увеличением щелочей и алюминия осуществляется привнос кремния. В измененных разновидностях, как указывалось выше, отмечается уменьшение атомов магния на 95—115, Fe^{2+} на 53—65; в отличие от начальных стадий преобразования габбро-норитов идет снижение содержания атомов кальция и OH.

Сравнение состава габбро-норитов со слабо измененными амфиболизированными габбро, содержащими незначительное количество кварца (см. табл. 27, обр. 1176а и 1365), показывает, что содержание кремния в этих породах не увеличивается, а в обр. 1365 даже уменьшается. Появление в этих породах кварца связано лишь с привносом калия и выносом магния и Fe^{2+}. Привнос калия обусловливает микроклинизацию основного плагиоклаза, при этом освобождаются CaO и Al_2O_3, в присутствии которых становится неустойчивым пироксен, замещающийся амфиболом, а при увеличении привноса калия — биотитом. В процессе микроклинизации вследствие меньшего содержания кремнекислоты в амфиболе и биотите (см. табл. 5) выделяется некоторое количество кварца.

Образование инъекционно-метасоматических мигматитов. Сравнение их с мигматитами палингенного генезиса (венитами). Инъекционно-метасоматические мигматиты имеют широкое распространение в Приладожье, образуясь как по парапородам ладожской и сортавальской серий (гнейсам, сланцам, венитовым мигматитам), так и по ортопородам первого формационного типа. От мигматитов палингенного генезиса (венитов) они отличаются крайним разнообразием морфологических типов (см. фотогр. 1, 2, 4, 30, 31). Наряду с послойными мигматитами, образующимися по породам с гнейсовидной текстурой, широко развиты мигматиты, характеризующиеся секущим расположе-

нием инъекционного материала; примером являются описанные выше эруптивные брекчии, представляющие типичные агматиты; часто они переходят в теневые мигматиты.

Существенной особенностью рассматриваемых мигматитов является однотипность состава инъекционного материала и его активное воздействие на субстрат. По вещественному составу инъекционный материал соответствует лейкократовым микроклиновым гранитам и рассмотрен совместно с ними (см. табл. 18). Главными минералами инъекционного материала всех морфологических типов мигматитов являются кварц и микроклин; в меньшем количестве присутствует олигоклаз. Постоянные составные части второстепенного значения — биотит, мусковит, апатит.

Специфичным минералом инъекционно-метасоматических мигматитов является гранат существенно альмандинового состава. По составу и свойствам он аналогичен гранату экзо- и эндоконтактовых зон гранитных массивов (см. табл. 25). Он встречается главным образом в мигматитах, развитых по гнейсам, и реже — по плагиогранитам и кварцевым диоритам первого формационного типа. Гранат в инъекционном материале мигматитов образуется, как и в описанных выше гранатовых контаминированных гранитах, в результате биметасоматического обмена между инъекционным веществом и материалом субстрата. Минеральные и химические преобразования субстрата и инъекционного материала мигматитов аналогичны изменениям, описанным для ксенолитов пород в эруптивных брекчиях и в пределах контактовых зон гранитных тел. Это указывает на общую природу всех изученных метасоматических процессов и позволяет установить, что микроклиновые граниты, а также связанные с ними эманации и надкритические растворы обладали высокой химической активностью. Их воздействием обусловлены широко идущие реакции биметасоматического обмена и образование инъекционно-метасоматических мигматитов.

Таким образом, петрологическое изучение мигматитов Приладожья позволяет разделить их на две генетические группы — палингенные (=вениты) и инъекционно-метасоматические — и определить основные критерии для их различения.

Палингенные мигматиты характеризуются общностью состава субстрата и инъекционного материала; последний химически пассивен и не оказывает существенных воздействий на вещество субстрата. Палингенные мигматиты развиваются исключительно по гнейсам, главнейшими из которых являются биотито-плагиоклазовые разновидности. Для инъекционно-метасоматических мигматитов не наблюдается общности состава инъекционного материала и субстрата; последний может быть представлен как пара-, так и ортопородами. Инъекционный материал оказывает активное метасоматическое воздействие на субстрат, вызывающее реакции биметасоматического обмена между меланократовой и лейкократовой частями мигматитов, ведущие к формированию теневых мигматитов.

Для палингенных мигматитов характерны в основном послойные разновидности; инъекционно-метасоматические мигматиты представлены многообразием морфологических типов, среди них важную роль играют агматиты, сетчатые и другие разновидности с секущим расположением инъекционного материала.

Палингенные мигматиты встречаются исключительно в Западном Приладожье, где региональный метаморфизм пород происходил в условиях альмандино-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Процессы метасоматоза орто- и парапород и образование мигматитов второго

типа не зависят от степени регионального метаморфизма, и они развиты на территории всего Приладожья. В северной части, например в Велимякском районе, широко проявлен калиевый метасоматоз и были встречены инъекционно-метасоматические мигматиты (о. Мякисало и др.). Формирование инъекционно-метасоматических мигматитов идет одновременно со становлением микроклиновых гранитов пегматитовых и аплитовых жил и образованием эруптивных брекчий, документирующих древние разломы. Все эти геологические объекты имеют общий генезис и связаны с глубинными процессами. Интенсивность развития инъекционно-метасоматических мигматитов контролируется разрывными нарушениями, от которых зависит та или иная степень проницаемости земной коры.

• • •

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

§ 1. Вопросы генезиса

Генетические особенности основных (ультраосновных) пород и гранитоидов первого формационного типа. К наиболее раннему периоду магматической деятельности в Приладожье, а также в Карелии и Южной Финляндии приурочено формирование основных и ультраосновных пород. Первичные формы их залегания и вещественный состав изменены под влиянием последующих деформаций, процессов регионального метаморфизма и метасоматоза. Пространственная локализация тел основных пород в Приладожье контролировалась разломами преимущественно северо-восточного простирания, на что указывает расположение тел габброидов в северо-восточной полосе Западного Приладожья, ориентировка Калаамского и других массивов. Формирование подводящих каналов может быть связано в ряде случаев с нарушением фазового равновесия (Саранчина, 1967б). По этим каналам в Куркиекском районе, например, поднимались расплавы габброидного состава, дальнейшее размещение которых определялось геологической структурой территории. Общие закономерности выражаются в образовании наиболее основных разновидностей в первые фазы внедрения. Они представлены перидотитами и меланократовыми эвкритами в Калаамском массиве, рудными пироксенитами в районе Велимяк, ультрабазитами в районе Уусима в Южной Финляндии. Наибольшее значение в строении всех интрузивов имеют габбро- и габбродиориты. Заключительный этап формирования многофазных тел характеризуется внедрением кварцевых диоритов — плагиогранитов, имеющих в Северном Приладожье незначительное развитие.

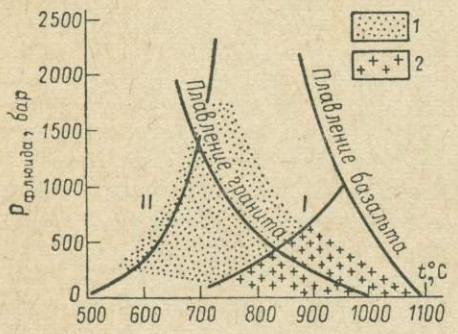


Рис. 18. Схематическая диаграмма физических условий пироксено-роговиковой (*1*) и санидинитовой (*2*) фаций контактового метаморфизма.
Для кривых плавления и кривой *II* $P_{H_2O} = P_{флюида}$; для кривой *I* $P_{CO_2} = P_{флюида}$. Кривая *II* — $KAlSi_3O_{10}(OH)_2 \rightleftarrows KAlSi_3O_8 + Al_2O_3 + H_2O$. Кривая *I* — $2CaCO_3 + Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 \rightleftarrows 3CaMgSiO_4 + 2CO_2$.

О температурах формирования основных пород можно судить по характеру изменения вмещающих пород и ксенолитов. Первично магматический контакт габброидов сохранился, например, в юго-западной части Калаамского массива; здесь вмещающие глинистые породы превращены в силлиманито-кордиеритовые роговики, образовавшиеся в условиях пироксено-роговиковой фации контактового метаморфизма (Тернер, Ферхуген, 1961). Температура формирования контактовых роговиков отвечает 600—800° С при давлении флюида 500 *бар* и 650—950° С при 1000 *бар* (рис. 18). О температурах формирования основных пород можно судить также по характеру преобразования пород ксенолитов в пироксеновые роговики и перекристаллизации вмещающих кварцитов (Саранчина, 1949б, 1967а). Раздельная кристаллизация мо-

ноклинного и ромбического пироксенов, представленных авгитом или диопсид-геденбергитом и железистым гиперстеном, и отсутствие пижонита даже в породах, слагающих мелкие тела среди гнейсов, указывают, что консолидация массивов основных пород осуществлялась в равновесных условиях.

Для установления физико-химических параметров кристаллизации габброидов их нормативные составы были нанесены на диаграмму фазового состояния альбит—анортит—диопсид (рис. 19). Расположение фигуративных точек большинства основных пород (см. табл. 2, 4, ан. 1—4, 6, 7, 9, 10, 12, 15, 17, 18) вблизи котектической линии показы-

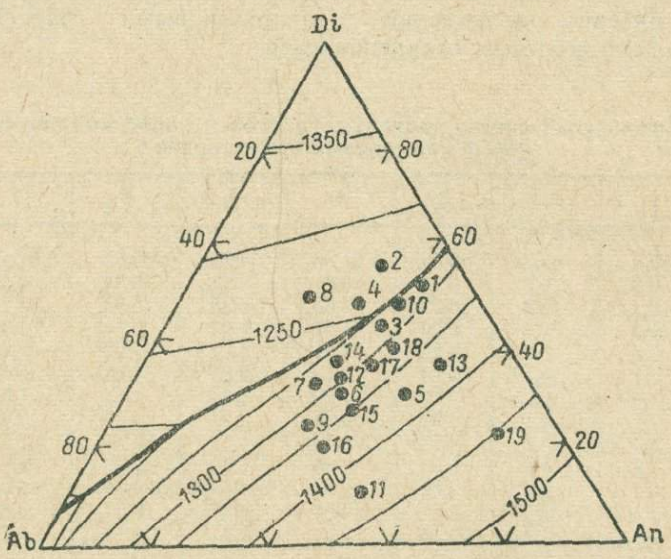


Рис. 19. Расположение фигуративных точек основных пород Приладожья на диаграмме фазового состояния альбит—анортит—диопсид.
Номера точек см. в табл. 2.

вает, что исходный расплав был преимущественно анхиэвтектическим и температура его соответствовала 1250—1350° С. Некоторые габброиды Приладожья и Финляндии (см. табл. 2, 4, ан. 5, 11, 13, 19) характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза по сравнению с эвтектическими и, очевидно, были несколько перегретыми.

Глубина становления габброидных пород в Западном Приладожье была значительно большей, чем в Северном. На это указывают широкое развитие офитовых структур, зональность плагиоклазов, типичная для габброидов, слагающих Калаамский и Велимякский массивы, и нехарактерная для аналогичных пород Западного Приладожья, и ряд других особенностей. Габброиды генетически связаны с кварцевыми диоритами и плагиогранитами, образуют с ними постепенные переходы и в ряде случаев формируют сложные многофазные тела.

Глубина генерации основных расплавов в соответствии с данными о температуре кристаллизации может быть оценена в 40—50 *км* при геотермическом градиенте 30°/*км* или в 35—38 *км* при градиенте 35—40°/*км*. В целом это соответствует данным Г. Йодера и К. Тилли (1965), устанавливающих глубину образования габброидных расплавов в молодых областях в 50 *км*. На плавление вещества на этих глубинах могут оказывать влияние также конвекционные токи и другие

процессы, и приведенные цифры следует рассматривать как ориентировочные.

Наибольший интерес представляет установление генезиса гранитоидов, базирующееся в основном на детальном изучении пород Западного Приладожья. Характерной особенностью ранних гранитоидов, расположенных в западной части Приладожья, является сходство их состава с составом вмещающих пород. Так, плагиоклазовые граниты находятся в тесной ассоциации с плагиоклазовыми гнейсами и характеризуются однотипными темноцветными минералами; разновидности с пониженным содержанием SiO_2 залегают среди плагиогнейсов, обедненных кварцем.* Гиперстеновые диориты и кварцевые диориты Куркиекского массива ассоциируют с гиперстеновыми гнейсами, гиперстен в этих породах имеет сходный состав.

