

Р. З. ЛЕВКОВСКИЙ

РАПАКИВИ

Р. З. ЛЕВКОВСКИЙ

РАПАКИВИ

551.24 + 551.22

1386



Ленинград
«НЕДРА»
Ленинградское отделение
1975



Левковский Р. З. Рапакиви. Л., «Недра», 1975. 223 с.

Проблема гранитов рапакиви рассмотрена с позиций формационного анализа комплексов формации рапакиви Восточно-Европейской платформы и обобщения сведений о подобных комплексах в пределах других регионов мира.

Сопоставление вещественного состава, внутреннего строения, тектонической позиции и возраста докембрийских комплексов свидетельствует о магматогенном генезисе гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород, центральном строении последних в орогенных условиях на субплатформенной стадии эволюции земной коры.

Докембрийские комплексы формации рапакиви и одновозрастные с ними вулканогенно-осадочные породы Восточно-Европейской платформы залегают в кольцевых грабенах, разделенных кольцевыми горами. Совокупности таких субконцентрических образований составляют две структуры типа кольцевых лунных морей диаметром около 2000 и 3000 км.

Книга является первой сводкой исследований по проблеме рапакиви и рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами тектоники, палеовулканизма и гранитообразования.

Табл. 2, ил. 56, список лит. 773 назв.

Л 20805—387
043(01)—75 62—75

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема гранитов рапакиви и ассоциирующихся с ними пород уже в течение столетия вызывает неизменный повышенный интерес геологов. Рассмотрению проблемы в целом или ее частных аспектов посвящено более 600 научных публикаций на одиннадцати языках мира. Это обусловлено «огромным объемом самой проблемы, охватывающей многие области геологии и находящейся в центре наиболее сложных вопросов петрологии» [365, с. 3].

Породами, носящими название «рапакиви», большинство исследователей называют грубозернистые граниты, в которых многие мегакристаллы калиевого полевого шпата полностью или частично окружены плагиоклазовыми оболочками, нередко с примесью кварца. Подобная структура известна как «структура рапакиви», или «маргинационная структура» [557].

Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними гранодиориты, сиенито-диориты, диориты, монзониты, мангериты, габброиды (включая анортозиты), ультрабазиты, лампрофиры и метадолериты характеризуются своеобразием как в геологическом, так и в петрологическом отношении. Наряду с убедительными признаками их интрузивного происхождения многие черты этих пород могут быть удовлетворительно интерпретированы только с позиций метасоматизма. При преобладании представлений о платформенных условиях формирования рапакиви последние установлены также и в орогенных областях [41—43, 669]. Наряду с наиболее распространенными среднепротерозойскими гранитами рапакиви известны породы с маргинационными структурами разного возраста: от архейского [454] до миоценового [473].

В чем первопричина возникновения в глобальном масштабе формации рапакиви на определенной стадии эволюции земной коры в докембрии? Являются ли граниты рапакиви продуктами магматической кристаллизации или метасоматитами? Существует ли генетическая связь между рапакиви и базитами, и если существует, то в чем она заключается? Каковы критерии, позволяющие рассматривать определенные породы как родственные рапакиви и объединять их в генетически единую ассоциацию, а какие следует относить к рапакивиобразным? Каков механизм формирования и какова форма массивов рапакиви? В каких тектонических условиях происходит их становление? Насколько достоверны данные изотопного (абсолютного) возраста рапакиви? В чем генетическая сущность ассоциирующей с рапакиви рудной минерализации и каковы закономерности ее локализации? Таковы лишь главные вопросы, возникающие при обсуждении проблемы рапакиви.

Основополагающим для решения проблемы в целом и связанных с нею прикладных задач является позитивное заключение по двум ее главным аспектам: геологии и генезису рапакиви. Перспективным путем к этому является лишь комплексное рассмотрение всех аспектов проблемы в свете учения о магматических формациях [188, 403] и применения формационного анализа как методологии исследований.

Данная публикация является итогом изучения автором комплексов формации рапакиви восточной части Балтийского щита и Урала, ознакомления с комплексами рапакиви Украины и фундамента Русской плиты, а также обобщения обширной опубликованной литературы по обсуждаемой проблеме, включающего рассмотрение комплексов рапакиви в разных регионах мира. Цель книги, во-первых, ознакомить читателей с современным состоянием проблемы рапакиви, а во-вторых, наметить оптимальные пути ее дальнейшей разработки для решения прикладных задач.

Автор глубоко признателен своему коллеге А. Н. Берковскому за большую помощь, оказанную при интерпретации геофизических данных, и доктору геолого-минералогических наук Ю. Е. Погребницкому за конструктивные критические замечания, высказанные им при обсуждении рукописи.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термин «рапакиви», означающий на финском языке «крошащийся (гара) камень (kivi)», впервые введен в литературу в 1694 г. Урбаном Хьярне [539], опубликовавшим свою работу в Стокгольме.

В истории исследований проблемы гранитов рапакиви условно можно выделить три этапа.

Первый этап изучения со времени выхода работы Хьярне [539] по 20-е годы текущего столетия характеризуется привлечением внимания исследователей специфической структурой гранитов рапакиви, что обусловило преимущественно петрографическую направленность исследований. До опубликования в 1890—1892 гг. классических работ Седерхольма [684—686], посвященных описанию финляндских гранитов рапакиви, подобные породы и ассоциирующие с ними образования уже изучались рядом исследователей на территории Скандинавии [135, 191, 312, 433, 547, 555, 646, 658, 717, 729], Украины [379, 380, 698], Гренландии [584, 720, 730] и Урала [260]. В 1739—1740 гг. Даниэль Тилас [729], обсуждая особенности дезинтеграции гранитов рапакиви, впервые употребил термин *feldspat* (полевой шпат). Результаты первых химических анализов минералов из лабрадоритов Коростенского плутона Украины были опубликованы Сегетом [698] в 1840 г., а из гранитов рапакиви Выборгского массива — Д. И. Менделеевым [633] в 1854 г. Первая гипотеза, пытавшаяся объяснить происхождение маргинационных структур путем кристаллизации из гранитной магмы, была изложена С. Курторгой в 1851 г. [191]. В 1874 г. В. Златковским [135] образование специфической

структуры гранитов рапакиви объяснялось с позиций метасоматизма. Взаимосвязь гранитов рапакиви и лабрадоритов Украины впервые в 1876 г. рассматривалась К. М. Феофилактовым [380]. С 1877 г. о гранитах рапакиви Урала известно из публикации И. В. Мушкетова [260], а с 1883 г. о рапакиви Гренландии — благодаря исследованиям Силоу [720]. В 1891 г. Седерхольм [685] высказал мнение, что Выборгский массив рапакиви является тафролитом, а Коген и Дееке [455] рассматривали его как лакколлит. Структуры рапакиви в гранитоидах массива Айзенкапфель (Австрия) были описаны в 1897 г. Грабером [516]. Обнаружение в 1913 г. Собралем [712] маргинационных структур в метааркозах явилось первой фактической основой для развития позднейших представлений о метасоматическом генезисе рапакиви и рапакивиобразных пород. В 1925 г. Вааль [752] рассматривал Выборгский массив рапакиви как пластообразный «дискордантный лакколлит».

Второй этап изучения рапакиви отличается большим вниманием исследователей к вопросам геологии этих образований и пересмотром многими из них с позиций трансформизма или представлений о гибридном происхождении исходной магмы преобладавших ранее гипотез о кристаллизации рапакиви непосредственно из «чистого» гранитного расплава. Первая гипотеза о гибридном происхождении магмы рапакиви была изложена в 1927 г. В. Н. Лодочниковым [224], который изучал рапакивиоподобные породы Воронежского кристаллического массива.

В 1930 г. благодаря гравиметрическим измерениям Песонена [652] стало известно о высоких отрицательных аномалиях силы тяжести над массивами рапакиви Финляндии. Граниты рапакиви Индокитая в 1933 г. были охарактеризованы Лакруа [598]. На основании изучения пород Бердяшского плутона А. Н. Заварицкий [129] в 1937 г. изложил гипотезу о метасоматическом происхождении плагиоклазовых оболочек вокруг мегакристаллов калиевого полевого шпата на заключительных стадиях кристаллизации гибридной гранитной магмы, ассимилировавшей более раннюю комагматическую породу основного состава. Баклундом [424—426] была высказана гипотеза о происхождении рапакиви в результате гранитизации иотнийских песчаников. Граниты рапакиви на востоке Канадского щита в 1940 г. описаны Терцаги [724].

Изучение пород Коростенского плутона привело в 1947 г. В. С. Соболева [354] к заключению, что магма рапакиви является результатом расплавления вмещающих пород при внедрении основной магмы, последующего смешения последней с возникшим расплавом и кристаллизационной дифференциации смешанной магмы, а возникновение маргинационных структур связано с метасоматическим замещением калиевого полевого шпата плагиоклазом в магматическую стадию. В 1948 г. А. А. Полканов [296] рассматривал граниты Коростенского плутона как кольцевую

интрузию, залегающую вокруг центра, в котором расположены основные породы.

Результаты первых определений изотопного возраста гранитов рапакиви по образцам Выборгского и Салминского массивов южной части Балтийского щита, выполненные в б. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, были опубликованы Э. К. Герлингом, М. Л. Яценко, Г. М. Ермолиным и Н. В. Баркиным [8] в 1955 г. В 1956 г. М. Е. Бородаевской и Л. И. Шмидтом [40] порфиновые породы с маргинационными структурами были охарактеризованы в Восточном Забайкалье. В том же году граниты рапакиви были описаны Грейдуэллом [518] в Австралии, в 1959 г. Н. К. Морозенко [254] на Памире, в 1960 г. Харпумом [531] в Танганьике, в 1961 г. Гоньи [514] в Бразилии. На широкое распространение гранитов рапакиви в Восточной Антарктиде в 1960 г. указал М. Г. Равич: «... в многочисленных моренах ... крупные валуны рапакиви, часто слабо окатанные, распространены больше всех других пород» [316, с. 133]. О гранитах рапакиви Китая известно благодаря публикации Ли Пу [610].

Третий, современный этап исследований проблемы характеризуется тенденцией к формационному анализу существующего обширного эмпирического материала и созданию теории генезиса гранитов рапакиви, а также ассоциирующих с ними пород с учетом совокупности петрологических явлений. Начало третьего этапа исследований ознаменовано опубликованием в 1964 г. монографии Ю. А. Кузнецова [188] о магматических формациях, в которой граниты рапакиви рассматривались в качестве самостоятельного формационного типа. В 1965 г. Н. Г. Докусова [111] на основании изучения гранитов рапакиви Коростенского плутона пришла к заключению, что эти породы образовались в результате постмагматического метасоматического преобразования интрузивных базитов. Гипотеза образования гранитов рапакиви путем мигматизации, гранитизации и реоморфизма осадочно-вулканогенных толщ изложена в 1967 г. Н. Г. Судовиковым [365].

Граниты рапакиви были охарактеризованы в 1966 г. Паваром и Пандэ [649] в Индии, в 1969 г. А. А. Красильщиковым [176, 177] на Шпицбергене, в 1971 г. А. С. Ескиным, С. П. Обуховым и П. Н. Хреновым [125] в Западном Прибайкалье. С 1974 г. о гранитах рапакиви Венесуэлы известно из публикации Харлея и соавторов [657].

ГИПОТЕЗЫ О ГЕНЕЗИСЕ РАПАКИВИ

Существующие представления об образовании пород с маргинационными структурами весьма многообразны, а сама проблема их образования по-прежнему разными исследователями трактуется неоднозначно, порой с совершенно противоположных позиций. Систематизация представлений различных исследователей по ука-

званной проблеме позволяет разделить существующие гипотезы по соотношению признания ими доли участия процессов магматической кристаллизации, гибридизма и метасоматоза на 7 групп.

1. Кристаллизация пород с маргинационными структурами из «чистой» гранитной магмы [95, 229, 308, 309, 342, 468, 476, 505, 527, 557, 568, 644, 677—682, 691, 694, 741].

2. Кристаллизация гранитов рапакиви из «чистой» гранитной магмы с участием процессов автосоматоза или постмагматического метасоматоза [135, 347, 461, 478, 491].

3. Кристаллизация рапакиви из гибридной гранитной магмы [224, 394, 395, 442, 461, 714, 715, 725, 768, 773].

4. Кристаллизация рапакиви из гибридной гранитной магмы с участием процессов автосоматоза или постмагматического метасоматоза [41, 42, 52, 53, 129, 328, 354, 576].

5. Кристаллизация рапакиви в результате постмагматического [111, 151, 205, 206, 208, 225, 409, 457, 459, 758] или более позднего наложенного метасоматического преобразования базитов [530].

6. Кристаллизация рапакиви в результате метасоматического преобразования пород различного состава в глубинных зонах и последующего их реоморфизма [365, 476].

7. Кристаллизация рапакиви в результате метасоматического преобразования субстрата разного состава [365, 405, 452, 453, 454, 459, 498, 514, 520, 530, 712, 734—736].

Многообразие существующих гипотез об образовании пород с маргинационными структурами в определенной мере само по себе является свидетельством сложности и нерешенности проблемы их генезиса. Следует при этом заметить, что некоторые исследователи [461, 476] предполагают возможность образования подобных структур как из расплава, так и метасоматически.

В 1967 г. Н. Г. Судовиков писал: «Теперь становится ясным, что объяснение структуры рапакиви только магматической кристаллизацией или подход к ней только с одним аспектом метасоматоза не может привести к решающим результатам. По всей проблеме в целом накоплено очень много фактов, имеющих, на первый взгляд, весьма противоречивый характер. Это обстоятельство может рассматриваться как хороший показатель недостигнутого решения проблемы. Можно также констатировать, что обстоятельное обсуждение множества вопросов только с петрологической стороны не дало положительных результатов. В то же время нет оснований ожидать, что проблема может быть решена только по геологическим данным, так как для выяснения многих вопросов совершенно обязателен петрологический контроль. Представляется вероятным, что для решения проблемы необходим принципиально новый подход, требующий ... оценки всей геологии рапакиви с рассмотрением в историческом аспекте всех событий от начальных стадий формирования субстрата рапакиви до последних моментов консолидации этих пород» [365, с. 12].

РАПАКИВИ И АНОРТОЗИТЫ

Одним из наименее изученных аспектов проблемы является вопрос о соотношении гранитов рапакиви и пространственно ассоциирующих с ними анортозитов.

Наиболее распространена гипотеза происхождения подобных анортозитов путем кристаллизационной дифференциации основной магмы [296, 354]. Кранк [594, 595] предполагает, что анортозиты и рапакиви являются дифференциатами мангеритовой магмы.

Согласно представлениям В. Н. Мошкина и И. Н. Дагелайской [255], в генезисе анортозитов ведущую роль играет процесс метасоматического преобразования пород основного и ультраосновного состава, характеризующийся на ранних стадиях выносом Mg, Fe и Ti и привнесом Al и Na (образование лабрадоритов), а на поздних стадиях привнесом Na, K и Si и выносом Al, Ca, Mg, Fe и Ti (образование андезитов, а затем олигоклазитов). Как подчеркивают эти исследователи, по химизму процессы анортозитизации имеют (особенно на последних стадиях) ряд общих черт с гранитизацией. Намеченная тенденция в изменении химизма пород при анортозитизации позволяет «высказать предположение о возможности постепенного перехода (развития) этих процессов в процесс метасоматической гранитизации. Может быть, именно в этом скрыта причина ассоциации анортозитов с древними гранитами и сиенитами, имеющими предположительно метасоматический генезис (марагайские гранитоиды на хр. Становом, рапакиви — на Украине и в Финляндии и др.)» [255, с. 153].

С таких же позиций метасоматического генезиса объясняется и возникновение лабрадоритов Ю. Ир. Половинкиной [305]. На основании изучения пород, переходных между перидотитами, габбро-норитами, лабрадоритами и монцонитами в Корсунь-Новомиргородском и Коростенском плутонах, Ю. Ир. Половинкиной было показано, что лабрадориты могли возникнуть в результате наложения кальциевого, а монцониты — калиевого метасоматоза на габброидные и ультраосновные породы.

Изложенные представления согласуются с выводами А. П. Лебедева [195], который, рассматривая генезис габбро-лабрадоритов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, подчеркивает тесную ассоциацию норитов и лабрадоритов и приходит к заключению о существовании наложения на первично-магматический основной субстрат, характеризующийся оливин-ортопироксен-лабрадор-ильменит-апатитовой парагенетической ассоциацией, кварц-кальшпат-биотитовой парагенетической ассоциации.

Согласно А. Я. Лунцу [225], граниты рапакиви и ассоциирующие с ними пространственно и генетически граносиениты и сиениты Рижского массива являются метасоматитами по лабрадоритовым породам.

О. А. Богатиков и А. П. Биркис [36] подчеркивают двойственную генетическую природу анортозитов, залегающих в южной

части Рижского (Пилтенско-Рижского, согласно авторам) плутона и рассматривающихся этими исследователями как разновозрастные с анортозитами Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов Украины. По их представлениям, «по-видимому, габбро-норит-анортозитовый комплекс пород, возникший в условиях магматической дифференциации первичной магмы, в дальнейшем претерпел сложные метаморфические преобразования, регрессивные по своей направленности, начавшиеся в условиях гранулитовой (или мангеритовой, по Мишо) фации и закончившиеся в обстановке амфиболитовой фации» [36, с. 127].

ФОРМА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВОВ

Столь же противоречивыми и разнообразными, как аспекты петрогенезиса гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород, являются представления о форме и механизме формирования массивов рапакиви.

«Первоисточник магмы неизвестен, наверняка он глубинный, о чем свидетельствуют сопутствующие магматогенные породы, ... загадочными и неизвестными остаются пути продвижения к местам внедрения», — писал в 1963 г. Эскола [494, с. 238].

Представления о форме интрузивных тел тесно связаны с объяснениями механизма их формирования.

Седерхольм [685] считал, что Выборгский массив образовался в результате заполнения магмой рапакиви открытого огромного понижения типа грабена; подобную форму тела гранитов рапакиви он называл тафролитом. Коген и Дееке [455] рассматривали Выборгский массив как лакколит. Позднее Седерхольм [688] присоединился к этому мнению, не отрицая возможности батолитового залегания Выборгского массива. Как лакколит рассматривал массив Рагунда в Швеции Хёгбом [548]. Согласно Ваалю [752], Выборгский массив является «дискордантным лакколитом» мощностью всего несколько сотен метров. Магма рапакиви по вертикальной трещине в центральной части массива проникла в верхние горизонты земной коры, где распространилась в стороны по горизонтальной трещине среди окружающих пород.

Выборгский массив описан Д. А. Великославинским [53] как плитообразная многофазная недифференцированная интрузия небольшой мощности, близкая к межформационному хонолиту, согласно классификации А. А. Полканова [295]. По представлениям А. А. Полканова [299], пластинообразные тела гранитов рапакиви Южной Фенноскандии сформированы в результате внедрения магмы по поверхностям скалывания — срезания, какими могут являться поверхности древних стратиграфических несогласий, межформационные поверхности, залеченные поверхности древних тектонических несогласий. Питающими каналами являлись крутопадающие дайки, заполнявшие разрывные нарушения. Т. В. Билибина [27] и Л. П. Свириденко [337]

Салминский массив в Карелии считают пластообразным телом.

Хакман [527], подробно изучивший северную часть Выборгского массива, считал, что причиной и явлениями, сопровождавшими внедрение магмы, были эпейрогенические вертикальные движения. Выборгский массив, по его представлениям, является батолитом. Как штокообразное тело рассматривал Бердяушский массив А. Н. Заварицкий [129]. Этот массив характеризуется отчетливым субконцентрическим залеганием слагающих его разновидностей пород. Субконцентрическим строением характеризуются массивы Инчангид Рок, Гоулд Батт и Рэтлснэйк Маунтин, рассматривающиеся соответственно Хатчинсоном [568], Вольбортом [746] и Мак-Коллом [620] как батолиты. По данным В. И. Буданова [41, 42], Джамакский массив на Памире имеет штокообразную форму с концентрическим залеганием гранитоидов, диоритов и габброидов. Отчетливым концентрическим строением характеризуется массив Вродаль (Центральная Норвегия), охарактеризованный Сильвестром [722]. Субконцентрическое «воронкообразное» строение имеет массив Тасиуссак (Южная Гренландия), согласно Дэвису [457—459].

Н. Г. Судовиков [365] считал, что совокупность имеющихся данных о геологии массивов рапакиви свидетельствует в пользу батолитообразного их строения в целом и что установление механизма интрузий рапакиви может способствовать решению проблемы батолитов вообще.

А. А. Полканов [296] рассматривал граниты Коростенского плутона как внедрившиеся по вертикальным кольцевым разломам и окружающие куполообразный плутон габбро-лабрадоритов в центре.

Центральное строение массива Ова (Аландские острова) и кольцевые интрузии в нем охарактеризованы Каитаро [576]. Баддингтон [448] считает, что к интрузиям кольцевого типа относятся тела габбро-лабрадоритов и диабазов в массиве Ахвенисто (Финляндия), изученного Саволахти [679]. Согласно И. Л. Личаку, И. С. Усенко, И. Д. Царовскому и И. Б. Щербакову, для Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов Украинского щита «характерно сложноблоковое строение с элементами кольцевых структур» [105, с. 39].

Межформационным многофазным лополитом считает Кодаро-Удоканский плутон Забайкалья В. Т. Свириденко [332].

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Граниты рапакиви имеют среднюю плотность около 2,6, а вмещающие их гнейсы и мигматиты Фенноскандии — 2,7—2,8 г/см³. Поэтому с массивами рапакиви связан относительный дефект плотности пород, который и является основной причиной наличия над ними минимумов силы тяжести. Гравиметрические исследо-

вания Песонена [652] в южной и восточной частях Финляндии явились основой познания глубинного строения массивов рапакиви. Им было установлено три крупные отрицательные аномалии силы тяжести: над Выборгским массивом, массивом рапакиви Аландских островов и в средней части Ботнического залива. По новейшим данным Геологической службы Финляндии преобладающая величина аномалий силы тяжести над Выборгским массивом — 40 и —50 мгал на его западной окраине, над Аландским массивом — 50 и до —60 мгал западнее его, до —60 мгал в средней части Ботнического залива. Наличие большого массива рапакиви на дне Ботнического залива в указанной Песоненом [652] области еще раньше предсказывал Эскола [479]. Вблизи этого минимума, на шведском берегу залива имеются выходы рапакиви Нордингро и Рёдо [549]. Считая, что средняя плотность гранита рапакиви $2,65 \text{ г/см}^3$ и контраст плотности с вмещающими породами составляет $0,1 \text{ г/см}^3$, мощность Выборгского массива Песонен [652] оценил в 7 км, а Аландского массива — до 12 км.

На приуроченность к массивам рапакиви минимумов силы тяжести обращал внимание Б. А. Андреев [7]. Исходя из гравиметрических измерений Хаалька, Б. А. Андреев [7] указал на значительное распространение Выборгского массива южнее, в пределах Финского залива. На основании данных повторных нивелировок Швиннером было отмечено, что территория обнаженной части Выборгского массива отстает от общего поднятия Балтийского щита и представляет собой область относительного опускания земной коры, что по сейсмическим наблюдениям фиксируется как увеличение мощности «гранитного» слоя земной коры в пределах массива в отличие от мощности «гранитного» слоя его обрамления [404]. Последнее согласуется с выводами О. Б. Гинтова [96], что Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны также представляют собой наиболее опущенные участки земной коры в пределах Украинского щита, ограниченные кольцевыми разломами.

В участках распространения основных пород, связанных с гранитами рапакиви, наблюдаются локальные положительные гравитационные аномалии. Выходящие на поверхность или залегающие ниже эрозионного уровня базиты в ряде массивов рапакиви создают суммарный региональный небольшой отрицательный или даже положительный гравитационный эффект. Подобное, в частности, наблюдается в пределах северо-восточной части Салминского массива, где мощность гранитного слоя земной коры оценивается в 3—4 км [99]. «Тот факт, что региональная положительная гравитационная аномалия охватывает также и область распространения гранитов рапакиви, говорит о связи образования гранитов рапакиви с подъемом «гранулитобазитового» слоя» [99, с. 182].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ МАССИВОВ

По геологическим данным принадлежность массивов рапакиви к послескладчатым образованиям никогда не вызывала сомнений. Подавляющее большинство исследователей рассматривали их как анорогенные или посторогенные, дискордантные или «дисгармоничные» платформенные интрузии, указывая на приуроченность последних к дизъюнктивным дислокациям. Специальное внимание этому вопросу было уделено в работах А. А. Полканова [298, 299], подчеркивавшего приуроченность массивов рапакиви и ассоциирующих с ними пород южной части Балтийского щита к субширотной зоне тектонических нарушений, которые он рассматривал как результат флексуобразного изгиба кристаллических пород докембрия в области их погружения под фанерозойские отложения Русской плиты («большая флексура»).

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

«Классические» докембрийские граниты рапакиви ранее обычно относились к числу молодых, верхнепротерозойских платформенных интрузий. Эпоха образования гранитов рапакиви и часто пространственно ассоциирующих с ними платформенных песчаниковых отложений, прорванных дайками и sillами диабазов, была названа Седерхольмом [687] иотнием. Однако комплексы гранитов рапакиви, с одной стороны, и песчаники и прорывающие их базиты, с другой — разделены продолжительным периодом эрозии. Поэтому Хёгбом [550] сохранил термин «иотний» для песчаниковой серии, а граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы назвал субиотнием. Позднее эти два подразделения Седерхольм [693] соответственно рассматривал как нижний и верхний иотний.

Большинство современных исследователей придерживается подразделения Хёгбома [550], рассматривая породы субиотния в составе среднего протерозоя, а иотния — в составе верхнего. Это подразделение принято и автором.

Изотопные определения возраста докембрийских пород формации рапакиви, произведенные К — Ar-, Rb—Sr- и U — Th—Pb-методами как по породам, так и по минералам, дали весьма широкий спектр величин: от 2200 до 1200 млн. лет с единичными отклонениями и за указанные пределы. При этом необходимо заметить, что до последних лет почти все изотопные определения касались только возраста самих гранитов рапакиви, а определения для ассоциирующих с последними пород более основного состава были единичными. Возраст гранитов рапакиви принимался ранее равным 1600 ± 50 млн. лет на основании U—Th—Pb-определений возраста цирконов [586, 587] и K—Ar-определений слюды [8, 586]. Количественное увеличение данных об изотопном возрасте пород из разных докембрийских комплексов формации

и совершенствование методики определений позволили в последние годы прийти к заключению о том, что субиотнийский магматизм и осадконакопление имели место около 1700 млн. лет [93] или около 1700—1800 млн. лет назад [211, 346], т. е. в среднем протерозое.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Граниты рапакиви с давних времен широко употребляются как строительный материал. Примером большого монолита этих гранитов является стержень Александровской колонны длиной 25,58 м на Дворцовой площади в Ленинграде. Залегающий в ассоциации с рапакиви лабрадорит с иризирующим плагиоклазом весьма ценится как красивый облицовочный камень. Определенные разновидности гранитов рапакиви рассматриваются как полевошпатовое сырье для керамической промышленности [280—282, 337]. Кристаллы пьезокварца и флюорита из пегматитовых жил в рапакиви некоторых массивов являются важным сырьем для оптической и радиоэлектронной промышленности. Полиметаллическая минерализация, характеризующаяся концентрацией Fe, Sn, W, Mo, Cu, Ag, Au, TR, сосредоточена в скарнах, грейзенах, кварцевых жилах, зонах ощелачивания [28, 32, 44, 92, 321, 332, 514, 524, 525, 675, 737, 746]. Древняя кора выветривания габбро-лабрадоритов является источником получения титанового сырья.

ПАРАПОРОДЫ С МАРГИНАЦИОННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Со времени описания Собралем [712] маргинационных структур в ксенолитах иотнийских кварцитов, заключенных в долериты района Нордингро (Швеция), подобные структуры были установлены Феррандо [498] в пелитовых сланцах Шетландских островов, Гоньи [514] и Дэвисом [459] в метааркозах Бразилии и Гренландии, Карстенсом [452, 453], Вегманном [758], Девисом [459], Хярме [530], Гитаром [520], Туре [734—736], Н. Г. Судовиковым [365], Гупта [523], Г. М. Друговой и соавторами [405] в гнейсах Норвегии, Гренландии, Финляндии, Пиренеев, Карелии, Гималаев и Памира, Чаттерджи [454] в амфиболитах Индии.

МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Методологической основой исследований, представленных в данной работе, является формационный анализ комплексов, называемых магматическими.

Нижеследующие положения о формационном анализе и употребляющиеся при этом понятия и термины излагаются в соответствии с представлениями о магматических формациях вообще [188] и докембрия в частности [403].

Формационный анализ заключается в выяснении и обосновании для каждого комплекса и для формации в целом геологического и изотопного возраста, тектонических условий и механизма формирования, характера контролирующей тектонической структуры, вещественного состава пород, а также характеристики тектонического режима структурно-формационных зон, в которых происходило становление комплексов.

Формационный тип — термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные тождественным или близким по составу конкретным магматическим комплексам, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах.

Магматическая формация — наиболее общий термин, употребляющийся или для обозначения формационного типа, если указывается только совокупность формационных признаков, или для обозначения совокупности конкретных магматических комплексов одной формационной принадлежности, если указывается их географическая или определенная возрастная позиция.

Магматический комплекс — конкретная совокупность когенетичных магматогенных горных пород, близких по времени и тектоническим условиям образования.

Магматогенными породами являются как собственно магматические образования, так и все породы, сформированные в результате постмагматического метаморфогенного, в том числе метасоматического, преобразования магматического и экзоконтактового субстрата.

Парагенетический ряд пород, называемых обычно магматическими, — совокупность пород одного комплекса, последовательность формирования отдельных членов которого обосновывается структурно-геологическими методами, породы ряда характеризуются общностью механизма их формирования в геологическом отношении и обнаруживают геохимические, петрохимические и минералогические особенности, указывающие на общность их происхождения из единого магматического очага в результате определенного процесса его эволюции.

В соответствии с изложенными понятиями о магматических комплексах и парагенетических рядах совокупность относительно разновозрастных комплексов, занимающих пространственно обособленное положение среди вмещающих пород, но в масштабах геологического времени являющихся разновозрастными и сформированными из одного магматического очага, называется автором «сложным комплексом» или менее определенным в формационном отношении, но более общим термином — «массив». В некоторых случаях в подобном же смысле применяется термин «плутон», традиционно употребляющийся в геологической литературе при рассмотрении некоторых конкретных комплексов (например, Костромский плутон и др.).

Этапом плутонизма автор называет интервал времени формирования одного комплекса.

В пределах этапа выделяются фазы плутонизма, соответствующие отдельным интрузивным актам (актам плутонизма) и представленные относительно разновозрастными интрузивными телами.

В настоящее время термин «кратон» употребляется в понимании, близком к давно утвердившемуся термину «платформа». Целесообразно придать этому термину более конкретное генетическое содержание и рассматривать кратон как крупный жесткий участок земной коры определенной морфологии, а именно представляющий собой мегаструктуру типа кольцевых лунных морей, которая возникает на стадии перехода от геосинклинального режима к платформенному (см. гл. III).

При петрографической характеристике горных пород автор (независимо от своих представлений об их генетической природе) придерживался наиболее распространенных терминов, хотя большинство из них содержит определенный генетический смысл и по традиции применимо преимущественно для описания пород,

рассматривающихся как результат кристаллизации из магматического расплава. Введение новых петрографических терминов для описания интрузивных пород не решает генетических вопросов, но внесло бы большую усложненность в уже весьма обширную петрографическую терминологию. К этому необходимо добавить, что понятия «магматический» и «интрузивный», в согласии с Л. В. Махлаевым [249], рассматриваются автором не как синонимы, а как независимые понятия.

Исследованные массивы имеют ряд специфических черт, характеризующихся прежде всего преобладанием в них гранитоидных пород с маргинационными структурами, которые установлены в некоторых массивах также в породах среднего и основного состава. Гранитоидные же породы в разных массивах, в том числе с маргинационными структурами и без них, также характеризуются определенными индивидуальными чертами, что предполагает некоторые оговорки в отношении петрографической терминологии.

Ваалем [752] при описании «классических» гранитов рапакиви Выборгского массива были выделены два структурных типа этих пород — выборгит и питерлит. Первый тип характеризуется наличием мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками, второй — отсутствием оболочек плагиоклаза вокруг мегакристаллов или их редким присутствием.

1386
Исследования автора, а также обзор литературных данных о комплексах гранитоидов с маргинационными структурами показали, что применение терминов «выборгит» и «питерлит» возможно главным образом только для пород самого Выборгского массива, так как во всех других массивах подобные породы прежде всего макроскопически не идентичны породам Выборгского массива, хотя имеют большое сходство с ними по микроструктурным особенностям и минералогическому составу главных породообразующих и акцессорных минералов. Поэтому порфиоровидные гранитоиды, характеризующиеся присутствием мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками, автор называет породами «типа выборгита», а при отсутствии или редком присутствии оболочек плагиоклаза вокруг мегакристаллов породами «типа питерлита». Применение терминов «порфиоровидный гранит» или «гранит рапакиви» (последний в свою очередь является разновидностью порфиоровидного гранита) носит обобщенный характер и не отражает наличия или отсутствия плагиоклазовых оболочек вокруг мегакристаллов.

Термин «овоид» автор применяет для характеристик мегакристаллов калиевого полевого шпата округлой или овалообразной формы независимо от наличия или отсутствия вокруг них плагиоклазовых оболочек.

Типичные граниты рапакиви и родственные с ними породы, как правило, в целом имеют интрузивный характер, и в этом их существенное отличие от парапород с маргинационными структурами.



Поэтому по этимологическим критериям парапороды следует называть «рапакивиобразными». Термины «рапакивиподобный» или «рапакививидный», встречающиеся в геологической литературе, генетически родственны термину «рапакиви» и в соответствии с указанными критериями применимы только к ортопородам.

Метабазитами автор называет мелкозернистые породы, близкие по химическому составу к диабазам, но отличающиеся от последних отсутствием офитовых структур и преобладанием бластических.

МЕТОДИКА СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Исследование внутренней структуры гранитоидных комплексов, среди которых преобладают порфириовидные разновидности пород, характеризуется рядом специфических особенностей. Это обусловлено прежде всего грубозернистостью пород, что ограничивает возможности традиционных петроструктурных исследований, в частности практически исключает применение микроструктурного анализа. Изучение автором хорошо обнаженных гранитоидных массивов северо-западной части Кольского полуострова позволило установить особенности методического подхода при структурном исследовании порфириовидных гранитоидов [209].

Методика структурного анализа массивов порфириовидных гранитоидов заключается в наблюдениях над характером залегания и прослеживании контактов между разновидностями пород, слагающими разные интрузивные тела, а также в наблюдениях над характером залегания плоскопараллельных текстур в породах.

Эффективным, хотя и сравнительно трудоемким методом установления характера анизотропии порфириовидных гранитоидов, является метод, предложенный А. Н. Казаковым [144], который был применен автором при изучении Выборгского и Салминского массивов. Метод А. Н. Казакова заключается в статистическом анализе ориентировки мегакристаллов калиевого полевого шпата и состоит в установлении графическим способом на стереографической сетке Вульфа ориентировки осей [100] в этих кристаллах по данным полевых замеров в каждом из них спайностей по (010) и (001) (сетка Вульфа градуируется в географических координатах). Для составления одной диаграммы необходимо в пределах одного обнажения (участка из нескольких близких обнажений) произвести замеры в 120 кристаллах, т. е. это как бы микроструктурный анализ, перенесенный в полевые условия. Для получения правомерных результатов требуется выбор такого участка, в котором возможны замеры в разных плоскостях структурного блока изучаемых пород (карьеры, выемки, обрывистые обнажения).