Таблица 28

Химический состав граувакк, гнейсов и пород комплекса умеренно кислых гранитоидов*

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	69,5	64,7	69,56	61,98	64,84	64,65	68,42	61,82
TiO_2	0,8	0,5	0,71	0,81	0,63	0,74	0,43	0,89
Al_2O_3	13,2	14,8	13,33	17,68	16,38	15,93	15,26	15,17
Fe_2O_3	2,2	1,5	2,00	1,00	1,99	0,84	1,32	1,59
FeO	2,1	3,9	3,23	4,31	3,17	3,94	2,46	4,85
MnO	0,1	0,1	0,14	0,10	0,03	0,08	0,15	0,11
MgO	1,6	2,2	2,19	2,90	1,54	1,87	1,56	3,29
CaO	1,8	3,1	2,99	4,88	4,90	4,55	3,46	5,16
Na_2O	3,4	3,1	2,73	3,70	4,02	4,50	4,53	4,05
K_2O	1,4	1,9	1,60	1,98	1,36	1,89	1,90	1,95
P_2O_5	0,1	0,2	0,12	0,01	Не опр.	0,16	Не опр.	0,24
П. п. п.	3,5	2,5	1,03	0,84	0,87	0,67	0,84	1,24
H_2O_{105}	—	0,7	0,35	0,21	0,21	0,14	0,22	0,10
CO_2	0,9	1,3	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,6	100,5	99,98	100,40	99,94	99,96	100,55	100,46

* Расшифровка вертикальных граф: 1 — грауваккa грубозернистая, Страссберг (Winkler, von Platen, 1960); 2 — грауваккa (среднее из 23 ан. — Petijonn, 1957); 3 — гиперстеновый гнейс, окр. Куркиеки, обр. 119; 4 — биотитовый гнейс, Соролансари, обр. 54б; 5 — гиперстеновый кварцевый диорит, Куркиеки, обр. 74б; 6 — кварцево-диоритовый чарнокит (среднее из 8 ан. — Simonen, 1960б); 7 — плагиоклазовый гранит, Приозерский р-н, обр. 29; 8 — кварцевый диорит, о. Лауватсари, обр. 874.

Химический состав умеренно кислых гранитоидов, плагиоклазовых гнейсов и граувакк характеризуется большим сходством (табл. 28). Анализ парагенетических ассоциаций в гнейсах ладожской серии позволяет также установить, что они образовались преимущественно из глинистых отложений и граувакк в условиях альмандино-амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

Характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов является отсутствие эндо- и экзоконтактовых изменений. Слабое контактовое воздействие плагиоклазовых гранитов на плагиобиотитовые гнейсы наблюдалось лишь в окрестностях ст. Ояярви, в контакте образовалась зонка мощностью 1—1,5 *мм*, в которой биотит гнейсов замещается роговой обманкой. Отсутствие контактовых воздействий гранитоидов (включая и чарнокиты) связано с близостью вещественного состава

* В пределах Северного Приладожья суперкрустальные толщи метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, гранитоиды имеют перемещенный характер и указанные закономерности не проявляются (Саранчина, 1948).

этих пород и гнейсов и с отсутствием между ними температурного градиента.

Типичной чертой пород комплекса умеренно кислых гранитоидов, важной для установления их генезиса, является их тесная ассоциация с мигматитами венитового типа. Лейкократовый материал этих мигматитов аналогичен лейкократовой части гранитоидов. Особое значение для суждения о происхождении самих мигматитов имеет наличие мелких послойных и секущих жилок кварцево-кордиеритового состава, развитых в области распространения кордиеритовых гнейсов. Лейкократовый материал, расположенный послойно и в виде секущих жилок, имеет много общих свойств, типичных и для крупных тел плагиогранитов — кварцевых диоритов. Он характеризуется общностью состава инъекционного материала и субстрата, химической пассивностью первого и рядом других признаков.

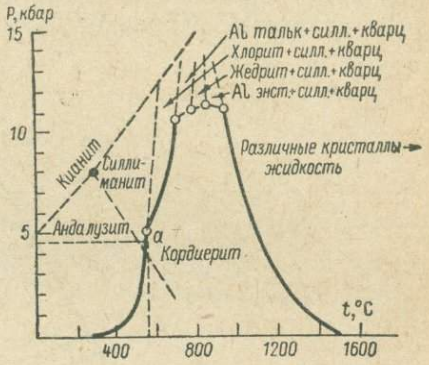


Рис. 20. Схематическая диаграмма P—t в системе магнезиальный кордиерит—вода при $P_{H_2O} = P_{общ}$ (Schreyer, Joder, 1964).

Все отмеченные особенности пород комплекса умеренно кислых гранитоидов и мигматитов венитового типа указывают на их палингенное происхождение. В обосновании этого положения, а также определении глубины генерации гранитоидов важную роль играет оценка параметров температуры и давления регионального метаморфизма, обусловившего в кульминационную стадию его развития явления палингенеза. Определение этих параметров для пород фации альмандиновых амфиболитов может быть произведено по данным экспериментальных исследований магнезиальных кордиеритов (Schreyer, Joder, 1964), типичных для пород Приладожья. Устойчивость магнезиального кордиерита с силлиманитом определяется $t = 600°$ С и $P = 5000$ *бар* (рис. 20, точка *а*). Экспериментальное изучение полиморфизма андалузит—силлиманит (Хитаров и др., 1963) также позволяет определить температуру альмандино-амфиболитовой фации в 575—650° С, а давление — в 5000—6500 *атм.*

Данные Л. Л. Перчука (1967), базирующиеся на анализе составов сосуществующих гранатов и биотитов в гнейсах Приладожья, позволяют оценить температуру формирования пород в 640—660° С. На основании изучения моновариантных кривых: мусковит + кварц $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows$ силлиманит + калиевый полевой шпат + вода и др. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) для альмандино-амфиболитовой фации регионального метаморфизма приводят значения температуры в 550—750° С, а давления в 4000—6000 *бар.* Для гранулитовой фации по составу совместно присутствующих граната и биотита Л. Л. Перчук (1967) определяет температуру образования в 630—720° С. По составу сосуществующих граната и гиперстена в гнейсах Куркиекского района температура определена в 775° С. Для чарнокитов Куркиекского района сопоставление химизма гиперстена и биотита позволяет оценить температуру в 730° С.

Смена критической ассоциации роговая обманка + андезин ассоциацией гиперстен + основной плагиоклаз, широко распространенной в Западном Приладожье, дает возможность воспользоваться данными Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) и определить $t = 750$—$800°$ С, а

$P = 6000—7000$ *бар*. Отсутствие дистена в гнейсах изучаемого района позволяет заключить, что верхняя граница давления была ниже 10 000 *бар*. На основании приведенных сведений можно сделать вывод, что температура формирования метаморфических пород Западного Приладожья в условиях альмандино-амфиболитовой фации соответствовала примерно 640—650° С, гранулитовой — около 740° С (средние значения из 4 определений соответственно 643 и 739°), а давление варьировало от 5000 до 7500 *бар*.

Имеется много экспериментальных работ, позволяющих судить об условиях образования анатектических расплавов. Среди них важную роль играют исследования Х. В. Винклера и Г. Ф. Платена, посвящен-

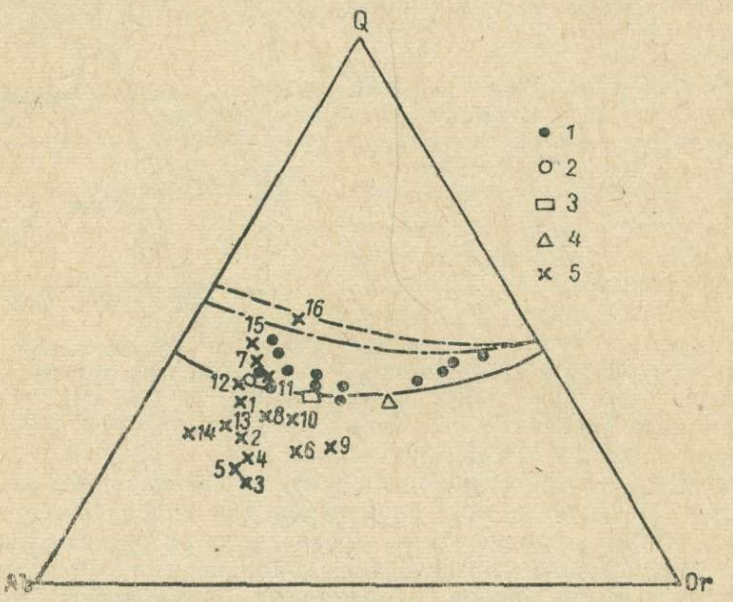


Рис. 21. Расположение фигуративных точек гранитоидов и граувакк на диаграмме фазового состояния альбит—ортоклаз - кварц.

1 — граувакки; 2 — тоналиты; 3 — биотитовые гранодиориты; 4 — калиевые граниты (Winkler, von Platen, 1960); *5* — гранитоиды первого формационного типа Приладожья, номера анализов соответствуют табл. 10. Пунктирная и штрих-пунктирная линии отвечают положению котектических кривых при отношении Ab и An от 1,8 до 3,8 (Платен, 1967).

ные изучению плавления глинистых пород и граувакк (Winkler, von Platen, 1960, 1961; Платен, 1967). Эти исследования показали, что при плавлении глин получался анатектический расплав, соответствующий гранитам, а граувакк — тоналитам. Плавление граувакк при давлении H_2O в 2000 *атм* в пяти случаях начиналось при $t = 675°$, в двух — при 690° и лишь в одном — при 710°. Тоналитовые и гранитные расплавы были получены из граувакк и глин при 650—750° С, т. е. при температурах, которые характерны для амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. На рис. 21 приведены составы граувакк и образовавшихся при их плавлении тоналитов, гранодиоритов и калиевых гранитов; на диаграмму нанесены также гранитоиды первого формационного типа Приладожья. Составы ортопород, образовавшихся при плавлении, близки к составам большинства граувакк и располагаются вблизи котектической линии, в поле устойчивости полевых шпатов. В последней работе фон Платена (1967) уточнено положение котектических линий в системе Ab—Or—SiO_2—H_2O в зависимости от содержания анортита. На рис. 21 показано положение фигуративных точек

гранитоидов Приладожья относительно этих линий; они обнаруживают довольно большой «разброс», но многие из них расположены в поле устойчивости плагиоклаза.

Экспериментальные данные по плавлению граувакк приводятся также в работе И. Г. Кренка и Р. В. Ойя (1963); на рис. 22 видно, что плавление граувакк начинается при температуре 720—730° С и давлении около 3500 *атм*. Последующие работы (Thompson, Mackenzie, 1967; Luth, Tuttle, 1964, и др.) показали, что при высоких водных давлениях (5000 *бар*) тройной минимум в системе Ab—Or—SiO_2 резко сдвигается в сторону альбита. В этой области и расположено большинство фигуративных точек гранитоидов второго формационного типа Приладожья (см. рис. 21).

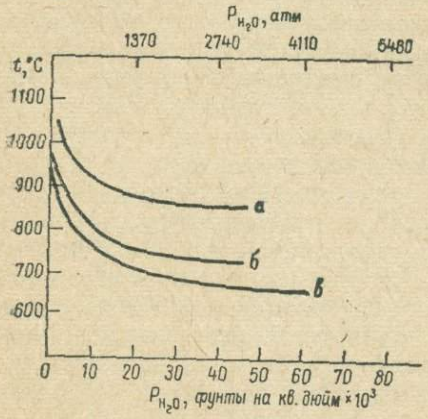


Рис. 22. Кривые плавления диабаза (*а*), граувакки (*б*) и ликвидуса гранитов (*в*) (Кренк, Ойя, 1963).

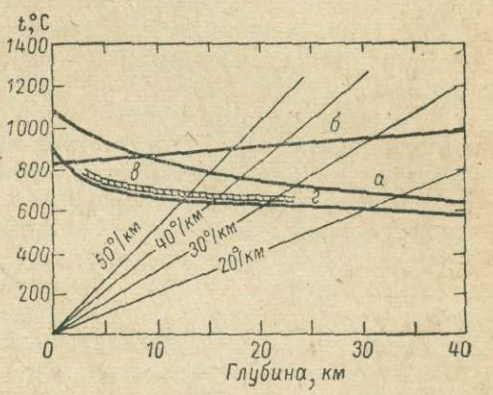


Рис. 23. Кривые плавления горных пород при различном содержании воды.

а — граниты с 9% H_2O; *б* — граниты с 2% H_2O; *в* — глинистые породы; *г* — аркозы (Wyllie, Tuttle, 1960).