Практика изучения массивов порфириовидных гранитоидов показывает, что разновидности последних отличаются друг от друга: 1) преобладающими в породе размерами мегакристаллов

калиевого полевого шпата (около 70—80% от общего количества мегакристаллов), а также интервалом колебаний размеров мегакристаллов по величине; 2) количеством мегакристаллов, окруженных плагиоклазовыми оболочками; 3) характером идиоморфизма мегакристаллов (от округлых до отчетливо идиоморфных с разной степенью удлинения по оси [100]); 4) в ряде случаев по резкому отличию в окраске мегакристаллов калиевого полевого шпата (от белой до розовой, красной, темно-коричневой и серо-зеленой); 5) степенью идиоморфизма порфириовидного кварца (от округлых до линзовидно-удлиненных); 6) окраской кварца (белая, голубовато-синяя, серая, почти черная); 7) величиной зернистости основной массы (мелко-, средне- и крупнозернистая); 8) характером идиоморфизма зерен основной массы, в частности калиевого полевого шпата (от почти изометричных до удлиненно-таблитчатых); 9) количеством и составом темноцветных минералов; 10) окраской основной массы (от светло-серой до темно-серой, чаще розовой, серовато-розовой); 11) степенью проявленности директивных текстур (от кажущихся почти массивными до отчетливо плоскопараллельных).

На практике визуально всегда нетрудно установить в каждом обнажении приблизительно объемное количество мегакристаллов по отношению к объему всей породы, что в сочетании с другими характеристиками позволяет в результате площадного картирования выявить участки распространения пород с одинаковой совокупностью признаков. Учитывая невозможность определения модального состава порфириовидных гранитоидов путем подсчета минералов в шлифах на интеграционном столике, целесообразно проведение подсчета главных породообразующих минералов (калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, сумма темноцветных минералов) непосредственно на обнажениях на одинаковой площади (например, 1 м^2) при помощи миллиметровой линейки с расположением линий подсчета через одинаковые интервалы. Наряду с этим подсчитывается объемное содержание количества мегакристаллов калиевого полевого шпата, процентное содержание мегакристаллов с плагиоклазовыми оболочками от общего количества подобных мегакристаллов. Особенно важен подсчет количества и размеров всех мегакристаллов на площади 1 м^2 ; за основу следует брать их наибольшее удлинение и замерять величины поперечного сечения. Получаемые объективные статистические данные являются важным критерием для обоснованного картирования разных гранитоидов в пределах одного массива.

Следует подчеркнуть, что каждая из перечисленных выше характеристик породы в отдельности без учета других (особенно в случае близких по составу и текстуре пород) не позволит в достаточной мере надежно установить территорию распространения каждой из разновидностей гранитоидов и выявить закономерности их пространственного положения, т. е. комплексная характеристика пород является необходимым условием для выявления

вещественной и структурной гетерогенности массивов порфировидных гранитоидов.

Резюмируя, отметим следующие главные положения структурного анализа массивов порфировидных гранитоидов.

1. Количественно-минералогическая и текстурная характеристика пород. Очень важным обстоятельством при этом является количественная оценка содержания мегакристаллов полевых шпатов в породе, которая производится на обнажении (вследствие определенной текстурной неоднородности грубозернистых пород подобная оценка в штуфах менее точна), и обязательный подсчет на единице площади количества мегакристаллов разных размеров.

2. Структурные наблюдения над плоскопараллельными элементами (полосчатостью, ориентировкой включений других пород) и контактами между разновидностями пород.

3. Составление (желательно равномерное по площади) диаграмм статистической ориентировки мегакристаллов калиевого полевого шпата по методу А. Н. Казакова [144].

4. Составление структурно-геологической карты с нанесением структурных элементов, границ между разновидностями пород и границ между участками пород с одинаковыми количественно-минералогическими и текстурными характеристиками, но с разным структурным положением в массиве.

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ОБЪЕМА ФОРМАЦИИ

Необходимость разностороннего рассмотрения гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород в их совокупности была высказана еще Седерхольмом [694], который, предвосхищая в определенной мере принципы формационного анализа, считал, что термин «рапакиви» должен употребляться в собирательном смысле и относиться к целой группе пород, родственных между собой как с геологической точки зрения, так и в отношении их структуры и вещественного состава.

В соответствии с критериями формационного анализа, указанными в начале настоящей главы, к формации рапакиви автором относятся те комплексы, называемые магматическими, которые отличаются главными чертами, присущими наиболее характерным комплексам формации рапакиви Восточно-Европейской платформы, где они наиболее ярко проявлены.

Рассмотрению в формационном аспекте конкретных комплексов и обоснованию их принадлежности к единой формации рапакиви посвящены последующие главы книги. Предварительно необходимо заметить, что гранитоиды формации представлены не только порфировидными разновидностями со специфической структурой рапакиви (маргинационной), но и порфировидными гранитоидами без такой структуры и непорфировидными разновидностями. Последние в ряде случаев образуют и обособленные массивы, однако совокупность критериев формационного анализа

позволяет установить их принадлежность к формации рапакиви. В составе формации рассматриваются также породы среднего и основного состава, пространственно и генетически связанные с гранитами рапакиви.

В пределах формации в целом можно выделить формацию рапакиви докембрия, точнее среднего протерозоя, которая наиболее широко распространена и изучена, и формацию рапакиви более молодых эпох, комплексы которой сформированы в тектонических условиях, подобных условиям становления комплексов в среднем протерозое.

Под формацией рапакиви докембрия автор понимает совокупность комплексов когенетичных магматогенных пород и их эффузивных аналогов, сформированных на субплатформенной стадии развития земной коры в среднем протерозое и рассматривающихся на Балтийском щите как магматические образования суботния.

**КИНЕМАТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ,
СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
НА СУБПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ
ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
В СРЕДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ**

Подавляющее большинство комплексов формации рапакиви возникло в докембрии, поэтому рассмотрим тектонические условия их образования на примере докембрийских комплексов формации.

В отличие от инверсионной стадии геосинклинального развития земной коры в нижнем протерозое, сопровождавшейся складчатым магматизмом, послескладчатые глыбовые движения среднего протерозоя определялись прогрессирующей консолидацией нижнепротерозойских образований и общим отвердеванием земной коры, что привело к изменению формы проявления тектогенеза, а именно к развитию радиальных перемещений крупных структурных блоков, обусловивших возникновение наложенных мульд, приразломных грабен-синклиналей и интенсивное проявление вулcano-плутонизма в связи с глубинными разломами, разделявшими структурные блоки [178, 180, 183, 385, 402].

Эта стадия развития земной коры, соответствующая переходу от геосинклинального режима к платформенному, известна под названием протоплатформенной [275], или субплатформенной.

Сосредоточение магматической деятельности на субплатформенной стадии развития земной коры в пределах зон разломов, ограничивших крупные структурные блоки, предопределило приуроченность гранитоидных

комплексов формации рапакиви и связанных с ними вулканогенных и конседиментационных осадочных образований к зонам тектонической активности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПЛАН СУБПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕННЫХ ЗОН

Глобальный масштаб вулcano-плутонизма на рубеже нижнего и среднего протерозоя, своеобразие гранитов рапакиви, слагающих феноменальные по размерам массивы, широко проявленная гранитизация досреднепротерозойских образований и, как следствие этого, их возрастное «омоложение» свидетельствуют об исключительности субплатформенной стадии в докембрийской истории развития земной коры. Несмотря на бесспорность и многократную констатацию факта инверсии геосинклиналей на рубеже нижнего и среднего протерозоя, первопричина этого геологического события обычно не рассматривается и остается невыясненной.

Рассмотрим указанное явление с позиций эволюции Земли как космического тела. Поскольку рамки настоящей публикации не позволяют подробно осветить этот вопрос, автор ограничится кратким изложением своих представлений по этому вопросу в мере, необходимой для объяснения обсуждаемых аспектов проблемы рапакиви.

Развитие Земли как составной части Вселенной подчиняется закономерностям направленного развития последней. Исходя из концепции о расширении Вселенной и Земли, в частности [540] дискретности этого процесса [326] и изменения гравитационной постоянной [462], «великий перелом» на рубеже нижнего и среднего протерозоя (около 1900 млн. лет назад) может быть объяснен сменой стадии расширения Земли стадией относительного сжатия. При этом периоды преимущественного расширения Земли и удаления друг от друга участков сиалической коры с формированием геосинклиналей между последними сменяются периодами относительного сжатия (инверсия геосинклиналей, глыбовые перемещения коры) и консолидации (переход к платформенному режиму). На существование в геологической истории Земли глобальных сжатий и растяжений указывали В. В. Меннер и Н. А. Штрейс [250].

Каковы закономерности возникновения и расположения в земной коре дизъюнктивных дислокаций в условиях преобладания планетарных гравитационных сил над силами расширения? Как показано И. И. Шафрановским, «поле земного тяготения в любой точке земной поверхности характеризуется симметрией конуса ($L_{\infty} \infty P$). При этом все природные тела, в том числе горы (особенно вулканического происхождения) и впадины, развивающиеся по вертикали, имеют симметрию, отвечающую одной из подгрупп симметрии конуса, типа $L_n n P$ » [397, с. 160]. В соответствии с этим пространственный характер тектонических на-

пряжений в стадию относительного сжатия Земли должен выражаться в форме конусов, вершины которых направлены к центру гравитационного поля Земли, а круговые основания ограничены земной поверхностью. В пределах земной коры и верхней мантии дизъюнктивные дислокации, связанные с указанными напряжениями, должны иметь форму кольцевых разломов диаметром сотни и тысячи километров. Фазовые превращения с выделением энергии, вызванные сменой разуплотнения подкорового вещества на стадии расширения уплотнением на стадии сжатия Земли, должны обусловить возникновение магматических очагов, а кольцевые разрывы сплошности земной коры могут являться благоприятными зонами структурной локализации вулканических аппаратов, длительного существования повышенного термального потока, фильтрации ювенильных растворов и широкого масштаба проявлений метасоматических процессов.

Соответствуют ли изложенные теоретические предпосылки наблюдаемым в природе явлениям, связанным с рассматриваемой проблемой рапакиви? Автору представляется, что в настоящее время на этот вопрос можно ответить утвердительно.

Существование гигантских кольцевых структур лунных морей диаметром сотни и тысячи километров известно давно, в то время как на Земле структуры подобных размеров до настоящего времени не констатированы. Последнее объясняется, по мнению некоторых исследователей [319], постоянно меняющимся обликом Земли в результате эндогенных и экзогенных процессов. В связи с этим необходимо отметить работу О. Б. Гинтова [96], установившего на основании комплекса геолого-геофизических данных в пределах докембрия Украины две кольцевые структуры диаметром около 400 км каждая и впервые сопоставившего эти структуры с малыми кольцевыми структурами лунных морей. В то же время известны кольцевые структуры диаметром десятки километров, которые могут быть наиболее удовлетворительно объяснены как следствие метеоритных ударов. Подобные кольцевые структуры названы американскими исследователями астроблемами [319].

По мнению автора, следует различать три генетических типа кольцевых структур: а) астроблемы, возникающие в результате метеоритных ударов, б) кольцевые структуры вулкано-плутонических комплексов, в) структуры типа кольцевых лунных морей — кратоны (мегакольцевые — диаметром тысячи километров, типа малых кольцевых лунных морей — диаметром сотни километров).

При генетических различиях все эти типы структур характеризуются общностью, заключающейся в кольцевой конфигурации дизъюнктивных нарушений сплошности литосферы. Протяженные и глубоко проникающие в земную кору разломы мегакольцевых структур не могут быть уничтожены после их заложения ни эндогенными, ни экзогенными процессами. Напротив, зоны подобных разломов, будучи структурно ослабленными участками

коры, могут неоднократно обновляться и трассироваться интрузивными образованиями. Повторные вертикальные перемещения вдоль ранее заложённых разломов в кристаллическом фундаменте должны проявляться в форме сбросов и надвигов и в чехле, повторяя в целом ориентировку дизъюнктивных структур фундамента.

В отличие от достаточной обоснованности механизма формирования астроблем и кольцевых вулканоплутонических комплексов, происхождение структур типа кольцевых лунных морей до настоящего времени было наименее ясным. В свете изложенных выше теоретических предпосылок формирования кольцевых структур в условиях планетарного гравитационного сжатия автор считает, что структуры типа кольцевых лунных морей являются неизменными структурными формами планетарной коры, закономерно возникающими на рубеже перехода от стадии геосинклинального развития (расширение планеты) к платформенной (относительное сжатие). «Великим переломом» подобного рода был рубеж нижнего и среднего протерозоя (около 1900 млн. лет), когда длительная стадия геосинклинального развития земной коры сменилась продолжительной стадией платформенного режима. Следовательно, именно на этом рубеже формирование мегакольцевых структур должно быть проявлено в планетарном масштабе и отмечено глобальной распространённостью одновозрастных и однотипных в формационном отношении вулканоплутонических комплексов. Такими комплексами и являются комплексы формации рапакиви.

Формация рапакиви наиболее изучена в пределах Восточно-Европейской платформы. Поэтому рассмотрим характерные, определяющие черты дизъюнктивной тектоники последней и закономерности распространения в её пределах магматогенных, вулканогенных и осадочных пород субиотния (средний протерозой), а также обычно пространственно ассоциирующих с ними ютнийских образований (верхний протерозой) (рис. 1, вкладка).

В пределах Восточно-Европейской платформы выделяются протяжённые, длиной сотни и тысячи километров, зоны разломов, разделяющие платформу на крупные, овалообразные в плане мегакольцевые структуры, которые в дальнейшем мы будем называть кратонами и рассматривать как участки прогрессирующей консолидации земной коры.

Первая мегакольцевая структура, Балтийский кратон, диаметром около 3000 км охватывает всю Фенноскандию, а также фундамент Русской плиты до широты Москвы на юге и до Северного Урала на востоке.

Вторая структура, Южно-Русский кратон, диаметром около 2000 км включает фундамент Русской плиты южнее широты Москвы, а также Украинский щит на западе и Воронежский кристаллический массив на востоке, разделённые друг от друга Днепровско-Донецким авлакогеном северо-западного простирания. Вос-

точная граница Южно-Русской структуры намечается в районе Волго-Дона, южная — по северному побережью Азовского и Черного морей, западная — вдоль хребта Карпат.

В районе Поволжья и Южного Урала предполагается третья мегакольцевая структура — Волго-Уральская, диаметром около 1000 км.

Позднейшие глыбовые перемещения фундамента Русской плиты проявлены в форме прогибов осадочного покрова и надвигов, подчеркивающих контуры докембрийских мегакольцевых структур, что особенно заметно в восточной части платформы.

Смена стадии расширения Земли стадией относительного сжатия сопровождалась инверсией нижнепротерозойских геосинклиналей. Завершающий этап инверсии, на рубеже нижнего и среднего протерозоя, ознаменовался возникновением магматических очагов и становлением вулканоплутонической формации рапакиви. Как указывают К. О. Кратц и В. А. Глебовицкий, на этом этапе «тектоническая дифференциация земной коры выразилась не только в увеличении степени неоднородности тепловых потоков, следствием чего явилось образование метаморфических комплексов с изобарической зональностью (разновидность раннедокембрийского плутонического метаморфизма), но и в формировании парных синхронно развивающихся метаморфических поясов» [181, с. 15—16], примером которых являются Свекофенский и Беломоро-Лапландский.

В пределах Свекофенского пояса повсеместно проявлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, а в пределах Беломоро-Лапландского — кианит-силлиманитового, соответствующего высокотемпературным субфациям фации альмандиновых амфиболитов. От срединных частей этих поясов к их периферии степень метаморфизма местами снижается до зеленосланцевой фации. Возраст указанных типов метаморфизма в рассматриваемых поясах — 1900—1800 млн. лет. В сравнении со Свекофенским поясом метаморфизм Беломоро-Лапландского отличается более высокими давлениями.

Уменьшение площади земной коры на стадии гравитационного сжатия Земли сопровождается сопряженными и соизмеримыми с глобальным сжатием тангенциальными напряжениями в коре, которые и обуславливают в зонах глубинных разломов проявление давлений, превышающих литостатическое. Пример такой зоны — Лапландский гранулитовый комплекс на северной окраине Беломоро-Лапландского пояса, где более ранним этапам метаморфизма на стадии инверсии геосинклинали соответствует формирование эклогитов и гранулитов сверхвысоких давлений (10—13 кбар). Наличие горизонтального градиента давления подтверждается метаморфической зональностью в подобных зонах [310].

В пределах Балтийской мегакольцевой структуры с юго-востока на северо-запад наблюдаются смена изобарических метамор-

фических комплексов андалузит-силлиманитового типа, амфиболитовой фации неопределенного давления, кианит-силлиманитового типа, зеленосланцевой фации, наложенной на амфиболитовую неопределенного давления, и, наконец, в пределах Центральнофинляндского массива, являющегося структурой типа внутренних геоантиклиналей, проявлена андалузит-мусковит-кварцевая субфация, иногда эпидот-амфиболитовая. Перечисленные субконцентрические метаморфические комплексы подчеркивают контуры мегакольцевой структуры, отражая тектоническую дифференциацию и связанные с ней термодинамические различия условий плутонического метаморфизма (по Риду [667]) на стадии инверсии геосинклинали.

Южно-Русский кратон отчетливо ограничен с юга, запада и севера метаморфическим комплексом амфиболитовой фации неопределенного давления, а на востоке — комплексом ставролит-андалузит-мусковитовой субфации, наложенной на высокотемпературную субфацию фации куммингтонитовых амфиболитов.

Таким образом, ориентировка крупнейших дизъюнктивных деформаций Восточно-Европейской платформы и сопряженных с ними плутонических метаморфических комплексов, сформированных на рубеже нижнего и среднего протерозоя, подчеркивает контуры двух мегакольцевых структур — Балтийской и Южно-Русской.

Балтийский кратон

В пределах Балтийского кратона отчетливо выделяются две крупные субконцентрические зоны распространения субиотнических и иотнических образований. Каждая из этих зон представляет собой систему сопряженных грабен-синклиналей, ограниченных кольцевыми разломами глубокого заложения в сочетании с поперечными (радиальными) дизъюнктивными нарушениями. Совокупности депрессий в каждой из зон образуют две мегакальдеры (два кольцевых грабена), одну из которых диаметром около 1000 км автор предлагает назвать Онежско-Ботническим кольцом, а другую диаметром около 1600 км — Кольско-Скандинавским. В пределах этих мегакальдер залегает подавляющее большинство среднепротерозойских интрузивных и вулканогенно-осадочных пород и верхнепротерозойских иотнических отложений. Эти мегакальдеры и в последующие тектоно-магматические эпохи отличались как структурно-ослабленные зоны нарушения сплошности литосферы, характеризующиеся относительно повышенной тектонической активностью и плутонизмом.

Зона среднепротерозойских и иотнических пород, расположенная субконцентрически с вышеуказанными кольцевыми грабенами, находится на юго-западе кратона. Ее можно рассматривать как неполнокольцевой грабен. Автор предлагает назвать эту структуру Польско-Норвежской депрессией.

Рассмотренные кольцевые грабены отделены друг от друга кольцевыми горстами (валами).

Центральная часть Балтийского кратона, обрамленная Онежско-Ботническим кольцом, разделена Восточно-Финляндской и Восточно-Карельской зонами разломов северо-западного простирания на три кристаллических массива (блока): Центральнофинляндский — на юго-западе, Карельский — в центре и Беломорский — на северо-востоке. Устанавливается отчетливая преимущественная приуроченность осадочных, вулканогенных и интрузивных пород среднего протерозоя к узким протяженным грабенообразным депрессиям в пределах указанных зон разломов. Центр кратона находится в северной половине Карельского массива.

Широкое развитие нижне- и среднепротерозойских осадочных и вулканогенных пород в пределах Карельского массива позволяет рассматривать его как синклинорную структуру, погруженную относительно Центральнофинляндского и Беломорского антиклинорий, в пределах которых обнажаются более глубинные уровни земной коры.

Рассмотрим расположение пород среднего протерозоя и юрских образований верхнего протерозоя в пределах Балтийского кратона.

Онежско-Ботническое кольцо

В современном рельефе морфология этой структуры отчетливо выражена депрессиями Кандалакшского и Онежского заливов Белого моря, Онежского и Ладожского озер, Финского и Ботнического заливов Балтийского моря.

Интрузивные породы среднего протерозоя. На южном побережье Кольского полуострова и частично на дне Кандалакшского залива расположен Умбский массив, включающий граниты, гранодиориты и кварцевые диориты со структурами рапакиви, гиперстеновые диориты и лампрофиры (см. гл. IV).

На восточном побережье Ладожского озера к разлому северо-западного простирания, разделяющего Восточно-Финляндскую синклинорную зону и Фенно-Карельское поднятие, приурочен Салминский массив, частично залегающий на дне Ладожского озера. В его состав входят граниты рапакиви, кварцевые монцониты, кварцевые диориты, монцониты, лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро-нориты, нориты, пироксениты, микробазиты. Северо-восточнее Салминского массива расположен субмеридионально вытянутый Улелегский, а юго-восточнее — субширотный Свирьский массивы рапакиви (см. гл. IV).

На северном побережье и частично на дне Финского залива залегают Выборгский массив рапакиви, представленный гранитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, сиенито-диоритами, диоритами, габброидами, в том числе оссипитами и анортозитами, а также диабазами (?) (см. гл. IV). У северного

контакта Выборгского массива расположен массив Суоменниemi, представленный равномернозернистыми гранитами рапакиви [503, 614, 655], а у северо-западного контакта — массив Ахвенисто, включающий граниты рапакиви, анортозиты, габбро и диабазы (см. гл. IV). Западнее Выборгского массива залегают ранее относившиеся к гранитам III группы, по Седерхольму, а в настоящее время объединяемые финскими геологами [750] в одну группу с рапакиви гранитные массивы Бодом [586, 661 — 664], Оббияс, Онас [437, 526, 586] (вблизи Хельсинки), Кокемяки [586] (юго-восточнее Пори), Лемланд [535] и Ова (см. гл. IV) на Аландских островах. Массив Ова включает граниты, монзониты, лампрофиры и диабазы. В монзонитах и иногда в гранитах наблюдаются структуры рапакиви.

На южном побережье Финского залива в фундаменте Русской плиты залегают мелкие массивы рапакиви Эстонии: Найсаарский, Марьямааский, Нэемский и Эредаский [106, 192, 313, 314].

Массив Аланд на западе Аландских островов представлен гранитами рапакиви, анортозитами, габбро, оссипитами и кварцевыми диабазами (?) [500—502, 534, 535, 643, 684, 685, 689, 697]. Как и массивы Лемланд и Ова, он залегает на пересечении субширотных разломов депрессии Финского залива и субмеридионально-северо-восточных разломов Ботнического.

К депрессии Ботнического залива приурочены и массивы рапакиви Вехмаа (см. гл. IV), Лайтила [485, 486, 555, 574, 599, 600] и Эурайоки (см. гл. IV) на юго-западе Финляндии, а также Гевле [422], Рёдо [470, 549, 556] и Нордингро [470, 471, 549, 617, 712] в Швеции на западном побережье Ботнического залива. В массиве Нордингро кроме гранитов рапакиви распространены анортозиты, габбро и габбро-нориты. Массивы Рёдо и Нордингро, по-видимому, составляют западную краевую часть крупного массива рапакиви на дне Ботнического залива.

Вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя в пределах Онежско-Ботнического кольца залегают в Ветреном Поясе и Онежской депрессии Южной Карелии, на некоторых островах Финского залива, к северо-востоку от Ботнического залива (зона Кииминка и Кеми — Рованиэми) и в широтной Северо-Карельской зоне (зона Куусамо — оз. Тикшеозеро).

Среднепротерозойские осадочные и вулканогенные породы Карелии подразделяются К. О. Кратцем [180] на три отдела *: сариолийский, ятулийский и суйсарский. Ятулийская серия представлена двумя фациально различными разновозрастными типами: онежским и сегозерским. Онежский тип («морской ятулий», по Вяюрюнецу [742]) наиболее широко и полно развит в пределах Онежско-Ботнического кольца, особенно в Ветреном Поясе и

* Здесь и далее стратиграфические подразделения пород перечисляются в относительной возрастной последовательности — от древних к более молодым.

Онежской депрессии, а сегозерский («континентальный ятулий») — в пределах центральной части Карельского массива.

Среднепротерозойские породы Ветреного Пояса являются юго-восточным продолжением образований Восточно-Карельской структурно-фациальной зоны в пределах Онежско-Ботнического кольца. Эти породы сосредоточены в двух синклинорных структурах: южной, Коросозерско-Монастырской, и северной, Пулозерско-Кожозерской [352].

В основании сариолийской серии (мощность до 250 м) залегают зеленокаменные конгломераты, где цемент и галька — продукты разрушения подстилающих нижнепротерозойских вулканитов тунгудской серии. Выше по разрезу полимиктовые конгломераты представлены гальками и валунами гранитов, гнейсов, амфиболитов, кварцитов и кварца. Зеленосланцевый цемент превращается в аркозовый. Иногда аркозы слагают маломощные прослои.

Онежская серия (онежский тип ятулия) в основании представлена слюдисто-кварцевыми сланцами и аркозами с прослоями альбит-эпидот-актинолитовых сланцев или кварцитов. Выше залегают амфиболитизированные диабазы, чередующиеся с туффитами и мраморизованными и скарнированными известняками. Мощность толщи около 450 м.

Суйсарская серия подразделяется на две толщи: нижнюю, туффогенно-осадочную, и верхнюю, эффузивную. Нижняя толща начинается средне- и крупнозернистыми косослоистыми песчаниками, чередующимися с прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Выше по разрезу этот горизонт сменяется тонкопереслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Некоторые прослои алевролитов содержат редкие гальки пород данной толщи, а также гальки кварцита, гранита и метагаббро. Верхняя часть нижней толщи характеризуется чередованием песчаников и туфосланцев. Верхняя толща суйсарии прослеживается с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 250 км. В ее основании наблюдается горизонт кварц-плагиоактинолит-эпидотовых сланцев. Они перекрываются многочисленными покровами оливиновых, пироксеновых, пикритовых и толеитовых базальтов с шаровой отдельностью. К этой толще отнесены также вулканические брекчии, выполняющие трубки взрыва. Интрузивные базиты представлены уральтовыми габбро-диабазами и серпентинитами.

Северо-восточная граница синклинорной зоны Ветреного Пояса совпадает с зоной глубинного разлома, отделяющей протерозойские образования Ветреного Пояса от гнейсов Беломорского массива. Разлом документируется широкой полосой рассланцевания, линейными магнитными аномалиями, а также резким изменением силы тяжести при переходе от вулканитов к гнейсам. Согласно данным комплексных геофизических исследований [98] эта граница отражает надвиг Беломорского массива на Карельский. По сейсмическим и гравиметрическим данным осадочно-эффузив-

ные породы Ветреного Пояса слагают грабен-синклиналь, ограниченную тектоническими нарушениями. Залегание плоского основания грабена устанавливается на глубине 5 км. О тектоническом характере юго-западной границы синклинорной зоны свидетельствуют резкий перепад градиента силы тяжести и изменение характера магнитного поля.

По новейшим исследованиям [356] сариолийские конгломератовые толщи залегают согласно с подстилающими их основными эффузивами сумия (нижний протерозой), переслаиваются и связываются с ними фациальными переходами по латерали. Ятулийские отложения с угловым несогласием залегают на коре выветривания сариолийских пород, а суйсарские образования согласно перекрывают осадки ятулия.

В истории геологического развития среднего протерозоя Карелии В. А. Соколовым [356] выделяются три фазы (цикла) конседиментационного этапа развития: нижнеятулийская, среднеятулийская и верхнеятулийско-суйсарская. В составе ятулийско-суйсарского отдела соответственно выделяются три подотдела (серии), отражающие цикличное чередование осадочных и вулканогенных толщ, а именно: в основании каждой серии залегают осадочные породы, а в кровле — вулканогенные.

Нижнеятулийская серия представлена конгломерато-песчанистыми и песчанистыми осадками и силлами габбро-диабазов. Общая мощность последних до 210 м.

Среднеятулийская серия начинается терригенно-карбонатными породами, выше она представлена известняками, а в кровле — доломитовыми осадками, переходящими в терригенно-карбонатные. Суммарная мощность лавовых потоков достигает 500 м. Кремнистые, железистые и туфогенные породы обогащены натрием, медью, барием. Иногда наблюдается переслаивание лавовых потоков с карбонатными осадками.

Верхнеятулийско-суйсарская серия в основании сложена песчанистыми и глинистыми осадками, сменяющимися в верхах разреза карбонатными, шунгитсодержащими и туфогенными осадками. Вулканические излияния происходили в две стадии. В первую стадию сформировались силлы диабазов суммарной мощностью 400—450 м. Во вторую стадию (собственно суйсарскую) произошло излияние пикрито-базальтовых лав, сопровождавшееся формированием агломератовых брекчий, туфов и пластово-секущих интрузий пироксенитов и перидотитов.

На о. Суурсаари (Хогланд) в Финском заливе, южнее Выборгского массива, по данным Кранка [590, 591], субиотнийские осадочные и вулканогенные образования в основании представлены кварцитовыми конгломератами мощностью до 5 м, залегающими несогласно на неровной поверхности досреднепротерозойских гнейсов, амфиболитов и лептитов. Конгломераты состоят из валунов размером до 25 см в поперечнике. В некоторых местах наблюдаются псаммитовые и пелитовые слои. Цемент конгломератов

кварцитовый. В некоторых местах отмечен агломератовый туф. Выше залегают черные лабрадорские порфиры (отвечающие по химизму габбро) мощностью 1—5 м. Состав первых порций лавы, как отмечает Кранк [590], варьировал от базальтов до андезитов, что видно в западной части острова, где в основании эффузивов также залегают черные лабрадорские порфиры. Последние сменяются выше по разрезу прослоем туфов, которые в свою очередь перекрываются лабрадорскими сиенит-порфирами, отвечающими по химизму сиенито-диоритам, и кварцевыми порфирами мощностью около 100 м.

Согласно новейшим исследованиям на о. Суурсаари устанавливается два типа разрезов вулканогенных и осадочных пород среднего протерозоя. Первый тип: агломерат с цементом микрокварцита, плагиоклазовый порфирит, агломерат с цементом микрокварцита, амигдалоидный плагиоклазовый порфирит, микрокварцит или перекристаллизованный туф, кварцевый порфир. Второй тип: кварцитовый конгломерат, плагиоклазовый порфирит, основная лава, агломерат с цементом перекристаллизованного туфа, кварцевый порфир. При сопоставлении разрезов осталось неясным относительное положение амигдалоидных плагиоклазовых порфиритов и основных лав (В. А. Пуура и другие).

Внимание исследователей [420, 547, 591, 592, 659, 685, 755] к о. Суурсаари обусловлено тем, что его эффузивные породы давно рассматриваются как аналоги гранитов рапакиви Выборгского массива.

Кварцевые порфиры, считающиеся эффузивными аналогами гранитов рапакиви, известны также на островах Сомеро и Хаапсаари Финского залива и Аландских.

Осадочные и вулканогенные породы зоны Кеми — Рованиэми, сопоставляемые с ятулием [385, 494], залегают в синклиниальной зоне, являющейся как бы продолжением грабена Гренического залива в северо-восточно-субширотном направлении в названной Хаусеном [533] Северо-Ботническом прогибом. Максимальная мощность пород оценивалась Хаусеном [533] в 11 000 м, но, возможно, она и не превышает 3000—4000 м [385]. Нижние части разреза представлены кварцитами иногда с косою слоистостью. Местами кварциты включают конгломераты. Выше кварцитов залегают мандельштейны и туфы, перекрывающиеся основными сланцами, занимающими по составу промежуточное положение между туфами и филлитами. Еще выше залегают филлиты с мощными прослоями доломитов. Более молодыми породами являются конгломераты Тайвалооски на р. Кеми и хр. Кивало, содержащие гальку кварцитов, филлитов и зеленокаменных пород.

Зона Кусамо — Тикшеозеро, согласно Вяюрюнену [742], по составу соответствует кварцитовый толще Кайнуу Центральной Финляндии, где в основании разреза залегают базальные конгломераты, переходящие вверх по разрезу в серицитовые кварциты. Кварциты пересекаются силлами и дайками диабазов.

Иотний. На южном побережье Кольского полуострова иотнийские отложения, перекрывающие Умбский массив, представлены терской и турьинской свитами [122, 268]. В основании эти свиты сложены базальными конгломератами, выше — аркозовыми песчаниками, иногда в терской свите с прослоями глинистых сланцев. Отличие окраски красноцветных терских песчаников от зеленовато-голубых песчаников турьинской свиты обусловлено явлениями фенитизации последних под воздействием прорывающих эти породы палеозойских щелочно-ультрабазитовых интрузий. Конгломераты и кварцито-песчаники, аналогичные турьинским, установлены на о. Телячем в Кандалакшском заливе [362]. С терской свитой, вероятно, можно сопоставлять песчаники малошуйской и нёнокской свит, развитых на южном побережье Белого моря [402].

Конгломераты с гальками среднепротерозойских и более ранних пород, а также красноцветные песчаники установлены в ряде участков Ветреного Пояса на юго-востоке Карелии [352].

Иотнийские отложения Онежской депрессии представлены петрозаводской (каменноторской) и шокшинской свитами. Петрозаводская свита включает темно-серые кварцевые и аркозовые песчаники с прослоями алевролитов, глинисто-серпичитовых сланцев и конгломератов. В основании шокшинской свиты залегают конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу красноцветными кварцито-песчаниками [85].

На о. Валаам (Ладожское озеро), в Западном Прионежье, прорывая вышеупомянутые песчаники, и к востоку от Онежского озера залегают пластообразные или крутопадающие дайкообразные габбро-диабазовые интрузии, среди которых установлены габбро-монцитовые, сиенито-диоритовые и гранит-аплитовые дифференциаты.

На восточном берегу Ладожского озера граниты рапакиви Салминского массива перекрываются салминской свитой конгломератов, гравелитов, песчаников, туфов и эффузивов (диабазов, андезито-базальтов, порфиритов) (мощность 90—120 м). Возрастным аналогом салминской свиты на западном берегу Ладожского озера является приозерская свита конгломератов, песчаников, алевролитов и карбонатных пород (мощность свыше 200 м) [145].

По данным Лайтакари [599], иотнийские осадочные отложения Сатакунты (Юго-Западная Финляндия) в пределах грабена шириной около 20 км простираются вдоль северо-восточного контакта массива Лайтила, частично перекрывая его, на северо-запад в акваторию Ботнического залива. Мощность осадков в прибрежной части грабена (севернее массива) достигает 590 м [772]. Среди осадочных пород наиболее древними являются конгломераты и красноцветные аркозовые песчаники. Наряду с гальками кварца в конгломератах встречаются гальки гранитов рапакиви. Выше залегают кварцевые песчаники, в которых имеются тонкие прослои алевролитов и глинистых сланцев. Осадочные отложения

рассекаются многочисленными дайками и sillами оливиновых долеритов (диабазы осью).

Обширное поле распространения иотнийских отложений установлено в результате геологического и геофизического (эхогеолокация, сейсморазведка) изучения дна южной части Ботнического залива [772]. Если судить по мощности иотнийских отложений в грабене Сатакунта, то в пределах дна Ботнического залива мощность этих осадков может достигь больших величин.

Иотнийские отложения грабена Мухос на западе Центральной Финляндии имеют протяженность около 50 км при ширине 11—24 км и простираются, как и иотний Сатакунты, на северо-запад в акваторию Ботнического залива. Формация Мухос начинается базальными конгломератами с угловатыми и окатанными гальками гранитов и сланцев, перекрываемыми аркозовыми песчаниками; выше залегает толща мощностью около 1000 м, представленная красными глинистыми сланцами и алевролитами с подчиненными тонкими прослоями аркозовых песчаников [706]. По данным Б. В. Тимофеева [268], отложения грабена Мухос в микрофитологическом отношении являются аналогами терской и турьинской свит южного побережья Кольского полуострова.