Данные по плавлению естественных горных пород позволяют использовать полученные значения температуры и давления для определения примерной глубины генерации магматического расплава. Экспериментальные исследования П. Вилли и О. Таттла показали, что плавление гранитов при насыщении их водяными парами начинается при $t = 635°$ С на глубине 21 *км*. Геотермический градиент условно принят в 30°/*км*. Изменение температуры плавления водосодержащего гранита в зависимости от давления (= глубины) иллюстрируется рис. 23 (кривая *а*), при содержании в гранитах 2% воды плавление будет происходить на глубине около 30 *км* (кривая *б*).

Условия плавления аркозов, глинистых сланцев и граувакк при избытке воды в порах в общем аналогичны условиям плавления гранитов; оно осуществляется на глубине 20—25 *км* (кривые *в* и *г*); несколько повышенная температура полного плавления, а соответственно и глубина генерации расплава связана с присутствием в аркозах избытка кварца по сравнению с эвтектическим, а в граувакках и глинистых сланцах — магния. Однако на температуру плавления оказывает также существенное влияние H_2O, P_2O_5 и, очевидно, соединения бора, которыми богаты глинистые отложения. При дифференциальном плавлении парапород образуются жидкости гранитного и гранодиоритового состава (Wyllie, Tuttle, 1960).

Таким образом, температура (640—740°) и давление (4000—6500 *бар*), характерные для процесса регионального метаморфизма пород Западного Приладожья, достаточны для плавления глинисто-

грауваккових осадков. Эти осадки, являясь образованиями геосинклинального типа, были обогащены водой и другими летучими соединениями, например бором, способствовавшими их полному плавлению. При геотермическом градиенте 30°/*км* глубина становления гранитоидных пород могла бы быть оценена в 21—22 *км*, а при геотермическом градиенте 35—40°/*км* — в 16—17 *км* (Tuttle, Bowen, 1960). Эти глубины, однако, не соответствуют геологическим и геофизическим данным. Так, суммарная мощность сортавальской и ладожской серий равняется 5—6 *км* (Кратц, 1963; Яковлева, 1968) и даже при учете последующей значительной эрозии и тектонических преобразований вряд ли могла бы превысить эту величину более чем на несколько километров. Очевидно, тепловой режим раннепротерозойского периода был иным и причиной высокотемпературного метаморфизма и палингенеза следует считать наряду со значительными погружениями интенсивный приток тепла из глубин. Эти выводы находят косвенное подтверждение в геофизических определениях мощности сиалической части земной коры Южной Карелии в 3—4 *км* (Цирульникова, Сокол, 1968).

Все приведенные данные о роли палингенеза в формировании комплекса умеренно кислых гранитоидов подтверждаются и тем, что массивы, образовавшиеся в условиях амфиболитовой фации, сложены породами с такситовой текстурой; последняя обусловлена наличием многочисленных шлиров — остатков трудноплавкой части субстрата. Типичным примером являются огнейсованные плагиоклазовые граниты Приозерского массива. Образование расплава в условиях гранулитовой фации ведет к формированию однородных гранитоидов, не содержащих шлиров и имеющих несколько более основной состав, — кварцевые диориты окрестностей Лумиваары, чарнокиты Куркиекского массива.

Петрохимическое изучение рассматриваемых пород, позволившее установить для них общие черты химизма (натровая специализация и др. — см. § 2 гл. II), показывает значительные вариации в содержании других окислов, что наглядно видно на рис. 25 по расположению векторов на большой площади. Эта особенность отличает их от микроклиновых гранитов второго формационного типа, составы которых расположены концентрированно. Плагиогранитные формации, приуроченные к синскладчатому этапу развития подвижных зон, по-видимому, везде имеют палингенное происхождение. Они образуются за счет частичного или полного плавления глинисто-грауваккових отложений, представляющих широко развитые осадки древних геосинклинальных областей.

Генетические особенности микроклиновых гранитов второго формационного типа. Микроклиновые граниты в противоположность гранитоидам первого формационного типа образуют нередко дисконформные и дисгармоничные тела, пространственная локализация которых зависит от направления древних разломов. Микроклиновые граниты характеризуются высокой химической активностью, выразившейся в интенсивном метасоматическом изменении пород из эндоконтактовых зон, а также преобразовании ксенолитов, заключенных в гранитах. Характерным является изменение и самих гранитов (и пегматитовых жил), связанное с реакциями биметасоматического обмена. Те же закономерности метасоматических изменений наблюдаются вдали от гранитных интрузий и особенно типичны для инъекционно-метасоматических мигматитов. Это свидетельствует о генетической связи процессов метасоматоза со становлением микроклиновых гранитов. Все метасоматические изменения характеризуются общими закономерностями, связанными с привносом в изменяемую породу калия, кремния

и летучих компонентов и выносом железа, магния, кальция. Минералогически это выражается в образовании микроклина, кварца, слюды (биотита и мусковита), апатита, акцессорного монацита и значительно реже турмалина и флюорита.

Петрохимическое изучение микроклиновых гранитов Приладожья, а также Карелии и Финляндии показывает незначительные вариации их состава, что отчетливо видно на диаграммах (рис. 24, 25) по концентрированному расположению их составов. Наиболее характерной их особенностью является высокое содержание SiO_2 (71—73%), резко выраженная калиевая специализация, пересыщенность глиноземом, весьма низкий коэффициент окисления железа и пониженное по сравнению с плагиогранитами — кварцевыми диоритами значение потери при прокаливании.

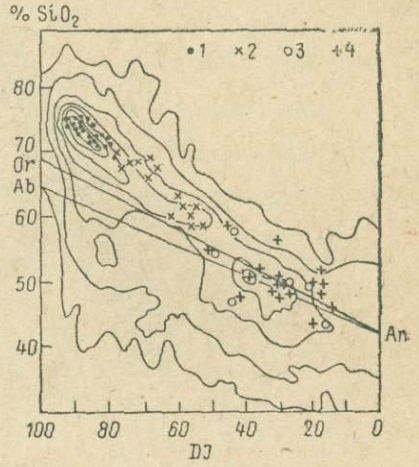


Рис. 24. Расположение составов магматических пород Приладожья на диаграмме SiO_2 — индекс дифференциации (*DJ*) (Thornton, Tuttle, 1960).

1 — микроклиновые граниты; 2 — плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты; 3 — чарнокиты Куркиекского района; 4 — габброиды и габбро-диориты Северного и Западного Приладожья.

Для выяснения особенностей кристаллизации микроклиновых гранитов Приладожья, Юго-Западной Финляндии и Южной Карелии их состав был пересчитан на нормативный и лейкократовая часть (кроме анортита) приведена к 100% (см. табл. 20). Полученные данные нанесены на диаграмму фазового состояния альбит—ортоклаз—кварц—вода (Tuttle, Bowen, 1960). Граниты располагаются в области низкотемпературного трога, однако по сравнению с точками тройного минимума они всегда сдвинуты в сторону калиевого полевого шпата. Такое положение фигуративных точек микроклиновых гранитов не только Карелии и Финляндии, но и других регионов может указывать на отсутствие явления фракционирования во время кристаллизации или на активное проявление калиевого автометасоматоза.* В пользу второго предположения говорят данные о температуре кристаллизации гранитов, иллюстрирующиеся табл. 29. В ней приведены температуры кристаллизации микроклиновых гранитов массива Тервис, полученные по методу двуполевошпатового термометра Т. Барта. Определение щелочей в микроклине производилось Ю. С. Шапкиной на пламенном фотометре, содержание альбитовой составляющей в плагиоклазе определялось Л. М. Прокофьевым путем измерения показателя преломления по методу В. Б. Татарского. Были вычислены температуры четырех образцов гранита (раздельно для микроклина вкрапленников и основной массы), гранита из связующей массы эруптивной брекчии, из контаминированного гранита и из аплита.

Из приведенных данных видно, что температура кристаллизации микроклина основной массы несколько выше, чем микроклина вкрапленников. Средняя температура образования вкрапленников 490°, а микроклина основной массы 520°. Наиболее низкая температура (470—480°) получена для образца с западного эндоконтакта массива, что, видимо, связано с позднейшими явлениями автометаморфической перекристаллизации. Для аплитовой жилы с бластической структурой

* Сдвиг точек в сторону калиевого полевого шпата может быть отчасти обусловлен включением в нормативный ортоклаз K_2O, входящего в слюды.

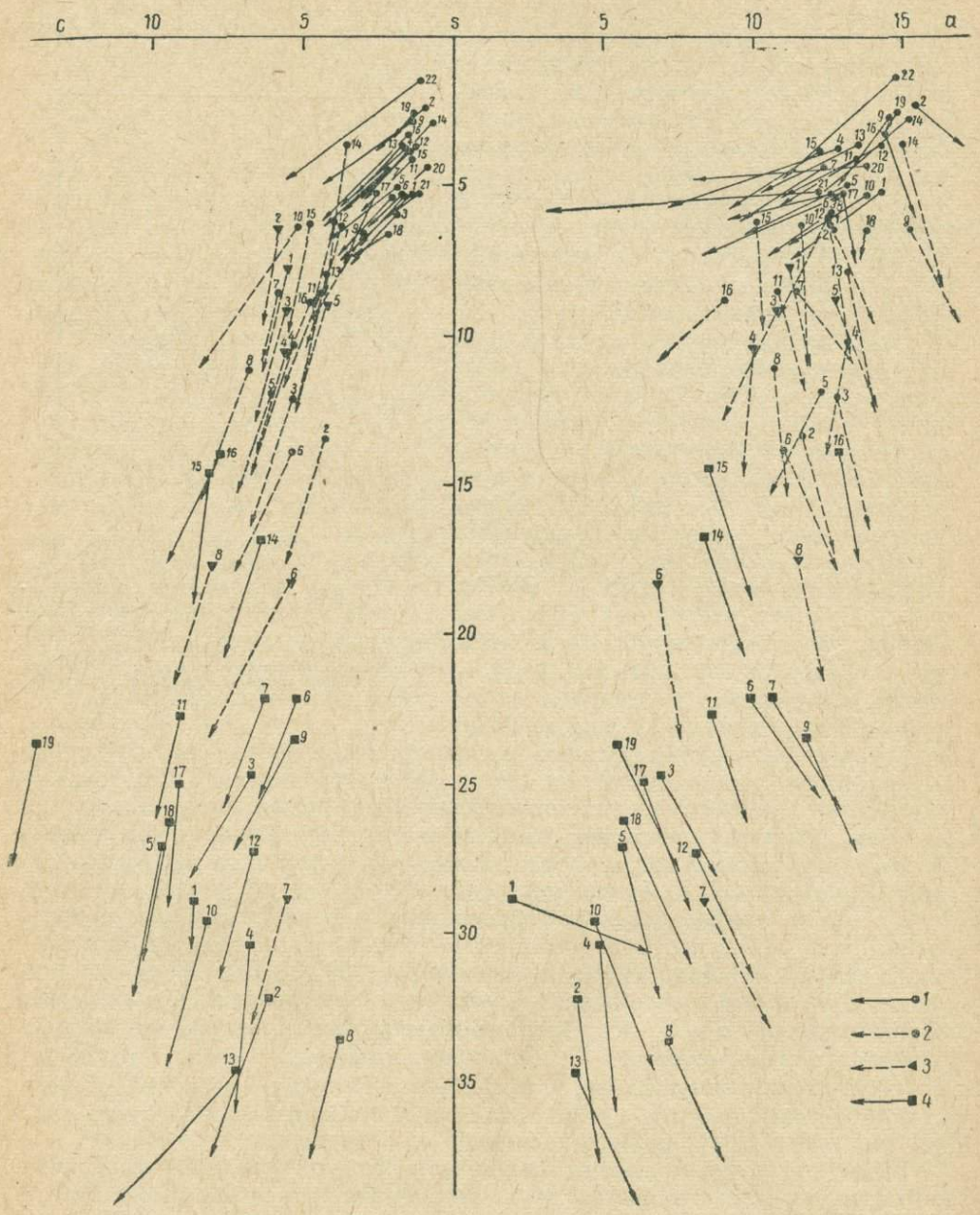


Рис. 25. Диаграмма Заварицкого для магматических пород Приладожья и Финляндии.
1 — микроклиновые граниты (см. табл. 19); *2* — плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты (см. табл. 9); *3* — чарнокиты (см. табл. 12); *4* — габброиды (см. табл. 3).