На западном побережье Ботнического залива граниты рапакви Гевле частично перекрываются иотнийскими песчаниками [421, 422]. В основании разреза находятся базальные конгломераты с большим количеством крупных галек порфира. Конгломераты перемежаются с тонкозернистыми красными песчаниками, переходящими выше в красные и белые кварциты со следами ряби, косой слоистостью, глинистыми гальками и трещинами усыхания. Песчаники прорваны пластовой интрузией амигдалоидных долеритов эффузивного облика (диабазы оше) площадью около 100 км², а также диабазами осью.

Граниты, анортозиты и габбро массива Нордингро перекрываются иотнийскими песчаниками на площади длиной около 60 км. Песчаники перекрыты sillом диабазов осью мощностью более 100 м. Максимальная мощность песчаников, сохранившихся под диабазами, около 60 м. В основании иотнийских отложений залегают аркозовые продукты выветривания мощностью несколько метров, постепенно переходящие выше в красноцветный песчаник со следами ряби, белые кварциты без следов ряби с прослоями серо-фиолетовых сланцев [470, 510].

Кольско-Скандинавское кольцо

В отличие от Онежско-Ботнического кольца в пределах Кольско-Скандинавского интрузивные породы среднего протерозоя тесно ассоциируют с их эффузивными аналогами, особенно в пределах Швеции, где они образуют протяженные зоны от севера страны до юго-восточного балтийского побережья. Поэтому совместное рассмотрение этих пород в данном случае является более целесообразным.

Интрузивные и вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя. Северо-восточная часть Кольско-Скандинавского кольца в пределах Кольского полуострова известна под названием Кольско-Норвежской синклинирной зоны, или Кольского мегасинклинория [237]. С северо-востока и юго-запада этот синклинорий ограничен глубинными разломами, по которым соответственно на него надвинуты Мурманский и Беломорский антиклинории.

Среднепротерозойские вулканогенно-осадочные породы в пределах Кольского мегасинклинория представлены имандра-варзугским и печенгским комплексами.

Имандра-варзугский комплекс заполняет грабен, ограниченный с юго-запада Терской глыбой, а с севера Центральнокольским горстом. Породы комплекса прослеживаются от истоков р. Бабьей на юго-востоке до оз. Имандра на северо-западе на расстоянии около 350 км при ширине от 2—5 км в верховьях р. Пулонги до 40—55 км в бассейне р. Варзуги. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного комплекса достигает в центральной части 19 км.

Согласно детальным исследованиям М. Т. Козлова [157], имандра-варзугский комплекс включает три крупных подразделения: имандра-варзугскую, умбинскую серии и ильменскую свиту, разделенные между собой перерывами в осадконакоплении и вулканической деятельности.

Имандра-варзугская серия (мощность 10 500 м) подразделена М. Т. Козловым [157] на восемь свит: романовскую, пурначскую, рижгубскую, стрельнинскую, сейдореченскую, варзугскую, титанскую и панареченскую.

Романовская свита (мощность до 200 м) представляет собой своеобразный базальный конгломерат, залегающий на размытой поверхности песчово-тундровой свиты кейвской серии и плагиогранитоидов архея. Гальки и валуны плагиогранитоидов, гнейсов, кварцита и кварца, включенные в толщу слюдистокварцевых сланцев с граватом и ставролитом, распределены преимущественно в нижних частях свиты.

Пурначская свита (мощность до 2000 м) характеризуется чередованием метаэффузивов основного состава: диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов.

Рижгубская свита (мощность до 300 м) в основании представлена андезитами, туфами и туффитами, выше — переслаивающимися полимиктовыми, аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками, известняками и доломитами.

Стрельнинская свита (мощность до 900 м) в основании содержит линзы и прослои туфобрекчий, сменяющихся выше чередующимися метавулканитами основного состава: порфиритами, мадельштейнами, диабазами, реже кварцевыми порфиритами, габбро-диабазами и андезитами.

Сейдореченская свита (мощность до 600 м) характеризуется чередованием олигомиктовых метапесчаников и кварцитов с поле-

вошпатовыми и редко аркозовыми метапесчаниками. В западной части распространения свиты в ее основании и верхах кварциты фациально замещаются алевритистыми филлитами.

Варзугская свита (мощность до 3000 м) почти на 80% сложена основными эффузивами, а именно: диабазами, габбро-диабазами, плагиоклазовыми и афанитовыми порфиритами, среди которых встречаются единичные покровные прослои андезитов и дацитовых порфиритов. Последние преобладают в верхней части свиты, где наблюдаются также миндалекаменные разновидности этих пород. В составе свиты изредка встречаются туфы и туфобрекчии.

Титанская свита (мощность до 2000 м) подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена чередованием афанитовых порфиритов, диабазов с миндалекаменной текстурой и андезитов, их туфов и туффитов с различными зелеными сланцами. Средняя подсвита включает однообразные зеленые сланцы по осадочным и вулканогенным породам. Нижняя часть верхней подсвиты в основании содержит кварциты, а выше характеризуется чередованием доломитов, кварцитов, зеленых сланцев, слюдястых кварцитов и туфогенных пород. В верхней половине подсвиты преобладают филлитовидные и графитоидные сланцы.

Панареченская свита (мощность до 1000 м) имеет три подсвиты. Нижняя подсвита сложена главным образом эффузивами (андезиты, дацитовые порфириты) и туфами, среди которых встречаются пласты сланцев и туффитов. Средняя подсвита начинается и заканчивается графитоидными сланцами, между которыми залегают туфы, основные эффузивы, линзы кварцитов, карбонатных пород и прослои зеленых филлитовидных сланцев. Верхняя подсвита начинается и заканчивается зелеными филлитовидными сланцами, между которыми переслаиваются порфириты, диабазы, туфы и кварциты.

Умбинская свита разделяется М. Т. Козловым [157] на две свиты: нижнюю, пурумвайскую, и верхнюю, юзинскую. Пурумвайская свита (мощность до 1000 м) подразделена на три подсвиты. Нижняя подсвита начинается туфоконгломератами, выше которых следует переслаивание туфопесчаников, филлитов и туфов. Средняя подсвита сложена зелеными сланцами. Верхняя подсвита состоит из туфобрекчий карбонатных пород, преимущественно доломитов. Юзинская свита (мощность до 1700 м) представлена чередующимися покровами метаэффузивов основного состава. Среди них выделяются различные порфириты, диабазы, их миндалекаменные разновидности и мандельштейны. Установлено пять горизонтов пирокластических пород, представленных туфами, туфобрекчиями, туффитами и тонкослоистыми туфопесчаниками.

Ильменская свита (мощность до 500 м) подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную туфами и туффитами основного состава, мощностью до 40 м, и верхнюю, сложенную чередующимися потоками порфиритов, мандельштейнов, диабазов, иногда габбро-диабазов.

Таким образом, формирование имандра-варзугского комплекса происходило в течение трех крупных циклов осадконакопления и вулкано-плутонизма, соответствующих трем главным стратиграфическим подразделениям, выделенным М. Т. Козловым [157] в пределах этого комплекса. Наряду с этим более дробные подразделения (свиты) отражают закономерное чередование ритмов осадконакопления и вулканизма. При этом нижняя часть ритма, как правило, представлена преимущественно осадочными отложениями, а верхняя — эффузивными образованиями. В соответствии с этим в пределах имандра-варзугской серии выделяется четыре ритма осадконакопления и вулканизма, характеризующихся парными свитами: романовской и пурначской, рижгубской и стрельнинской, сейдореченской и варзугской, титанской и панареченской. Умбинская серия также представлена подобной парной свитой, включающей пурумвайвскую (существенно осадочную) и юзинскую (эффузивную), что тоже соответствует осадочно-вулканогенному ритму, отвечающему в данном случае по объему циклу. И наконец, заключительный ритм, также совпадающий по объему с циклом, характеризуется ильменской свитой туфов и туффитов (в нижней подсвите) и эффузивов (в верхней). Обращает на себя внимание уменьшение масштаба осадконакопления и вулканизма от первого цикла к третьему. Это выражено соответствующим уменьшением мощности трех главных стратиграфических подразделений, что отражает уменьшение масштабов осадконакопления и вулканизма подвижных зон в условиях постепенного затухания глыбовых движений на субплатформенной стадии развития земной коры.

Печенгский комплекс, залегающий на северо-западе Кольского полуострова и известный западнее, в Норвегии, под названием формации петсамотунтурит [431], подразделяется на четыре свиты, соответствующие четырем циклам (ритмам) осадконакопления и вулканизма [307] (рис. 2).

Первая, луостарская, свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (мощность 150 м) сложена грубослоистыми конгломератами, аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломерато-брекчиями и валунно-глыбовыми конгломератами. Верхняя подсвита (мощность 1000 м) представлена роговообманковыми среднезернистыми диабазами, преобладающими в нижней части подсвиты, и миндалекаменными диабазами, преобладающими в ее верхней части.

Вторая, куэтсыярвинская, свита рассматривается в составе двух подсвит. Нижняя подсвита (мощность 200 м) включает кварциты, кварцито-песчаники, доломиты, доломитизированные известняки. Верхняя подсвита (мощность от 300—400 м в краевых частях Печенгской структуры до 1400 м в центральной ее части) в основании представлена магнетитовыми альбитофирами и туфоллавами, выше залегают афанитовые или мелкозернистые актинолитовые диабазы (нередко с текстурами шаровых лав) и туфоллавы.

Третья, сальмиярвинская, свита включает две подсвиты. Нижняя подсвита (мощность 200 м) в основании представлена туфогенными алевролитами, полимиктовыми песчаниками, выше — арко-

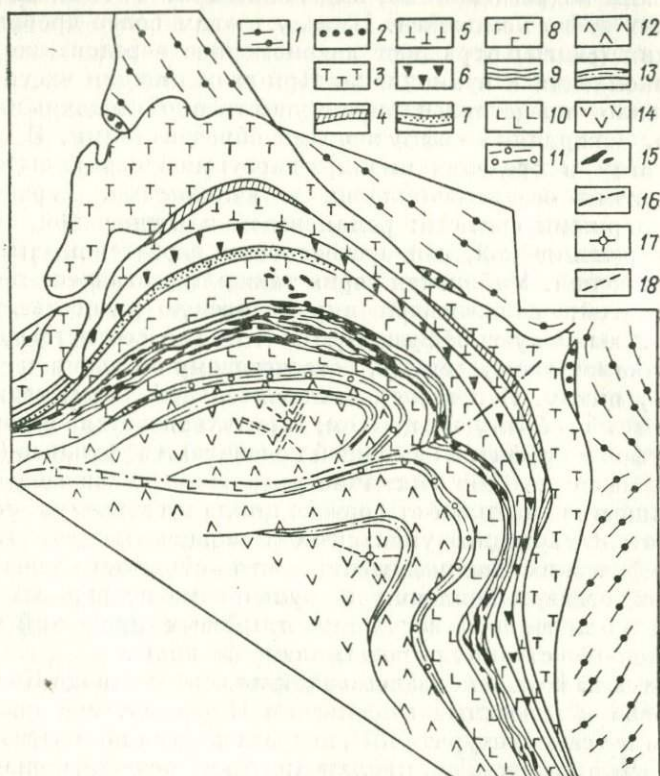


Рис. 2. Схема геологического строения Печенгской структуры, северо-запад Кольского полуострова, по Э. А. Поляк, Л. В. Турьмевой и Н. А. Егоровой [307].

Архей: 1 — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты по ним, полевошпатовые амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы.

Протерозой: 2 — полимиктовые конгломераты и аркозы; 3 — мндалекаменные роговообманковые диабазы; 4 — кварциты, доломиты; 5 — магнетитовые альбитофиры; 6 — актинолитовые диабазы, туфолавы; 7 — кварцито-песчаники, филлиты, доломиты; 8 — актинолитовые диабазы, зеленые сланцы; 9 — филлиты, алевролиты, туфы; 10 — авгитовые диабазы и вариолитовые афаниты; 11 — туфы основного и кислого состава, кварцевые порфиры, авгитовые диабазы; 12 — вариолитовые афаниты основного состава, авгитовые диабазы; 13 — туфы основного и кислого состава; 14 — вариолитовые афаниты и авгитовые диабазы; 15 — основные и ультраосновные породы дифференцированных интрузий; 16 — тектонические нарушения; 17 — предполагаемое положение вулканических жерл; 18 — радиальные трещины на участках жерл (по аэрофотоснимкам).

зами, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, переслаивающимися филлитами и песчанистыми доломитизированными известняками, туфами и туфосланцами. Верхняя подсвита (600 м) характеризуется перемежаемостью афанитовых, мелко- и среднезернистых диабазов с агломератовыми туфами.

Четвертая, ламмасская, свита подразделяется на две под-свиты. Нижняя подсвита (мощность от 20—30 м в краевых частях Печенгской структуры до 1000 м в центральной части) представлена четырьмя пачками, из которых три имеют ритмичное строение. Первая снизу пачка (мощность 400 м) сложена песчаниками, филлитами и алевролитами с мощностью ритмов 0,01—2,5 м. Вторая пачка (мощность 5—350 м) включает валунные и галечные конгломераты, песчаники и филлиты с мощностью ритмов 0,3—2 м. Третья пачка (мощность 300—600 м) характеризуется меньшей мощностью ритмов (0,02—0,4 м), преобладанием ритмичных слоев филлитов и алевролитов над песчаниками, появлением туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Четвертая же пачка (мощность 200 м) образована туфами и туфопесчаниками, туфоконгломератами, туффитами с подчиненными прослоями алевролитов и филлитов. Верхняя подсвита четвертой свиты в основании характеризуется многократной перемежаемостью туфогенных пород (до 17 прослоев) с диабазами, причем мощность туфовых прослоев вверх по разрезу уменьшается, а диабазовых увеличивается. Подсвита подразделяется на пять пачек. Первая пачка включает авгитовые диабазы и вариолитовые афаниты основного состава, вторая — туфы основного и кислого состава, кварцевые порфиры, авгитовые диабазы, третья — вариолитовые афаниты основного и ультраосновного состава, четвертая — основные и кислые туфы, пятая — вариолитовые афаниты основного и ультраосновного состава и авгитовые диабазы.

Согласно Э. А. Поляк, Л. В. Турылевой и Н. А. Егоровой, «Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс представляет собой стратовулкан, наиболее близкий к гавайскому типу, с преобладанием жидкой базальтовой лавы, бедной газами, и незначительным содержанием пирокластического материала. Заложение вулкана связано с условиями подвижной зоны, а основной этап формирования — с полуостровными. Такую последовательность подтверждают и петрохимические исследования, свидетельствующие о смене спилитов, свойственных первому вулканогенному ритму (соответствующему свите — *Р. Л.*), толентовыми базальтами (верхняя половина второго ритма, третий, четвертый ритмы), характерными для устойчивых областей» [307, с. 228].

В пределах Кольско-Норвежской синклинирной зоны ряд массивов щелочных гранитов (массивы Западных Кейв, района Белой тундры, горы Лаврентьевской, среднего течения р. Поноя и верхнего течения р. Стрельны, района оз. Пурнач и р. Березовой) сосредоточен в центральной части Кольского полуострова и приурочен преимущественно к тектоническим границам структурных блоков коры. Некоторые из этих массивов имеют отчетливое субконцентрическое строение, например массив района оз. Пурнач и р. Березовой, а также массив Чагвеуайв на северо-западе Кольского полуострова. В некоторых случаях охарактеризованы структуры рапакиви [394, 395].

В северо-западной части Кольского полуострова залегает щелочно-габброидный массив Гремяха-Вырмес, являющийся интрузией центрального типа.

В северной части Кольско-Скандинавского кольца, в Лапландии, вдоль разломов северо-восточного простирания залегает ряд гранитоидных массивов. В пределах Финляндии они представлены севернее массивом Инари (хета-граниты), приуроченным к разлому Киркенес — Инари, а южнее — массивами Наттастунтурит, Риестонваарат и Помоваарат, сложенных наттанен-гранитами [635, 661, 664]. В северо-западной части Кольского полуострова гранитоиды, известные под названиями ара-, поррьяс-, лица-гранитов [289] и приуроченные к Юоввоайвско-Урагубскому разлому, представлены (с северо-востока на юго-запад) массивами Арагубским, Большим Урагубским, Кядельявр, Лебьякка, Лица и Лотта (см. гл. IV). Кроме гранитов, эти массивы сложены гранодиоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, лампрофирами и толеитовыми диабазами. Преимущественно в гранодиоритах и кварцевых сиенито-диоритах встречаются структуры рапакиви. На юго-западе Юоввоайвско-Урагубского разлома, в 60 км восточнее массива Наттастунтурит, расположен массив Юоввоайв (Юоввунтурит) [114—119, 635].

Граниты Юоввоайвского массива, по данным Миккола [635, с. 18], идентичны с наттанен-гранитом, а также, согласно Л. Я. Харитонову [384, с. 335], наиболее сходны с ара-, поррьяс-гранитами и с гранитами Умбского массива на южном побережье Кольского полуострова. Хета-граниты рассматриваются Вяккюненом [742] как сходные с наттанен-гранитами, а последние считаются шведскими исследователями [742, с. 256] аналогами лица-гранитов Швеции. Автор, исследовавший ара-граниты (Арагубский массив), поррьяс-граниты (массивы Большой Урагубский и Кядельявр), лица-граниты (массив Лица), граниты Умбского массива и ознакомившийся с гранитами Юоввоайвского массива, принадлежность всех этих гранитов к одному формационному типу считает несомненной.

В Северной Норвегии, в зоне внешнего северного обрамления Кольско-Скандинавского кольца, среднепротерозойские осадочные и вулканогенные породы выделяются в составе групп (серий) Чараварре и Верхнего Райпас [431]. Серия Чараварре развита в Западном и Центральном Финмаркене. В нижней части она представлена конгломератами и аргиллитами с прослоями доломитов. В верхней части залегают грубозернистые полевошпатовые песчаники, иногда кварцитовые. Серия Верхний Райпас развита в двух тектонических «окнах» — Райпас и Кумагфьюгер, расположенных в поле каледонид на побережье Западного Финмаркена. Серия представлена сланцеватыми граувакками и сланцами, кварцитами и строматолитовыми известняками. В «окне» Кумагфьюгер эта серия включает также, по-видимому, вышележащую толщу аркозовых песчаников с прослоями и линзами

конгломератов. Толща имеет тектонические контакты с другими подразделениями пород. Она рассекается интрузиями габбро и серпентинитов.

В финской Лапландии внутреннее, южное обрамление северной части Кольско-Скандинавского кольца подчеркивается субшироко простирающимися породами серии Кумпу-Ораниэми, рассматриваемой Эскола [494] как позднекарельская. В основании эта серия представлена конгломератами с галькой нижележащих лапонийских зеленокаменных пород и сланцев, а также более древних гранито-гнейсов. Выше залегают разнообразные сланцы и кварциты. В составе серии присутствуют зеленокаменные породы и амфиболиты, в которых нередко наблюдается миндалекаменная и туффитовая текстуры [742].

На севере Швеции (лен Норботтен) интрузивные комплексы субиотния представлены сиенитами и гранитами лина [648], а на юго-западе (лен Вестерботтен) — гранитами сорселе [508]. Овалообразные и дугообразные в плане массивы указанных гранитоидов разделены трогам эффузивных и вулканогенно-осадочных пород [763]. К последним относятся конгломераты и основные эффузивы серии Бёлинге (лен Норботтен) [648] и конгломераты, граувакки, аркозы, песчаники, алевролиты и андезиты серии Варгфорс (лен Вестерботтен) [508].

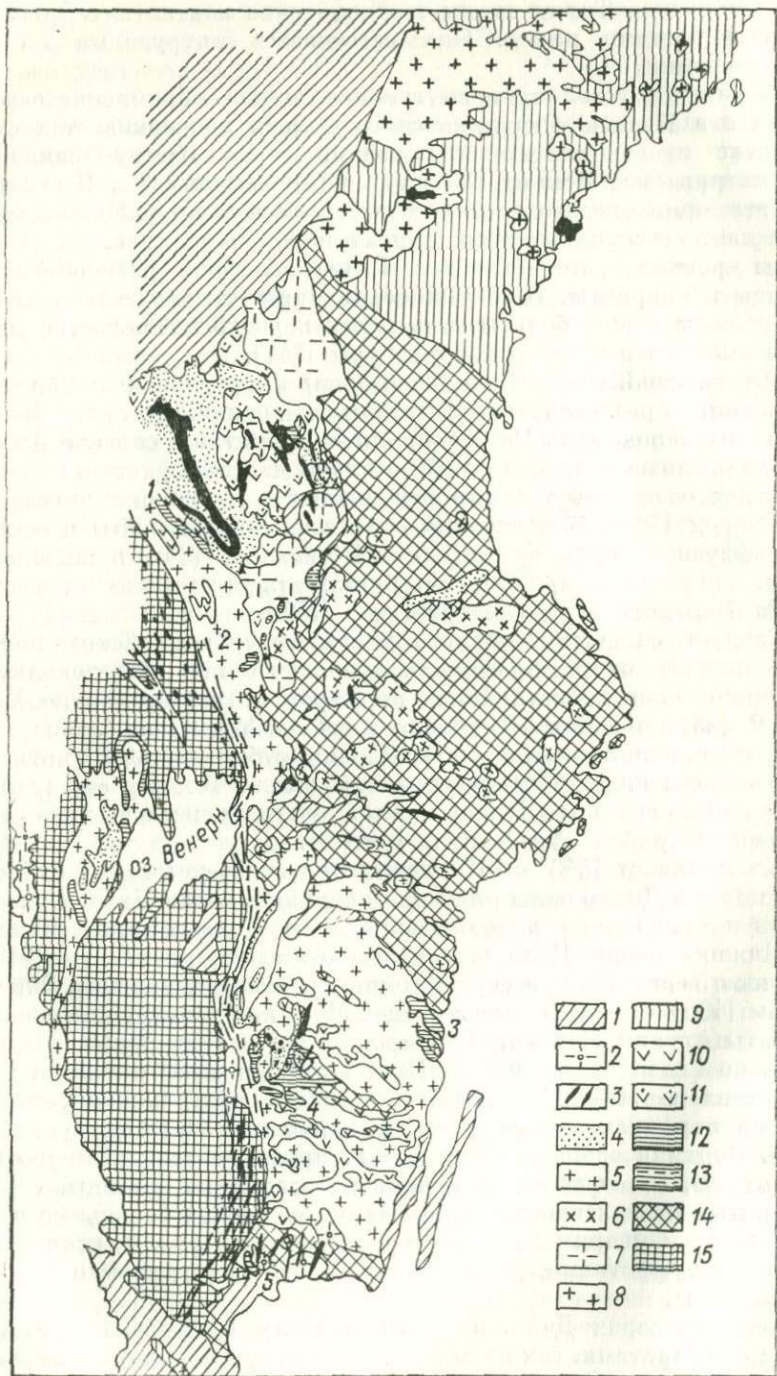
Следует ожидать широкого развития субиотнийских пород юго-западнее охарактеризованной области под каледонидами. Обширное поле субиотнийских порфириров охарактеризовано Хёгбомом [551] в районе Ямтланда в «окне» Муллфьялл.

Южнее, в центральной части Швеции, субиотнийские и потнийские породы широко распространены в лене Коппарберг (район Даларна) на границе с Норвегией и в прилегающем с востока лене Гевлеборг (район Лос-Хамра) (рис. 3).

Хьельмквист [543—545] подразделил отнесенные им к субиотнию породы Даларны на нижнюю и верхнюю серии Дала, основываясь на различиях вулканогенных и осадочных пород в них.

Нижняя серия Дала включает, согласно Лундквисту [619], верхнюю серию Лоос и серию Ноппи, рассматривавшиеся Эккерманом [466] вместе с нижней серией Лоос как доиотнийские эквиваленты ятулия Карелии (в широком понимании термина «потний», по Седерхольму [687]). Нижняя серия Лоос (снизу вверх) представлена зеленокаменными породами, агломератами, кварцевыми порфирами, порфирами, порфиrowыми туфами, вулканиитами. Верхняя серия Лоос включает аркозы с зеленокаменными обломками, беловато-серые кварциты, граувакки, сланцы, серые кварциты. Вышележащая серия Ноппи содержит базальные конгломераты и кварциты, светло-красноватые кварциты, кварцевые порфиры, туффитовые граувакки, граувакки, кварцитовые сланцы и кварциты.

Верхняя серия Дала, по Хьельмквисту [543—545], представлена порфиритами, так называемыми порфирами дала и эльвдалъ,



относимыми к игнимбрикам [542], а также конгломератами и песчаниками дигерберг, туфами и продуктами дезинтеграции вулкаников. Лундквист [619] в составе верхней серии Дала района Лос-Хамра выделяет песчаники, частично туфогенные, конгломераты, порфириты от основного до среднего состава, брекчии, агломераты, конгломераты и туффиты этих вулкаников, порфиры, в том числе с характерными для игнимбриков «пламенными» текстурами, брекчии и туффиты порфиров.

Среди вулканогенно-осадочных пород залегают крупные тела четырех петрографических разновидностей гранитов дала. Среди них граниты рэтан на северо-востоке, в районе Лос-Хамра, являются наиболее ранними, по крайней мере относительно верхней серии Дала [466, 619]. Граниты гарберг распространены преимущественно в центральной части площади развития эффузивов (лен Коппарберг). Граниты сильян на юго-востоке Даларны ограничены кальдерой так называемого «Сильянского кольца», заполненного ордовико-силурийскими отложениями. Роговообманковые, а иногда и пироксеносодержащие граниты ерна слагают крупные батолиты в южной части Даларны. Граниты рэтан и гарберг характеризуются петрографическими особенностями рапакиви.

Магматогенные породы Даларны простираются за пределы Швеции на запад, в Норвегию, где они известны под названием порфиров и гранитов трюсиль [560, 561, 668]. Нижняя часть серии Трюсиль содержит порфириты и пироксеносодержащие зеленокаменные породы. В верхней части присутствуют кислые вулканики с микросферолитовой основной массой. Граниты трюсиль варьирующего состава имеют тектоническую границу с порфирами.

Юго-западнее и южнее Даларны на обширной территории южной части Швеции распространены породы, известные под собирательным названием «граниты и порфиры смоланд» [413, 506, 647]. Они рассматриваются обычно в составе двух крупных массивов — Верmland и Смоланд. Субмеридионально-вытянутый массив Верmland простирается от восточного побережья оз. Венерн на север юго-западнее Даларны до границы с Норвегией, где граниты смоландского типа прослеживаются до района распространения гранитов и порфиров трюсиль. На юге, севернее

Рис. 3. Схема геологического строения Центральной и Южной Швеции, по И. П. Палею [277].

1 — рифейские, палеозойские и мезозойские отложения; 2 — анорогенные рифейские гранитоиды; 3 — основные породы иотния и рифей; 4 — песчаники и сланцы иотния; 5—7 — формация рапакиви (5 — готские граниты, 6 — пострасневекофенские граниты, 7 — граниты дала); 8, 9 — верхнесвекофенские геосинклиналильные образования (8 — синорогенные граниты, 9 — парагнейсы и сланцы серии Хорно); 10 — порфиры смоланд; 11 — порфиры дала; 12 — готские осадочно-вулканогенные отложения; 13 — эффузивно-осадочные отложения (нижняя серия Дала); 14 — гнейсы и граниты ранних свекофенид; 15 — доготские гнейсы и граниты.

Серии (цифры на карте): 1 — Дала; 2 — Рамсберг; 3 — Вестервик; 4 — Ветланд; 5 — Вестано.

оз. Веттерн, массив Верmland смыкается с массивом Смоланд, простирающимся в южном направлении до Карлсхамна на Балтийском побережье. «Все исследователи имеют единое мнение о тесной связи, существующей между вулканитами и гранитами. Вулканиты представляют собой раннюю фазу магматической деятельности, а граниты внедрились позже в «корни», сформированные эффузивами» [510, с. 104—105].

Среди гранитоидов выделяются красные микроклиновые граниты (красные вексо-граниты), преобладающие в массиве Смоланд, очковые граниты филипстад со структурой рапакиви, распространённые в массиве Верmland, и серые плагиоклазовые граниты, преобладающие также в массиве Верmland под названием кристенехами-гранитов, а в массиве Смоланд известные как серые вексо-граниты. Кроме того, присутствуют породы среднего и основного состава: кварцевые сиениты, диориты, монцониты, анортозиты, габбро.

Порфиры смоланд залегают среди гранитов смоланд в виде отдельных площадей субширотного простирания. Они представлены риолитами, дацитами и андезитами. Наряду с порфирами в подчинённом количестве присутствуют туфы и агломераты. Вулканогенная серия Смоланд перекрывает отложения серий Вестервик и Ветланд.

Эффузивно-осадочные отложения серий Вестервик, Ветланд и Вестано Юго-Восточной Швеции, отнесенные ранее Магнуссоном к готскому циклу, рассматриваются И. П. Палеем [278] как среднепротерозойские протоплатформенные образования. Серии Вестервик и Ветланд в виде изолированных участков расположены среди гранитов смоланд. Породы серии Вестано на юге Швеции несогласно залегают на свекофенских гнейсах основания, переходящих восточнее в сильнометаморфизованные гнейсы побережья Блекинге. Серия Вестервик сложена преимущественно кварцитами, их полевошпатовыми разновидностями, а также слюдяными сланцами, иногда содержащими андалузит и силлиманит. В кварцитах иногда содержатся мелкие прослой гематита и магнетита, местами наблюдаются косая слоистость и знаки ряби. Серия Ветланд состоит из песчаников, сланцев и конгломератов, а также присутствуют известняки, основные лавы и туфы с прослоями железных руд. Серия Вестано сложена слюдястыми сланцами, содержащими дистен и хлоритоид, слюдястыми кварцитами, а также содержит прослой конгломератов и метаморфизованных дацитов, туфов. Ниже кварцитов залегают метаморфизованные основные вулканиты (амфиболиты).

Считается [622], что интрузии смоланд прорывают серии Вестервик, Ветланд и Вестано. Весьма вероятно, что интрузивные породы смоланд и сопровождающие их вулканогенные образования простираются далее на юго-восток и восток в пределах дна Балтийского моря [537] и через острова Эланд и Готланд сближаются с Рижским массивом.

Рижский массив, перекрытый фанерозойскими отложениями Русской плиты, охватывает Курземский полуостров, а также прилегающую к нему часть дна Балтийского моря на западе и Рижского залива на востоке. Он представлен гранитами рапакиви, сиенитами, мангеритами, лабрадоритами, габбро, норвитами, перидотитами и промежуточными между этими породами разновидностями (см. гл. IV). В его пределах установлены кварцевые порфиры, рассматривающиеся как субиотнийские [33].

В западной части о. Саарема вблизи северного контакта Рижского массива выделена ундвандская толща вулканитов, включающая плагиоклазовые порфиры и кварцевые порфиры, которая вместе с осадочными и вулканогенными породами о. Суурсаари рассматривается в качестве хогландской серии (В. А. Пуура и другие).

В 350 км восточнее Рижского массива в фундаменте Русской плиты залегает Лужский массив, представленный гранитами рапакиви и габброидами, а в 350 км на восток-северо-восток от последнего в районе Белого озера — Белозерский массив гранитов рапакиви (по геофизическим данным).

Иотний. Наиболее обширная область распространения иотнийских образований в пределах Кольско-Скандинавского кольца находится в Даларне, где на размытой и выветренной поверхности субиотнийского комплекса Дала залегают песчаники дала, прорванные диабазами [466, 510]. Осадочные отложения мощностью до 800 м представлены в основании выветренной брекчией субиотнийских порфиров, переходящих вверх по разрезу в конгломераты. Самыми распространенными породами являются вышележащие красноватые кварцитовые песчаники, цемент которых иногда представлен туфовым и пепловым материалом. Кварцитовые песчаники содержат прослой туфитовых сланцев. В песчаниках сохранились волноприбойные знаки и косая слоистость, а в сланцах — трещины усыхания. Указанные отложения включают два горизонта нижнеиотнийских эффузивных ойе-диабазов мощностью 75—90 м. Порфиритовые ойе-диабазы содержат миндалины агата, хлорита и антигорита. Возможно, что силлы этих диабазов формировались в подводных условиях. На размытой поверхности ойе-диабазов местами залегают конгломераты с агатовыми гальками, которые, вероятно, возникли за счет дезинтеграции амигдалоидов ойе-диабазов.

Осадочные и эффузивные породы иотния Даларны рассекаются многочисленными дайками и силлами позднеиотнийских оливковых осбю-диабазов мощностью от долей метра до 50 м и более. Дайки осбю-диабазов простираются на северо-запад, как и многочисленные разломы, рассекающие песчаники дала. На юго-западе Даларны породы фундамента надвинуты на иотнийские песчаники, что свидетельствует о существовавших тангенциальных движениях в восточном направлении.

В Юго-Восточной Швеции, к востоку и юго-востоку от южной оконечности оз. Веттерн на площади около 380 км²

находятся иотнийские осадочные породы, известные под названием формации Альмесокра [467, 510]. На пенецпленизированном основании массива Смоланд залегают конгломераты из валунов гранитов и огнейсованных пород. Выше находятся белые и красные кварциты, сменяющиеся аркозовыми песчаниками. Затем следуют красные сланцы с прослоями красных и белых песчаников, сменяющиеся снова белыми и красными кварцитами. Верхнюю часть разреза составляют кварцитовые конгломераты. В ряде участков формация Альмесокра смята в складки преимущественно открытого типа, но иногда складки смяты более значительно. Гавелин [507] считал, что эти деформации обусловлены не только радиальными движениями по разломам, но и являются следствием воздействия тангенциальных сил, он указал место надвига гранитов фундамента на платформенные отложения формации Альмесокра.

Формация Альмесокра пересекается дайками и силлами диабазов, сходными с диабазами оёе, которые образуют зону субмеридионального простирания. Среди них встречаются дайки так называемых галечниковых диабазов, для которых характерно присутствие полосовидных зон, параллельных контактам даек и представленных породами формации Альмесокра. Особенно примечательны ксенолиты конгломератов, в которых гальки отделены одна от другой и цементируются диабазом. Иногда гальки слагают больше половины объема породы. Длина одной из таких даек около 30 км при мощности местами более 100 м. Наиболее вероятно, что галечниковые диабазы образовались в результате обрушения конгломератов в возникшие под ними трещинные полости, которые почти одновременно заполнялись долеритовой магмой [510].

Преимущественно субмеридиональная ориентировка сбросов, сдвигов и даек основных пород, а также наряду с этим субширотные открытые полости и основные дайки Юго-Восточной Швеции в районе оз. Веттерн Асклундом [418] рассматриваются как следствие тангенциального стресса восточного направления на указанной территории.

Иотнийские песчаники, залегающие на глубине 232 м ниже уровня моря под кембрийскими отложениями, вскрыты бурением на о. Готска-Сандён в Балтийском море в 40 км севернее о. Готланд [515].

Иотнийские отложения Западной Латвии залегают на эродированной поверхности пород Рижского массива. А. П. Биркисом и В. Я. Карпицким [33] они охарактеризованы по керну с глубины 1100—1500 м.

В скв. Пилтене-30 отчетливо выделяются две пачки: туфогенная и терригенная. В основании нижележащей туфогенной пачки (мощность 6,9 м) залегают мелкогалечные гравелиты, состоящие из угловатых обломков кварца, полевых шпатов и гранофировых гранитов. Обломки сцементированы песчано-глинистым материа-

лом. Вверх по разрезу эти породы переходят в туфогравелиты, над которыми залегает горизонт сильновыветренных кислых туфолав. Далее наблюдается частое чередование туфолав и туфогравелитов, сменяющихся чередованием гравелитов и гравелитовых песчаников. В верхней части туфогенной пачки гравелиты сменяются конгломератами, иногда содержащими валуны величиной до 40 см в поперечнике. Терригенная пачка (мощность 8 м) характеризуется чередованием алевролитов и песчаников. Иногда встречаются маломощные глинистые и гравелитовые прослои.