Таблица 29

Температуры образования гранитов массива Тервис, определенные методом Т. Ф. Барта (по Л. М. Прокофьеву)

№ анализа	Na_2O	K_2O	Содержание Ab в		K (p, t)*	t °C	Порода
			Ort	Pl			
	вес. %		мол. %				
578, вкр.**	1,78	14,04	16,01	86	0,19	470	Гранит из зоны эндоконтакта
578, о. м.***	1,91	13,81	17,51	86	0,20	480	То же
583, вкр.	2,05	13,66	18,64	77	0,24	520	Гранит из центральной части
583, о. м.	1,93	13,03	18,34	77	0,24	520	То же
634, вкр.	1,88	13,11	18,22	78	0,23	510	Контаминированный гранит
634, о. м.	2,32	12,56	21,62	78	0,28	560	То же
956, вкр.	1,70	14,05	15,25	80	0,19	470	Гранит из центральной части
956, о. м.	2,11	13,46	19,20	80	0,24	520	То же
630	2,85	11,95	26,60	80	0,33	600	Гранит из восточной части
774а	1,99	13,08	18,70	80	0,24	520	Гранит из связующей массы эруптивной брекчии
643	1,61	13,81	15,11	90	0,17	450	Аплитовая жила

* $K(p, t)$ — коэффициент распределения, равный $\frac{\text{мол. \% Ab в Ort}}{\text{мол. \% Ab в Pl}}$.

** Вкр. — вкрапленники.

*** О. м. — основная масса.

измеренная температура того же порядка — 450°. Температура кристаллизации микроклина в связующей массе эруптивной брекчии 520—600°.

На активную роль летучих компонентов, которые могли способствовать автометасоматозу, указывает обильное выделение апатита во вмещающих породах и ксенолитах, развитие вторичной слюды, образование турмалина в пегматитовых жилах и т. д.

Низкие температуры кристаллизации гранитов по сравнению с экспериментальными данными обсуждались П. Д. Вилли и О. Ф. Таттлом (1963), К. Р. Меннертом (1963), Н. В. Котовым (1965) и другими исследователями, которые установили, что полевошпатовая часть гранитов стабилизируется в позднюю стадию при устойчивых низких температурах. Это подтверждено и результатами экспериментальных исследований системы $Ab—H_2O—HF$ и системы гранит — $H_2O—HF$ (Tuttle, Wyllie, 1957), а также данными по плавлению гранитов с повышенным содержанием калия; при этом установлена значительная растворимость щелочей в водных растворах и переход расплава в раствор (Таттл, 1961). Отсюда ясно, что низкие температуры, полученные методом Т. Ф. Барта, фиксируют термические условия заключительной — постмагматической — стадии магматического процесса. Интенсивные контактовые воздействия гранитов на вмещающие породы, широкое развитие инъекционно-метасоматических мигматитов и ряд других особенностей указывают на повышенную химическую активность гранитов и длительный период их консолидации.

Н. Л. Боуен и О. Ф. Таттл (Tuttle, Bowen, 1960) объясняют резко повышенную активность гранитов изотермической кристаллизацией, имеющей, по их мнению, первостепенное геологическое значение и обусловливающей широкое развитие метасоматических изменений (гранитизацию). Однако расположение фигуративных точек микроклиновых гранитов вблизи котектической линии (рис. 26) ставит под сомнение возможность такого объяснения особенностей кристаллизации

микроклиновых гранитов Приладожья. Более вероятной причиной их высокой активности следует считать, по-видимому, проникновение «сквозьмагматических» растворов, поднимающихся из глубин (Коржинский, 1955). Эти процессы особенно активны в зонах повышенной проницаемости земной коры, к которым относится территория Приладожья и Финляндии, а также многие другие докембрийские области (Балтийский щит, фундамент Русской платформы, Украинский кристаллический массив и др.).

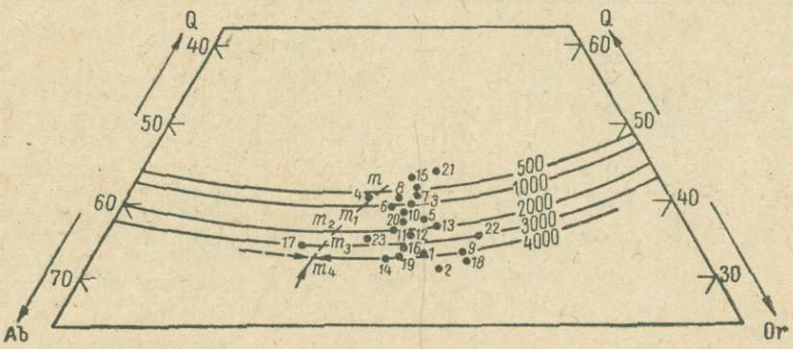


Рис. 26. Расположение фигуративных точек микроклиновых гранитов на диаграмме фазового состояния Ab—Or—SiO_2—H_2O (Tuttle, Bowen, 1960).

Точки m — m_3 отвечают тройным минимумам на котектических кривых при P_{H_2O} от 500 до 3000 *бар*; m_4 — тройная эвтектика при $P_{H_2O} = 4000$ *бар*.

Частичным подтверждением глубинного источника растворов, сопровождающих становление и проявляющихся после консолидации тел микроклиновых гранитов, служит их богатство калием. Результаты экспериментальных исследований (Thompson, Mackenzie, 1967) показывают, что для большей части составов в системе SiO_2—Al_2O_3—Na_2O—K_2O—H_2O выделение полевых шпатов из расплава обогащает остаточную жидкость натриевым компонентом, т. е. способно производить альбитизацию в поздне- и постмагматическую стадии. Результаты петрологического изучения микроклиновых гранитов Приладожья, Финляндии и других докембрийских областей свидетельствуют, напротив, об интенсивном развитии калиевого метасоматоза. Это несоответствие экспериментальных и эмпирических данных может быть устранено, по-видимому, предположением о продолжительном времени поступления калиевых растворов из областей питания глубинного заложения.

О глубине становления микроклиновых гранитов в Западном Приладожье можно судить лишь по косвенным данным. Несомненно, она была меньшей, чем для гранитоидов первого формационного типа, так как микроклиновые граниты образовались в период воздымания области и ее глыбовой перестройки. Широкое развитие инъекционно-метасоматических мигматитов, генетически связанных со становлением микроклиновых гранитов, обилие в последних летучих компонентов, максимальная степень упорядочения микроклина и мощность нижнепротерозойских толщ позволяют сделать вывод о становлении гранитов второго формационного типа в условиях фаций средних — больших глубин, которые предположительно можно оценить в 5—7 *км*.

Вопрос о генерации гранитного расплава может быть, по-видимому, решен в пользу глубинного происхождения микроклиновых гранитов. На это указывает наличие в них гипоксенолитов, включая шпи-

нельсодержащие породы, не содержащих кварца (о-ва Кухка, Тимонсари) и, несомненно, привнесенных с больших глубин. Образование шпинели, по данным А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина (1968), происходит при $t = 1110°$ и $P = 10{,}1$ *кбар*. Сравнение этих значений с параметрами образования гранитов является веским аргументом в пользу высказанного предположения. Вторым показателем является обилие летучих компонентов, которые могли удерживаться в расплаве лишь при высоких давлениях, препятствующих ретроградному кипению и обусловливающих накопление летучих соединений в остаточном расплаве.

Постоянство химизма, концентрация фигуративных точек состава в области низкотемпературного тренда и резко повышенная химическая активность гранитов позволяют предполагать, что они являются дифференциатами глубинных расплавов. Пересыщенность пород глиноземом можно рассматривать как доказательство образования родоначального подкорового расплава на глубине под большим давлением, способствующим раннему отделению пироксена или оливина и формированию в верхних частях щелочных расплавов, пересыщенных глиноземом.

Мнение о глубинном (ювенильном) происхождении гранитов и расплавов кислого состава высказывают многие исследователи. О значении процессов дифференциации глубинных расплавов при формировании горных пород можно судить по данным, приведенным в работах Г. Д. Афанасьева (1967а, б), А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина (1968) и др.

Г. Д. Афанасьев на основании сопоставления геофизических и петрофизических данных приходит к заключению, что скорость прохождения упругих волн в большой степени зависит от изменения физических свойств пород с глубиной, где резко увеличивается давление. Поэтому слои «гранитный», «гранодиоритовый», «базальтовый» следует рассматривать как чисто условные понятия. Генерация гранитных и аплитовых расплавов, таким образом, может осуществляться на различных глубинах и быть связанной как с плавлением соответствующих пород, так и с дифференциацией более основных магм.

А. Э. Рингвуд и Д. Х. Грин по результатам плавления ряда пород: кварцевый тоналит, андезит, дацит, адамеллит и др. — в интервале давлений от 9 до 36 *кбар* показали, что частичное плавление толеита способно создавать дацитовые и адамеллитовые расплавы даже в «сухих» условиях. При этом, подчеркивают авторы, выплавление дацитовых и риолитовых составов происходит особенно легко в присутствии воды и в породах с отношением K_2O к Na_2O выше 1.

Доказательства магматической дифференциации глубинных расплавов, большую роль в которой играет режим летучих компонентов, приводят и исследователи траппового магматизма М. Н. Годлевский (1959), А. А. Кузнецов (1965), Г. В. Ковалева (1968) и др. Они указывают, что антидромный характер излияний и залегание в низах лавовых толщ более крупнозернистых разновидностей, обогащенных щелочами, кремнеземом и летучими составными частями, связаны с накоплением последних вверху подкоровых резервуаров.

Возможность существования «мантийных» гранитов обосновывал М. Горай (Gorai, 1960) по наличию в них высокого содержания соответствующих изотопов свинца. Т. Матсумото на основании изучения магматической деятельности Японии и сопоставления с экспериментальными данными также пришел к выводу об ювенильном происхождении гранитов. Он указывает, что кислые расплавы могут образоваться путем кристаллизационной дифференциации или частичного плавления мантии (Matsumoto, 1965).

Для суждения о возможности образования микроклиновых гранитов в процессе дифференциации основных магм представляет несомненный интерес и изучение базальтоидных пород Луны. Японские исследователи установили, что состав стекловатого мезостазиса в базальтоидах близок к составу микроклиновых гранитов. Ниже приводится химический состав одного из образцов, определенный микрозондированием (в вес. %): SiO_2 — 71, TiO_2 — 1,1, Al_2O_3 — 11,5, FeO — 6,1, MnO — 0,1, MgO — 0,2, CaO — 2,4, Na_2O — 0,7, K_2O — 6,6 (Куширо и др., 1970).

§ 2. Формационный анализ

Типы магматических пород Приладожья, как показывает изложенный выше материал, резко отличаются закономерностями пространственной локализации массивов, химической активностью и рядом других характерных особенностей, связанных со спецификой их генезиса и приуроченностью к различным этапам тектонического развития региона. Сопоставление магматических образований Приладожья и других областей Балтийского щита, фундамента Русской платформы и Украинского кристаллического массива показывает, что они имеют много общих черт, позволяющих объединить их в магматические формации и установить общие закономерности развития магматизма в протерозойских геосинклинальных областях.* В настоящей книге рассматривается магматизм протерозойской геосинклинальной области, но сходные черты развития магматизма отмечаются и для раннего докембрия — архея (Шуркин, Митрофанов, 1968; Наливкина, Жданов, 1970, и др.), поэтому приведенные данные имеют значение и для изучения этих областей.

Раннепротерозойский магматизм Приладожья, равно как и других геосинклинальных областей докембрия Балтийского щита, фундамента Русской платформы и Украинского кристаллического массива, ознаменовался излиянием основных лав и внедрением интрузивных тел габброидов. В Приладожье к ним относятся вулканиты основного состава, входящие в состав сортавальской серии, а также интрузивные массивы Калаамо, Велимяки, Уласканниеми, Путсари и др. В верхней структурно-фациальной зоне тела габброидов могут пересекать раннюю складчатость и содержать плойчатые (но немигматизированные) ксенолиты (например, в Калаамском интрузиве). Такие же соотношения для раннескладчатых образований характерны, по данным К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1968), для друзитов Беломорья и др.

В карелидах Карелии и в зоне сочленения Беломорского массива с карелидами наряду с образованием вулканитов основного состава (тунгудско-надвоицкая серия и др.) начальные стадии развития характеризуются формированием тел гипербазитов и габброидов (Панаярви, Кундозеро и др.), часто превращенных в амфиболиты. В пределах Беломорского массива и в карелидах Кольского п-ва ранние этапы развития нижнепротерозойской протогеосинклинали знаменуются образованием даек и штоков основных и ультраосновных пород, раннескладчатых друзитов, ортоамфиболитов, габбро-анортитов района Кейв и др. (Шуркин, Митрофанов, 1968). Габброиды Южной Финляндии тождественны по геологическому положению и вещественному составу основным породам Приладожья, и их формирование также приурочено к наиболее ранним стадиям развития протерозойской геосинклинали; на это указывает их пересечение синскладчатыми гра-

* Протерозойские магматические формации этапа стабилизации и платформенного этапа, кратко освещенные в § 1 гл. II, ниже не рассматриваются.

нитоидами (плагиоклазовыми гранитами — кварцевыми диоритами) и позднекинематическими гранитами калиевого ряда (Simonen, 1960б; Schmidt, 1960). Видимо, к раннепротерозойским базитам начальных стадий развития можно отнести габбро-нориты кристаллического фундамента Русской платформы районов Жигулевского, Татарского и Токмовского сводов (Варданянц, 1966).

Все названные основные породы нижнепротерозойского возраста характеризуются близостью состава и геологического положения и могут быть объединены в раннескладчатые формации гипербазито-габбрового состава с резким преобладанием основных вариететов. Особенности их генезиса освещены в § 1 гл. IV. Ю. А. Кузнецов (1964) считает эти магматические формации типичными для ранних этапов развития геосинклинальных зон.

Особое значение имеет изучение кислого магматизма, показавшее, что разным периодам тектонического развития Приладожья соответствует образование гранитоидов, резко отличающихся вещественным составом и рядом других признаков, связанных со спецификой их происхождения. Результаты исследования позволили установить критерии для определения генезиса гранитоидов и наметить, как нам представляется, правильные пути для их формационного анализа. Ознакомление со спецификой гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита, фундамента Русской платформы и Украинского кристаллического массива показало, что и для них выдерживается аналогичная или близкая закономерность развития кислого магматизма.

Во всех названных областях к собственно геосинклинальному (синскладчатому) этапу развития приурочено формирование (габбро)-диорито-плагиогранитных формаций, характеризующихся тесной генетической связью с региональным метаморфизмом.

В Приладожье к ним относятся палингенные гранитоиды первого формационного типа (иногда дающие переходы к диоритам и габбро-диоритам), образовавшиеся преимущественно в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. К ним же относится чарнокитовая формация Куркиекского района, также имеющая палингенное происхождение, но сформировавшаяся в условиях гранулитовой фации.

В Финляндии к диорито-плагиогранитной формации можно причислить все «синскладчатые» магматиты: плагиограниты, трондьемиты, гранодиориты, а также чарнокиты районов Уусима—Хинденвеси. Судя по описанию (Simonen, 1960б), они настолько близки по особенностям геологии и вещественного состава к аналогичным породам Приладожья, что общность их генезиса не вызывает сомнений.

Формационный анализ гранитоидов Карелии находится в стадии разработки; к диорито-плагиогранитной формации, судя по геологическим признакам и вещественному составу, могут быть отнесены огнейсованные плагиоклазовые граниты, ассоциирующие с плагиомигматитами (Глебова-Кульбах и др., 1963). Г. О. Глебова-Кульбах с соавторами, не останавливаясь на выработке критериев для выделения палингенных гранитоидов, указывают, что основными процессами образования гранитов являются метасоматоз, перекристаллизация, выборочная мобилизация и селективное плавление.

К диорито-плагиогранитной формации, по данным исследований М. А. Корсаковой, относятся плагиоклазовые гнейсо-граниты Реболь-ского, Суоярского и Муезерского районов Юго-Западной Карелии; типичным примером являются крупные синскладчатые массивы огнейсованных кварцевых диоритов—плагиогранитов, протягивающихся от Суоярви в северо-западном направлении в сторону Финляндии. В эту

же формацию следует включить все разновидности геосинклинальных гранитов, объединенных К. О. Кратцем (1963) в «комплекс умеренно кислых гранитоидов».

В последнее время наиболее полно произведен формационный анализ гранитоидов Кольского п-ва (Батиева, Бельков, 1968). И. Д. Батиева и И. В. Бельков указывают, что геосинклинальный этап развития Кольского региона, происходивший в нижнем протерозое, характеризовался мощным накоплением эффузивно-осадочных толщ (тундровая, воронья, поросозерская, кейвская и др.) и активным проявлением магматической деятельности. Широкое развитие имеет здесь габбро-диорито-плагиогранитная формация с возрастом 2240—2620 млн лет.

Все названные породы участвуют в складчатости и подвергаются интенсивным метасоматическим воздействиям, вызвавшим микроклинизацию пород и образование порфиробластических микроклиновых гранитов. По геологическим признакам, химизму, геохимическим особенностям, минеральному составу, включая акцессорные минералы, породы этой формации аналогичны гранитам первого формационного типа Приладожья и, судя по ряду общих закономерностей, также имеют палингенное происхождение. К формациям того же периода авторы относят и микроклиновые порфиробластические граниты. На наш взгляд, методически неправильно выделение этой формации, как и гранодиоритов в Карелии, ибо указанные породы являются гетерогенными и образование в них микроклина осуществлялось значительно позднее формирования самих плагиоклазовых гранитов и диоритов. Олигоклазовые граниты Мурманского блока (границы I группы, по А. А. Полканову) также рассматриваются многими исследователями как палингенные образования.

Наиболее типичные представители «умеренно кислых» гранитоидов (кварцевые диориты—плагиограниты) в пределах фундамента Русской платформы отмечаются (Варданянц, 1966) в окрестностях городов Клайпеда и Выру, к югу от Риги, в районе Калинина, а также к востоку от Онежского озера (см. рис. 4). Все эти породы подвергаются интенсивной метасоматической переработке (микроклинизации, биотитизации, окварцеванию и др.) и прорываются микроклиновыми гранитами. Судя по шлифам керна и описаниям, плагиограниты — кварцевые диориты тождественны гранитоидам первого формационного типа Приладожья и сопоставимы с плагиогранитами — кварцевыми диоритами Украинского кристаллического массива (бассейн р. Соб, верховье р. Горный Тикич и др.).

Слабое воздействие на вмещающие породы, ассоциация с плагиомигматитами, особенности химизма и ряд других признаков, аналогичных гранитоидам первого формационного типа Приладожья, позволяют объединить их в комплекс умеренно кислых гранитоидов и причислить к диорито-плагиогранитной формации. Их характерной особенностью является приуроченность к главному этапу складчатости, синхронность с региональным метаморфизмом и палингенный генезис.

Как указывают Ю. А. Кузнецов (1964), Т. Н. Иванова (1968) и другие исследователи, эта формация типична для синиверсионных этапов развития эвгеосинклиналей.

Особую возрастную и генетическую группу представляют микроклиновые граниты и связанные с ними аплитовые и пегматитовые жилы. Они весьма широко распространены во всех рассматриваемых докембрийских областях и относятся к постинверсионному периоду развития подвижных поясов. Их образование приурочено к глыбовой перестройке области, и они являются типичными орогенными—постклад-

чатыми—породами. Наиболее характерные их представители — микроклиновые граниты второго формационного типа Приладожья. Как указано в § 3 гл. II и § 2 гл. III, специфическими их признаками являются постоянство вещественного состава, повышенное содержание кремнекислоты, щелочей, калиевая специализация и ряд других петрохимических и геологических особенностей, резко отличающих их от ранних синскладчатых гранитоидов. Они обладают резко повышенной химической активностью, обусловившей широко идущие реакции биметасоматического обмена с вмещающими породами и ксенолитами, а также эндоконтактовые изменения в краевых зонах крупных массивов. Характерным примером образований этого типа в Приладожье являются граниты п-ва Тервис, о. Путсари и др.

В Финляндии к собственно орогенным—постскладчатым—гранитам относятся пост- и позднекинематические магматиты, являющиеся наиболее кислыми и богатыми калием разновидностями гранитоидов. В южной части Финляндии они слагают крупные постскладчатые тела, входящие в состав Центрально-Финляндского плутона, а также образуют ряд интрузивов к югу от него (см. рис. 1). Крупные интрузивные массивы того же типа обнажаются на больших площадях и в северной части Финляндии, в районе развития лопонийской серии, к югу от зеленокаменных пород Киттеля. Все перечисленные граниты обладают близким вещественным составом, химически активны и являются мигматитообразующими (Simonen, 1960б; Härme, 1965, и др.).

Широко распространены постскладчатые микроклиновые граниты также в Карелии и на Кольском п-ве. В Карелии к ним относятся пудожские граниты, слагающие крупный интрузивный массив в бассейне р. Водла и ряд более мелких тел, приуроченных к разломам. Многочисленные тела гранитов того же типа приурочены к региональным разломам преимущественно северо-западного простирания, протягивающимся от Онежского озера в сторону Топозера и Пяозера. Одним из наиболее типичных образований рассматриваемой формации, по данным М. А. Корсаковой, являются микроклиновые граниты Кемского района Северной Карелии. Они слагают здесь пять интрузивных тел площадью во многие сотни квадратных километров, самым крупным из них является массив Кузовских островов (150 кв. *км*). Все они локализованы вдоль регионального разлома северо-восточного простирания, протягивающегося в сторону г. Кемь и о-вов Ромбак. Микроклиновые граниты прорывают гнейсы кандской, шуерецкой и других метаморфических толщ; они содержат ксенолиты гнейсов, кварцевых диоритов, плагиоклазовых гранитов, метабазитов и оказывают на них активное метасоматическое воздействие.

По данным И. Д. Батиевой и И. В. Белькова (1968), формации лейкократовых гранитов и аляскитов, порфировидных гранитов, рапакиви и щелочных гранитов образовались после окончания нижнекарельского тектогенеза, в период субплатформенного этапа развития северо-восточной части Балтийского щита. Для сопоставления с поздними гранитоидами Приладожья имеют значение две первые формации. Тела, сложенные породами этих формаций, приурочены к разломам, не участвуют в складчатости и сравнительно небольшие по площади, обычно в первые десятки квадратных километров. Наиболее крупными массивами этих формаций являются Юовоайвский, Лявозерский, Стрельницкий, Умбинский.

Возраст этих гранитов, определенный К—Ar-методом, — 1640—1860 млн лет, а Pb_{207}—Pb_{206} — 1780—1860 млн лет. Граниты названных массивов характеризуются однообразием состава, лейкократовостью, калиевой специализацией; специфичны следующие акцессор-

ные минералы: магнетит, эпидот, монацит, флюорит, циркон, апатит, сфен, ксенотим, а также гранат спессартино-альмандинового типа (Alm — 56—62%, Sp — 27—36%). Петрохимические особенности этих гранитов аналогичны микроклиновым гранитам второго формационного типа, выделенным в Приладожье, они обладают большой химической активностью.

Формация порфировидных и рапакивиобразных гранитов развита ограниченно. Типичные порфировидные граниты, локализованные вдоль Урагубского разлома и известные под названием поррьяс-гранитов, были детально изучены А. Н. Виноградовым (1968). По особенностям геологического строения, петрохимическому и вещественному составу они близки к лейкократовым гранитам — аляскитам, и нам представляется нецелесообразным выделять их в отдельную формацию.

И. Д. Батиева и И. В. Бельков считают, что генезис гранитов собственно геосинклинального периода развития и субплатформенных лейкократовых гранитов — аляскитов близок и связан с явлениями палингенеза и анатексиса земной коры. Увеличение ее мощности и усложняющаяся дифференциация наряду с тектоническим и термическим режимами являются определяющими в эволюции магматизма: от сравнительно однородных магм типа гранодиоритов, тоналитов, плагиоклазовых гранитов к магмам щелочного и кислого состава (щелочные граниты, нефелиновые и щелочные сиениты, лейкократовые и пегматоидные граниты среднего протерозоя). Наша точка зрения относительно генезиса микроклиновых гранитов изложена в § 1 гл. IV.

Широко развиты микроклиновые граниты, обладающие большой химической активностью, в пределах кристаллического фундамента Русской платформы. По геологическим признакам и особенностям состава они аналогичны вышеописанным поздним гранитам Приладожья, Карелии, Кольского п-ва. В пределах фундамента, вскрытого в Ленинградской области и Прибалтике, они слагают массив, расположенный между Чудским и Ильменским озерами, имеющий по предварительным данным площадь 45—50 тыс. кв. *км*. Крупные массивы того же типа находятся в северной части Эстонии (окрестности Таллина, Тюри, Раквере) и в районе пос. Резекне. Мелкие тела микроклиновых гранитов встречаются повсеместно.