В скв. Павилоста-51 на выветренной поверхности субиотнийских кварцевых порфиров залегает гравелито-песчаниковая толща мощностью около 41 м, подразделяемая на две пачки. Нижняя пачка в основании представлена маломощным (0,2 м) прослоем мелкогалечных гравелитов, состоящих из обломков кварцевых порфиров, гранофировых гранитов, кварца и полевых шпатов. Выше наблюдается чередование косослоистых алевритовых песчаников и алевролитов. Последние преобладают в верхней части нижней пачки. Верхняя пачка начинается с крупнозернистых красноцветных песчаников, нередко с включениями гравийных обломков. Выше по разрезу песчаники становятся более мелкозернистыми и содержат тонкие прослои алевролитов, подчеркивающих косую слоистость пород. Прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов уменьшаются вверх по разрезу.

В скв. Адзе-Р3 вскрыты пикритоподобные порфириты, залегающие на эродированной поверхности гранофировых гранитов рапакиви. Сохранившаяся мощность покрова эффузивов около 5 м.

Польско-Норвежская депрессия

Депрессия в плане имеет форму дуги, изогнутой на юго-запад, и прослеживается от грабена Осло по прол. Каттегат к о. Борнхольм в Балтийском море. Юго-восточнее почти непрерывная область распространения среднепротерозойских и иотнийских пород на протяжении около 400 км охватывает крайнее северное побережье Польши и далее, на восток от Гданьска, широтную пограничную территорию Польши и Калининградской области СССР.

Интрузивные и вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя. Севернее Гётеборга (западное побережье Швеции) и западнее оз. Венерн на пенепленизированной поверхности гнейсов серии Стура-ле-Марstrand, имеющей местами каолиновую кору выветривания, несогласно залегает вулканогенно-осадочная серия Омоль, сопровождаемая интрузивным комплексом Омоль. Протяженность зоны около 250 км при ширине около 50 км.

Серия Омоль состоит из полевошпатовых кварцитов, конгломератов и метаморфизованных вулканитов (кварцевых порфиров, дацитов, андезитов, туфов и агломератов). В кварцитах, содержащих тонкие прослои гематита, отчетливо видна косая слоистость.

Магнуссон [622] сопоставляет серию Омоль с серией Вестервик.

Магматический комплекс Омоль представлен калиевым гранитом кропшефьель, богатым натрием гранитом омоль, диоритами и габбро. В районе Гётеборга порфириовидные разновидности этого комплекса известны как аским-граниты, а среднезернистые — как фролюндо-граниты. Граниты содержат включения пород, сопоставляемых с серией Омоль.

На шведских островах Костер близ границы с Норвегией Асклундом [423] охарактеризованы два интрузивных комплекса, более поздних по отношению к серии Стура-ле-Марstrand, но более древних, чем интрузии субмеридиональных даек костер-диабазов и бохус-гранитов дальсландия. Более ранний комплекс представлен дайками метадиабазов и кварц-полевошпатовых пород. Более молодой комплекс включает серию пород, изменяющихся по составу от гранита до анортозита и габбро. Этот магматический комплекс сопоставляется Асклундом [423] с комплексом Смоланд Юго-Восточной Швеции.

Судя по имеющимся описаниям [451, 645], к субиотнийским образованиям, по-видимому, относятся граниты сванеке на северо-восточной оконечности о. Борнхольм. В частности, как указывает Ню-Нюгорд [645], этим гранитам присущи формы выветривания, характерные для гранитов рапакиви Финляндии.

В фундаменте Русской плиты на северо-востоке Польши субширотная зона порфириовидных роговообманково-биотитовых гранитоидов и монцонитов с петрографическими чертами рапакиви, а также ассоциирующих с ними анортозитов, габбро и норитов названа Рыкой [672] Мазурским комплексом. В пределах этой зоны, протяженностью более 250 км, выделяются два массива гранитоидных пород и ассоциирующих с ними базитов: западный, Кентшинский, и восточный, Сувалкский. Возраст этих пород рассматривается как готский (среднепротерозойский) [137]. Юсковяк [572] считает, что разнообразные гранитоиды Мазурского комплекса близки к житковичским гранитам Белоруссии, а также пержанским, коростенским и осницким гранитам Украины.

К субиотнийским интрузивным образованиям северо-востока Польши отнесены Снярдовский сиенито-габброидный массив, Тайновский пироксенитовый массив с жилами шонкинитов, фойяитов и карбонатитов, Элкский (площадь около 400 км²) и Млавский (площадь около 800 км²) сиенитовые массивы.

Иотний. На о. Борнхольм к иотнийским образованиям, по-видимому, относятся дайки оливиновых диабазов, очень сходных с иотнийскими диабазами осбю, широко развитыми в Швеции. Максимальная мощность даек около 60 м, преимущественные простирания северо-восточные [451, 645].

Иотнийские отложения северо-востока Польши представлены кварцитами, кварцитовидными сланцами и пиррофиллито-кварцевыми сланцами [573]. Эти образования распространены в виде обособленных полос преимущественно субмеридионального про-

стирания, что объясняется их накоплением в грабенах и депрессиях, сформированных в результате раздробления доюртнийского фундамента готскими дислокациями. Иортнийский возраст указанных пород обосновывается их залеганием на пенепленизированной поверхности субюртнийских интрузивов, пространственная связь с которыми отчетливо устанавливается.

Предполагается, что туфы окрестностей Лэбы моложе песчаниковых отложений, но их совместное залегание нигде не установлено. Иортнийские кварциты в скважинах Острув Мазовецка и Пиш залегают субгоризонтально, а кварцитовидные сланцы, вскрытые скважинами Моньки и Забеле, наклонены под углом 40—70°, что объясняется влиянием разломов в более подвижных краевых зонах гранитоидных массивов.

Центральная часть Балтийского кратона

Как уже указывалось, центральная часть Балтийского кратона отличается преимущественной приуроченностью среднепротерозойских пород к протяженным грабен-синклиналям Восточно-Карельской и Восточно-Финляндской структурно-фациальных зон. Мощность осадочных и вулканогенных пород в пределах этих структур значительна в отличие от мощности среднепротерозойских отложений в пределах наложенных мульд на Карельском массиве.

Восточно-Финляндская структурно-фациальная зона в южной части представлена ятулийскими отложениями, прослеживающимися на северо-запад от Ладожского озера до оз. Пиэлисьярви на востоке Финляндии. Максимальная ширина распространения этих пород наблюдается близ Йознсуу. Севернее Восточно-Финляндская зона имеет субмеридиональное простирание. Карельские образования на этом участке известны под названием зоны Кайнуу, максимальная ширина которой устанавливается восточнее оз. Оулуярви.

В Приладожье и Центральной Финляндии ятулийская серия залегает на сариолийских конгломератах, но в основании ятулийских отложений зоны Кайнуу установлена каолиновая кора выветривания [494].

Нижний ятулий Приладожья представлен кварцевыми конгломератами, кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями кварцито-песчаников и сланцев. Средний ятулий в нижней части включает доломиты (преимущественно песчанистые) с прослоями глинистых сланцев и доломитовых известняков, а в верхней — глинистые и гематитовые сланцы, переслаивающиеся с доломитами и доломитовыми известняками. Верхний ятулий в нижней части характеризуется переслаиванием песчаников, глинистых сланцев, известняков, доломитов, а также слюдисто-кварцевых и шунгитовых сланцев. В слюдястых и шунгитовых сланцах залегают

силлы диабазов. Подобный же в целом состав ятулия и севернее Приладожья, на востоке Финляндии до оз. Пиэлисъярви [702]. В зоне Кайнуу, согласно Вяюрюнену [742], ятулийские серицитовые кварциты (фа́ция Кайнуу) перекрываются калевийской фацией Юракка, имеющей в основании конгломераты с галькой ятулийских пород. Конгломераты выше переходят в кварциты и филлиты, включающие силлы и покровы метадолеритов.

Так называемые западные карелиды Центральной Финляндии образуют прерывистую зону северо-западного простирания, субпараллельную Восточно-Финляндской зоне карелид. Западные карелиды развиты в 100 км западнее Йоэнсуу в районе Куопио, в 100 км север-северо-западнее Куопио в районе Виеремя и северо-западнее оз. Оулуярви (зона Кииминки). Ятулийские отложения района Куопио в основании представлены конгломератами и кварцитами, выше доломитами, графитовыми и слюдяными сланцами, в районе Виеремя — конгломератами и слюдяными сланцами, а в зоне Кииминки — конгломератами утаярви, кварцитами, аркозовыми сланцами, основными вулканитами, слюдяными сланцами и доломитовыми известняками. Зона Кииминки, по существу, примыкает к Онежско-Ботническому кольцу.

В пределах Восточно-Карельской структурно-фашиальной зоны, на востоке Карельского массива, среднепротерозойские породы сосредоточены в Шуэзерской структуре. Состав толщ сходен с таковым в Ветреном Поясе.

Грабен-синклинали и наложенные мульды, в пределах которых сосредоточены среднепротерозойские осадочные и вулканогенные породы, значительно распространены в пределах Карельского массива. Северо-западнее Онежской депрессии среднепротерозойские грабен-синклинали — Суоярвинская и Янгозерская — приурочены к север-северо-восточным разломам, трассирующим внутреннее обрамление Онежско-Ботнического кольца.

На протяжении 300 км на северо-запад от оз. Сегозеро прослеживаются осадки и вулканогенные породы среднего протерозоя, которые приурочены к зоне разломов, субпараллельной Восточно-Карельской.

У северного берега оз. Сегозеро указанные породы сосредоточены в Елмозерско-Сегозерской структуре, а на северо-западе — в Ухтинской. В целом ряде мульдообразных и грабен-синклиналиных структур среднепротерозойские образования распространены в разных частях Карельского массива. В различных количественных вариациях они в основном соответствуют сариолийской, ятулийской и суйсарской сериям, охарактеризованным ранее, с тем отличием, что ятулийские породы представлены сегозерским типом (сегозерская серия), стратотип которого устанавливается в районе оз. Сегозеро.

В составе ятулия здесь выделяются три толщи осадочно-эффузивных пород: кварцито-песчаниковая, песчанико-диабазовая и карбонатно-песчанико-глинистая [355].

Нижняя толща имеет в основании кору выветривания гнейсогранитов и сариолийских конгломератов, делювиально-элювиальную брекчию с песчано-карбонатным цементом и гранитно-кварцевые конгломераты. Эти породы перекрываются гравелитами, кварцито-песчаниками, глинистыми и карбонатными породами. В верхней части толщи залегает покров основных пород.

Средняя толща, лежащая с разрывом на покрове диабазов, начинается гравелитами и грубозернистыми кварцито-песчаниками, которые выше сменяются песчаниками с карбонатным цементом, глинистыми сланцами и затем вновь кварцито-песчаниками. Верхняя часть толщи сложена покровами основных эффузивов, состоящих из метапорфиритов, мандельштейнов, шаровых лав. Эффузивы переслаиваются с граувакками и туффиитами.

Верхняя толща залегает на выветренной поверхности эффузивов и начинается кварцевыми гравелитами или грубозернистыми кварцито-песчаниками, выше следуют циклично переслаивающиеся равномернозернистые кварцито-песчаники и пестрые глинистые сланцы, песчаники с карбонатным цементом и в кровле толщи — пестроцветные известняки и доломиты.

Характерной особенностью ятулийских отложений сегозерского типа является широкое развитие гетерогенных обломочных пород с отчетливо выраженными признаками формирования в условиях мелководья (слоистость разного типа, знаки ряби, трещины усыхания и пр.) и в сравнении с ятулием онежского типа незначительное развитие карбонатных пород.

Особый интерес представляет центр Балтийского кратона, расположенный в северной половине Карельского массива. Морфология этой структуры в плане была установлена лишь в результате исследований с помощью искусственных спутников Земли. На космическом телеснимке отчетливо выделяются кольцевой грабен, внешний диаметр которого достигает почти 200 км, и внутреннее поднятие диаметром около 100 км. Как и в пределах других кольцевых структур Балтийского кратона, в зоне разрывных нарушений центрального кольцевого грабена не только в среднем протерозое, но, весьма вероятно, и в более поздние эпохи тектогенеза происходили дифференциальные движения и просадочные явления по разломам, обусловившие дробление и соответственно более интенсивную дезинтеграцию пород в этой зоне, чем и объясняется проявление кольцевой структуры в современном рельефе.

Контуры этой структуры подчеркиваются, в частности, субокруглым расположением рек и озер в данном районе Карелии (район пос. Ухта) и на прилегающей территории Финляндии. Центральный кольцевой грабен Балтийского кратона еще требует своего специального исследования.

Южно-Русский кратон

Пространственное расположение среднепротерозойских и юрских пород в пределах Южно-Русского кратона подчинено в целом тем же закономерностям, которые характерны для подобных образований Балтийского кратона. Это выражено в субконцентрическом расположении зон указанных пород относительно внешних границ кратона, с одной стороны, и относительно его центра — с другой.

Центральная часть Южно-Русского кратона

Подобно центральной части Балтийского кратона центральная часть Южно-Русского кратона осложнена системой разломов северо-западного простирания, ограничивающих Днепровско-Донецкий авлакоген. Примечательной особенностью этой структуры на участке Большого Донбасса является поднятие мантийной поверхности и сокращение мощности базальтового слоя [358], фиксирующие центр Южно-Русского кратона. Неоднократная активизация зоны глубинного разлома, к которому приурочен Днепровско-Донецкий авлакоген, после среднепротерозойского тектоно-магматического цикла (особенно в девоне — карбоне) отличалась в целом отсутствием инверсии, за исключением локальных инверсий отдельных блоков [317]. Современное строение авлакогена определяется указанной направленностью его развития, в то время как на средне- и верхнепротерозойском этапе эволюции амплитуда радиальных смещений этой структуры относительно обрамляющих его блоков коры была, возможно, меньшей, чем в настоящее время.

Днепровско-Донецкий авлакоген (синклиорий) разделяет Южно-Русский кратон на две антиклинорные части: Украинский щит на юго-западе и Воронежский кристаллический массив на северо-востоке.

Украинский щит

Интрузивные породы среднего протерозоя на северо-западе щита представлены Коростенским, а в центральной части Корсунь-Новомиргородским плутонами, включающими граниты рапакиви, монциты, лабрадориты, габбро-нориты, пироксениты и диабазы (см. гл. IV). На юго-востоке щита сиенитовые породы сосредоточены в Приазовском массиве. В целом эти массивы образуют зону северо-западного простирания, подчеркивающую юго-западное обрамление Южно-Русского кратона. Формация аляскитовых гранитов Украинского щита включает чержаские, сырницкие, львовковские и устиновские граниты, размещающиеся в зоне субширотного Пержванского разлома у северного контакта Коростенского массива.

О. Б. Гиятовым [96] было показано, что Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны приурочены одновременно к внешним ограничениям структур типа малых кольцевых лунных морей диаметром около 400 км (рис. 4).

Вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя, установленные северо-западнее Коростенского плутона, состоят из основных и частично средних вулканитов, переслаивающихся с конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Эти образования слагают белоковичскую, озарянскую и сушанскую свиты. Последняя, вероятно, является возрастным аналогом первых двух свит, но отличается более высокой степенью метаморфизма [151]. Не следует исключать возможности отнесения к среднему протерозою гранитоидов, а также метаморфизованных пара- и ортопород осницкого комплекса, что согласуется с данными изотопного возраста этих пород и их структурным положением в субширотной грабен-синклинальной депрессии, приуроченной к северо-западной окраине Коростенского массива.

Иотний. Породы верхнего протерозоя, которые сопоставимы с типичным иотнием, представлены збраньковской и толкачевской свитами овручской серии. Овручская серия залегает на эродированной поверхности гранитов рапакви северной части Коростенского плутона в широтной грабен-синклинали (см. рис. 23). Протяженность грабена около 80 км, ширина от 6 на востоке до 20 км на западе. Южный борт полого погружается на север под углом $5-10^\circ$, северный — крутопадающий и нарушен широтными сбросами, осложненными субмеридиональными разломами. В истории формирования овручской серии выделяются два конседиментационных тектонических цикла. Во время первого цикла сформировалась збраньковская осадочно-эффузивная свита мощностью около 320 м. В основании она представлена кварцевыми конгломератами с делювиальным цементом, выше — кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, иногда с примесью туфогенного материала, а также покровами эффузивов, состав которых изменяется от миндалекаменных диабазов до кварцевых порфиров. Отложения второго цикла представлены толкачевской свитой, включающей кварцитовидные песчаники и пиррофиллитовые сланцы.

Кристаллический фундамент Белоруссии

Сублатформенные граниты Белоруссии представлены округлым массивом диаметром около 40 км, залегающим в 150 км юго-западнее г. Минска близ г. Иванцевичи [112]. К северо-западу от г. Иванцевичи на протяжении 150 км прослеживаются средне-верхнепротерозойские альбит-микроклиновые и мусковит-серцит-кварцевые метасоматиты, сосредоточенные в грабенообразной структуре северо-восточного направления, которая подчеркивает контур северо-западного обрамления Южно-Русского кратона.

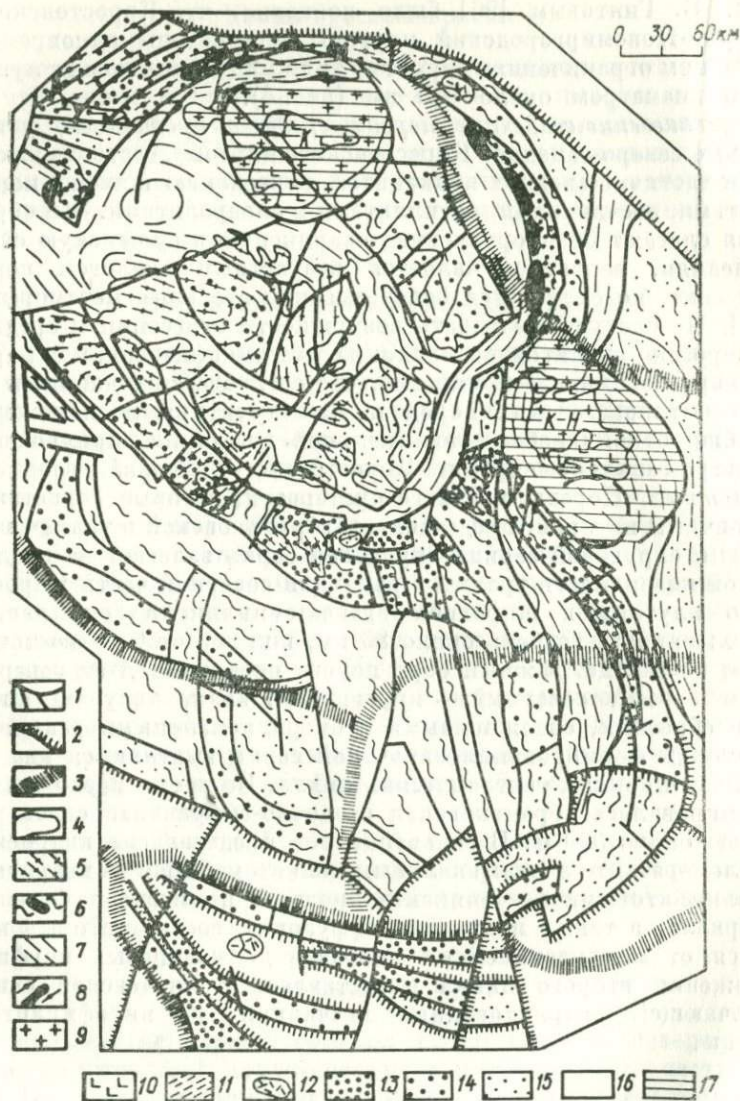


Рис. 4. Тектоническая карта Северной и Южной кольцевых структур докембрия Украинского щита, по О. Б. Гинтову [96] (упрощено).

1 — разломы, перемещения по которым продолжались в фанерозое; 2 — разломы, перемещения по которым продолжались в фанерозое; 3 — границы основных геотектонических регионов; 4 — границы распространения докембрийских комплексов.

Архейский структурный этаж: 5 — днестровско-бугская серия и подольский комплекс.

Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж: 6 — бугская серия и связанный с ней комплекс гранитоидов и мигматитов (черное — приразломные интрузии габброидов, метаморфизованных до стадии пироксеновых гнейсов).

Нижнепротерозойский структурный этаж: 7 — тетеревская и ингульская серии, кировоградско-житомирский комплекс.

Среднепротерозойский тектоно-магматический этап эволюции коры в данном регионе ознаменовался формированием двух формационных зон: восточной, Воронежско-Калачеевской (Липецкая, Воронежская, Ростовская области), и западной, Тимской (восточная часть территории Курской магнитной аномалии).

Общее северо-западное простирание среднепротерозойских осадочных и вулканогенных пород, подчеркивающее контур северо-восточной и восточной окраин Южно-Русского кратона, определяется их приуроченностью к грабен-синклиналим структурам, ограниченным протяженными разломами северо-западного простирания и осложненным поперечными разломами северо-восточного направления.

Интрузивные породы среднего протерозоя представлены несколькими массивами гранитов, наиболее крупными из которых являются Павловский и Лискинский. По данным М. Д. Бердникова [26], Павловский массив площадью около 100 км² представлен субконцентрически залегающими порфировидными гранитами, граносиенитами, сиенитами, сиенито-диоритами и непорфировидными гранитоидами. Все массивы залегают в единой зоне северо-западного простирания, являющейся зоной переработки позднекарельским тектогенезом нижнесвекофенско-карельских образований. Эта зона, ограниченная разломами, отделяет Тимскую структурно-формационную зону от Воронежско-Калачеевской [270]. На северо-западе последней находится Ольховский массив, представленный в центре гранитами, которые окружены кольцом габброидных пород.

Вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя в Воронежско-Калачеевской зоне представлены воронцовской серией и простираются на расстояния около 400 км в северо-западном направлении, имея ширину около 250 км. Эта зона подразделяется на две подзоны: западную, Воронцовско-Лосевскую, представленную в основании разреза субвулканическими и эффузивными породами основного и среднего состава, а в верхней части — вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями, и восточную, Бобровско-Воронцовскую, песчанико-сланцевую с подчиненным развитием вулканогенных и туфогенных пород. Для Воронцовско-Лосевской подзоны характерно проявление интенсивных процессов гранитизации вулканогенных и осадочных образований.

Среднепротерозойский структурный этаж: 8 — осницкий комплекс (черное — приразломные интрузии габброидов).

Формация рипакиви (К — Коростенский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский комплексы): 9 — гранитоиды; 10 — габбро-норит-лабрадориты.

Верхнепротерозойский структурный этаж: 11 — овручская серия; 12 — предполагаемые интрузивы или вулканоплутоны центрального типа.

Уровень эрозионного среза блоков: 13 — наиболее низкий (наиболее приподнятые участки земной коры); 14 — низкий; 15 — средний; 16 — высокий; 17 — наиболее высокий (наиболее опущенные участки земной коры).

Эта подзона отделена от Бобровско-Воронцовской Лосевско-Мамонтским разломом северо-западного простириания, характеризующимся развитием милонитов и бластомилонитов шириной до 1,5—3 км.

Породы воронцовской серии осложнены системой широких складок, пересекающихся системой разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простириания. Складчатые структуры в сочетании с разломами определяют структурное положение многочисленных интрузий основного и ультраосновного состава, с которыми связаны промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд.

Тимская зона в отличие от Воронежско-Калачеевской характеризуется формированием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в относительно небольших по площади синклинорных структурах, наследующих нижнепротерозойский структурный план.

Для Тимской зоны характерен основной магматизм, а для Воронцовско-Калачеевской — основной и ультраосновной.

Иотний. Начало платформенного этапа развития Воронежского кристаллического массива в верхнем протерозое ознаменовалось излиянием базальтов и андезито-базальтов, становлением дифференцированных интрузий габбро-долеритов, а также небольших, нередко дайкообразных гранитоидов [270]. Структурный контроль расположения перечисленных магматогенных пород определяется системой разломов, сформированных до верхнего протерозоя.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Наиболее детально тектонические условия осадконакопления и морфология тектонических структур среднепротерозойских отложений изучены в Карелии [180, 182, 355—357]. Комплексные геолого-литолого-вулканологические исследования позволили получить информацию о характере конседиментационных тектонических движений и облике тектонических структур, сформировавшихся одновременно с осадконакоплением. Наряду с этим В. А. Соколовым [356] дана характеристика тектонических структур как предшествующих ятулийско-суйсарскому осадконакоплению, так и постседиментационных, что позволяет с достаточной полнотой осветить геологическую эволюцию указанного региона в среднем протерозое.

Краткое изложение результатов этих исследований необходимо для понимания истории тектонического развития земной коры на субплатформенной стадии развития вообще и интерпретации имеющихся сведений о тектонических структурах рассматриваемой эпохи в менее изученных областях.

Согласно В. А. Соколову [356], сумийско-сариолийские отложения по составу и объему осадочных пород, по составу и харак-

теру излияния вулканитов соответствуют орогенным образованиям заключительных этапов развития нижнепротерозойской геосинклинали. Ятулийско-суйсарские образования рассматриваются как катаплатформенные (субплатформенные. — *Р. Л.*), соответствующие конседиментационному этапу тектонического развития в среднем протерозое. Последующий, собственно платформенный, этап тектонической эволюции рассматривается как постседиментационный, приведший к преобразованию конседиментационных структур в результате блоковых движений по расколам нескольких генераций.

Сариолийские конгломератовые толщи, залегающие согласно с подстилающими их основными эффузивами сумия, переслаивающиеся с последними и связанные с ними фациальными переходами по латерали, или образуют изометричные в плане синклинальные структуры, или слагают линейные синклинальные складки длиной до нескольких десятков километров. Угол падения пластов в крыльях складок от 90 до 30°. Анализ площадного распространения и мощностей пород сумийско-сариолийского комплекса на территории Карелии показывает, что их формирование происходило в тектонических трогах (грабенах) меридионального и северо-западного направления с резкой контрастностью колебательных движений. Центральные части грабенов заполнялись лавами, которые к бортам грабенов или выклинивались, или фациально сменялись агломератовыми и конгломератовыми толщами. Сумийско-сариолийский тектонический этап завершился сариолийской складчатостью, во время которой сумийско-сариолийские отложения были смяты в пологие открытые широкие складки с преобладанием субмеридионального простирания. Наряду с этим в сариолийский период сформировались и субширотные складки, вызвавшие флексуорообразные поперечные перегибы субмеридиональных.

Сумийско-сариолийский этап геосинклинального развития в нижнем протерозое отделен от субплатформенного среднепротерозойского ятулийско-суйсарского периода этапом преобладающих воздыманий коры и пенепленизации доятулийских образований, что выражено площадной корой химического выветривания, а также элювием с песчанистым и карбонатным цементом. Профили предьятулийской коры выступают как свидетели этапа относительного тектонического покоя, вслед за которым наступил бурный ятулийско-суйсарский период, разделяющийся, как уже указывалось ранее, на три тектонические фазы (цикла): нижне-, среднеятулийскую и верхнеятулийско-суйсарскую. В каждой из них происходили колебательные вертикальные движения блоков основания, определившие размещение зон седиментации.

Для всех трех фаз ятулийско-суйсарского периода установлены общие тектонические закономерности и связанные с этим особенности осадконакопления и вулканоплутонизма. Дифференцированные движения блоков основания в начале каждой фазы

отличались преобладанием нисходящих движений, вызывавших трансгрессии бассейнов и формирование трансгрессивных осадочных серий. Последующие движения блоков имели преимущественно восходящую направленность, которая обуславливала регрессивный характер осадконакопления и сопровождалась активным вулканоплутонизмом. Следствием указанной тенденции тектонического развития коры в ятулии-суйсарии является циклическое чередование осадочных и вулканогенных толщ, когда в основании каждого из трех подотделов (серий) залегают осадочные, а в кровле вулканогенные породы. Каждый цикл начинался с размыва подстилающих пород, и каждому циклу предшествовал этап относительного тектонического покоя.

История тектонического развития Карелии в ятулии-суйсарии, согласно В. А. Соколову [356], представляется следующим образом.

В нижнем ятулии на территории Центральной и Северной Карелии произошло расчленение доятулийского пенефлена разломами северо-западного простирания, обусловившими линейную конфигурацию горстов и грабенов с суммарными нисходящими колебательными движениями у различных блоков. В совокупности они образовали Карельскую седиментационную область в Центральной и Северной Карелии и Финляндскую область на востоке Финляндии. Эти области в целом отвечают Восточно-Карельской и Восточно-Финляндской синклинорной зонам, выделявшимся ранее [385, 742], но отличаются от последних более уточненными контурами областей осадконакопления и вулканоплутонизма. В Южной Карелии (в пределах Онежско-Ботнического кольца. — *Р. Л.*) все более отчетливо проявлялись расколы субширотного и северо-восточного направления, положившие начало возникновению в среднем ятулии Южно-Карельской впадины. Подводящие каналы излияний основных лав в конце нижнего ятулия были сосредоточены как в пределах формировавшегося Онежско-Ботнического кольца (Северное Прионежье, Северо-Карельская зона и зона Кеми — Рованиэми), так и на границе раздела Карельской седиментационной области с выступами фундамента карелид.

В среднем ятулии продолжались нисходящие движения в Карельской седиментационной области и возникла Южно-Карельская седиментационная впадина, отделявшаяся от первой Северо-Онежским выступом. Как и в нижнем ятулии, центры вулканизма среднего ятулия были приурочены к границам раздела впадин с выступами.

Верхнеятулийско-суйсарская фаза отличалась дальнейшим углублением ранее заложенных впадин. В Южно-Карельской области еще резче проявились субширотные направления разломов, наряду с которыми локально проявлялись поперечные разломы субмеридионального направления. Вулканические излияния происходили в две стадии, причем вторая стадия (собственно

суйсарская) характеризовалась большей глубиной заложения магмоподводящих разломов, чем предшествующие ятулийские излияния.

Ятулийско-суйсарские тектонические структуры представляют собой одно- или двусторонние грабены или серии грабенов, в которых в плане выделяются кулисообразно расположенные брахиформные синклинали и антиклинали. Синклинали имеют овальные или линейно-овальные контуры с падением крыльев под углом $20-40^\circ$ при быстром выполаживании. Протяженность складок от 5—12 до 30—60 км при ширине от 0,5 до 6—15 км. Среди антиклиналей выделены два типа. Для первого типа характерны брахиантиклинали длиной 1,5—9 км при ширине до 3 км, в ядре которых часто обнажаются породы доятулийского основания. Угол падения крыльев до 60° . Антиклинали второго типа имеют в плане линейно-вытянутую форму.

Для ятулийских структур характерна меняющаяся ундуляция осей складок, отчего в плане синклинали и антиклинали «составляют по простиранию цепочки замкнутых брахиоформных складок. В поперечном разрезе видно, что синклинали шире антиклиналей. Они различаются симметричным или асимметричным строением, крутизной залегания крыльев. В антиклиналях, сложенных кварцитами, чаще устанавливаются коробчатые арковидные контуры при пологом широком своде и крутом флексуриобразном залегании крыльев. Карбонатно-терригенные породы чаще образуют гребневидные острые антиклинали» [356, с. 63]. Во многих структурах контуры прямолинейны и обусловлены разломами, отделяющими ятулийские породы от основания. Однако на морфологию ятулийских и суйсарских складок существенное влияние оказали и внутренние разломы разной амплитуды. Вдоль таких разломов наблюдаются подвороты крыльев складок, образования флексур и сжатых складок, расланцевание пород, дробление структур на блоки и т. д. При этом чем выше по разрезу находятся отложения, тем полнее развиты в них складки, что и обусловило некоторое различие складок в нижнеятулийских и суйсарских отложениях.

Постседиментационный этап развития тектонических структур характеризуется преобразованием конседиментационных структур в ходе блоковых движений. Простирание постятулийских структур иногда ориентировано под углом от 10 до 40° к простиранию конседиментационных складок, вследствие чего в плоскости эрозионного среза в контурах ятулийских структур видны асимметричные выступы и выпуклости, согласные с косесекущими разломами и складками вдоль них. Новые формы складок в конседиментационных отложениях, связанные с блоковыми движениями, возникали в условиях изгиба слоев над расколами и вдоль расколов, пересекающих эти отложения, а также в условиях сжатия при надвиговых перемещениях блоков по наклонным расколам.

При небольшой амплитуде перемещения блоков по вертикальным разломам образовывались брахиантиклинальные складки. На крыльях таких складчатых структур возникали крутые флексуры с быстрым выполаживанием пород на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей.

При значительной амплитуде вертикальных движений в вулканогенно-осадочных отложениях возникали разрывы с перемещением блоков вдоль них, образованием приразломных подворотов крыльев складки, формированием горстов и грабенов. Взброшенные части складок в дальнейшем были полностью или частично уничтожены эрозией, и поэтому в настоящее время обнажены лишь фрагменты этих складок (одно- или двусторонние грабены, асимметричные синклинали и т. д.).

Надвиговый характер движения блоков приводил к формированию в приразломной части линейных складок с крутым, иногда опрокинутым залеганием крыльев.

При указанном разнообразии постседиментационных тектонических структур на более консолидированных блоках земной коры преобладают открытые складки с пологими крыльями, получившие название «наложенных мульд» [182]. В подвижных участках между блоками земной коры преимущественно распространены складки с крутыми крыльями.

НАПРАВЛЕННОСТЬ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ СТРЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕГАКОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Совокупность имеющихся геолого-геофизических сведений о надвиговых дислокациях в пределах Балтийского кратона позволяет сделать некоторые обобщения, касающиеся направленности тангенциальных стрессов, обуславливающих возникновение надвигов при формировании мегакольцевых структур. Кратко они сводятся к следующему.

Тангенциальные стрессы направлены от периферии кратона к его центру. Они выражены в форме надвигов кольцевых горстов на кольцевые грабены (рис. 1). Эти стрессы обусловлены уменьшением размеров Земли и соответственно ее поверхности в условиях гравитационного сжатия на стадии перехода от геосинклинального режима к платформенному. Образование надвигов является конкретным выражением уменьшения земной поверхности в указанных условиях.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ СУБИОТНИЙСКИХ И ИОТНИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В свете изложенного о сосредоточении осадконакопления и вулканоплутонизма среднего протерозоя в грабенах, совокупности которых в пределах кратонов образуют кольцевые структуры, являвшиеся в иотнийскую и последующие эпохи зонами повышен-

ной тектонической активности, осадконакопления и магматической деятельности, следует отметить справедливость высказанного полстолетия назад предположения Гейера [509] о приуроченности образований субиотния и иотния к зонам особой мобильности земной коры. Еще ранее Хёгбом [552] указывал, что существующие данные не подтверждают мысли о том, что в прошлом иотнийские осадки слагали сплошной чехол на значительной территории Балтийского щита. По мнению Хёгбома [552], осадконакопление происходило в отдельных разобщенных впадинах, дно которых более или менее постепенно погружалось вдоль сбросов. Тёрнебом [732] утверждал, что только подобным опусканием дна впадин можно объяснить мощность песчаников Дала.

Современные исследования полностью подтверждают эти высказанные ранее представления. Указанное подтверждается, в частности, и результатами наблюдений над современными тектоническими движениями в Финляндии [739], согласно которым северное побережье Финского залива и область распространения западных карелид Финляндии являются зонами относительного погружения земной коры со скоростью от 0,1 до 0,5 мм в год.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ

Внутреннее строение комплексов формации рапакиви изучено с разной детальностью. Недостаточность сведений о внутренней структуре ряда комплексов обусловлена как объективными причинами (плохая обнаженность, неотчетливая проявленность директивных текстур), так и нередко отсутствием специальных структурно-геологических исследований на основе методических рекомендаций, которые были бы разработаны на примере хорошо обнаженных комплексов порфиоровидных гранитоидов с отчетливо выраженными директивными текстурами. В результате многие карты и схемы строения комплексов формации отличаются полным или почти полным отсутствием данных об ориентировке директивных текстур в породах, а выводы некоторых исследователей о внутреннем строении комплексов базируются на абсолютизации единичных отрывочных, а иногда и неоднозначно трактуемых наблюдений.