Л. А. Варданянц (1966), С. Н. Тихомиров (1966) и др. отмечают активный калиевый метасоматоз, которому подвергаются все архейские и нижнепротерозойские метаморфические толщи и ортопороды. На обширном материале видно, что метасоматоз синхронен с формированием микроклиновых гранитов и осуществляется значительно позднее процессов регионального метаморфизма.

В Украинском кристаллическом массиве микроклиновые граниты занимают значительные площади. Они слагают крупные массивы в районах Днепропетровск—Запорожье, Винница—Бердичев, в Черкасской области (Уманский массив), окрестностях пос. Сараны и Каменецк-Подольска; мелкие интрузивные тела отмечаются в пределах всего Украинского кристаллического массива. Микроклиновые граниты оказывают активное метасоматическое воздействие на вмещающие породы и часто образуют по ним мигматиты инъекционно-метасоматического типа. Они являются более молодыми, чем синскладчатые плагиоклазовые граниты и кварцевые диориты, и более древними, чем граниты рапакиви. Петрохимическая характеристика их тождественна характеристике перечисленных выше микроклиновых гранитов Карелии, Приладожья, Финляндии, Кольского п-ва и кристаллического фундамента Русской платформы.

Большой интерес для суждения о генезисе микроклиновых гранитов Украины представляют эруптивные брекчии, обнаруженные в различных пунктах Уманского, Тальновского, Звенигородского и других районов. На побережье р. Горный Тикич, в окрестностях с. Антоновка они находятся в пределах регионального разлома северо-восточного простирания, установленного по геофизическим данным и выходам милонитов. Изолированные обнажения аналогичных образований были встречены в бассейне р. Соб (у поселков Каменогорка и Кальницк), в пределах Тальновской тектонической зоны и других местах. Эруптивные брекчии Украины, Приладожья, Кольского п-ва близки как по геологическим особенностям (приуроченность к тектоническим зонам и т. д.), так и по особенностям вещественного состава и строения. Связующая масса в них представлена микроклиновыми гранитами, аналогичными гранитам, слагающим самостоятельные массивы. Обломки сложены гнейсами, метабазитами, кварцевыми диоритами, плагиоклазовыми гранитами. Граниты связующей массы оказывают активное метасоматическое воздействие на породы ксенолитов, вызывая в них микроклинизацию, биотитизацию, развитие вторичного кварца, апатита. Сами граниты при этом обогащаются плагиоклазом, а при наличии ксенолитов парагнейсов в них появляется гранат.

Сопоставление гранитоидов Приладожья и других докембрийских областей позволяет выделить среди них две крупные магматические формации, образующиеся на разных этапах тектонического развития древних подвижных зон и имеющие широкое распространение в докембрии.

Наиболее ранней является синиверсионная диорито-плагиогранитная формация, становление которой приурочено к главному периоду складчатости и синхронно с проявлением регионального метаморфизма. Породы этой формации обладают специфическими особенностями химизма, характеризуются сходством с составом вмещающих пород, ассоциируют с мигматитами венитового типа и в глубинных зонах, являющихся местом их генерации, отличаются химической и термальной пассивностью. Специфические особенности пород этой формации позволяют установить ее палингенное происхождение.

Вторая формация приурочена к постинверсионному периоду и связана с глыбовой перестройкой складчатой области (собственно орогенезом), происходящей после ее стабилизации. Пространственная локализация гранитных массивов этого типа тесно связана с разломами глубинного заложения, и они часто образуют дискордантные и дисконформные тела; к последним относятся, например, комплекс порфяр-гранитов, приуроченных к Урагубскому разлому, интрузии Кемского и Пудожского районов в Карелии, массив Тервис в Приладожье. В эту формацию входят однородные по составу микроклиновые граниты и сопровождающие их жильные образования (пегматиты, аплиты). Они не обнаруживают сходства с составом вмещающих пород, обусловливают интенсивное метасоматическое преобразование последних и формирование инъекционно-метасоматических мигматитов. Образование однотипных микроклиновых гранитов на определенных этапах развития геосинклинальных областей позволяет выделить объединяющую их магматическую формацию постинверсионных микроклиновых гранитов ювенильного происхождения.

• • •

Заключение

Комплексное изучение геолого-тектонического строения, магматизма и метаморфизма Приладожья и имеющиеся материалы по Карелии, Кольскому п-ву, Южной Карелии, фундаменту Русской платформы, Украинскому кристаллическому массиву позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Раннепротерозойские магматические породы Приладожья относятся к разным формационным типам, отличающимся временем образования, закономерностями пространственной локализации, вещественным составом, степенью химической активности и прочими признаками, связанными с их генезисом. Сопоставление с другими регионами докембрия позволяет установить общие закономерности эволюции магматизма древних геосинклинальных областей и выделить магматические формации, характерные для различных этапов тектонического развития. Особое значение для установления этих закономерностей имело изучение Западного Приладожья, являющегося наряду с Южной Финляндией наиболее глубинной зоной Восточно-Финляндского синклинория. Именно в этой зоне был широко проявлен высокотемпературный региональный метаморфизм и осуществлялись процессы палингенеза и генерации магматических расплавов. Северное Приладожье представляет структурно-фациальную зону, в которой региональный метаморфизм происходил в условиях фации зеленых сланцев и все магматические тела резко перемещены.

2. Магматическая деятельность в Приладожье и других геосинклинальных областях докембрия началась с формирования основных эффузивов и плутонов габброидных пород типа Калаамо и Велимяки. Становление интрузивных тел основных пород приурочено к до- или раннескладчатому периоду развития; они являются интенсивно деформированными телами трещинного типа, размещение которых контролировалось разломами главным образом северо-восточного направления. Габброидные расплавы имели преимущественно анхиэвтектический состав и температуру 1250—1350°. Реже температура расплава достигала 1400—1450°. Судя по миграционной способности и внедрению в породы Северного Приладожья, основные расплавы были достаточно перегретыми, на что указывает термальное преобразование вмещающих пород и ксенолитов в условиях пироксено-роговиковой фации.

3. К гранитоидам первого формационного типа относятся плагиоклазовые граниты, кварцевые диориты, чарнокиты и некоторые другие разновидности, входящие в комплекс умеренно кислых гранитоидов. Сходство с составом вмещающих пород, химическая и термальная пассивность, ассоциация с мигматитами венитового типа и другие

особенности позволяют связывать их образование с выплавлением из вмещающих пород. Исходный состав осадков соответствовал в основном грауваккам и алевропелитовым отложениям; их региональный метаморфизм протекал в Западном Приладожье в условиях альмандино-амфиболитовой и гранулитовой фаций в интервале температур 640—740° и давлений 5000—7500 *бар*. Сопоставление с экспериментальными данными по плавлению горных пород показывает, что эти значения температур являются вполне достаточными для получения анатектических расплавов из осадочных толщ глинисто-грауваккового состава. Обогащение этих геосинклинальных осадков водой и летучими составными частями дополнительно способствовало их плавлению.

Рассматриваемые гранитоиды совместно с аналогичными породами Балтийского щита, кристаллического фундамента Русской платформы, Украинского кристаллического массива могут быть объединены в складчатые диорито-плагиогранитные формации. Эти формации характерны для собственно инверсионных периодов развития нижнепротерозойских геосинклинальных областей и тесно генетически связаны с региональным метаморфизмом.

4. *Микроклиновые граниты второго формационного типа* представляют особую возрастную и генетическую группу. Их формирование приурочено к глыбовой перестройке области, и они являются типичными постскладчатыми, собственно орогенными, образованиями. Вопрос о месте и способе генерации гранитных расплавов и особенностях их кристаллизации может быть решен предположительно. Наличие в гранитах гипоксенолитов (шпинельсодержащих и др.), приуроченность к глубинным разломам, обилие летучих компонентов, связанных с их становлением, указывают на ювенильное происхождение гранитных расплавов.

Выдержанность химизма микроклиновых гранитов, концентрации их составов в области низкотемпературного трога и резко повышенная химическая активность позволяют скорее рассматривать их как продукты дифференциации подкоровых расплавов, чем связывать с мобилизацией гнейсо-гранитов архея, как предполагалось ранее. Высокая мобильность расплавов, длительность процесса консолидации, интенсивность биметасоматического обмена с вмещающими породами позволяют предположить генетическую связь с глубинным очагом, обусловившую циркуляцию в зоны повышенной проницаемости земной коры «сквозьмагматических» расплавов — растворов, богатых эманациями.

Микроклиновые граниты, аналогичные приладожским, широко распространены в Карелии и Финляндии, на Кольском п-ве, в кристаллическом фундаменте Русской платформы и Украинском кристаллическом массиве, где они также приурочены к разрывным нарушениям. Формирование гранитов, однотипных по вещественному составу и геологическим особенностям, на определенных этапах развития геосинклинальных областей позволяет объединить их в крупные по геологической значимости магматические формации постинверсионных микроклиновых гранитов ювенильного генезиса.

5. Петрологическое исследование гранитоидов Западного Приладожья позволяет наметить основные критерии для выделения палингенных пород, находящихся в зоне высоких степеней регионального метаморфизма: а) эти породы обнаруживают сходство с составом вмещающих пород и ассоциируют с мигматитами венитового типа. В условиях фации альмандиновых амфиболитов образуются амфиболовые (и биотитовые) разновидности гранитоидов, в условиях грану-

литовой фации — гиперстенсодержащие породы серии чарнокитов; б) палингенные расплавы отличаются термальной и химической пассивностью, связанной с их физико-химическим равновесием с вмещающими породами; в) палингенные породы характеризуются широкими вариациями химического и минерального состава, они отличаются натровой специализацией всех разновидностей и пониженным по сравнению с микроклиновыми гранитами содержанием кремнекислоты; г) в зоне своего рождения тела, сложенные палингенными породами, имеют конформное, гармоничное и конкордантное строение. Для них характерна гнейсовая структурная фация, обусловленная их формированием в главный период складчатости. Характерны шлировые текстуры, связанные с остатками недоплавленного субстрата — реститами и типичные для наиболее кислых разновидностей гранитоидов.

Все перечисленные признаки характерны для интрузивных образований глубинных зон, где палингенные расплавы имеют незначительный диапазон перемещения или застыли in situ. Для верхних структурно-фациальных зон указанные особенности не свойственны; в них, например, согласная форма интрузивных тел может сменяться секущей, не наблюдается сходства с составом вмещающих пород.

6. Главные признаки, типичные для палингенных и инъекционно-метасоматических мигматитов, близки к критериям, отличающим палингенные и ювенильные граниты: а) палингенные мигматиты (вениты) развиваются исключительно по парапородам и обнаруживают общность состава субстрата и инъекционного материала. Последний в противоположность мигматитам второго типа не оказывает воздействия на вещество субстрата. Состав инъекционного материала в мигматитах второго типа не зависит от состава субстрата, который может быть представлен как пара-, так и ортопородами; б) мигматиты палингенного происхождения образуются в глубинных зонах в условиях высокотемпературных фаций. Образование инъекционно-метасоматических мигматитов не зависит от степени регионального метаморфизма и наблюдается на территории всего Приладожья, особенно вблизи древних разломов; в) палингенные мигматиты характеризуются преимущественно послойными разновидностями, инъекционно-метасоматические представлены многообразием морфологических типов.

7. Изучение особенностей контактовых изменений крупных гранитных массивов и метасоматических изменений вмещающих пород указывает на их общую природу. Пространственная локализация метасоматически измененных пород и активность процессов метасоматоза контролируются геотермическим градиентом и тектоническим строением рамы. Глубинные разломы, синхронные с формированием микроклиновых гранитов, обусловили образование зон повышенной проницаемости земной коры, в пределах которых процессы метасоматоза проявились с максимальной интенсивностью. Устанавливается тесная генетическая связь процессов метасоматоза («гранитизации») со становлением интрузивных гранитов. Они подтверждают экспериментальные данные О. Ф. Таттла (1961) об обогащении остаточных гранитных расплавов K_2O и летучими компонентами и переходе их в растворы повышенной химической активности, а также дают возможность оценить значение выводов Д. С. Коржинского (1952) о природе гранитизации. Дифференциальное увеличение подвижности калия (и летучих компонентов) по сравнению с кремнием, резко проявленное в Северном Приладожье, связано с низким удельным весом иона калия (0,76) по отношению к кремнию (4,18); эта особенность обусловливает высокую мобильность калия, широко проявленную в докембрии (Елисеев, 1963; Eskola, 1956).

8. Процессы регионального метаморфизма и метасоматоза («гранитизации») разделены во времени и приурочены к различным этапам геологического развития региона. Кульминационная стадия проявлений регионального метаморфизма характеризуется образованием венитовых мигматитов и палингенных гранитоидов первого формационного типа. Процессы калиево-кремниевого метасоматоза и образование инъекционно-метасоматических мигматитов происходили значительно позднее и связаны со становлением микроклиновых гранитов второго формационного типа.

• • •

Афанасьев Г. Д. 1967а. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Афанасьев Г. Д. 1967б. Проблемы магматической геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
Баддингтон А. 1963. Формирование гранитных тел. М., ИЛ.
Батиева И. Д., И. В. Бельков. 1968. Гранитоидные формации Кольского полуострова. Сб.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука».
Билибина Т. В. 1960. О петрологии приладожских рапакиви. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2.
Бискэ Г. С. 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск.
Бланкет Х. 1896. Рудное поле Велимяки и некоторые геологические данные округа Сортавала в Восточной Финляндии. Geol. Fören. Forhende, N172, Häft 4.
Бондаренко Л. П. 1964. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. Сб.: Чарнокиты. М., «Наука».
Варданянц Л. А. 1966. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы м-ба 1 : 2 500 000. Л., «Недра».
Варданянц Л. А., С. Н. Тихомиров. 1966. Докембрийский магматизм Русской платформы. Сб.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Тез. докл. Киев, «Наукова думка».
Великославинский Д. А. 1953. Петрология Выборгского массива рапакиви. М.—Л., Изд. АН СССР.
Вилли П. Дж., О. Ф. Таттл. 1963. Плавление в земной коре. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. II. М., ИЛ.
Виноградов А. Н. 1967. Геология и петрология ара- и поррьяс-гранитов. Сб.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, Изд. КФАН СССР.
Виноградов А. Н. 1968. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова. Сб.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука».
Воинов А. С. 1964. Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны протерозоя. Сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II. Изд. ЛГУ.
Волотовская Н. А. 1948. Магматический комплекс района больших островов Северо-Западного Приладожья. Изв. КФНИ базы АН СССР, № 4.
Вяюринен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ.
Гадолин А. В. 1858. Геологическое описание острова Пузунсари в Ладожском озере. Горный журнал, ч. IV.
Герлинг Э. К., Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко, Л. И. Афанасьева, С. Н. Васильев. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. Сб.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., «Наука».
Герлинг Э. К., А. А. Полканов. 1958. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. «Геохимия», № 8.
Гилярова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. КФНИ базы АН СССР, № 2.
Гилярова М. А. 1962. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. Вестн. ЛГУ, № 24.
Гилярова М. А. 1969. Стратиграфия и структуры среднего докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. докт. дисс. Л.
Глебова-Кульбах Г. О., С. Б. Лобач-Жученко, Н. И. Пинаева, К. Б. Борисова. 1963. Граниты Южной Карелии. Сб.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР.

Глебовицкий В. А. 1969. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. «Сов. геология», № 2.
Годлевский М. Н. 1959. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат.
Горохов И. М., С. Б. Лобач-Жученко. 1964. Определение возраста гранитов карелид юго-западной Карелии при помощи Rb—Sr изохронного метода. «Геохимия», № 10.
Грин Д. Х., А. Э. Рингвуд. 1968. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. Сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».
Гуров Е. П., Е. Я. Марченко. 1967. К изучению палеотемператур образования гранитов Коростеньского плутона. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
Демидов Н. Ф., В. А. Соколов. 1958. К вопросу о соотношении «ятулийских» и «ладожских» образований в районе северного берега оз. Малое Янис-ярви. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3.
Добрецов Н. Л., В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, Е. Н. Ушакова, В. В. Хлестов. 1966. Фации регионального метаморфизма СССР. Объяснительная записка и карта. Новосибирск, «Наука».
Добрецов Н. Л., В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. 1970. Фации метаморфизма. М., «Недра».
Другова Г. М. 1964. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. Сб.: Чарнокиты. М., «Наука».
Дюфур М. С. 1964. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. Сб.: Материалы по геологии Памира. Душанбе.
Елисеев Н. А. 1963. Метаморфизм. М., «Недра».
Желубовский Ю. С., О. Н. Лебедева. 1936. Геологическое описание района дер. Улялеги. Мат. по геол. и полезн. ископ. КАССР, № 1. Изд. Ленингр. геол. треста.
Зандер В. Н., Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковский, Л. В. Суворова, В. А. Дедеев, К. О. Кратц. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра».
Иванова Т. Н. 1968. Гранитовые и гранитоидные формации. Сб.: Геологические формации. Тез. докл. Л., Изд. ВСЕГЕИ.
Иностранцев А. А. 1869. Геогностическое строение западного берега Ладожского озера. СПб., тип. Акад. наук.
Йодер Г. С., К. Э. Тилли. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир».
Кайряк А. И. 1960. Бесоветская свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.
Кеннеди Дж. К. 1950. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. Сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ.
Кинг Б. К. 1967. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис. Сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир».
Кицул В. И. 1963. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М., Изд. АН СССР.
Кларк С. П., Е. К. Робертсон, Ф. Бёрч. 1963. Экспериментальное определение соотношений равновесий системы гранит — силлиманит при высоких $t°$ и p. Сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ.
Климов Л. В., М. Г. Равич, Д. С. Соловьев. 1964. Чарнокиты восточной Антарктиды. Сб.: Чарнокиты. М., «Наука».
Ковалева Г. В. 1968. Трапповая формация хребта Бырранга на Таймыре. Автореф. канд. дисс. Изд. ЛГУ.
Коржинский Д. С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
Коржинский Д. С. 1955. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд. АН СССР.
Коржинский Д. С. 1962. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Сб.: Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сибирск. геол. ин-та, вып. 5. М., Изд. АН СССР.
Котов Н. В. 1965. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Изд. ЛГУ.
Кратц К. О. 1954. О титано-магнетитовом оруденении в иотнийских основных породах южной Карелии и генезисе титано-магнетитовых месторождений. Тр. Лаб. геол. докембрия, № 2.
Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР.
Кратц К. О., Н. Ф. Демидов, К. А. Инина. 1963. К геологии карелид Северного Приладожья. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. II.

Кратц К. О., К. А. Шуркин. 1960. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Сб.: Стратиграфия и корреляция докембрия. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. М.—Л., Изд. АН СССР.
Кренк И. Г., Р. В. Ойя. 1963. Экспериментальное изучение анатексиса. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. II. М., ИЛ.
Крылова М. Д. 1962. К вопросу об определении температур образования пород по методу Т. Ф. Барта. «Геохимия», № 6.
Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
Кузнецов А. А. 1965. Сравнение факторов, влияющих на кристаллизацию эффузивных и интрузивных траппов. ДАН СССР, т. 165, № 3.
Куторга С. С. 1851. Геологический путеводитель по финляндским берегам и островам Ладожского озера и Финского залива. СПб.
Куширо И., Я. Накамура, Х. Харамура, С. Акимото. 1970. Кристаллизация некоторых лунных мафических магм и генерация риолитовой жидкости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
Лебедев В. И. 1964. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. Сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II. Изд. ЛГУ.
Лебедев В. И., Ю. В. Нагайцев, В. Е. Потоцкая, Е. Д. Прудников, Ю. С. Шапкина, Г. М. Юрова. 1964. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья. Сб.: Минералогия и геохимия, вып. I. Изд. ЛГУ.
Лебедев В. И., Ю. В. Нагайцев. 1967. Граниты и гранаты северо-западного Приладожья. Сб.: Минералогия и геохимия, вып. II. Изд. ЛГУ.
Лебедев В. И., В. М. Синицын. 1968. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, т. XLIII (1).
Лутц Б. Г. 1964а. Чарнокитовая серия Анабарского массива в Сибири. Сб.: Чарнокиты. М., «Наука».
Лутц Б. Г. 1964б. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., Якутск. фил. АН СССР.
Лыгина В. В. 1967. Кордиерит из жильного материала мигматитов ладожской серии (Западное Приладожье). Сб. СЗТГУ, № 7, Л., «Недра».
Лыгина В. В., Г. М. Саранчина. 1964. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка. Сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II. Изд. ЛГУ.
Магницкий В. А. 1964. Зонная плавка как механизм образования земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
Маракушев А. А. 1966. К проблеме чарнокитов. Сб.: Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука».
Меннерт К. Р. 1963. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ.
Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. «Геотектоника», № 2.
Муратов М. В. 1967. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
Нагайцев Ю. В. 1965. К характеристике метаморфической зональности пород ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 8.
Наливкина Э. Б., В. В. Жданов. 1970. Карта магматических формаций Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций. Сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка».
Негруца В. З., Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, Т. Ф. Негруца. 1970. Региональный метаморфизм докембрийских толщ юго-восточной части Балтийского щита. Сб.: Петрография Русской платформы. Киев.
Никитин В. Д. 1949. Геология и минералогия приладожских пегматитов. Изв. КФНИ базы АН СССР, № 2.
Никитина Л. П. 1958. Гранаты из метаморфических пород западной оконечности хребта Хамар-дабан. Сб. статей молодых научн. сотр. Ленингр. геол. учр. АН СССР, вып. 1. М.—Л.
Николаев В. А., В. В. Доливо-Добровольский. 1961. Основы процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат.
Осборн Е. Ф. 1964. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. Сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука».
Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Сб.: Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сибирск. геол. ин-та, вып. 5. М., Изд. АН СССР.
Пейве А. В. 1956. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Перевозчикова В. А., К. О. Кратц. 1960. Геологическая карта. Геология Союза, т. XXXVII. М., Госгеолтехиздат.
Перекалина Т. В. 1949. Постладожские граниты Сортавальского района. Изв. КФНИ базы АН СССР, № 2.
Перекалина Т. В. 1962. Постладожские гранитоиды Северного Приладожья. Уч. зап. ЛГУ, № 312.
Перчук Л. Л. 1967. Биотит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, т. 177, № 2.
Петров В. П., И. Е. Каменцев. 1966. О химическом составе и температуре кристаллизации пирротинов метаморфических пород Северного Приладожья. Вестн. ЛГУ, № 6.
Платен Г. 1967. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. Сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир».
Полканов А. А. 1947. Принципы геологического картирования и вопросы геологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Полканов А. А. 1955. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи холландия — иотния южной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 5.
Полканов А. А., Э. К. Герлинг. 1960. К—Ar и Rb—Sr методы определения возраста докембрия. Тр. Лаб. геол. докембрия, № 9.
Полканов А. А., Э. К. Герлинг. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Сб.: Вопросы геохронологии и геологии докембрия. Тр. ЛАГЕД, вып. 12.
Полканов А. А., К. О. Кратц, К. А. Шуркин. 1964. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 19.
Половинкина Ю. И. 1960. История геологического развития Украинского массива. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 3. Изд. АН СССР.
Половинкина Ю. И. 1970. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. Сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка».
Половинкина Ю. И., Э. Б. Наливкина. 1964. Генезис чарнокитов Украины. Сб.: Чарнокиты. М., «Наука».
Половинкина Ю. И., Э. Б. Наливкина. 1967. Петрологические критерии расчленения и сопоставления докембрийских толщ. Сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука».
Предовский А. А., В. П. Петров, О. Д. Беляев. 1967. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., «Наука».
Пузыревский П. А. 1866. Геогностический очерк Лаврентьевской системы Выборгской губернии. Зап. СПб. минер. о-ва, сер. 2, ч. 1.
Рингвуд А. Э., Д. Х. Грин. 1968. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. Сб.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».
Рухин Л. Б. 1961. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат.
Рябчиков И. Д. 1965. Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. ДАН СССР, т. 165, № 3.
Салоп Л. И. 1960. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. 9. Изд. АН СССР.
Саранчина Г. М. 1946. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетьского района Беломорья. Уч. зап. ЛГУ, № 93.
Саранчина Г. М. 1948. Петрология Велимякской интрузии. Изв. Карельской научн.-исслед. базы АН СССР, № 2.
Саранчина Г. М. 1949а. Постладожские интрузии основных пород юго-западной Карелии. Изв. Карельской научн.-исслед. базы АН СССР, № 2.
Саранчина Г. М. 1949б. Петрология Калаамской интрузии. Изв. Карельской научн.-исслед. базы АН СССР, № 2.
Саранчина Г. М. 1967а. О своеобразной эруптивной брекчии в Северо-Западном Приладожье. Сб. СЗТГУ, № 7. Л., «Недра».
Саранчина Г. М. 1967б. Постладожские гранитоиды Приладожья. Сб. СЗТГУ, № 7. Л., «Недра».
Саранчина Г. М. 1970. Сопоставление двух формационных типов гранитоидов Приладожья. Сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка».
Саранчина Г. М. 1971. Глубинные разломы и их значение в познании магматизма и метаморфизма докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
Саранчина Г. М., В. В. Лыгина. 1968. О новой области развития чарнокитов в Приладожье. Сб.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тез. Апатиты.
Саранчина Г. М., В. В. Лыгина. 1970. Чарнокиты Западного Приладожья.