Совокупность структурно-геологических и геофизических сведений позволяет в настоящее время охарактеризовать определяющие черты геологического строения и механизма формирования комплексов формации рапакиви. С этой целью ниже приводится описание геологического строения ряда разновозрастных комплексов формации разных регионов. Некоторые из них, а именно: сложные комплексы Арагубский, Большой Урагубский, Кядельявр и Лебяжка на северо-западе и Умбский на юге Кольского полуострова, Салминский в Южной Карелии, Выборгский (восточная часть) на северном побережье Финского залива и Бердя-

ушский на Урале — изучались самим автором. Характеристика других или приводится на основании совокупности геолого-геофизических данных (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский сложные комплексы Украины, Рижский и Лужский комплексы фундамента Русской плиты), или заимствована непосредственно из публикаций.

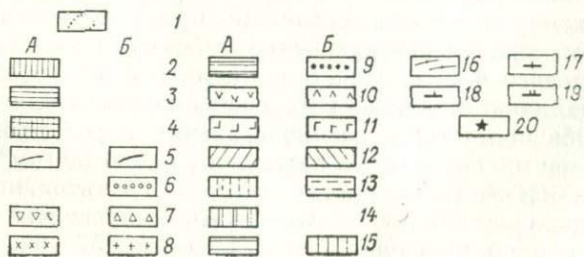
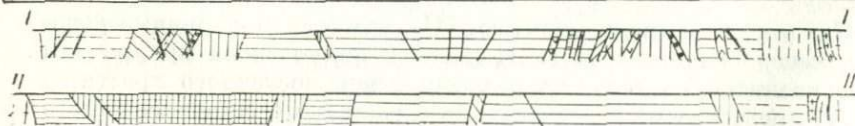
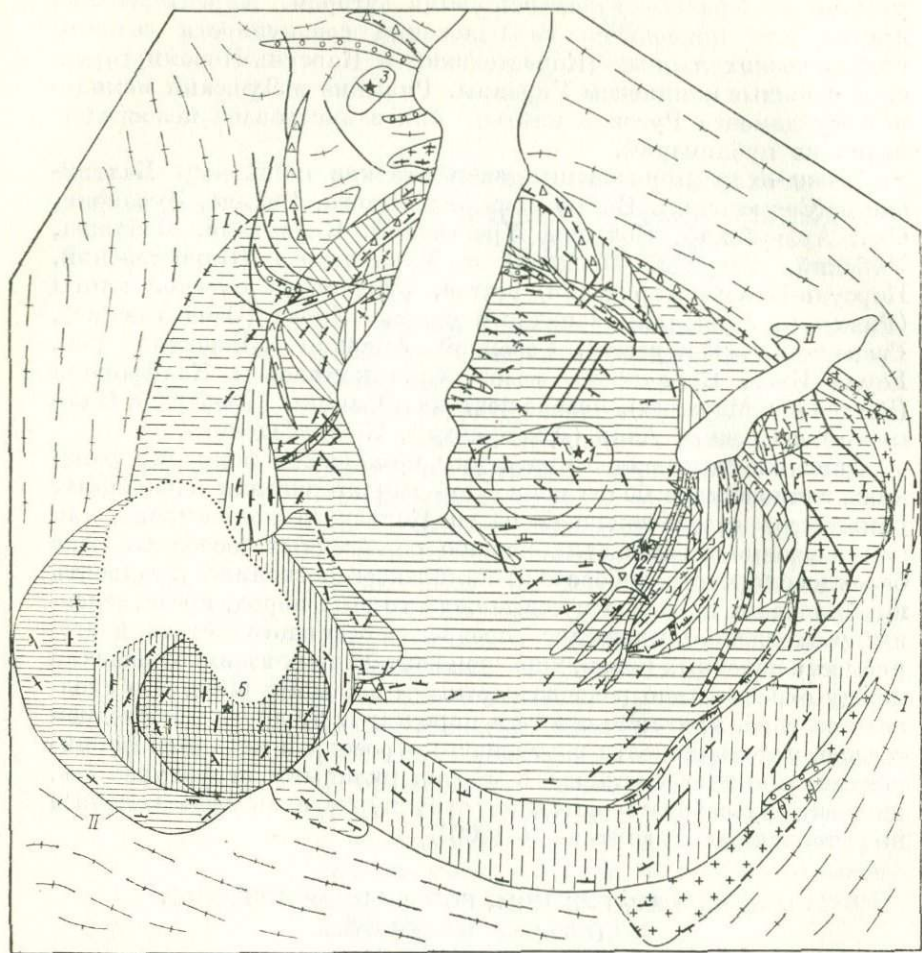
Ниже охарактеризованы докембрийские комплексы Балтийского (Салминский, Выборгский, Ахвенисто, Вехмаа, Эурайоки, Ова, Арагубский, Большой Урагубский, Кядельявр, Лебяжка, Умбский, Рагунда, Вродаль) и Украинского (Коростенский, Корсунь-Новомиргородский) щитов, фундамента Русской плиты (Рижский, Лужский), западного склона Урала (Бердяушский), Гренландии (Тасиуссак), Северной Америки (Инчантид Рок, Гоулд Батт, Киглапейт), мезозойские комплексы Калифорнии (Рэтлснэйк Маунтин), северо-востока Франции (Требёрдан-Плюманак) и Средней Азии (Джамакский, Кошрабадский).

Описание внутренней структуры комплексов формации рапакви начинается с более подробной характеристики однотипных комплексов северо-западной части Кольского полуострова, так как изучение именно этих хорошо обнаженных (особенно близ баренцевоморского побережья) комплексов позволило установить в их пределах парагенетические ряды горных пород, представленных разновидностями кислого, среднего и основного состава, повторяемость подобных рядов, характер контактовых взаимоотношений между относительно разновозрастными породами разного и сходного состава, критерии отличия пород друг от друга в последнем случае, закономерности внутреннего строения и механизм формирования комплексов пород с маргинационными структурами и, наконец, разработать методику структурного анализа массивов порфиroidных гранитоидов [209].

МАССИВЫ АРАГУБСКИЙ, БОЛЬШОЙ УРАГУБСКИЙ, КЯДЕЛЪЯВР И ЛЕБЯЖКА

Как уже указывалось (см. гл. III), комплексы формации рапакви северо-западной части Кольского полуострова приурочены к Юоввоайвско-Урагубскому разлому северо-восточного простирания. На пересечении этого разлома с разломами северо-западного простирания преимущественно и залегают гранитоидные массивы. Они расположены на протяжении около 200 км и пересекают простирание на северо-запад архейские гнейсо-граниты и гранодиориты Мурманского блока, гнейсы и мигматиты кольской серии, гранулиты Лапландии, нижнепротерозойские отложения тундровой серии. Общая площадь распространения пород протерозойских гранитоидных комплексов составляет около 900 км².

Состояние изученности протерозойских гранитоидных комплексов северо-западной части Кольского полуострова определяется рядом опубликованных исследований [57—62, 64, 65,



114—119, 126, 203, 206, 208, 209, 289, 635]. А. А. Полкановым [289] порфиридные граниты этих комплексов были названы «рапакивиподобными». Автором [205], И. Д. Батневой и И. В. Бельковым [16, 17] рассматриваемые комплексы отнесены к формации рапакиви. Ниже дана краткая обобщенная характеристика этих однотипных образований.

Структурно-геологическое изучение массивов Арагубского, Большого Урагубского, Кядельявр и Лебяжка (рис. 5—8) позволило автору [203, 208, 209] установить, что последние являются сложными многофазными интрузивными образованиями, формирование которых происходило в четыре этапа плутонизма. Сопоставление данных об относительной последовательности формирования пород в каждом массиве сделало возможным построить общую схему последовательности формирования пород разных интрузивных фаз начиная с наиболее ранних.

I комплекс: 1) граниты и гранодиориты типа питерлита и выборгита, 2) кварцевые сиенито-диориты.

II комплекс: 1) граниты типа питерлита, 2) гранодиориты типа выборгита, 3) кварцевые сиенито-диориты типа выборгита, 4) крупнозернистые диоритовые лампрофиры, 5) метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами.

III комплекс: 1) граниты типа питерлита, 2) среднезернистые гранодиориты, граниты и аплиты, пегматиты и кварцевые жилы, 3) мелкозернистые диоритовые лампрофиры, 4) метабазиты и диабазы, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами.

IV комплекс: граниты типа питерлита.

Арагубский массив (рис. 5) расположен у побережья Баренцева моря, зал. Ара пересекает его на две части. Наибольшие размеры массива в поперечнике составляют около 7 км с северо-востока на юго-запад и 8 км с северо-запада на юго-восток. Площадь массива около 60 км². В пределах массива выделено четыре комплекса пород.

Рис. 5. Структурно-геологическая карта Арагубского массива, северо-запад Кольского полуострова. Составил Р. З. Левковский [208].

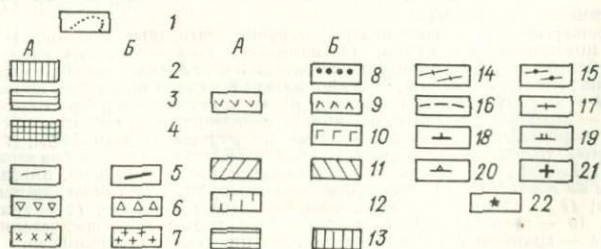
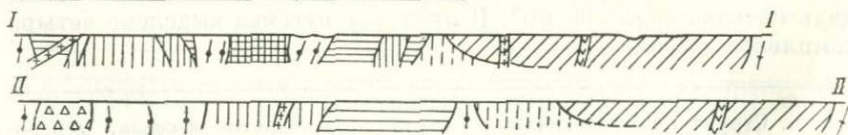
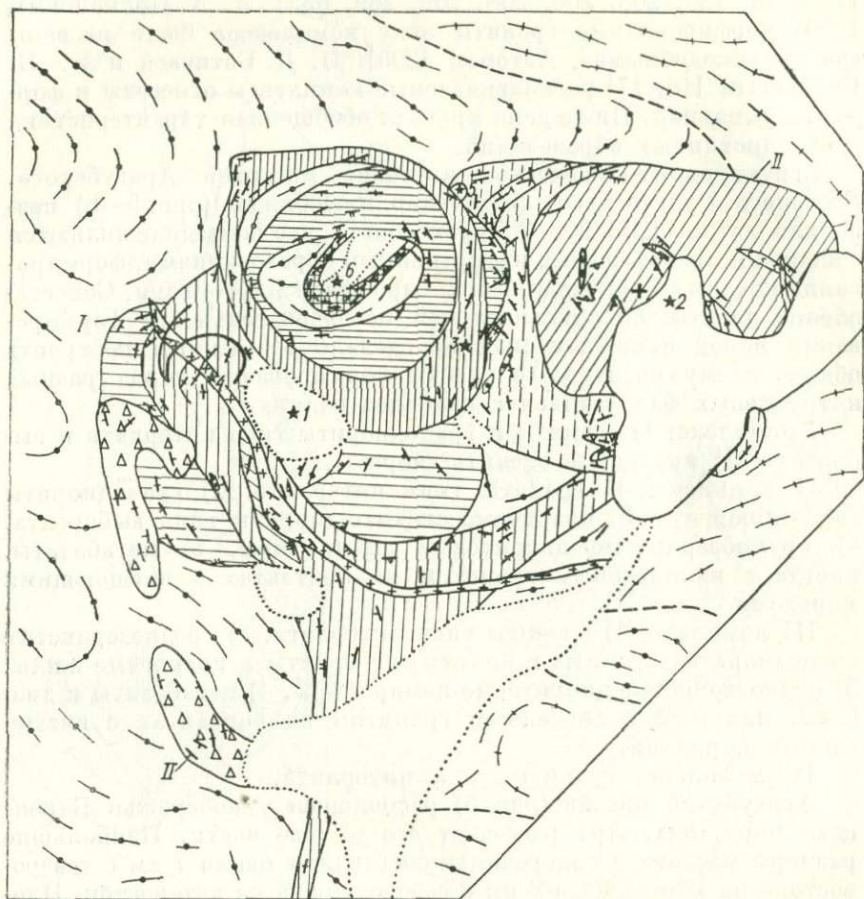
I — четвертичные отложения.

Средний протерозой: А — конические интрузии, выводные каналы; Б — кольцевые интрузии, прямолинейные дайки. IV комплекс: 2—4 — граниты типа питерлита (2 — с серовато-белым кварцем, размер мегакристаллов калиевого полевого шпата около 0,5 см, 3 — с голубоватым кварцем, размер мегакристаллов калиевого полевого шпата около 1,0 см, 4 — с голубоватым кварцем, размер мегакристаллов около 0,5 см).

III комплекс: 5 — диабазы и метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами; 6 — мелкозернистые диоритовые лампрофиры; 7 — среднезернистые граниты, гранодиориты, аплиты и ассоциирующие с ними пегматиты и кварцевые жилы; 8 — граниты типа питерлита. II комплекс: 9 — метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами; 10 — крупнозернистые диоритовые лампрофиры; 11 — кварцевые сиенито-диориты типа выборгита; 12 — гранодиориты типа выборгита; 13 — граниты типа питерлита. I комплекс: 14 — среднезернистые сиенито-диориты; 15 — граниты и гранодиориты типа питерлита и выборгита.

Архей: 16 — олигоклазовые гнейсы-граниты и гранодиориты Мурманского блока.

Углы падения плоскостепенных текстур: 17 — от 90 до 85; 18 — от 85 до 60; 19 — от 60 до 30°. 20 — центры плутонизма.



Большой Урагубский массив (рис. 6) расположен западнее Большого Урагубского озера и в пределах его дна. Наибольшие размеры массива в поперечнике составляют около 13 км с северо-востока на юго-запад и 8 км с северо-запада на юго-восток. Площадь массива около 90 км². В массиве выделено четыре комплекса пород.

Массив Кядельявр (рис. 7) залегает юго-западнее оз. Кядельявр, которое разделяет его с северо-восточной стороны на две части. Наибольшие размеры массива в поперечнике составляют около 12 км с северо-востока на юго-запад и 9 км с северо-запада на юго-восток. Площадь массива около 120 км². В массиве представлены породы трех комплексов.

Массив Лебяжка (рис. 8) находится западнее оз. Нял. Он состоит из двух сближенных округлых в плане участков. Наибольшие размеры западного участка около 12 км в субширотном направлении и 8 км в субмеридиональном, восточного — 6 км в субширотном направлении и 5 км в субмеридиональном. Площадь массива примерно 130 км².

Породы, слагающие интрузии, сформированные в течение одной и той же фазы плутонизма, но залегающие в разных массивах, характеризуются почти одинаковыми особенностями текстуры, структуры, количественно-минералогического и химического состава при некоторых различиях в степени проявленности плоскопараллельных текстурах, которые менее отчетливо проявлены в породах Арагубского массива, более отчетливо в породах Большого Урагубского массива и еще более отчетливо в породах массивов Кядельявр и Лебяжка. Соответственно с увеличением размеров массива наблюдается увеличение зернистости пород.

Породы, слагающие интрузии разных этапов, но имеющие близкий химический состав, характеризуются разными текстурными особенностями.

Многофазность формирования изученных массивов установлена на основе наблюдений над характером залегания контактов

Рис. 6. Структурно-геологическая карта Большого Урагубского массива, северо-запад Кольского полуострова. Составил Р. З. Левковский [208].

I — четвертичные отложения.

Средний протерозой: *A* — конические интрузии, выводные каналы; *B* — кольцевые интрузии, прямолинейные дайки. *IV комплекс*: 2—4 — граниты типа птерлита (2 — с голубоватым кварцем, размер мегакристаллов калиевого полевого шпата около 0,5 см, 3 — с серовато-белым кварцем, размер мегакристаллов калиевого полевого шпата около 1,0 см, 4 — с голубоватым кварцем, размер мегакристаллов около 0,5 см). *III комплекс*: 5 — диабазы и метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами; 6 — среднерезистентные граниты, гранодиориты, аплиты и ассоциирующие с ними пегматиты и кварцевые жилы; 7 — граниты типа птерлита. *II комплекс*: 8 — метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контактах с вмещающими породами; 9 — крупнозернистые диоритовые лампрофиты; 10 — кварцевые сиенито-диориты типа выборгита; 11 — гранодиориты типа выборгита; 12 — граниты типа птерлита. *I комплекс*: 13 — граниты и гранодиориты типа птерлита и выборгита.

Архей: 14 — олигоклазовые гнейсо-граниты и гранодиориты Мурманского блока; 15 — слюдяные гнейсы кольской серии; 16 — границы архейских пород. *Углы падения* плоскопараллельных текстур: 17 — от 90 до 85; 18 — от 85 до 60; 19 — от 60 до 30; 20 — от 30 до 5; 21 — от 5 до 0°. 22 — центры плутонизма.

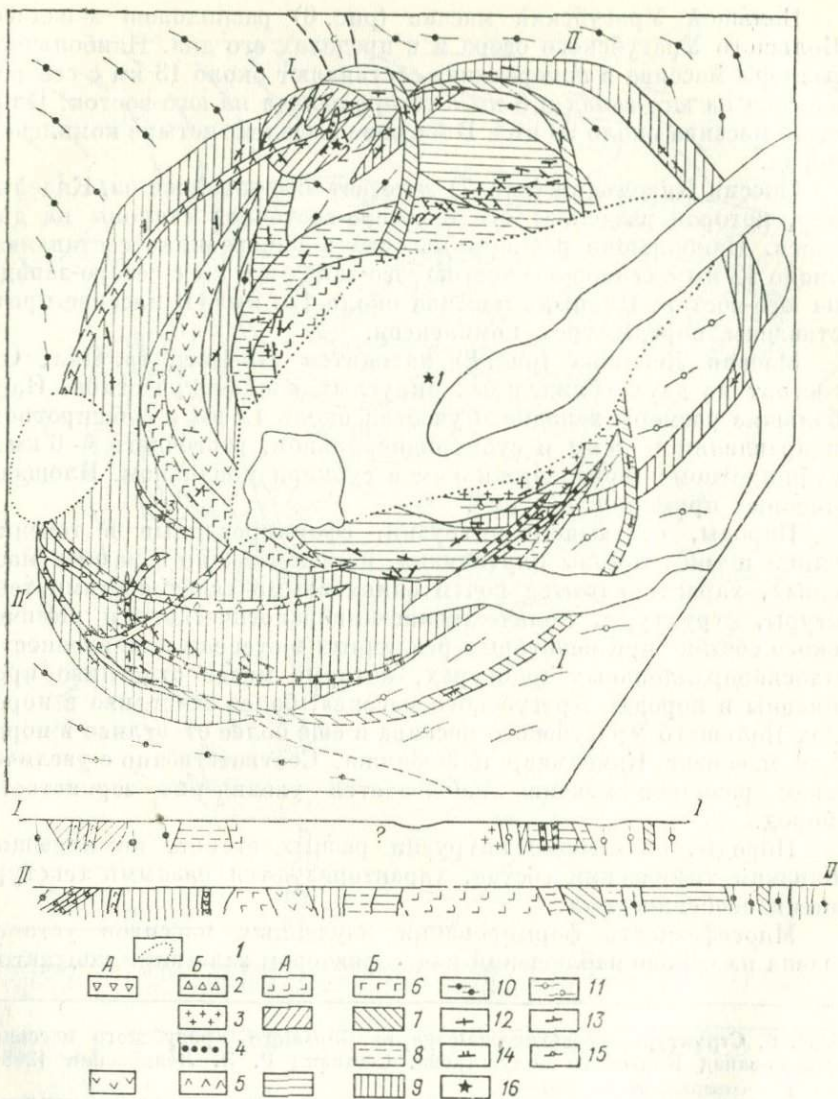


Рис. 7. Структурно-геологическая карта массива Кядельявр, северо-запад Кольского полуострова. Составил Р. З. Левковский [208].

1 — четвертичные отложения.

Протерозой: А — конические интрузии, выводные каналы; Б — кольцевые интрузии, прямолинейные дайки. III комплекс: 2 — среднезернистые граниты, гранодиориты, аплиты и ассоциирующие с ними пегматиты и кварцевые жилы; 3 — граниты типа питеерлита. II комплекс: 4 — метабазиты, иногда с палингенным гранитом на контакте с вмещающими породами; 5 — крупнозернистые диоритовые лампрофиты; 6 — кварцевые свенито-диориты типа выборгита; 7 — гранодиориты типа выборгита; 8 — граниты типа питеерлита. I комплекс: 9 — граниты и гранодиориты типа питеерлита и выборгита.

Архей (кольская серия): 10 — слюдяные гнейсы; 11 — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы с амфиболовыми разновидностями и прослоями амфиболитов.

Углы падения плоскостепенных текстур: 12 — от 90 до 85; 13 — от 85 до 60; 14 — от 60 до 30; 15 — от 30 до 5°. 16 — центры плутонизма.

между разновидностями пород и плоскопараллельных текстур в последних. Совокупность полученных данных позволила установить определенные закономерности, присущие указанным структурным элементам в пределах изученных массивов.

Контакты гранитоидов, сyenито-диоритов и лампрофиров с вмещающими породами характеризуются следующими особенностями:

- а) отчетливой поверхностью соприкосновения между разновидностями пород, макроскопически отличающихся друг от друга;
- б) отсутствием уменьшения зернистости в эндоконтактах интрузивных тел,
- в) наличием в экзоконтактах интрузивных образований зон наложенной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной контактовой поверхности.

На контакте метабазитов и диабазов с породами гранитоидного состава иногда наблюдается зона палингенового гранита, образованного в результате переплавления вмещающих пород во время внедрения магмы основного состава. В случае отсутствия палингенового гранита в эндоконтакте диабазов присутствует зона закладки.

Плоскопараллельная текстура, свойственная всем разновидностям пород, за исключением диабазов и находящихся с ними на контактах палингеновых гранитов, как правило, ориентирована субпараллельно контактам интрузий с вмещающими породами. Это дает возможность использования указанных текстур при изучении массивов так, как обычно используются предполагаемые первичные текстуры течения для выяснения внутренней структуры интрузивных образований.

Изучение характера залегания контактов разновидностей пород, встречающихся внутри массивов, и плоскопараллельных текстур в них позволило установить, что внутреннее строение массивов отличается определенной особенностью, заключающейся в неполнокольцевом, подковообразном, а иногда и полнокольцевом строении интрузий, слагающих массивы. Интрузии разных этапов, а иногда и отдельных фаз располагаются вокруг разных центров, что особенно хорошо проявлено в Большом Урагубском массиве. Наряду с этим интрузии, сформированные в течение одной фазы плутонизма, характеризуются двояким залеганием относительно центра, вокруг которого они расположены. По характеру наклона к указанному центру различаются интрузии, контакты которых с относительно более древними породами и плоскопараллельная текстура пород, слагающих эти интрузии, наклонены к центру. Контактная поверхность таких интрузий подобна поверхности опрокинутого конуса. Интрузии такой формы известны в геологической литературе под названием конических.

Наряду с коническими различаются интрузии, контакты которых с относительно более древними породами и плоскопараллельные текстуры слагающих их ортопород наклонены в сторону от центра или вертикальны. Контактная поверхность этих интрузий

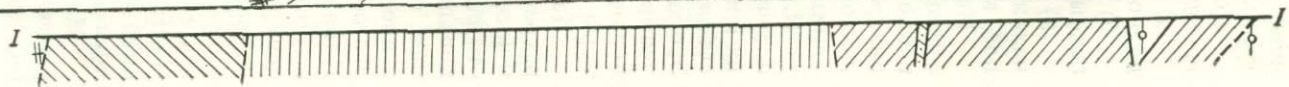
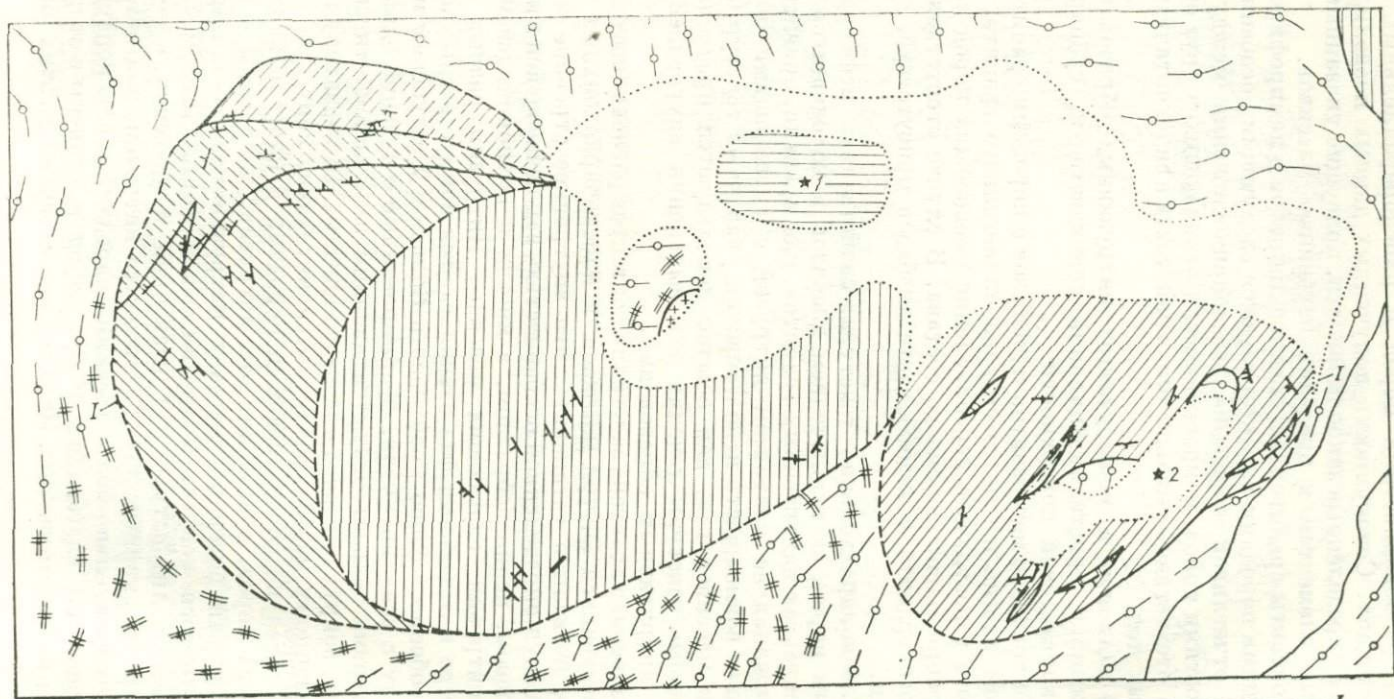
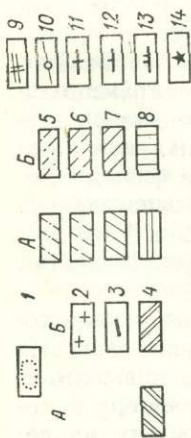


Рис. 8. Структурно-геологическая карта массива Лебяжка, северо-запад Кольского полуострова. Составил Р. З. Левковский.



1 — четвертичные отложения.
 Средний протерозой: А — конические интрузии, выходы каналы; Б — кольцевые интрузии, призматические дайки. III юмалекс: 2 — граниты типа штерлита; 11 юмалекс: 3 — метагабиты; 4 — крупнозернистые диоритовые лампрофиты; 5 — кварцевые диориты типа выборгита; 6 — гранодиориты типа выборгита; 7 — граниты типа штерлита. I юмалекс: 8 — граниты типа штерлита, 9 — порфиробластические граниты по гнейсовому субстрату.

Архей: 10 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы кольцевой серии.
 Углы падения плоскопараллельных текстур: 11 — от 90 до 85; 12 — от 85 до 60; 13 — от 60 до 30°; 14 — центры плутонизма.

подобна поверхности усеченного конуса или цилиндра. Интрузии указанной формы известны под названием кольцевых.

При непосредственных геологических взаимоотношениях между конической и кольцевой интрузиями, сформированными в течение одной фазы плутонизма и представленными макроскопически идентичными порфиоровидными гранитоидами, противоположный характер залегания плоскопараллельных текстур относительно центра позволяет установить контактовую зону между этими интрузиями, по одну сторону от которой наблюдается наклон указанных текстур к центру, а по другую — от центра.

УМБСКИЙ МАССИВ

Умбский (Умбинский) массив (рис. 9, вкладка) расположен на южном побережье Кольского полуострова. На побережье, включая Турий полуостров, залегает лишь северная половина Умбского массива, в то время как южная часть, судя по гравиметрическим данным, покрыта водами Кандалакшского залива Белого моря. Наибольшие размеры массива с учетом геологических и геофизических данных 65 км в субширотном направлении и 50 км в субмеридиональном, а площадь массива в целом около 3000 км².

Изученность Умбского массива представлена рядом опубликованных исследований [17, 24, 25, 63, 70—74, 104, 121, 207, 302, 378, 592]. Д. С. Белянкиным и В. И. Влодавцем [24] гранитоиды этого массива были названы «рапаквивидными».

Массив приурочен к Северо-Кандалакшской зоне разломов северо-западного простирания, ограничивающей с северо-востока Кандалакшский грабен [375, 388]. В зоне разлома вмещающие гнейсы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, что связывается с надвиговыми дислокациями [310]. К северо-востоку от разлома гнейсы метаморфизованы в условиях силлиманит-биотит-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации. Породы Умбского массива и перекрывающие его потнийские отложения терской и турьинской свит прорваны палеозойскими

щелочно-ультрабазитовыми интрузиями центрального типа и дайками щелочных диабазов.

Породы массива характеризуются отчетливой плоскопараллельной ориентировкой мегакристаллов калиевого полевого шпата или их агрегатов и минералов основной массы в порфиroidных разновидностях и отчетливой плоскопараллельной ориентировкой минералов в равномернoзернистых разновидностях, что подчеркивается аналогичной ориентировкой удлинённых линзовидных, шпирообразных включений меланократовых пород.

В пределах Умбского массива автором [207] выделены три комплекса пород, сформированных соответственно в три этапа плутонизма, в каждом из которых выделяется несколько интрузивных фаз, представленных телами кольцевого и конического строения.

Кольцевые и конические интрузии разных комплексов, а иногда и одного комплекса субконцентрически залегают вокруг разных центров. Контактные участки между крупными интрузивными телами нередко представляют собой зоны интенсивной дезинтеграции и образуют в рельефе трогообразные депрессии. Плоскопараллельные текстуры пород, как правило, ориентированы субпараллельно контактам интрузивных тел с вмещающими породами. В ряде случаев в пределах площади распространения одной и той же разновидности пород установлено двоякое залегание плоскопараллельных текстур по отношению к центру, подобно тому как это наблюдалось в конических и кольцевых интрузиях одной и той же фазы плутонизма в охарактеризованных выше гранитоидных комплексах северо-западной части Кольского полуострова. Максимальные в поперечнике (диаметре) размеры совокупностей интрузий, представленных породами I, II и III комплексов, закономерно уменьшаются, составляя соответственно около 50, 25 и 15 км. В пределах каждого комплекса мощность интрузивных тел, представленных породами разного состава, закономерно уменьшается от интрузии 1-й фазы, наиболее удалённой, к последующим, залегающим ближе к центру.

I комплекс. Породы этого комплекса в форме дугообразных в плане интрузивных тел, изогнутых на восток и простирающихся южнее под водную поверхность Белого моря, приурочены к центрам 1—3 в западной части Умбского массива. Максимальная мощность интрузивных тел уменьшается от гранитов 1-й фазы, залегающих восточнее, к породам последующих фаз, залегающих западнее, и составляет соответственно около 18, 5, 2 и 1 км для пород первых четырех фаз. Мощность лампрофировой дайки, отнесенной к 5-й фазе, составляет первые метры.

Граниты типа питерлита (1-я фаза), известные под названием порфиroidных микроклиновых гранитов типа Кузреки, залегают преимущественно к востоку от Турьего полуострова и выклиниваются в северо-западном направлении. Судя по характеру залегания плоскопараллельных текстур гранитов, падающих на се-

веро-восток в пределах большей части площади их распространения, они слагают интрузивное тело, наклоненное на северо-восток под углом около 45° . В прибрежной части простирание плоскопараллельных текстур изменяется на субмеридиональное и северо-восточное (преобладают углы падения от 50 до 75°), что свидетельствует об изменении простирания интрузивного тела в целом с северо-восточного на субмеридиональное и дальнейшем его простирании под воды Кандалакшского залива. В плане подобное тело имеет форму дуги, выпуклой стороной обращенной на

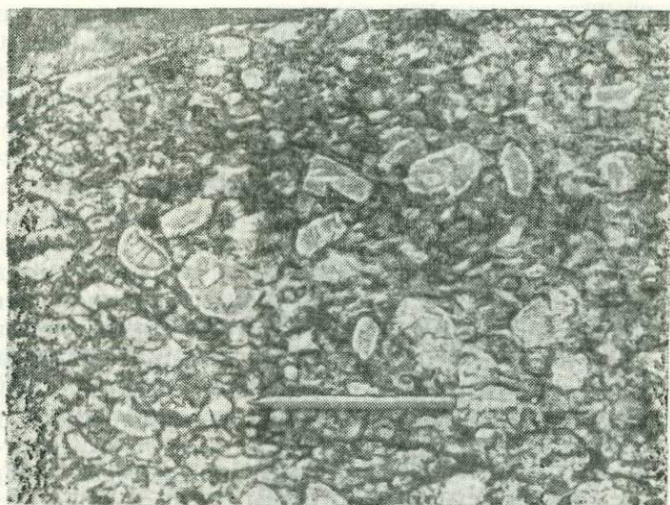


Рис. 10. Кварцевый гиперстеновый диорит типа выборгита 3-й фазы IV комплекса, Умбский массив.

восток. Учитывая изменение характера залегания с северо-западного на субмеридиональное и даже на северо-восточное в прибрежной части, а также контуры массива в целом (по геофизическим данным), можно заключить, что данная интрузия относится к типу кольцевых и приурочена к центру I массива, расположенного восточнее о. Вольстров.

Гранодиориты типа питерлита, иногда типа выборгита (2-я фаза) слагают дугообразное в плане интрузивное тело, выпуклой стороной обращенное на восток. С северо-востока и востока эта интрузия контактирует с гранитами типа питерлита 1-й фазы. В северо-восточной части интрузии преобладают углы падения от 30 до 45 , южнее от 45 до 75° . Как и интрузия гранитов 1-й фазы, интрузия гранодиоритов является интрузивным телом кольцевого типа, приуроченным к центру I массива.

Кварцевые гиперстеновые диориты типа выборгита (3-я фаза) (рис. 10) представлены двумя интрузивными телами.

Одна интрузия залегает субконцентрически с гранодиоритами 2-й фазы. В северной части, судя по залеганию плоскопараллельных текстур, интрузия, простираясь в северо-западном направлении, наклонена на северо-восток под углом около 50° . В южной части эта интрузия изменяет простирание с субмеридионального на субширотное с падением в южном направлении под углом $75-80^\circ$. В целом кварцевые гиперстеновые диориты типа выборгита слагают интрузивное тело кольцевого типа, наклоненное от центра I массива. С запада эти породы контактируют с вмещающими силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами.

Другое интрузивное тело кварцевых гиперстеновых диоритов типа выборгита расположено в западной части массива. Отдельные участки его залегают между заливами Падан на западе и Большая Пирья на востоке, а также в северо-западной части Турьего полуострова и на о. Вольостров. В плане намечается, что указанная интрузия имеет характер дуги, приуроченной к центру I массива. Внешний северо-восточный контакт интрузии на значительном протяжении пересекает вмещающие силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы. И лишь в пределах Турьего полуострова это тело кварцевых диоритов типа выборгита на востоке контактирует с более молодыми крупнозернистыми кварцевыми гиперстеновыми диоритами 4-й фазы. Судя по характеру залегания плоскопараллельных текстур, охарактеризованное тело является интрузией конического типа, приуроченной к центру I. Залегания плоскопараллельных текстур отличаются наклоном к указанному центру под углом $30-45^\circ$ ближе к внешнему контакту и под углом до $10-15^\circ$ ближе к центру. Отчетливый дугообразный разворот простирания и падения плоскопараллельных текстур устанавливается на о. Вольостров, где простирание текстур изменяется от северо-западного с падением на юго-запад на субмеридиональное с падением на запад и южнее на субширотное с падением на север.

Крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты (4-я фаза) представлены тремя крупными интрузиями: двумя коническими и одной кольцевой.

Островская коническая интрузия крупнозернистых кварцевых диоритов диаметром около 6 км расположена западнее северо-восточной части конической интрузии кварцевых диоритов типа выборгита. Установлены контакты между этими телами, причем в ряде случаев наблюдалось, что контактовая поверхность интрузии крупнозернистых кварцевых диоритов, параллельно которой наблюдается ориентировка минералов в последних, пересекает вкрест простирания плоскопараллельную текстуру кварцевых диоритов типа выборгита. На западном берегу о. Вольостров две дайки крупнозернистых кварцевых гиперстеновых диоритов пересекают коническую интрузию кварцевых диоритов типа выборгита (рис. 11). Указанные наблюдения однозначно свидетельствуют об относительно более молодом возрасте крупнозернистых

кварцевых диоритов по сравнению с кварцевыми диоритами типа выборгита. Плоскопараллельные текстуры первых в Островской интрузии отчетливо подчеркивают ее коническое строение. Они под углами от 40 до 15—20° наклонены к центру 2. В северной части эта интрузия рассекает силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы.

В 3 км к северо-востоку от Островской интрузии залегает подобная же по внутреннему строению другая коническая интрузия крупнозернистых кварцевых диоритов диаметром около

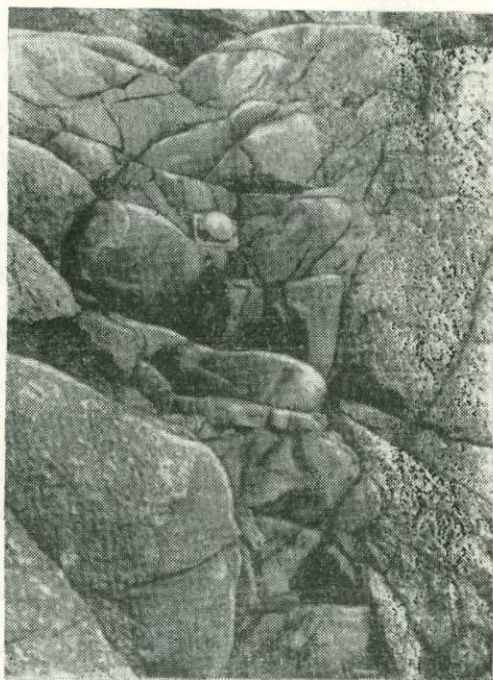


Рис. 11. Дайка крупнозернистого кварцевого гиперстенового диорита 4-й фазы, рассекающая кварцевый гиперстеновый диорит типа выборгита 3-й фазы I комплекса. Умбский массив, западный берег о. Воль-остров.

2,5 км, плоскопараллельные текстуры в которой наклонены под углом 30—50° к центру 3, вблизи последнего наблюдается крутое (около 80°) падение плоскопараллельных текстур.

С востока охарактеризованное коническое тело контактирует с Пирьегубской кольцевой интрузией крупнозернистых кварцевых гиперстеновых диоритов, в плане простирающейся субмеридионально на протяжении 18 км. Извилистый контур контактов данного тела, как и двух вышеохарактеризованных, в известной мере определяется сравнительно пологим его падением на восток и северо-восток под углом около 45°.

Дайка лампрофира (5-я фаза), рассекающая кварцевые диориты типа выборгита 3-й фазы, наблюдалась между заливами Большая и Малая Пирья. От дайки отходит апофиза, рассека-

ющая вкрест простирания кварцевые диориты типа выборгита и линзовидные включения меланократовых пород в последних.

II комплекс. Интрузии этого комплекса представлены четырьмя фазами. Они залегают в северо-восточной и северной частях Умбского массива и приурочены к центрам 4 и 5. Мощность интрузивных тел от первой фазы к последней уменьшается и составляет соответственно около 7,0; 1,5; 1,0 (?) и 1,2 км.

Граниты типа питерлита (1-я фаза) залегают в центральной и северной частях массива вокруг центра 4. Северные и восточные части его плохо обнажены. По данным наземной магнитной съемки отчетливо оконтуриваются удлиненное в северо-восточном направлении гранитное тело, непосредственно залегающее около центра 4 и окруженное вмещающими гнейсами, а также необнаженные северо-восточные и восточные контакты Умбского массива. Граниты II комплекса представлены кольцевыми и коническими телами. Кольцевые тела падают от центра 4 под углами от 55 до 75°.

Гранодиориты типа питерлита (2-я фаза) представлены двумя телами: дугообразным, коническим в плане, залегающим к западу от центра 4 и наклоненным в сторону его под углом около 55°, а также пересекающим граниты 1-й фазы дайкообразным телом северо-западного простирания с двумя субмеридиональными апофизами, в пределах которых плоскопараллельные текстуры падают в сторону от центра 4.

Кварцевые гиперстеновые диориты типа выборгита (3-я фаза) залегают в 5 км к юго-востоку от центра 4, рассекая граниты 1-й фазы. В плане выходы этих пород образуют слабоизогнутое на юго-восток дугообразное тело кольцевого типа (в пределах этого тела плоскопараллельные текстуры наклонены в сторону от центра под углом около 45°).

Крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты (4-я фаза) представлены двумя телами: интрузией кольцевой формы, залегающей в северо-западной части массива, и небольшой интрузией конической формы, залегающей в 4 км к северу от массива (центр 5). Кольцевое тело наклонено в сторону от этого центра, коническое — к центру под углами около 50°.

III комплекс. В восточной плохо обнаженной части массива по гравиметрическим и магнитометрическим данным, а также по редким коренным и делювиальным выходам устанавливается залегание в целом округлого массива гранитов питерлитового типа. Насколько можно судить по обнаруженным в разных частях этой территории выходам коренных пород, среди грубозернистых гранитоидов существуют разновидности, различающиеся по текстурным особенностям. Гранитоиды III комплекса, как и гранитоиды более ранних комплексов, пересекаются жилами и дайкообразными телами среднезернистых гранитоидов (аплитами, гранитами, гранодиоритами). Однако в восточной части массива количество жил среднезернистых гранитоидов преимущественно аплитового состава весьма заметно возрастает вплоть до их сплош-

ного залегания на большой площади в контактовой зоне гранитов типа питерлита I комплекса с гранитами питерлитового типа III комплекса.

Пегматитовые жилы, как правило, пространственно ассоциируют с жилами аплитового состава и залегают в разных частях массивов, слагая часто осевые части аплитовых жил. Ориентировка обычно крутопадающих пегматитовых жил преимущественно субширотная. Мощность их не превышает 1 м.

Примечательной особенностью гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов типа выборгита Умбского массива является наличие в них миаролитовых пустот (иногда шириной до 4 см) с кристаллами прозрачного хрусталя. Миаролитовые пустоты наблюдаются только в массиве и отсутствуют во вмещающих породах.

Все породы Умбского массива в ряде участков, особенно в южной части, за исключением гранит-аплитов и пегматитовых жил III комплекса, пересекаются зонами катаклаза и бластомилонитизации преимущественно субширотного направления. В этих зонах проявлен полевошпатовый порфиробластез.

В экзоконтактных зонах гранитоидных пород массива наблюдается интенсивная гранитизация вмещающих пород, выраженная в полевошпатовом порфиробластезе силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов. Гранитизация гнейсов с образованием пород состава кварцевых диоритов типа выборгита и перемежаемость гранитизированных пород с гнейсами особенно хорошо устанавливается в экзоконтактной зоне конической интрузии кварцевых диоритов типа выборгита I комплекса между заливами Падаи и Большая Пирья.

Гравиметрические данные показывают над Умбским массивом отрицательные аномалии силы тяжести.

Совокупность структурно-геологических данных позволяет рассматривать Умбский массив как многофазное магматогенное образование полицентрального типа, формирование которого происходило в результате многократного внедрения магмы по системам конических и кольцевых разломов.

САЛМИНСКИЙ, СВИРЬСКИЙ И УЛЕЛЕГСКИЙ МАССИВЫ

Салминский (Питкярантский, Питкярантско-Тулдозерский) массив расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера в Южной Карелии, простираясь с северо-запада на юго-восток на расстояние около 120 км (рис. 12). Площадь массива, судя по результатам буровых и геофизических работ в его юго-восточной части и акватории Ладожского озера, составляет не менее 4000 км² [13, 27, 143, 280—282, 323, 324, 335—337, 381—383, 674, 737]. Северо-восточнее Салминского массива залегает меридионально вытянутый Улелегский (Ведлозерский) массив рапакиви, занима-

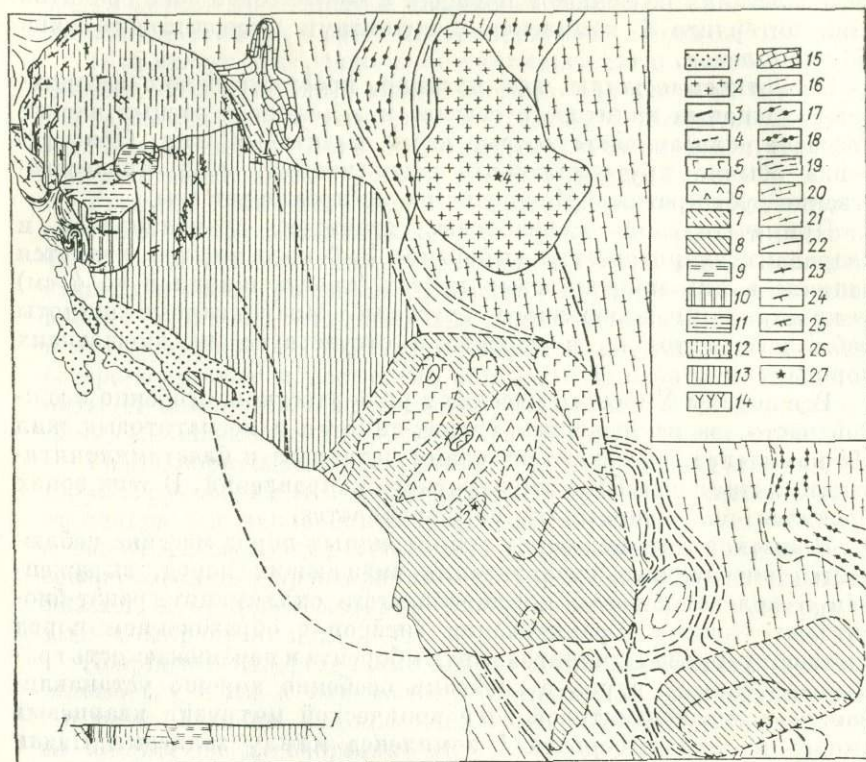


Рис. 12. Структурно-геологическая карта Салминского сложного комплекса, Южная Карелия. Составил Р. З. Левковский [13] по результатам структурно-геологического изучения и данным А. И. Кайряка, Р. А. Хазова [145], Л. П. Свириденко [337], Н. Ф. Шинкарева, О. Н. Апищенко [400], М. А. Бантовой и др.

Верхний протерозой: 1 — салминская свита.

Средний протерозой. III комплекс: 2 — граниты Улелегского массива; II комплекс: 3 — диабазы, 4 — предполагаемые дайки диабазов (по данным аэромагнитной съемки), 5 — широксениты, габбро-нориты, лабрадориты, 6 — диориты, монзониты, кварцевые монзониты, 7 — серые граниты рапакиви, 8 — розовые граниты рапакиви; III комплекс: 9 — крупнозернистые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой (5-я фаза), 10 — неравномернозернистые биотитовые граниты (4-я фаза), 11 — пинтерлиты (3-я фаза), 12 — равномернозернистые биотитовые граниты (2-я фаза), 13 — выборгиты (1-я фаза); 14 — диабазы и метагаббро-диабазы; 15 — доломиты, доломитовые известняки, глинистые и песчано-глинистые сланцы.

Нижний протерозой: 16 — ладожская серия слюдяных кварцитов, биотит-кварцевых, биотитовых и ставролит-кордиерит-андалузитовых сланцев; 17 — парандовская серия биотитовых, серицит-хлоритовых, кварцево-полевошпатовых, филлитовых, графитистых амфиболовых сланцев, кварцевых порфиров и порфириидов; 18 — гимольская серия лептитов, сланцев, гнейсов, магнетитовых кварцитов и амфиболитов; 19 — сортавальская серия роговообманковых сланцев, амфиболитов и метадиабазов; 20 — нерасчлененные биотит-кварцевые, амфиболовые сланцы, порфиробластические и другие пара- и ортоамфиболиты.

Архей: 21 — гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты. 22 — разломы.

Углы падения плоскостепенных текстур: 23 — от 90 до 85, 24 — от 85 до 60, 25 — от 60 до 30, 26 — от 30 до 5°. 27 — центры плутонизма (1, 2 — северо-западная и юго-восточная части Салминского массива, 3 — Свирьский массив, 4 — Улелегский массив).

ющий около 600 км² [321, 322]. Юго-восточнее Салминского массива на северо-востоке Ленинградской области геофизическими работами и бурением установлен субширотно залегающий Свирьский (Лодейнопольский) массив рапакиви (около 500 км²) [13].

Центральная и юго-восточная части Салминского массива перекрыта вендскими и четвертичными отложениями, а прибрежный участок центральной части — иотнийскими вулканогенно-осадочными образованиями салминской свиты [145], которые ложатся на кору выветривания рапакиви. По гравиметрическим данным юго-западная часть массива покрыта водами Ладожского озера.

Породы, вмещающие Салминский массив, представлены архейскими, нижне- и среднепротерозойскими образованиями. Массив вытянут вдоль Восточно-Финляндской зоны разломов северо-западного простирания и одновременно приурочен к Онежско-Ботническому кольцу. Соответственно массив в срединной части пересекается разломом северо-восточного простирания так, что его юго-восточная часть является опущенной относительно северо-западной.

По данным глубинного сейсмозондирования и гравиметрии северо-западная часть Салминского массива приурочена к центральной части Ладожского блока уменьшенной мощности земной коры (35—37 км), где устанавливается куполообразный подъем границы Конрада с уменьшением мощности гранитного слоя до 3—4 км, что «говорит о связи образования гранитов рапакиви с подъемом гранулитно-базитового слоя» [388, с. 182].

В северо-западной части массива Л. П. Свириденко [335—337] было выделено пять разновидностей гранитов, каждая из которых сформировалась в процессе самостоятельной интрузивной фазы: 1) выборгит, 2) равномернозернистый гранит, 3) питерлит, 4) неравномернозернистый биотитовый гранит, 5) крупноовоидный порфиоровидный гранит с мелкозернистой основной массой.

В результате буровых и геофизических исследований в необнаженной юго-восточной части массива наряду с розовыми гранитами рапакиви были выявлены серые граниты рапакиви, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, монцониты, лабрадориты, габбро-нориты и пироксениты.

Самая юго-восточная часть сложена розовыми гранитами рапакиви. В направлении к север-северо-западу они сменяются серыми разновидностями, среди которых появляются кварцевые диориты, кварцевые монцониты и монцониты. Габбро-лабрадориты, габбро-нориты и пироксениты залегают как среди серых гранитов рапакиви, так и среди монцонитов. Далее на северо-запад серые рапакиви сменяются выборгитами 1-й фазы северо-западной части массива.

Жильные и дайковые образования представлены микрогаббро-норитами, мелкозернистыми монцонитами, мелкопорфиоровидными гранитами, гранит-аплитами и пегматитами, содержащими

кристаллы мориона, топаза, флюорита и полевого шпата. Эти породы в форме маломощных (десятки сантиметров — первые метры) жил и даек рассекают монзониты и габброиды. Сходство состава и структуры мелкопорфировидных жильных гранитов и гранитов Улелегского массива-сателлита позволяет рассматривать последний как составную часть сложного Салминского комплекса.

Щелочные граниты вскрыты скважиной в юго-восточной части Салминского массива на контакте розовых гранитов рапакиви с породами сортавальской серии.

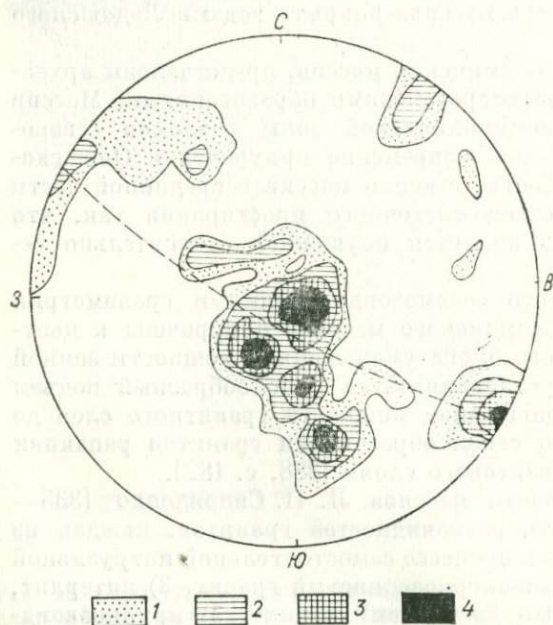


Рис. 13. Статистическая диаграмма ориентировки осей [100] мегакристаллов калиевого полевого шпата в крупноовоидном граните 5-й фазы I комплекса, Салминский массив.

Азимут простирания северо-запад 300° , падение северо-восточное $\angle 75^\circ$; 1—4 — изолинии охватывают соответственно 2, 3, 4 и 5% плотности точек на единице площади палетки.

По магнитометрическим данным в пределах Свирьского массива, пробуренного в эндоконтактных участках двумя скважинами, намечается субзональное строение, внешняя зона представлена розовыми, а внутренняя серыми гранитами рапакиви.

Структурно-геологические исследования, проводившиеся автором [13] в северо-западной части Салминского массива, позволили прийти к заключению о повсеместном наличии в гранитах крутопадающих плоскопараллельных текстур.

Для проверки полевых наблюдений над характером залегания плоскопараллельных текстур автором по методу, предложенному А. Н. Казаковым [144], проведен статистический анализ ориентировки осей [100] мегакристаллов калиевого полевого шпата в крупноовоидном граните с мелкозернистой основной массой (5-я фаза I комплекса) на участке, ранее рассматривавшемся [337] как участок горизонтального залегания директивных текстур. Составленная диаграмма (рис. 13) свидетельствует о нали-

чи крутопадающей плоскостной анизотропии в гранитах Салминского массива. Оси [100] мегакристаллов калиевого полевого шпата как бы «вращаются» в указанной плоскости, образуя ряд максимумов. Весьма важно в связи с этим подчеркнуть, что крутопадающая плоскопараллельная текстура, наблюдающаяся в обнажении макроскопически, и плоскость, полученная статистически на сетке Вульфа, градуированной в географических координатах, пространственно ориентированы одинаково как по падению, так и по простиранию.

По представлениям автора [13], Салминский массив совместно с Улелегским и Свирьским представляет собой полицентральный сложный комплекс, в пределах которого на данном этапе исследований можно выделить три простых комплекса магматогенных пород, сформированных в три этапа плутонизма. В каждом из этих этапов выделяется несколько интрузивных фаз, относящихся соответственно к трем парагенетическим рядам.

I комплекс включает пять разновидностей гранитов, выделенных Л. П. Свириденко [337] в северо-западной части массива. Интрузии первых четырех фаз группируются вокруг центра 1, представленного штокообразным телом гранитов 5-й фазы. Максимальная мощность интрузий уменьшается от первой фазы к последней (40, 24, 9, 8 и 4 км).

Ко II комплексу следует отнести пять групп пород юго-восточной части массива (розовые граниты рапакиви, серые рапакиви, монзониты, габброиды, микробазиты), сформированных в пять интрузивных фаз и залегающих вокруг центра 2. Отсутствие структурных данных не позволяет выявить истинную мощность интрузий II комплекса, однако сопоставление максимальной ширины выхода каждой из четырех главных разновидностей пород показывает последовательное ее уменьшение от розовых гранитов рапакиви к габброидам (около 26, 16, 12 и 7 км); максимальная мощность микробазитов ограничена первыми метрами. К этому же комплексу, по-видимому, следует отнести граниты Свирьского массива, группирующиеся вокруг центра 3.

К III комплексу отнесены мелкопорфировидные граниты Улелегского массива (центр 4), а также жилы мелкопорфировидных гранитов, среднезернистых гранит-аплитов и пегматитов, рассекающих породы первых двух комплексов.

Указанные три комплекса пород Салминского массива характеризуются рядом черт, установленных автором [208] для хорошо обнаженных гранитоидных комплексов формации рапакиви северо-западной части Кольского полуострова: приуроченностью пород разных комплексов преимущественно к разным центрам плутонизма (полицентральность), дугообразной или подковообразной в плане конфигурацией ряда интрузивных тел (кольцевое или коническое строение), уменьшением мощности интрузий от первой фазы к последней (что свидетельствует об уменьшении плутонической активности в пределах этапа плутонизма), умень-

шением зернистости пород как от первой фазы к последней в пределах каждого комплекса, так и в целом при сопоставлении пород сходного химического состава от первого комплекса к третьему.

ВЫБОРГСКИЙ МАССИВ

Выборгский массив расположен на северном побережье Финского залива. Южная часть массива находится под водной поверхностью залива, а юго-восточная перекрыта вендскими отложениями верхнего протерозоя [411]. Наибольшие размеры массива в поперечнике около 180 в широтном и около 170 км в меридиональном направлениях. Площадь массива с учетом южной части около 22 000 км².

Выборгский массив, включающий «классические» граниты рапакиви, постоянно привлекал к себе внимание исследователей [7, 8, 53, 55, 135, 191, 300, 301, 302, 308, 329, 358, 402, 405, 433, 434, 472, 525, 527, 559, 586—588, 601—609, 630, 634, 641, 647, 652, 656, 685, 686, 688, 691, 694, 703—711, 739, 747, 752, 754].

Массив прорывает свекофенскую формацию Южной Финляндии, параллелизуемую с ранними карелидами [622].

В составе Выборгского массива установлены разнообразные порфировидные граниты (питерлиты и выборгиты), отличающиеся друг от друга размером и количеством мегакристаллов калиевого полевого шпата, а также размером зерен основной массы, гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты («лапее-сиениты», или «лапее-граниты») и сиенито-диориты («тирилиты»), лабрадориты, оливиновые габбро-нориты и диабазы.

Как писал Вярюнен, об отношении указанных основных пород «к рапакиви были высказаны самые противоречивые взгляды. Однако в последнее время пришли к выводу об их тесной связи с рапакиви» [742, с. 91—92]. Кроме того, в массиве встречаются маломощные пегматитовые и кварцевые жилы, зоны грейзенов, а также дайки гранит-аплитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, преобладающие в южной части массива.

Относительно внутреннего строения и механизма формирования Выборгского массива существуют разнообразные представления.

Седерхольм [685] считал, что Выборгский массив образовался в результате заполнения магмой открытого огромного понижения типа грабена; подобную форму тела он называл тафролитом. Позднее Седерхольм [688] присоединился к мнению Когена и Деке [455] о лакколитовой форме этого массива, допускающая и возможность его батолитового залегания.

Согласно Ваалю [752], Выборгский массив представляет собой «дискордантный лакколит», образовавшийся в результате внедрения гранитной магмы по вертикальной трещине в срединной части массива и дальнейшего ее распространения на высоком уровне по горизонтальной трещине среди вмещающих пород.

Мощность образованного при этом тела составляет всего несколько сотен метров.

Гравиметрические исследования Песонена [652], свидетельствовавшие о преобладании над Выборгским массивом отрицательных аномалий силы тяжести, позволили ему прийти к заключению о том, что мощность массива составляет не менее 7 км.

По мнению Хакмана [527], подробно изучившего северную часть Выборгского массива, причиной, вызвавшей внедрение магмы рапакиви, были эпейрогенические вертикальные движения. Принимая также во внимание гравиметрические исследования Песонена [652], Хакман [527] считал, что массив является батолитом или мощным лакколитом.

По представлениям Д. А. Великославинского [53], изучавшего восточную часть Выборгского массива, последний является плитообразной многофазной сложной недифференцированной интрузией небольшой мощности, о чем, в частности, свидетельствуют горизонтальная линейность в гранитах рапакиви, определявшаяся Д. А. Великославинским по ориентировке мегакристаллов калиевого полевого шпата, и породы, рассматривающиеся им как гнейсо-граниты кровли. «Первая фаза представлена лапшее-гранитом, вторая — доминирующим выборгитом, третья и четвертая — дайками трахитоидного и порфириовидного рапакиви, выполняющими первичные трещины в массиве» [53; с. 422]. Наиболее молодыми породами массива являются жилы аплитов и пегматитов.

Согласно А. А. Полканову [299], рассматривавшему Выборгский массив как межформационный хонолит, формирование последнего происходило путем поступления магмы через питающие вертикальные дайки наряду с опусканием кристаллического основания плитообразного тела.

По расчетам Лаурена [605, 606], мощность Выборгского массива в пределах Финляндии по профилю от северо-западной части массива на юго-восток изменяется от 18—20 км в северо-западной части над массивом Ахвенисто, рассматриваемой им как «корневая» часть (некк), до 8—5 км на юго-востоке у границы с СССР. Следует заметить, что юго-восточный участок с рассчитанной Лауреном минимальной мощностью характеризуется широким развитием сиенито-диоритов, отличающихся большей плотностью, чем граниты рапакиви; последнее не было принято во внимание Лауреном. Вследствие этого приведенные им минимальные величины мощности Выборгского массива являются заниженными.

По данным современных гравиметрических измерений [605] преобладающая величина отрицательных аномалий силы тяжести над Выборгским массивом составляет -40 , а на его западной окраине достигает -50 мгал, в то время как преобладающие положительные аномалии над окружающими гнейсами составляют $+10$ мгал при $\Delta\sigma = 0,10 \div 0,15$ г/см³. Мощность гранитов рапакиви по этим данным равна 8—12 км, т. е. в среднем 10 км, что

согласуется с результатами сейсмологических исследований, проведенных в восточной части Выборгского массива [45], по которым гранитоиды с плотностью гранитов рапакиви залегают на глубину до 10 км.

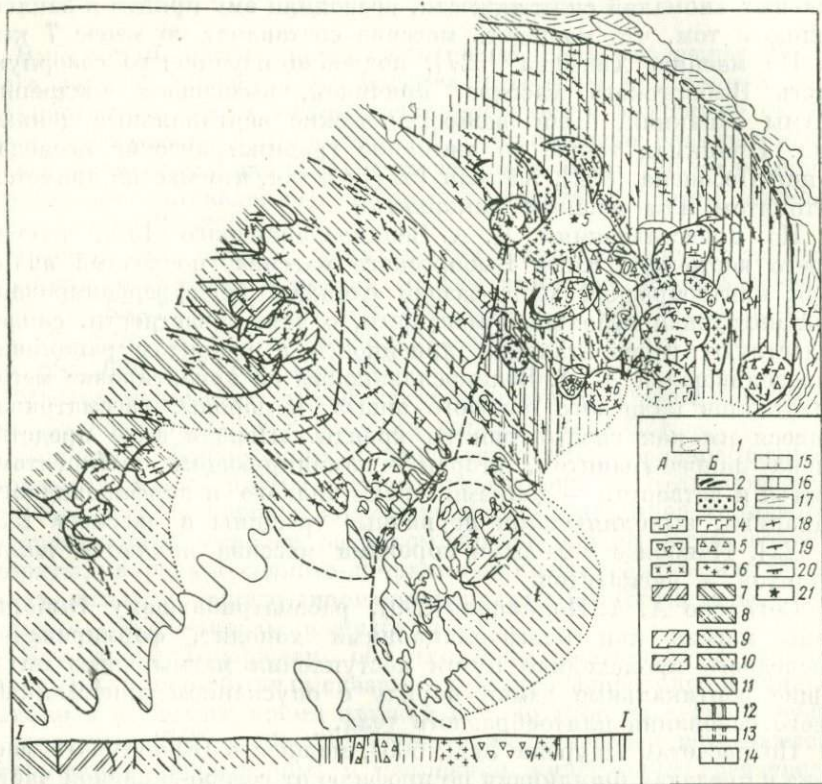


Рис. 14. Структурно-геологическая карта восточной части Выборгского массива. Составил Р. З. Левковский.

1 — четвертичные отложения.

Средний протерозой: А — конические; Б — кольцевые интрузии. III комплекс, граниты: 2 — мелкозернистые серые (5-я фаза); 3 — среднезернистые (4-я фаза); 4 — трахитоидные (3-я фаза); 5 — выборгитового типа с средне- и крупнозернистой основной массой (2-я фаза); 6 — то же, с крупнозернистой основной массой (1-я фаза). II комплекс: 7 — сиенито-диориты («тирилиты») (5-я фаза); 8 — кварцевые сиенито-диориты («лапше-сиениты», «лапше-граниты»; 4-я фаза); 9 — мелкоовальные темноокрашенные выборгиты (3-я фаза); 10, 11 — выборгиты (2-я и 1-я фазы). I комплекс: 12—16 — выборгиты (5 — 1-я фазы).

Нижний протерозой — архей (свекофениды): 17 — гранито-гнейсы.

Углы падения плоскостепенных текстур: 18 — от 90 до 85; 19 — от 85 до 60; 20 — от 60 до 30°. 21 — центры плутонизма.

Рассматривая строение земной коры Балтийского щита, Л. Е. Шустова и другие исследователи указывают на «увеличение мощности «гранитного» слоя под выборгскими гранитами рапакиви. По глубинам гипоцентров землетрясений и по максимальным градиентам силы тяжести зоны глубинных разломов

и здесь пересекают земную кору и верхнюю мантию на глубину до 80 км» [404, с. 42].

В отличие от выклинивающихся в краевых частях типичных платформенных интрузий графтов, по аналогии с которыми ряд исследователей рассматривает внутреннее строение и механизм формирования массивов рапакиви, Выборгский массив характеризуется крутопадающими контактами с вмещающими породами. Совокупность геолого-геофизических данных позволяет в настоящее время прийти к выводу о том, что Выборгский массив по периферии обрамляется кольцевым разломом. В частности, по данным сейсмологических исследований [45] вертикальный разлом у северо-восточного контакта массива прослеживается на глубину до 110 км.

Изложенное согласуется с результатами изучения современных тектонических движений на территории Выборгского массива и вмещающих его пород [739], свидетельствующими о том, что этот массив является округлым блоком гранитного слоя коры, отличающимся отчетливой тенденцией к опусканию относительно рапы со скоростью до 0,5 мм в год в центральной части.

Структурно-геологическое изучение восточной части Выборгского массива (рис. 14), проводившееся автором, заключалось прежде всего в выяснении пространственной ориентировки плоскопараллельных текстур, которые проявлены в форме плоскостной ориентировки агрегатов мегакристаллов калиевого полевого шпата, подчеркиваемой в ряде случаев такой же ориентировкой удлинённых линзовидных, шпирообразных включений гранитоидных, диоритоподобных или метабазитовых пород.

Анизотропия гранитов рапакиви, устанавливаемая макроскопическими наблюдениями над плоскопараллельными текстурами в этих породах, подтверждается и статистическим анализом ориентировки мегакристаллов калиевого полевого шпата в гранитах рапакиви Выборгского массива по методу, предложенному А. Н. Казаковым [144]. Результаты которые были получены А. Н. Казаковым [144] и автором на основании составления диаграмм ориентировки осей [100] мегакристаллов калиевых полевых шпатов в гранитах рапакиви, залегающих в разных частях Выборгского массива, свидетельствуют об отчетливой плоскостной анизотропии гранитов рапакиви, характеризующейся наличием в последних крутопадающих плоскопараллельных текстур (рис. 15). Такие текстуры макроскопически выражены обычно плохо (в известной мере из-за овоидальной формы кристаллов), хотя и повсеместно; грани (010) и (001) кристаллов ориентированы в плоскостях директивных текстур, в то время как оси [100] «вращаются» в этих плоскостях, образуя ряд максимумов.

В результате проведенных исследований в пределах восточной части Выборгского массива автором выделено три комплекса пород, каждый из которых включает несколько разновидностей (рис. 14).

I комплекс представлен пятью разновидностями гранитов выборгитового типа; II комплекс — тремя разновидностями гранитов выборгитового типа, кварцевыми сиенито-диоритами и сиенито-диоритами; III комплекс — двумя разновидностями гранитов выборгитового типа, «трехитоидным» гранитом, средне- и мелкозернистыми гранитами с мегакристаллами калиевого полевого шпата, рассеянными в общей массе.

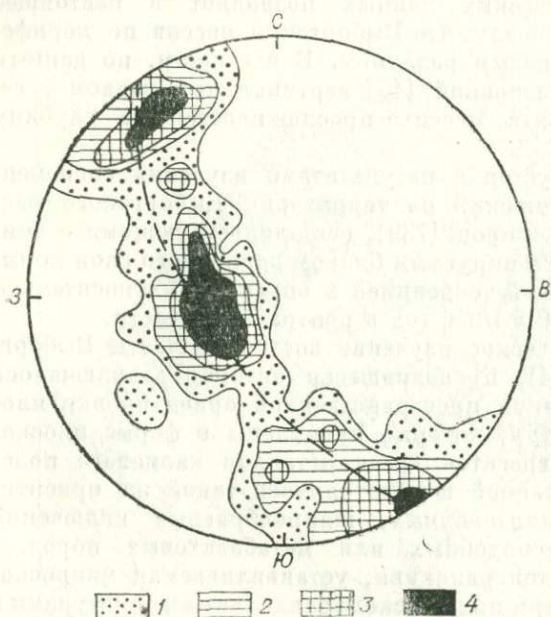


Рис. 15. Статистическая диаграмма ориентировки оси [100] мегакристаллов калиевого полевого шпата в выборгите 5-й фазы I комплекса, Выборгский массив.

Азимут простирания северо-запад 325° , падение северо-восточное $\angle 55^\circ$. 1—4 — изолинии охватывают соответственно 1, 3, 4 и 5% плотности точек на единице площади палетки.

Характеристика разновидностей порфировидных гранитов восточной части Выборгского массива по результатам подсчета количества и размеров мегакристаллов калиевого полевого шпата приведена в табл. 1. В целом наблюдается отчетливое уменьшение среднего размера мегакристаллов, а также относительное увеличение количества субидiomорфных мегакристаллов и уменьшение овоидальных от гранитов I комплекса к гранитам III комплекса.

Разновидности пород разных комплексов, а иногда и одного комплекса субконцентрически залегают вокруг разных центров. Контактные участки между крупными интрузивными телами часто представляют собой зоны интенсивной дезинтеграции и образуют в рельефе трогообразные депрессии. Наблюдается отчетливое секущее положение пород II комплекса по отношению к породам I комплекса и пород III комплекса к породам первых двух. В ряде случаев установлено секущее положение контактов одних разновидностей пород по отношению к другим. Плоскопараллельные текстуры пород ориентированы, как правило, субпараллельно контактам интрузивных тел с вмещающими породами.