Сб.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука».
Саранчина Г. М., Н. Ф. Шинкарев. 1967. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., «Недра».
Свириденко Л. П. 1968. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск.
Севергин В. М. 1805. Обозрение Российской Финляндии или минералогические и другие примечания, учиненные во время путешествия по оной в 1804 г. СПб.
Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4.
Соколов В. А. 1960. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.
Судовиков Н. Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД, № 4.
Судовиков Н. Г. 1967. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., «Наука».
Судовиков Н. Г., В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев, В. П. Петров, А. Л. Харитонов. 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука».
Татарский В. Б. 1956. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. ЗВМО, сер. 2, ч. 85.
Таттл О. Ф. 1961. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. Сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд. АН СССР.
Тернер Ф. Д., Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.
Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 5. М.—Л., Изд. АН СССР.
Тихомиров С. Н. 1965. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике Ленинградской области. ДАН СССР, т. 164, № 4.
Тихомиров С. Н. 1966. Геологическое строение докембрийского фундамента в пределах Ленинградской области и Прибалтики. Автореф. канд. дисс. Л., Изд. ВСЕГЕИ.
Тугаринов А. И., Л. К. Гаврилова, В. П. Бедринов. 1963. Эволюция изотопного состава свинца в докембрии. Сб.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат.
Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра».
Хитаров Н. И. 1964. Особенности глубинных зон земной коры по некоторым экспериментальным данным. Сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука».
Хитаров Н. И., В. А. Пугин, Чжао-бин, А. Б. Слуцкий. 1963. Соотношение между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. «Геохимия», № 3.
Хорева Б. Я. 1966. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. «Геотектоника», № 6.
Цирульникова М. Я., Р. С. Сокол. 1968. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».
Шейнманн Ю. М. 1964. Возможные связи магмы со строением внешних оболочек земной коры. Сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука».
Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., «Недра».
Шемякин В. М. 1968. О связи между составом и светопреломлением ромбических пироксенов. ЗВМО, ч. XCVII, вып. 1.
Шинкарев Н. Ф. 1970. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра».
Штилле Г. 1964. «Субсеквентный» магматизм. К вопросу о происхождении магм. Избр. труды. М., «Мир».
Штрейс Н. А. 1967. Проблема связи магматизма и складчатости. Пробл. связи тектоники и магматизма. Тез. совещ. М.
Шуркин К. А. 1953. Материалы к изучению тектоники северного побережья Ладожского озера. Изв. КФ АН СССР, № 4.
Шуркин К. А. 1957. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
Шуркин К. А. 1958. Геологическое строение Питкярантского поля керамических пегматитов. М.—Л., Изд. АН СССР.
Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Сб.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Шуркин К. А., Ф. П. Митрофанов. 1968. Эволюция магматизма в раннем докембрии. *Сб.: Геология докембрия. Л., «Наука».*
Щеглов А. Д. 1968. Металлогения активизированных складчатых областей востока СССР. Тр. Междунар. геол. конгресса, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Вопросы металлогении, пробл. 16. М., «Недра».
Эскола П. 1961. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. Сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд. АН СССР.
Яковлева В. В. 1968. *Основные закономерности развития и металлогении магматических* формаций подвижных поясов свекофеннид и карелид в юго-восточной части Балтийского щита. Сб.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тез. Апатиты.
Ярошевский А. А. 1964. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. Сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука».
Ященко М. Л., И. М. Горохов, С. Б. Лобач-Жученко. 1964. Исследование процессов омоложения в породах карелид Карелии с помощью Rb—Sr и K—Ar методов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
Escola P. 1956. Postmagmatic potash metasomatism of granite. Bull. Comm. Géol. *Finl., No 172.*
Frosterus B. 1902. Bergbiggnaden i sydöstra Finland. Bull. Comm. géol. Finl., No 13.
Goldschmidt V. M. 1916. Geologische-petrographische Studien in Hochgebierge des Südlichen Norwegens, 4. Mat. Natur. Kristiania, 75.
Gorai M. 1960. Ultimate origin of granite. J. Assoc. Geol. Collab. Jap., No 52.
Hackmann V. 1931. Geologisk. oversits karta over Finl. sect. D-2. Nysolt.
Hackmann V. 1934. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmandstrand). Bull. Comm. Géol. Finl., Nr 106.
Härme M. 1965. On the potassium migmatites of southern Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 219.
Hietanen A. 1943. Über das Crundgebirges des Kalantigebietes südwestlichen Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 130.
Hietanen A. 1947. Archean geology of the Turku district in southwestern Finland. Bull. Géol. Soc. Amer., vol. 58
Holland T. H. 1900. The charnockite series a group of archean hyperstnenic rocks in peninsular India. India Geol. Surv., Mem. 28, pt. 2.
Holmberg H. 1891. Bemerkungen auf einer geognostischen Reise in Ost-Finland. Geol. Fören, B. 13.
Howie R. A., A. P. Subramanian. 1957. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite and related granulites. Min. Mag., vol. 31, No 238.
Kouvo O. 1958. Radioactive age of some Finnisch precambrian minerals. Bull. Comm. Géol. Finl., No 182.
Luth J., O. F. Tuttle. 1964. Granite System at 4 to 10 kb. J. Geophys. Res., vol. 69, No 4.
Marmo V. 1955. The petrochemistry of some precambrian granites of west Africa and a petrochemical comparison with the Svecofennide granites of Finland. Amer. J. Sci., vol. 253.
Marmo V. 1957. Geology of the Nokia region, Southwest Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 176.
Matsumoto T. 1965. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. The Upper mantle, Symposium. Copenhagen.
Mattiat B. 1960. Beiträge zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. Beitr. Mineral. und Petrogr., 7.
Metzger D. 1925. Die Kalksteinlagerstädten von Ruskeala in Ost Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., Nr 74.
Mikkola T. 1959. Suomen peruskallion ikä. Geologi 3—4.
Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., No 1.
Olsen E., R. F. Mueller. 1966. Stability of orthoperoxenes with respect to pressure, *temperature and composition. J. Geol. Chicago, vol. 74, No 5.*
Orville P. M. 1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Amer. J. Sci., vol. 261.
Parras K. 1941. Das Gebiet der pyroxenführenden Gesteine in Westsüdlichen Uusimaa in Südfinnland. Geol. Rundschau, Bd. 32. Stuttgart.
Parras K. 1958. On the Charnockite in the light of a highly metamorphic rocks complex in southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 181.
Petijonn F. L. 1957. Sedimentary Rocks. New York.
Ramsey W. 1902. Über die Geologie der precambrischen und archeischer Bildungen in Olonetz Karelien. Förhand vid Nordisca Naturforskara och Lekarembtet.
Sahama T. G. 1945. On the chemistry of the East Fennoscandia rapakivi granites. Bull. Comm. Géol. Finl., No 136.

Schmidt K. 1960. Zum gegenwärtigen Stand der Erforschung des Finischen Grundgebierges. Geologie. Berlin, Akad. Verlag, H. 4.
Schreyer W., H. S. Joder. 1964. The system Mg—cordierite—H_2O and related rocks. Neues Jb. für Mineralogie, Bd. 101, H. 3.
Sederholm J. J. 1891. Über Finlandischen Rapakivigesteine. Tscherm. Min. and Petr. Mitteilungen, Bd. XII, H. 1.
Sederholm J. J. 1899. Über eine archeische Sedimentformation in südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklährung der Entstehungsweise des Grundgebierges. Bull. Comm. Géol. Finl., No 6.
Sederholm J. J. 1916. Ladogium redivivum. Geol. Fören Förch. Bd. 38, H. 1.
Sederholm J. J. 1926. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 77.
Seitsaari J. 1951. The Schist belt northeast of Tampere in Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., Nr 153.
Simonen A. 1948. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the svecofennidic territory of S-W Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 141.
Simonen A. 1960a. Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. Report 21, Sess. Norden, p. IX. Copenhagen.
Simonen A. 1960б. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., No 189.
Steul H. H. 1962. Die experimentale Metamorphose und Anatexis einer Parabiotitgneises aus dem Schwarzwald. Chemie der Erde, Bd. 21, H. 3/4.
Subramanian A. P. 1959. Charnockites of the type area near Madras. Amer. J. Sci., No 5.
Thornton C. P., O. F. Tuttle. 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. Amer. J. Sci., vol. 258, No 9.
Thompson R. N., W. S. Mackenzie. 1967. Feldspar liquids equilibria in peralkaline acid liquids in experimental study. Amer. J. Sci., vol. 265, No 8.
Tilley C. F. 1936. Enderbite a new member of the charnockite series. Geol. Mag., vol. 73, No 7.
Tuttle O. F., P. T. Wyllie. 1957. Hydrothermal studies in the system $NaAlSi_3O_8$—H_2O—HF and granite — H_2O—HF. Geol. Mem. Soc. Amer., No 68.
Tuttle O. F., N. L. Bowen. 1960. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. Mem. Geol. Soc. Amer., No 74.
Vayrynen H. 1929. Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehort Olli Partanen, Soanlahti. Bull. Comm. Geol. Finl., No 85.
Vayrynen H. 1933. Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. Bull. Comm. Géol. Finl., No 101.
Vorma A. 1965. Suomen Geologinen Vleiskartta (Lappeenranta). Geologinen Tutkimuslaites, Helsinki.
Wahl W. 1925. Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia, Bd. 45, Nr 20.
Wegmann C. E. 1929. Stereogramm des Gebietes von Soanlahti-Suistamo. Bull. Comm. Géol. Finl., No 85.
Wegmann C. E. 1935. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 5.
Wickman F. E. 1954. The "total" amount of sediments and the composition of the "igneous rocks". Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 5.
Winkler H. C. 1958. Experimentelle gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. Fortschr. Min., vol. 36.
Winkler H., von Platen. 1960. Experimentalle Geschteinsmetamorphose. IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. Geochim. et Cosmochine. Acta, vol. 22.
Winkler H., von Platen. 1961. Experimentalle Geschteinsmetamorphose. V. Experimentalle Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 24.
Wyllie P. J., O. F. Tuttle. 1960. Melting in the earth's crust. Internn. Geol. Congr. Reports, XXI sess, sect. 18.

• • •

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА I. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИЛАДОЖЬЯ	11
§ 1. Стратиграфия, некоторые данные по геохронологии, геология	—
§ 2. Тектоника	25
ГЛАВА II. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (ПОСТЛАДОЖСКИЙ) МАГМАТИЗМ ПРИЛАДОЖЬЯ	36
§ 1. Общая характеристика магматической деятельности в Приладожье и смежных областях	—
§ 2. Раннепротерозойский комплекс умеренно кислых гранитоидов первого формационного типа	45
§ 3. Микроклиновые граниты второго формационного типа	63
§ 4. Отличительные особенности гранитоидов первого и второго формационных типов	78
ГЛАВА III. МЕТАМОРФИЗМ	81
§ 1. Региональный метаморфизм, образование мигматитов палингенного генезиса (венитов)	—
§ 2. Контактовые изменения микроклиновых гранитов, метасоматоз, образование инъекционно-метасоматических мигматитов	89
ГЛАВА IV. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ	98
§ 1. Вопросы генезиса	—
§ 2. Формационный анализ	110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	116
ЛИТЕРАТУРА	120

● ● ●

Галина Михайловна Саранчина

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ ДОКЕМБРИЯ

(на примере Приладожья и других областей)

Редактор *В. М. Николаева*
Технический редактор *И. Г. Сидорова*
Корректоры *Е. К. Терентьева, Е. Л. Каманина*

М-38412. Сдано в набор 10 V 1972 г.
Подписано к печати 1 XI 1972 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 8+вкл. 0,5 на мелов. бумаге (усл. 11,2).
Уч.-изд. л. 11,9. Тираж 665 экз. Бумага № 3.
Заказ 244. Цена 1 р. 19 к.
Издательство ЛГУ им. А. А. Жданова
Типография ЛГУ. 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9.

1 р. 19 коп.

510

4