ТАБЛИЦА 1

Результаты подсчета количества и средних размеров
мегакристаллов калиевого полевого шпата на 1 м²
в порфировидных разновидностях гранитов Выборгского массива

Комплекс	Фаза	Количество мегакристаллов			Средний размер мегакри- сталлов по удлине- нию, см	Примечание	
		всего	субидио- морфных	с плагиокла- зовыми оболочками			
I	1	687	336	332	2,43	Центральные части интрузий	
	2	668	144	132	2,77		
	3	844	504	264	2,44		
	4	340	139	175	2,25		
	5	819	319	196	2,24		
II	1	760	451	256	2,14		
	2	907	268	512	1,82		
	3	1660	1028	1115	1,45		
III	1	592	499	95	2,10		
	2	460	411	83	1,81		
	4	108	87	79	1,46		
	5	68	55	36	1,00		
I	1	1047	444	351	2,13		Эндоконтакто- вые зоны
III	4	772	615	360	1,49		

В ряде случаев в пределах площади распространения одной и той же разновидности пород установлено двойное залегание плоскопараллельных текстур по отношению к центру, вокруг которого они расположены, т. е. подобно тому, как это наблюдалось в конических и кольцевых интрузиях пород одной и той же фазы плутонизма в охарактеризованных автором гранитоидных комплексах Кольского полуострова. Максимальные в поперечнике (диаметре) размеры дугообразных в плане тел, представленных породами I, II и III комплексов, закономерно уменьшаются, составляя соответственно не менее 60, около 40 и 10 км.

Совокупность имеющихся данных о внутреннем строении Выборгского массива, сопоставимых с закономерностями внутреннего строения гранитоидных массивов Кольского полуострова [203, 207—209], позволяет предполагать, что выделенные автором в восточной части Выборгского массива три комплекса пород являются магматогенными образованиями, сформированными соответственно в три этапа плутонизма, в каждом из которых выде-

ляется несколько интрузивных фаз, представленных макроскопически отличающимися друг от друга разновидностями пород. В свете подобного рассмотрения особенностей внутреннего строения Выборгского массива дугообразные в плане зоны залегания разновидностей пород в нем охарактеризованы ниже как конические и кольцевые интрузии.

I комплекс. Разновидности гранитов этого комплекса в плане образуют пять кольцевых интрузий, концентрически залегающих вокруг центра *I*, расположенного в Выборгском заливе юго-западнее г. Выборга. Максимальная мощность интрузивных тел уменьшается от внешнего кольца (1-я фаза) к внутреннему (5-я фаза) и составляет соответственно около 11, 6, 5, 4 и 3 км. Граниты 1, 3 и 5-й фаз по сравнению с гранитами 2-й и 4-й характеризуются повышенным содержанием как всех мегакристаллов калиевого полевого шпата вообще, так и субидиоморфных, и мегакристаллов, окруженных плагноклазовыми оболочками; средний размер мегакристаллов калиевого полевого шпата уменьшается по направлению к центру *I* от гранитов 2-й фазы к гранитам 5-й.

1-я фаза представлена серовато-розовыми в свежем сколе типичными выборгитами, содержащими 48,3% мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагноклазовыми оболочками от общего количества мегакристаллов. Почти столько же (48,9%) содержится в выборгите субидиоморфных мегакристаллов. По направлению к контакту с вмещающими породами общее количество мегакристаллов калиевого полевого шпата повышается при относительном увеличении количества мегакристаллов овоидальной формы.

В плане зона распространения выборгитов 1-й фазы имеет форму дуги, выпуклой стороной обращенной на северо-восток. С севера, северо-востока и востока эти граниты контактируют с вмещающими свекофенидами, а в северо-западном направлении они простираются на территорию Финляндии.

Выборгиты 2-й фазы содержат лишь 19,8% мегакристаллов с плагноклазовыми оболочками. В плане зона распространения этих пород имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, где залегают породы 1-й фазы. В северо-западном направлении эти породы простираются на территорию Финляндии.

Выборгиты 3-й фазы содержат 31,3% мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагноклазовыми оболочками. В отличие от гранитов всех других фаз эти породы наиболее грубозернистые (величина мегакристаллов калиевого полевого шпата достигает 10—11 см). В плане зона распространения этих пород имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, где залегают породы 2-й фазы. С северо-западной стороны граниты 3-й фазы пересекаются выборгитами 1-й фазы II комплекса.

4-я фаза представлена гранитами типа выборгита с крупнозернистой основной массой. Содержание мегакристаллов калие-

вого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками составляет 51,5% от общего количества мегакристаллов. В плане зона распространения этих пород имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, где залегают выборгиты 3-й фазы. На северо-западе зона распространения пород 4-й фазы рассекается выборгитами 1-й фазы II комплекса.

Выборгиты 5-й фазы содержат 24,8% мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками. Зона распространения гранитов этой фазы простирается с юго-востока на северо-запад. На северо-западе они рассекаются выборгитами 1-й фазы II комплекса.

II комплекс. Породы этого комплекса приурочены к западной и южной частям изученной территории и залегают вокруг центров 2 и 3.

Породы вокруг центра 2 представлены пятью разновидностями (граниты 1—3-й фаз порфириовидные). Наблюдается отчетливое повышение от 1-й к 3-й фазе как общего количества мегакристаллов калиевого полевого шпата, так и абсолютное и относительное количество мегакристаллов, окруженных плагиоклазовыми оболочками. Мощность интрузий пяти фаз уменьшается от более ранних фаз к более поздним и составляет соответственно в среднем около 7, 6, 5, 4 и 3 км.

1-я фаза представлена выборгитом, в котором 33,7% мегакристаллов калиевого полевого шпата окружены плагиоклазовыми оболочками. Кольцевая интрузия, сложенная этим гранитом, выпуклой стороной обращена на восток и простирается в северо-западном направлении на территорию Финляндии, а в юго-западной части выклинивается, изгибаясь в плане и изменяя простираение на северо-западное. В восточной части выборгиты 1-й фазы рассекают простирающиеся на северо-запад породы 3, 4 и 5-й фаз I комплекса.

2-я фаза представлена выборгитами, содержащими 43,5% мегакристаллов калиевого полевого шпата с оболочками плагиоклаза. В отличие от гранитов 1-й фазы выборгиты 2-й характеризуются вдвое большим количеством мегакристаллов, окруженных плагиоклазовыми оболочками. Кольцевая интрузия, представленная этими гранитами, выпуклой стороной обращена на восток, простирается в северо-западном направлении на территорию Финляндии, а в юго-западном выклинивается.

3-я фаза представлена наименее грубозернистыми выборгитами, известными под названием «мелкоовоидных выборгитов» [53]. Последние отличаются от всех других разновидностей гранитов Выборгского массива максимальным абсолютным и относительным (67,2%) количеством мегакристаллов калиевого полевого шпата, окруженных плагиоклазовыми оболочками. На площади распространения этих пород устанавливается двойное залегание плоскопараллельных текстур относительно центра 2. В зоне, контактирующей непосредственно с гранитами 2-й фазы этого же комплекса

наблюдается вертикальное или крутопадающее в сторону от центра 2 залегание плоскопараллельных текстур, что позволяет рассматривать эту зону как интрузию кольцевого типа. Западнее этого кольцевого тела выборгитов залегают такие же породы, слагающая в плане тело овальной формы (наибольшая ширина его с севера на юг около 5 км, а с востока на запад около 6 км). В пределах этого участка плоскопараллельные текстуры характеризуются падением от приконтактовых участков к центру под углом до 45°. Подобный характер залегания текстур в пределах этого участка позволяет полагать, что выборгиты 3-й фазы слагают здесь интрузивное тело конической формы. С северо-востока, востока и юго-востока граниты конической интрузии контактируют с такими же гранитами кольцевой интрузии, а с юга и севера — с сиенито-диоритами 5-й фазы.

К юго-востоку от кольцевой интрузии, сложенной мелкоовидными выборгитами 3-й фазы, наблюдалась дайка таких же пород, рассекающая граниты 2-й фазы.

4-я фаза представлена крупнозернистыми кварцевыми сиенито-диоритами («лапее-сиенитами», по Ваалю [752]). В пределах исследованной территории установлены три участка выхода этих пород. В северной части массива на контакте выборгитов 1-й фазы I комплекса с вмещающими гнейсами они представлены выклинивающейся в восточной части субширотной интрузией, наклоненной на север. Другая крупная субширотная интрузия этих пород залегает в 16 км к юго-западу от центра 2. Эта интрузия, выклиниваясь в восточном направлении, наклонена, судя по ориентировке плоскопараллельных текстур, на юг. В 6 км северо-западнее центра 2 находится третья субширотная интрузия кварцевых сиенито-диоритов, также выклинивающаяся в восточном направлении (характер залегания этой интрузии не выяснен). Таким образом, все три субширотные интрузии кварцевых сиенито-диоритов, приуроченных к центру 2, выклиниваются в восточном направлении и простираются на запад в пределы территории Финляндии. Наклон северной и южной интрузий этих пород в сторону от центра 2 условно ввиду недостаточности структурных данных позволяет отнести их к типу кольцевых.

Сиенито-диориты (5-я фаза), охарактеризованные Ваалем [752] как диориты (в ряде участков эти породы действительно не содержат калиевого полевого шпата), на территории, прилегающей к центру 2, слагают коническую и кольцевую интрузии, обращенные выпуклой стороной на запад и выклинивающиеся в восточном направлении.

В 4 км юго-западнее конической интрузии в зоне контакта конической и кольцевой интрузий гранитов 3-й фазы наблюдается выклинивание интрузии сиенито-диоритов 5-й фазы, простирающейся в западном направлении. При этом на северном контакте этих пород залегает коническая интрузия выборгитов 3-й фазы, а на южном контакте — кольцевое тело таких же выборгитов.

В 6 км к северу и в 15 км к юго-западу от центра 2 залегание кварцевых сиенито-диоритов приурочено к контактовой зоне кольцевых интрузий гранитов 2-й и 3-й фаз II комплекса. В восточном направлении эти интрузии выклиниваются, простираясь на запад в пределы территории Финляндии. Падение плоскопараллельных текстур в сиенито-диоритах в сторону от центра 2 позволяет отнести эти интрузии к типу кольцевых. В зонах экзоконтактов сиенито-диоритов с выборгитами наблюдаются жилы и дайки первых, пересекающие выборгиты.

Нетрудно заметить, что характер площадного распространения и залегания кварцевых сиенито-диоритов 4-й фазы и сиенито-диоритов 5-й свидетельствует об их приуроченности к структурно ослабленным зонам, а именно к зонам контактов кольцевых и конических интрузий гранитоидных пород более ранних фаз.

Следует заметить, что на изученной территории относительные возрастные взаимоотношения между кварцевыми сиенито-диоритами и сиенито-диоритами остаются недостаточно ясными, хотя в юго-западной части последние в плане как будто пересекают кварцевые сиенито-диориты.

Мелкоовоидные выборгиты, аналогичные гранитам 3-й фазы II комплекса, залегают вокруг центра 3 юго-западнее г. Выборга. Породы слагают массив, величина которого в поперечнике не менее 20 км. Имеющиеся данные структурного изучения позволяют выделить в его пределах коническую интрузию, залегающую в северо-западной части этого массива непосредственно вокруг центра 3, и кольцевую, которая своей наиболее выпуклой частью обращена на юго-восток.

III комплекс. Породы представлены многочисленными интрузиями, пересекающими породы I и II комплексов и концентрирующимися в форме кольцевых и конических тел вокруг нескольких центров (4—15). Они образуют одно- или многофазные тела размером от 2 до 10 км в поперечнике. Из 12 таких исследованных массивов 7 ранее не были известны и изучались впервые. Указанные тела представлены пятью разновидностями гранитов, которые рассматриваются автором как сформированные в разные интрузивные фазы. Порфириовидные граниты выборгитового типа 1, 2, 4 и 5-й фаз характеризуются уменьшением в той же последовательности как общего количества мегакристаллов калиевого полевого шпата, так и мегакристаллов, окруженных плагиоклазовыми оболочками. Более 80% мегакристаллов в каждой из этих разновидностей гранитов характеризуется наличием отчетливых кристаллографических очертаний.

Граниты типа выборгита 1-й фазы содержат 16% мегакристаллов с плагиоклазовыми оболочками от общего количества мегакристаллов калиевого полевого шпата. В крупнозернистой основной массе содержатся кристаллы черного или дымчатого кварца размером до 0,5 см в поперечнике.

Граниты типа выборгита 2-й фазы содержат 20,2% мегакристаллов с плагиоклазовыми оболочками. Основная масса породы крупно- и среднезернистая.

3-я фаза представлена гранитами с отчетливыми плоскопараллельными текстурами, благодаря чему эти породы макроскопически легко отличимы от других разновидностей гранитов Выборгского массива. Эти граниты известны под названием «трахитоидных рапакиви» [53]. Мегакристаллы калиевого шпата разных размеров неравномерно рассеяны в трахитоидных гранитах. Наряду с участками их полного отсутствия имеются зоны скопления. В эндоконтакте интрузий трахитоидных гранитов с вмещающими породами количество мегакристаллов заметно увеличивается. При этом основная масса гранита, как и в отмеченных зонах скопления мегакристаллов, отличается большей массивностью и утрачивает отчетливую плоскопараллельную текстуру. Макроскопически порода становится похожей на гранит 2-й фазы III комплекса.

Серовато-розовые граниты 4-й фазы отличаются наличием сравнительно равномерно рассеянных мегакристаллов калиевого полевого шпата в среднезернистой основной массе. 73,1% мегакристаллов окружено плагиоклазовыми оболочками. В эндоконтактной зоне с вмещающими породами общее количество мегакристаллов увеличивается в 7 раз при сохранении относительного содержания субидiomорфных мегакристаллов, но при относительном уменьшении количества мегакристаллов с плагиоклазовыми оболочками (46,6%).

Граниты 5-й фазы, образующие небольшие дайкообразные тела, характеризуются наличием сравнительно равномерно рассеянных мегакристаллов калиевого полевого шпата белой окраски в мелкозернистой основной массе сероватой окраски. 52,9% мегакристаллов от общего их количества окружено плагиоклазовыми оболочками.

Сопоставление интрузий разных фаз III комплекса позволяет заметить уменьшение диаметров интрузий разного состава и их мощностей от интрузий, представленных более крупнозернистыми разновидностями пород, к интрузиям, сложенным более мелкозернистыми породами. Максимальная мощность интрузий III комплекса от 1-й к 5-й фазе составляет в среднем около 2,5; 1,5; 1,2; 1,1 и 0,1 км. В некоторых случаях установлено кольцевое и коническое строение интрузивных тел, представленных одинаковыми разновидностями пород, например трахитоидными гранитами, залегающими около центров 12 и 13.

Интрузии III комплекса преимущественно приурочены к структурно ослабленным зонам контактов между кольцевыми телами I и II комплексов.

Таким образом, результаты изучения внутренней структуры восточной части Выборгского массива позволяют рассматривать его как интрузивное образование полицентрального типа, форми-

рование которого происходило в результате многократного внедрения магмы по системам конических и кольцевых разломов.

МАССИВ АХВЕНИСТО (AHVENISTO)

Массив Ахвенисто, или Мянтюхарью (Mäntyharju) (рис. 16), расположен у северо-западной оконечности Выборгского массива рапакиви и отделяется от последнего гранитизированными свекофенидами. Южная оконечность массива Ахвенисто находится на расстоянии 2 км в меридиональном направлении от гранитов Выборгского массива. Наибольшие размеры массива составляют 27 км в северо-восточном направлении и 18 км в северо-западном. Площадь массива около 300 км².

Массив Ахвенисто привлекает внимание исследователей прежде всего ассоциацией гранитов рапакиви с анортозитами и диабазами [504, 608, 677—682, 752]. Наиболее детально массив охарактеризован в работе Саволахти [679].

Согласно Саволахти [679], в массиве залегают следующие породы: а) анортозиты (лабрадориты), габбро-анортозиты, габбро (амфиболовые и пегматоидные), альбитовые диабазы; б) кварцевые диабазы; в) биотитовые рапакиви, порфир-аплиты, аплиты и пегматиты; г) оливиновые диабазы; д) роговообманковые рапакиви, их порфир-аплиты, аплиты и пегматиты; е) гранит-порфиры.

Примечательной особенностью строения массива является кольцевое расположение габбро-анортозитов по внешнему контакту биотитовых гранитов рапакиви. Габбро-анортозиты образуют почти полное кольцо, не замкнутое только на юго-западе, где в зоне трещиноватости, соединяющей выклинивающиеся части габбро-анортозитовой интрузии, залегают дайки гранит-порфиров. Весьма важно доказательство Саволахти [679], что роговообманковые граниты рапакиви являются более молодыми по сравнению с биотитовыми рапакиви, габбро-анортозитами и диабазами. При этом Саволахти [679] подчеркивает сходство роговообманковых рапакиви массива Ахвенисто с лашпее-гранитами Выборгского массива [527, с. 17] и таркки-гранитами массива Эурайоки [600, с. 9]. Указанное согласуется с выводами автора о более молодом возрасте лашпее-гранитов (кварцевых сиенитодiorитов) по отношению к гранитам рапакиви I и II комплексов в восточной части Выборгского массива.

Судя по имеющимся замерам залегания, контакты габбро-анортозитов, биотитовых и роговообманковых гранитов с вмещающими породами наклонены к центру массива. Подобным же образом наклонены и зоны дробления преимущественно в габбро-анортозитах и биотитовых рапакиви. По этим данным центр плутонизма намечается в северо-восточной части тела биотитовых рапакиви, окруженной габбро-анортозитами и дайками гранит-порфиров. Исходя из изложенного, тела габбро-анортозитов,

биотитовых и роговообманковых гранитов можно рассматривать как интрузии конической формы.

На карте Саволахти [679] (рис. 16) обращает также на себя внимание примыкающее с юга к массиву Ахвенисто дугообразное

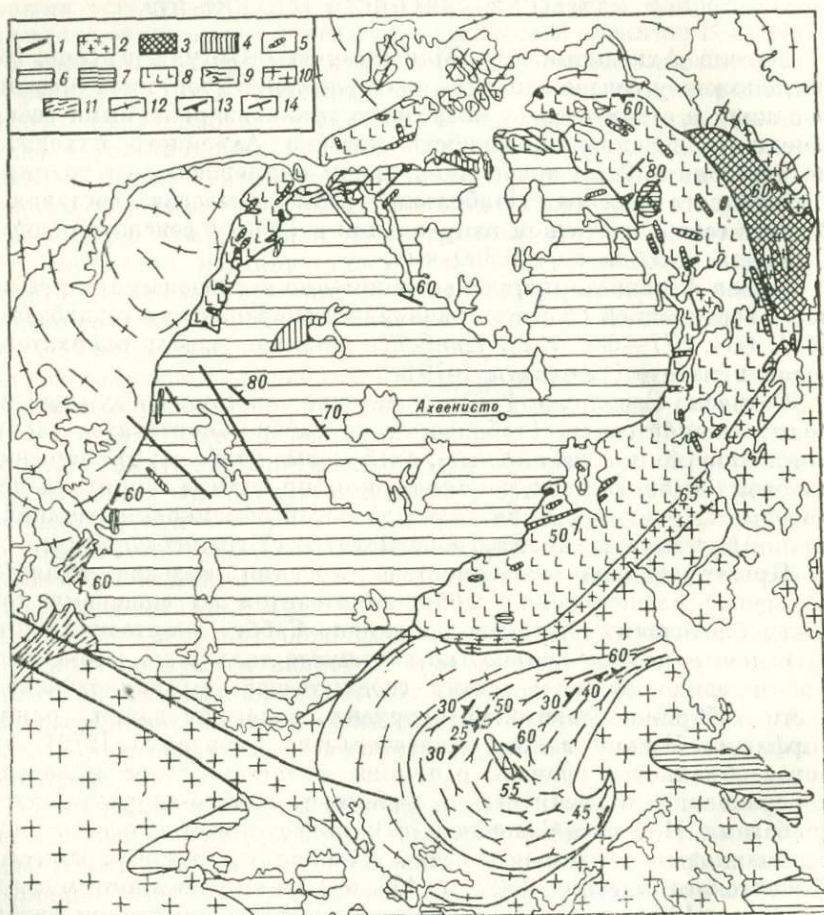


Рис. 16. Геологическая карта массива Ахвенисто, Южная Финляндия, по Саволахти [679] (упрощено).

Средний протерозой: 1 — гранит-порфиры; 2 — роговообманковые рапакиви; 3 — оливиновые диабазы; 4 — порфиновые аплиты; 5 — жилы биотитовых рапакиви в габбро-анортозитах; 6 — биотитовые рапакиви; 7 — кварцевые диабазы; 8 — габбро-анортозиты.

Средний протерозой (?): 9 — кварцевые диориты и гранодиориты; 10 — микроклиновые граниты.

Нижний протерозой — архей: 11 — амфиболиты; 12 — мигматиты.

Углы падения: 13 — плоскопараллельных тенстур и контактов; 14 — зон дробления

тело гранодиоритов и кварцевых диоритов, в плане как будто рассекающее вмещающие микроклиновые граниты. Можно предположить, что это тело относится к комплексу гранитов рапакиви

и габбро-анортозитов, поскольку дугообразные в плане тела кварцевых сиенито-диоритов, переходящих нередко в гранодиориты, выделены автором среди пород II комплекса в восточной части Выборгского массива.

МАССИВ ВЕХМАА (VENMAA)

Сведения о составе пород и строении массива Вехмаа (рис. 17), расположенного в Юго-Западной Финляндии, известны из работы

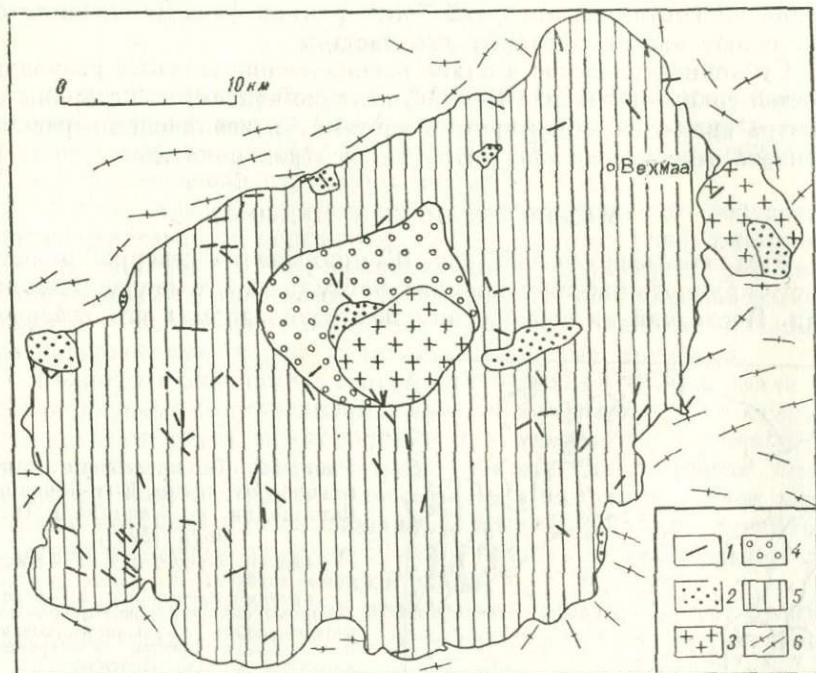


Рис. 17. Геологическая карта массива Вехмаа, Юго-Западная Финляндия, по Канерва [578] (упрощено).

Средний протерозой: 1 — дайки аплитов; 2 — порфир-аплиты; 3 — мелкозернистые граниты; 4 — локалы-граниты (штерляитового типа); 5 — граниты рапакиви выборгитового типа.

Нижний протерозой — архей: 6 — простирания гнейсов.

Канерва [578]. Размеры массива в поперечнике достигают 40 км в северо-восточном направлении и 25 км в северо-западном; площадь массива около 650 км².

Наиболее распространенные породы массива представлены овоидальными роговообманково-биотитовыми гранитами выборгитового типа; средний размер мегакристаллов калиевого полевого шпата около 2 см. Контакты этих гранитов с вмещающими гнейсами наклонены под углами от 20—30 до 45° в стороны от центра массива. Форма образованной при этом интрузии имеет вид куполообразного свода (колоколообразная кольцевая интрузия,

по Робертсу [670]), апикальная часть которого частично эродирована. В центральной части массива залегает неполнокольцевая в плане интрузия порфиroidных гранитов питерлитового типа. Диаметр этой интрузии около 10 км. Овалообразные интрузии мелкозернистых гранитов диаметром 5—6 км залегают в центральной части и у восточного контакта массива. К заключительной фазе становления плутона относится, вероятно, внедрение ряда мелких интрузий порфир-аплитов, залегающих преимущественно на контактах интрузий более ранних фаз. Дайки аплитов рассекают массив в разных его частях.

Субконцентрическое в плане расположение главных разновидностей гранитов массива Вехмаа, падение контактов в стороны от центра являются характерными чертами, позволяющими рассматривать этот массив как интрузию центрального типа.

МАССИВ ЭУРАЙОКИ (EURAJOKI)

Этот небольшой массив (рис. 18) примыкает к северной оконечности крупного массива рапакиви Лайтила на юго-западе Финляндии. Последний изучался преимущественно лишь в его северной

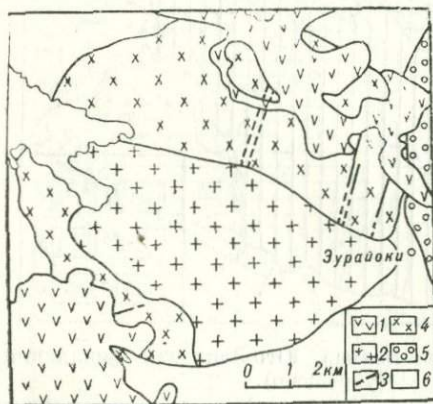


Рис. 18. Геологическая карта массива Эурайоки, Юго-Западная Финляндия, по Хаапала и Оян-пера [525].

Верхний протерозой: 1 — оливковые диабазы.

Средний протерозой: 2 — порфиroidные биотит-граниты; 3 — порфиroidные дайки; 4 — равномернозернистые биотит-граниты; 5 — граниты рапакиви массива Лайтила.

Нижний протерозой — архей: 6 — мигматиты.

части, и сведения о его строении в целом недостаточны [485, 486, 555, 574, 599, 600]. Поэтому ниже ограничимся кратким описанием только его сателлита — массива Эурайоки [524, 525, 574, 600].

В плане массив имеет почти изометрическую форму. Диаметр его около 9 км, площадь около 70 км². 1-я фаза массива представлена равномернозернистыми биотит-гранитами. Эти породы в плане образуют подковообразное тело, выпуклой стороной обращенное на северо-запад и окружающее порфиroidные биотит-граниты центральной части массива. Возрастные соотношения между этими породами устанавливаются однозначно, поскольку биотит-граниты рассекают порфиroidные дайки, которые в свою

очередь пересекают таркки-граниты. Как указывалось выше, таркки-граниты сопоставимы по составу и облику с роговообманковыми гранитами массива Ахвенисто и лапше-гранитами Выборгского массива. По описанию Лайтакари [599], яккьяря-граниты весьма сходны со средне- и мелкозернистыми гранитами заключительных фаз III комплекса восточной части Выборгского массива, но отличаются тем, что в последних встречаются рассеянные в общей массе мегакристаллы калиевого полевого шпата.

МАССИВ ОВА (ÅVA)

В северо-восточной части Аландского архипелага залегает примечательный массив Ова (рис. 19), характеризующийся центральным строением [408, 435, 441, 479, 576, 577, 642, 662, 691]. Диаметр кольцевой структуры достигает 8 км.

Породы массива представлены в относительной возрастной последовательности порфиридовидными гранитами (типа питерлита, иногда типа выборгита), монцонитами со структурами рапакиви, лампрофирами и диабазами. На северо-восточной окраине массива залегают также мелкозернистые граниты. Наиболее молодыми разновидностями пород являются кварцевые порфиры.

Граниты и монцониты слагают интрузивные тела, в плане характеризующиеся отчетливой кольцевой конфигурацией и отделенные друг от друга перегородками вмещающих мигматитов. Судя по падению плоскопараллельных текстур интрузивных пород к центру массива, рассматриваемые тела относятся к типу конических интрузий. Углы падения крутые (80—70°) на периферии массива и более пологие (до 50—20°) ближе к его центру, что особенно заметно в юго-западной части.

Лампрофиры, диабазы и кварцевые порфиры слагают преимущественно радиальные дайки, пересекающие конические интрузии.

МАССИВ РАГУНДА (RAGUNDA)

В Юго-Восточном Норланде Швеции, на расстоянии около 90 км к северо-западу от Сундсваала, расположенного на берегу Ботнического залива, находится массив Рагунда (рис. 20) [548, 549, 585]. Протяженность пород массива в субширотном направлении около 40, в субмеридиональном до 25 км в восточной части, площадь около 500 км².

В массиве ассоциируют породы разного состава: биотитовые и роговообманковые рапакиви, кварцевые сиениты, анортозиты, габро.

На геологической карте массива Рагунда (рис. 20), составленной Корнфельтом [585], несмотря на отсутствие структурных данных, план расположения главных разновидностей пород свидетельствует об отчетливом полицентральном строении этого массива. Намечается, по крайней мере, три центра плутонизма:

в западной, восточной и северо-восточной частях массива. К этим центрам приурочены сравнительно округлые тела гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород. Строение массива около запад-

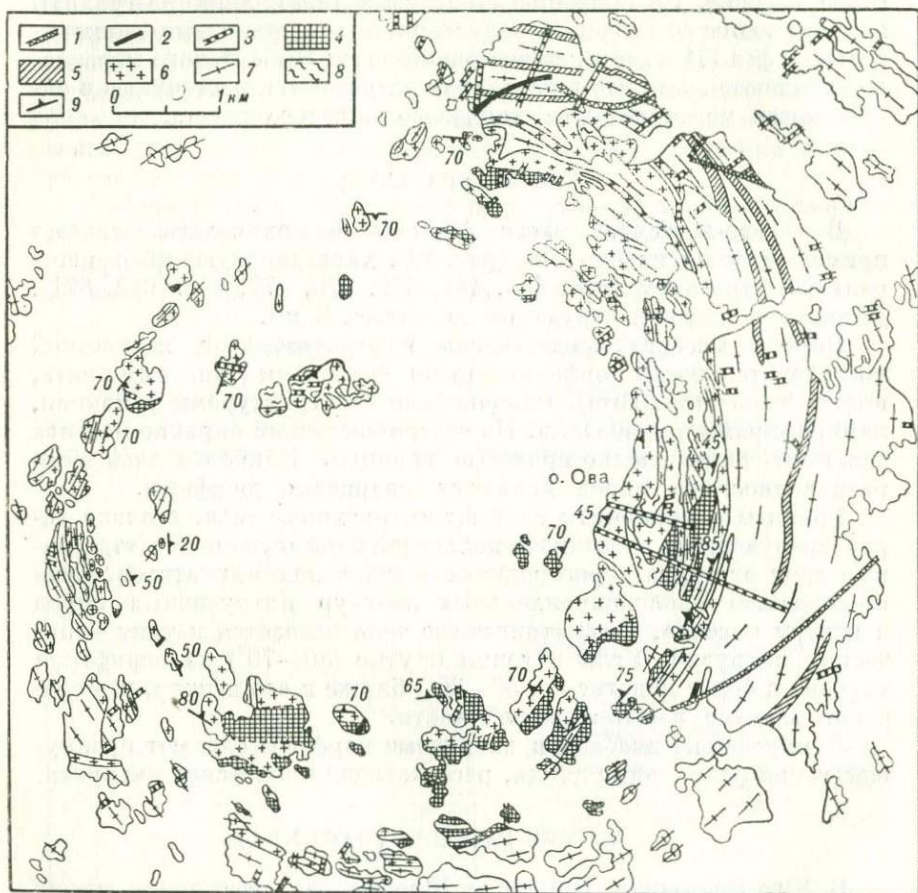


Рис. 19. Структурно-геологическая карта массива Ова, северо-восток Аляндского архипелага, Финляндия, по Каитаро [576] (упрощено).

Средний протерозой: 1 — кварцевые порфиры; 2 — диабазы; 3 — лампрофиры; 4 — монзониты (со структурами рапакиви); 5 — мелкозернистые граниты; 6 — порфировидные граниты (типа питерлита, иногда типа выборгита).

Нижний протерозой — архей: 7 — мигматиты; 8 — зоны дробления; 9 — углы падения плоскопараллельных текстур.

ного центра особенно примечательно. Здесь кварцевые сиениты в плане образуют неполнокольцевое тело, а габброиды — замкнутое кольцо. При этом габброиды пересекают кварцевые сиениты, а последние — биотитовые граниты рапакиви. Указанные соотношения габбровых пород и гранитов рапакиви чрезвычайно важны, поскольку широко распространено представление об обрат-

ных соотношениях гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними габброидов. Габбровые породы, приуроченные к восточному центру, в основном залегают по периферии округлого тела биотитовых гранитов рапакиви, тоже образуя как бы прерывистое кольцо. Подобное залегание габброидов вполне закономерно, поскольку более поздние тела магматических пород в многофазных интрузиях центрального типа преимущественно приурочены

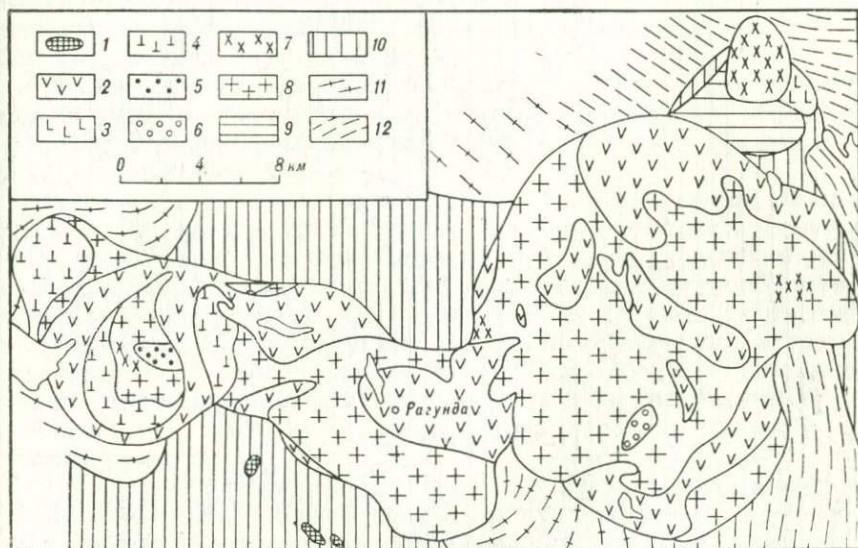


Рис. 20. Геологическая карта массива Рагунда, Швеция, по Корнфельту [585] (упрощено).

Верхний протерозой(?): 1 — долериты.

Средний протерозой: 2 — габбро; 3 — анортозиты; 4 — кварцевые сиениты; 5 — мелкозернистые граниты; 6 — гранит-порфиры; 7 — роговообманковые граниты рапакиви; 8 — биотитовые граниты рапакиви (рагунда-граниты).

Нижний — средний протерозой: 9 — метагаббро; 10 — граниты ревсунд; 11 — палингенные граниты и мигматиты; 12 — метаграувакки.

к структурно ослабленным зонам, каковыми являются контакты интрузий более ранних фаз с вмещающими породами. Наряду с охарактеризованным расположением базитов последние в виде удлинённых в плане интрузий пересекают и центральные части гранитных тел.

РИЖСКИЙ ПЛУТОН

Рижский (Курземский, Пилтенско-Рижский) плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов охватывает Курземский полуостров, большую часть дна Рижского залива и частично его восточное побережье, южную часть о. Саарема и часть дна Балтийского моря на западе (рис. 21). Представления о строении этого

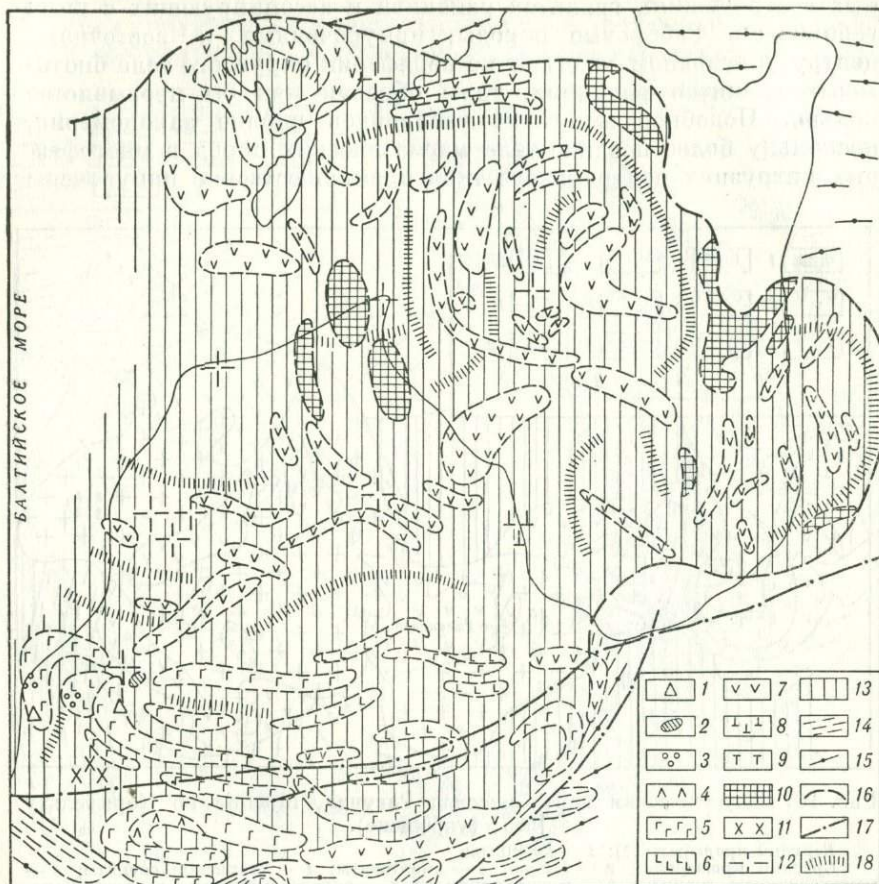


Рис. 21. Геолого-геофизическая схема строения Рижского плутона. Составили А. Н. Берковский и Р. З. Левковский по материалам гравиметрических и аэромагнитных съемок с использованием данных О. А. Богатикова и А. П. Биркиса [36].

Верхний — средний протерозой: 1 — проявления щелочного базальтоидного магматизма; 2 — метаморфизованные диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — плагиоклазовые перидотиты, троктолиты; 5 — габбро-нориты, габбро-норит-лабрадориты; 6 — лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты, троктолит-лабрадориты; 7 — породы (габброиды?) с плотностью $> 2,65 \text{ г/см}^3$ и повышенной намагнитченностью; 8 — кварцевые монцититы — кварцевые сиениты; 9 — кварцевые мангериты, мангеритовые граносениты; 10 — породы с плотностью $< 2,65 \text{ г/см}^3$ (кварцевые монцититы, кварцевые мангериты?) и повышенной намагнитченностью; 11 — мангеритообразные граниты; 12 — рапакиви, рапакивиобразные граниты, рапакиви порфиры; 13 — нерасчлененные гранитоиды.

Нижний протерозой — архей: 14 — гиперстеновые, двушпироксеновые, биотит-пироксеновые и роговообманково-пироксеновые гнейсы и сланцы, иногда чарнокитизированные и мигматизированные; 15 — плагиоклазовые сланцы и гнейсы с кордиеритом, силлиманитом, гранатом, шпинелью и гиперстеном, иногда чарнокитизированные и мигматизированные. 16 — контуры плутона; 17 — разломы; 18 — оси отрицательных гравитационных аномалий.

плутона и составе слагающих его пород опираются исключительно на результаты изучения кернов из сравнительно немногочисленных буровых скважин и геофизических работ [29—30, 33—36, 225, 226, 285, 313, 314, 371].

Ввиду отсутствия достоверных сведений о восточной и особенно западной границах плутона данные о его размерах (прежде всего в субширотном направлении) на современном этапе исследований ориентировочны. Протяженность плутона в меридиональном направлении около 220, в восточном, по-видимому, не менее 250 км, площадь плутона до 40 000 км².

В наибольшей мере плутон изучен в пределах Курземского полуострова, особенно его южной части. Имеющиеся сведения о составе пород плутона обобщены в монографии О. А. Богатикова и А. П. Биркиса [36].

Среди пород плутона выделяются: а) граниты рапакиви выборгитового и питерлитового типов, рапакивиподобные граниты (без овоидального калиевого полевого шпата); б) мангеритообразные граниты; в) мангеритовые граносиениты — кварцевые мангериты; г) кварцевые сиениты — кварцевые мондониты; д) сиениты; е) оливиновые и безоливиновые габбро, габбро-нориты, нориты; ж) трактолиты, пироксеновые трактолиты; з) лагиоклазовые перидотиты и оливиниты; и) оливиновые и безоливиновые габбро-лабрадориты, габбро-норит-лабрадориты, норит-лабрадориты и лабрадориты.

По гравиметрическим исследованиям и результатам интерпретации магнитных аномалий во всех частях плутона устанавливаются многочисленные тела основных пород, которые в плане имеют преимущественно дугообразное, иногда округлое, овальное и даже субконцентрически зональное строение. Среди поля распространения гранитоидных пород установлены дуго- и кольцеобразные (в восточной части плутона) зоны отрицательных гравитационных аномалий. На основании гравиметрических данных мощность гранитов плутона оценивается до 8—10 км; особенно значительна мощность гранитных пород в восточной части плутона.

На основании более высоких цифр изотопного возраста габбро-норит-лабрадиоритов (1140—2000 млн. лет) по сравнению с гранитоидами (1270—1640 млн. лет) и данных о пересечении дайковыми и жильными гранитоидами базитов последние рассматриваются как более древние по отношению ко всем гранитам плутона [36].

Автору представляется более вероятным, что относительные возрастные соотношения между указанными группами пород обратные, а именно базиты являются более молодыми, чем главная масса гранитоидов. В плане распространения интрузий базитов намечается отчетливое секущее расположение последних по отношению к гранитам, что проявлено преимущественно в протяженной дугообразной конфигурации базитовых тел. Последние,

в частности, иногда пересекают протяженные дугообразные зоны гравитационных минимумов, отражающих кольцевую конфигурацию крупных гранитных тел. Жилы и дайки гранитов, пересекающие габброиды, являются наиболее молодыми магматогенными образованиями плутона и, естественно, характеризуются соответствующими чертами минералогического состава и химизма, присущими гранитоидам Рижского комплекса в целом.

Дугообразные, иногда кольцеобразные в плане зоны отрицательных гравитационных аномалий, подобная же конфигурация в плане, а иногда и субконцентрическое залегание интрузий базитов дают основание считать, что Рижский плутон является сложным полицентральной магматогенным комплексом.

ЛУЖСКИЙ МАССИВ

Лужский массив (рис. 22) гранитов рапакиви и габброидных пород расположен в 50 км восточнее Чудского озера. Протяженность массива в меридиональном направлении около 170, в широтном до 130 км, площадь не менее 12 000 км². Вмещающие породы массива представлены биотитовыми гнейсо-гранитами и гранулитами (архей — нижний протерозой); они вскрыты единичными скважинами.

Приведенная схема строения Лужского массива составлена на основании совокупности гравиметрических и магнитометрических данных. Массив характеризуется отчетливым полицентральной строением. Вокруг нескольких центров плутонизма залегают преимущественно дугообразные в плане тела магматогенных пород с разной плотностью и намагниченностью. Преобладают породы с плотностью $< 2,65$ г/см³, среди которых выделяются гранитоиды с низкой намагниченностью и породы, по-видимому, среднего состава (монзониты или сиенито-диориты?), характеризующиеся повышенной намагниченностью. В пределах поля гранитоидных пород установлены дугообразные зоны гравитационных минимумов, отражающих неполнокольцевое строение крупных гранитных тел. Среди базитов с плотностью $> 2,65$ г/см³ также выделяются породы с пониженной (анортозиты?) и повышенной (нориты, габбро, пироксениты?) намагниченностью.

КОРОСТЕНСКИЙ ПЛУТОН

В северо-западной части Украинского щита расположен сложный Коростенский плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов (рис. 23) [1, 5, 15, 19—22, 23, 36, 47—50, 56, 75—79, 80, 82, 96, 97, 103, 105, 106, 107, 111, 120, 124, 134, 138, 146—151, 153, 156, 158, 184, 185, 194, 195, 197, 198, 201, 229, 230, 233, 246, 247, 253, 263, 264, 272—274, 279, 290—294, 296, 305, 306, 309, 325, 340, 343—345, 348, 350, 353—354, 361, 366, 367, 369, 379, 380, 386, 392—396, 410, 698]. В плане форма плутона приближается к изо-

метрической. Наибольшие размеры в поперечнике около 110 в меридиональном и около 120 км в субширотном направлениях, площадь около 12 000 км².

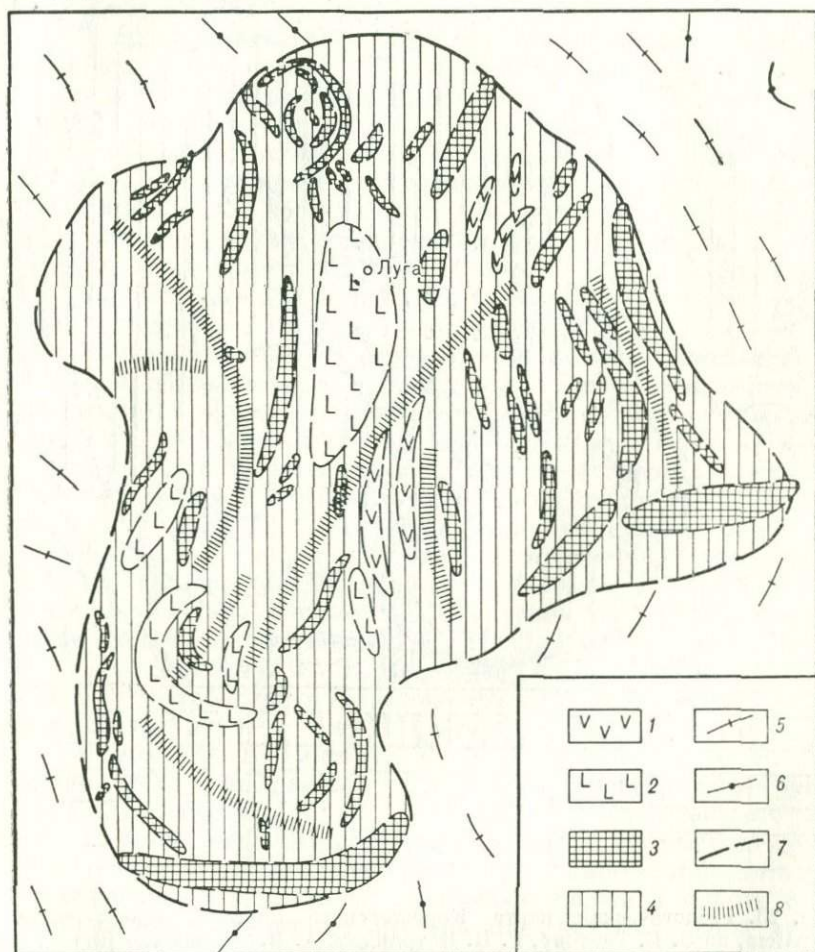


Рис. 22. Геолого-геофизическая карта Лужского массива. Составил А. Н. Берковский по материалам гравиметрических и магнитометрических съемок.

Средний протерозой: 1 — породы повышенной намагниченности с плотностью $> 2,65$ г/см³ (габбро, нориты, пироксениты?); 2 — породы пониженной намагниченности с плотностью $> 2,65$ г/см³ (анортоситы?); 3 — породы повышенной намагниченности с плотностью $< 2,65$ г/см³ (монзониты, мангериты, сениито-диориты, гранодиориты?); 4 — породы низкой намагниченности с плотностью $< 2,65$ г/см³ (граниты).

Нижний протерозой — архей: 5 — гранулиты; 6 — биотитовые гнейсо-граниты. 7 — контуры массива; 8 — оси гравитационных минимумов.

В пределах плутона охарактеризованы: а) граниты рапакиви выборгитового типа; б) рапакиви-подобные граниты; в) средне-, крупнозернистые и порфиридные граниты; г) преимущественно

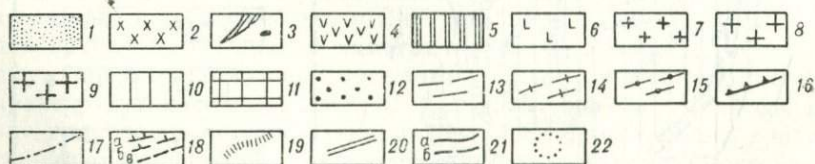
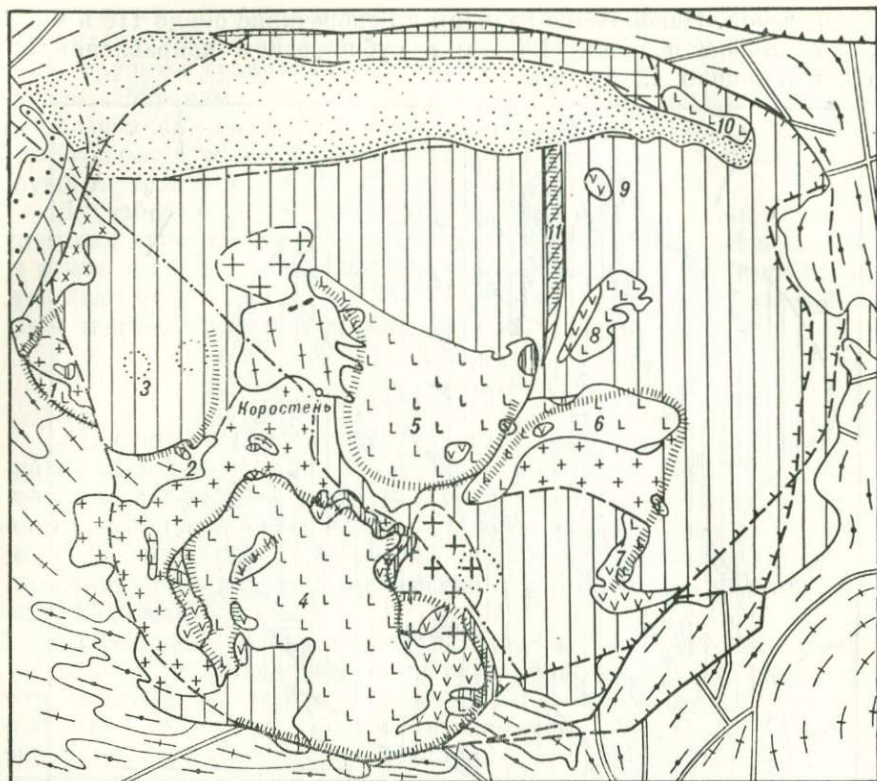


Рис. 23. Геологическая карта Коростенского плутона, северо-западная Украина, по О. Б. Гинтову, Р. П. Патрикяну, А. И. Тимощенко [97] с изменениями (упрощено).

Верхний протерозой: 1 — овручская серия (кварцевые порфиры, филлитовидные сланцы, диабазы, порфиры, кварцитовидные песчаники).

Средний протерозой: 2—11 — коростенский комплекс (2 — розовато-серые и серые амфибол-биотитовые гранит-порфиры, 3 — диабазы, габбро-диабазы, 4 — габбро, габбро-нориты, нориты, 5 — монцититы, габбро-монцититы, нориты, 6 — лабрадориты, габбро-лабрадориты, 7 — мелко- и среднеовиндные рапакивиоподобные биотит-амфиболовые граниты, часто содержащие оливин и пироксен, 8 — средние и крупноовиндные рапакивиоподобные биотит-амфиболовые граниты, 9 — граниты рапакиви, 10 — среднекрупнозернистые и порфирировидные граниты — лезниковские, норинские, рассоховские, степановские, 11 — серые и розовато-серые метасоматически измененные граниты); 12 — пугачевская серия (серцит-кварцевые сланцы, аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчаники, покровы диабазов); 13 — осницкий комплекс (диабазы и диабазовые порфиры), габбро, габбро-амфиболиты, граниты львовковские, осницкие, сырницкие, хочинские).

Нижний протерозой: 14 — кировоградско-житомирский комплекс (кварцевые диориты, гранодиориты, мелко-среднезернистые и порфирировидные граниты и мигматиты); 15 — тетеревская серия (биотит-плаггиоклазовые, силлиманит-биотит-плаггиоклазовые

среднезернистые, иногда мелкозернистые габбро-монзониты, изредка кварцевые монзониты; д) преимущественно среднезернистые, но нередко мелко- или крупнозернистые оливиновые или безоливиновые габбро, габбро-нориты, нориты, иногда перидотиты и пироксениты; е) грубо- и гигантозернистые лабрадориты и габбро-лабрадориты; ж) мелкозернистые габбро-диабазы; з) гранит-аплиты, пегматиты, гранит-порфиры; и) метасоматические переработанные граниты; к) щелочные сиениты.

Большинство исследователей рассматривают Коростенский плутон в соответствии с представлениями А. А. Полканова [292, 293, 296] и В. С. Соболева [354] как плитообразное интрузивное тело; первая фаза представлена основными породами, а вторая гранитами, которые перекрывают базиты. А. А. Полканов [296] предполагал, что возникновение гранитного расплава связано с переплавлением базитами пород овручской серии. Наряду с этим он допускал, что «первое расположение гранитов следовало разломам, приближающимся по типу к кольцевым огибающим разломам, по которым и происходило погружение отделившихся частей сформированной первой фазы плутона ...» [296, с. 77—78]. Более молодые метасоматические щелочные сиениты в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов формировались, по данным И. Д. Царовского [386], вдоль конических дугообразных в плане зон трещиноватости, что, по мнению А. А. Полканова, является признаком «развития магматической деятельности типа центральных интрузий» [299, с. 83]. Последующие исследования позволили И. Л. Личаку, И. С. Усенко, И. Д. Царовскому и И. Б. Щербакову [105] прийти к заключению о существовании в Коростенском плутоне элементов кольцевых структур.

Согласно О. Б. Гинтову, Р. П. Патриякю и А. И. Тимощенко [97], обобщившим результаты геолого-геофизических съемок, проведенных на значительной части Коростенского сложного плутона, последний представляет собой гигантскую кольцевую тектоно-магматическую структуру. Многолетние детальные исследования позволили И. Л. Личаку прийти к выводу о том, что гранитоидные породы плутона представляют собой «интрузивно-метасоматический продукт дебазификации основных пород ...» [151, с. 12].

и амфибол-плагноклазовые гнейсы, мраморы и кальцифиры, породы основного состава). 16 — сброс, отделяющий Украинский щит от Припятского грабена. Разломы: 17 — возникшие после формирования плутона; 18 — кольцевой системы, окружающей плутон (а — не перекрытые породами плутона, б — перекрытые: бергштрихи направлены в сторону опущенного блока, в — разломы без установленного смещения блоков); 19 — кольцевые (каналы подъема основной магмы); 20 — возникшие до формирования плутона. 21 — контакты (а — между породами разного состава, б — между гранитами плутона); 22 — участки гранитов максимальной мощности (предполагаемые выводные каналы в центрах плутонизма).

Массивы габброидных пород (цифры на карте): 1 — Кривотинский; 2 — Ушомирский; 3 — Емельяновский (скрытый под гранитоидами); 4 — Вольнский; 5 — Человичский; 6 — Дубравский; 7 — Пинзевичский; 8 — Рудня-Базарский; 9 — Давидковский; 10 — Павловский; 11 — Звиздаль-Залесская дайка габбро-диабазов.

Внутреннее строение Коростенского плутона в настоящее время рисуется следующим образом.

В разных частях плутона залегает несколько массивов габбро-норит-лабрадоритов (рис. 23).

В западной части плутона на контакте гранитов с вмещающими породами залегают Кривотинский и Ушомирский массивы, приуроченные к кольцевой зоне гравитационных максимумов диаметром до 35 км. В центральной части гранитоидного блока, окруженного кольцевой структурой, по повышенным магнитному и гравитационному полям выделяется Емельяновский массив основных пород, находящийся по количественным расчетам на глубине 1—2 км под гранитами. Основные породы в Кривотинском и Ушомирском массивах наклонены к центру Емельяновского массива, т. е. все эти массивы являются фрагментами в целом единой интрузии конической формы. В кольцевой зоне основные породы, судя по характеру геофизических полей, залегают круто.

В южной части плутона расположен Володарск-Волинский массив основных пород, представленный в центральной части преимущественно лабрадоритами. По периферии массива выделяется кольцевая зона локальных повышенных гравитационных аномалий размером 35 × 52 км. К этой зоне приурочена цепочка интрузий габбро-норитов. Падение кольцевого тела базитов по данным количественных расчетов вертикальное или крутоцентри-клинальное. Ближе к центру массива, в 6 км от внешнего кольцевого тела, располагается второе дугообразное кольцевое тело, обращенное выпуклой стороной на запад и расположенное субконцентрически с внешней кольцевой интрузией. Это тело фиксируется выходами меланократовых габбро и цепочкой гравитационных максимумов среди поля распространения лабрадоритов.

Чеповичский массив, представленный главным образом также лабрадоритами, залегает в центральной части Коростенского плутона. С востока, юга и запада он окружен полукольцом локальных положительных гравитационных аномалий. Диаметр этой структуры около 30 км. К ней приурочены мелкие массивы габбро-норитов.

В базитах частично обнаженных Володарск-Волинского и Чеповичского массивов установлено, что ориентировка плоскопараллельных текстур изменяется от крутопадающих на периферии с постепенным переходом к центру массивов до пологозалегающих и субгоризонтальных. Подобный характер залегания текстур позволяет рассматривать эти массивы базитов как типичные колоколообразные кольцевые интрузии [670], у которых современной эрозионной поверхностью вскрыты близапикальные части на таком уровне, что не эродированы породы внутрикольцевых блоков.

Восточнее Чеповичского массива локальные положительные гравитационные аномалии образуют подковообразную в плане

зону диаметром около 30 км. Выпуклой стороной зона обращена на северо-восток. Она прослеживается по внешней периферии дугообразного Дубравского массива, изогнутого в плане на северо-запад, и Пинязевичского — северо-восточного простирания. Эта структура либо является колоколообразной кольцевой интрузией, эродированной на таком уровне, что вскрыт внутрикольцевой блок гранитов, либо представляет собой коническое тело, погружающееся к своему центру под рапакивиподобные биотит-амфиболовые граниты.

Таким образом, в пределах Коростенского плутона установлено по крайней мере четыре центра плутонизма, вокруг которых залегают крутопадающие кольцевые интрузии основных пород. Не исключено существование еще одного центра плутонизма базитов на северо-востоке плутона, где залегают Рудня-Базарский, Давидковский и Павловичский массивы габбро-норит-анортозитов.

Относительно возрастных взаимоотношений гранитов и базитов преобладает представление о том, что граниты слагают единое интрузивное тело, внутри которого наблюдаются «окна» подстилающего граниты также единого тела габбро-норит-лабрадоритов, внедрившихся в первую интрузивную фазу. Это представление опирается, во-первых, на факты существования гранитных жил и даек, пересекающих базиты и рассматривающихся как апофизы главного крупного тела гранитов, сформированного одноактно, и, во-вторых, на примеры наличия в ряде участков, но не повсеместно габбро-монзонитов, а иногда кварцевых монзонитов на контакте габбро-норитов, с одной стороны, и гранитов Коростенского плутона — с другой. Габбро-монзониты и кварцевые монзониты рассматриваются обычно как результат контактового воздействия окружающих более поздних гранитов на габброидные породы, хотя еще в 1896 г. В. Е. Тарасенко, обсуждая контактовые взаимоотношения габбро-монзонитов, которые он называл габбро-сиенитами, и гранитов, утверждал, что «габбро-сиенит более молодого возраста, чем гранит» [366, с. 178].

В связи с рассмотрением возрастных взаимоотношений гранитов и базитов в Коростенском плутоне автор считает необходимым обратить внимание на следующие явления контактовых взаимоотношений между гранитами, с одной стороны, и диабазами, лампрофирами и сиенито-диоритами — с другой, в хорошо обнаженных комплексах формации рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. В эндоконтактных зонах протяженных интрузивных тел основного и среднего состава, пересекающих граниты выборгитового или питерлитового типа, автором наблюдались явления гранитизации, выражающиеся в обогащении этих зон калиевым полевым шпатом, в исчезновении пироксенов, замещении амфибола биотитом и хлоритизации биотита. В подобных случаях при отсутствии непосредственных структурно-геологических данных об относительных возрастных взаимоотношениях

между гранитами и породами более основного состава обычно делается заключение о том, что указанные явления в породах основного и среднего состава — результат контактового воздействия гранитов на упомянутые породы. Отсюда, как правило, следует вывод о более молодом возрасте гранитов по отношению к базитам, хотя в действительности относительные возрастные взаимоотношения между ними могут быть обратными.

В связи с изложенным следует подчеркнуть, что контактовые явления, подобные охарактеризованным, не служат критерием для суждения о возрастных взаимоотношениях между телами гранитов и базитов. Подобные явления в случае относительно более молодого возраста базитов по отношению к гранитам рассматриваются автором как следствие метасоматического преобразования интрузивного субстрата основного состава под воздействием постмагматических ювенильных растворов, проникающих обычно по структурно ослабленным зонам, к которым относятся зоны контактов.

В массивах северо-западной части Кольского полуострова автором в ряде случаев наблюдалось в экзоконтакте относительно более молодых интрузий базитов, а именно в гранитах, увеличение количества мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками вообще и с субконцентрически расположенными двойными плагиоклазовыми оболочками в частности, что может быть объяснено частичным выносом растворами из базитов в граниты некоторых элементов, в том числе натрия и кальция, при постмагматических метасоматических процессах замещения базитов. При этом, как правило, отсутствует зона закалки гранитов, которая должна была бы наблюдаться в последних в случае кристаллизации гранитного расплава на контакте с ранее внедрившимися и остывшими базитами.

В то же время наряду с указанными явлениями установлены жиллообразные зоны полевошпатового порфиробластеза, ориентированные, как правило, в соответствии с главными направлениями трещин отдельности в интрузиях базитов и рассматривающиеся автором тоже как результат постмагматических метасоматических процессов. Протяженность подобных зон порфиробластеза обычно ограничена контактами интрузии основных пород. Однако, кроме того, имеются тела гранитоидных пород, пересекающих и базиты и вмещающие их более ранние порфировидные граниты, т. е. в пределах одного сложного комплекса существуют относительно разновозрастные граниты, разделенные во времени интрузиями базитов. Указанное необходимо иметь в виду при решении вопросов стратиграфии магматогенных пород в сложных комплексах, особенно плохо обнаженных. Упрощенный подход к рассмотрению возрастных взаимоотношений пород в подобных образованиях неизбежно ведет к ошибочным заключениям.

Возвращаясь к рассмотрению внутреннего строения Коростенского плутона, необходимо отметить следующее. В настоящее

время установлено [50], что мелкозернистые меланократовые габбро, габбро-нориты и габбро-диабазы рассекают лабрадориты и габбро-лабрадориты, представляя самостоятельные интрузивные фазы. В свете этого естественна преимущественная приуроченность габбро, габбро-норитов и габбро-диабазов к контактовым участкам крупных тел лабрадоритов и габбро-лабрадоритов с окружающими гранитами, поскольку подобные участки, будучи структурно ослабленными зонами, наиболее благоприятны для внедрения последующих порций магмы. Кроме того, отчетливо устанавливается более молодой возраст габбро-диабазов относительно гранитов на примере протяженной субмеридиональной Звиздаль-Залесской дайки, рассекающей граниты северной половины Коростенского плутона и в свою очередь перекрывающейся верхнепротерозойскими отложениями овручской серии.

Принимая во внимание изложенное и исходя из закономерностей внутреннего строения и механизма формирования комплексов формации рапакиви, изученных автором на Балтийском щите, последовательность формирования магматогенных пород в Коростенском плутоне в наиболее общем виде можно представить следующим образом: а) граниты рапакиви, рапакивиоподобные, порфириовидные (питерлитового типа); б) лабрадориты и габбро-лабрадориты; в) кварцевые монцониты, монцониты, габбро-монцониты (иногда диориты и гранодиориты), габбро, габбро-нориты, нориты (иногда с линзами перидотитов и пироксенитов); г) габбро-диабазы. К заключительным этапам становления плутона относится формирование гранит-аплитов, пегматитов, гранит-порфиров и, наконец, щелочных сиенитов, хотя и не исключено, что эти породы, кроме щелочных сиенитов, древнее габбро-диабазов.

Отсутствие непосредственных структурных наблюдений в пределах обширного поля распространения гранитов Коростенского плутона затрудняет суждение о механизме формирования этих пород. Однако расположение в плане рапакивиобразных гранитов вокруг Володарск-Волынского массива основных пород имеет форму полукольца, ограничивающего массив с запада. У восточного контакта этого массива залегает массив гранитов рапакиви. Подобный план расположения указанных гранитов, установленный на данном участке плутона в результате детальных геолого-геофизических съемок, является подтверждением предположения А. А. Полканова [296] о кольцевом строении гранитов вокруг Володарск-Волынского массива базитов. По мнению автора, подобное же кольцевое или коническое строение имеют тела гранитов и на остальной части Коростенского плутона, группирующиеся вокруг разных центров.

Несомненно, что главные разновидности гранитов плутона, как и в других комплексах формации рапакиви, являются относительно разновозрастными, и не исключена вероятность существования разновозрастных базитов, стратиграфически разделяющих

разновозрастные граниты. Исходя из состава и петрографических особенностей пород, а также имеющихся геологических данных, в настоящее время можно рассматривать формирование гранитов разных фаз в такой последовательности: а) наиболее распространенные порфириновые граниты питектонического типа; б) рапакивидные граниты; в) граниты рапакиви; г) серые, в большинстве непорфириновые граниты, подобные лезниковским; д) гранит-аплиты.

Коростенский плутон в целом окружен кольцевой системой сбросов, центрированной относительно Чеповичского массива базитов [97]. Внутрикольцевой блок пород является наиболее опущенным участком земной коры относительно окружающей рамы [96].

КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКИЙ ПЛУТОН

В центральной части Украинского щита залегает Корсунь-Новомиргородский плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов (рис. 24) [1, 18, 20, 66, 76, 105, 106, 139—141, 195, 219, 220, 222, 229, 230, 231, 233, 287, 305, 306, 309, 348, 367, 373, 379, 386, 393]. Он простирается на 120 км в меридиональном направлении и до 55 км в субширотном, площадь его около 6600 км².

Корсунь-Новомиргородский плутон прорывает нижнепротерозойские гнейсы, мигматиты и гранитоиды Кировоградско-Новоукраинского массива. Согласно О. Б. Гинтову [96], плутон совместно с окружающими породами входит в состав Кировоградского блока, окруженного овалообразным в плане кольцевым разломом (рис. 4).

Гранитоидные породы плутона занимают около 75% его площади. Остальные 25% площади плутона приходится на долю массивов основных пород: Новомиргородского — 720, Городищенско-Смелянского — 520, Маловисковского — 200, Межириченского — 50 км²; незначительную площадь занимают породы среднего состава.

Среди гранитов Корсунь-Новомиргородского плутона выделяются следующие главные разновидности: а) граниты рапакиви (выборгитового типа); б) рапакивидные (или рапакивидные, или слабопорфириновые) граниты, иногда выборгитового типа; в) мелко- и среднезернистые, иногда порфириновые (искренские «гибридные») граниты; г) аплитовидные и аплит-пегматоидные граниты.

Породы среднего состава, промежуточные между кислыми и основными породами плутона, представлены «гибридными» кварцевыми монцонитами, монцонитами и габбро-монцонитами.

Породы основного состава подразделяются на три группы, в пределах каждой из которых наряду с пространственной общностью наблюдаются взаимопереходы между разновидностями: а) лабрадориты, габбро-лабрадориты; б) габбро, габбро-нориты, нориты, перидотиты; г) габбро-диабазы, диабазы.

Территория плутона плохо обнажена. Недостаток непосредственных структурно-геологических наблюдений с целью выяснения относительных возрастных взаимоотношений между разновидностями пород, выделяемых петрографически, обусловил гипотетичность и упрощенность представлений о внутреннем строении

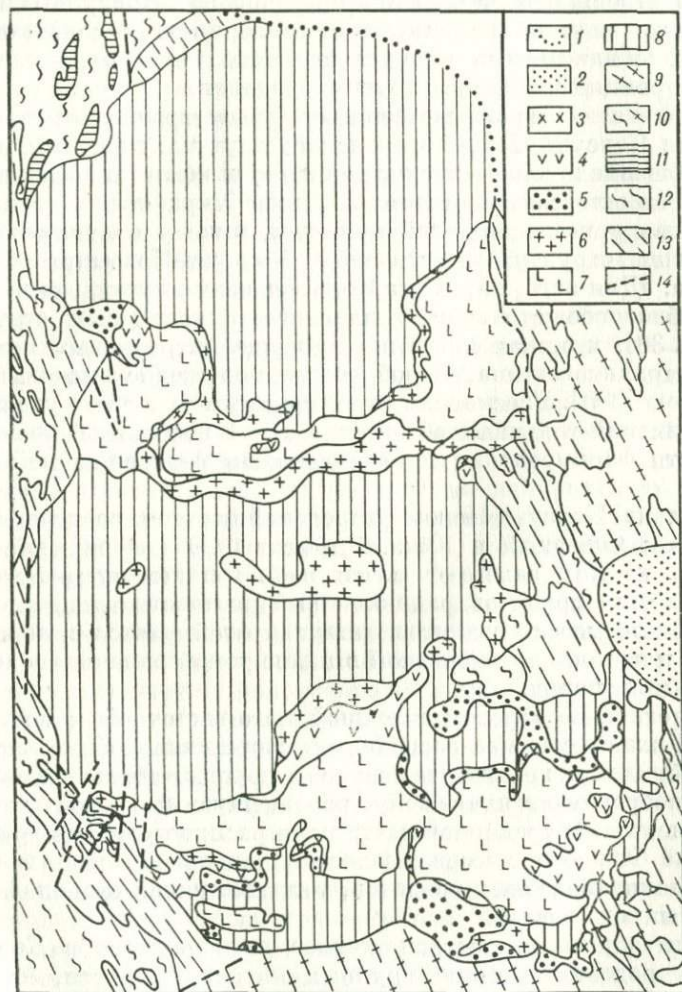


Рис. 24. Геологическая карта Корсунь-Новомиргородского плутона. Составили Д. П. Виноградов и Р. З. Левковский по материалам треста «Киев геология».

1 — четвертичные отложения. Мел — палеоген: 2 — осадочные отложения Болытшской впадины. Средний протерозой: 3 — монзониты и кварцевые монзониты; 4 — габбро, габбро-нориты, иногда пироксениты; 5 — искренские «гибридные» граниты; 6 — рапаквидоподобные граниты; 7 — лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро-монзониты; 8 — граниты рапакиви. Нижний-средний протерозой — архей: 9 — порфиробластические кировоградско-новоукраинские граниты; 10 — мигматиты кировоградско-новоукраинского типа; 11 — амфиболиты; 12 — мигматиты; 13 — гнейсы; 14 — разломы.

и механизме формирования Корсунь-Новомиргородского плутона. Существующие представления о геологии плутона преимущественно исходят из различных генетических предпосылок об образовании слагающих его пород, хотя трактовка генезиса подобных пород сама по себе является дискуссионной. В связи с этим внутреннее строение и механизм формирования Корсунь-Новомиргородского плутона правильнее рассматривать в сопоставлении с лучше обнаженными и более подробно изученными комплексами формации рапакиви других регионов.

Переходя к непосредственному рассмотрению внутреннего строения Корсунь-Новомиргородского плутона, следует отметить, что обобщение и сопоставление данных о геологии и вещественном составе комплексов формации рапакиви Украинского щита позволило ряду исследователей прийти к выводу о существовании кольцевых структур в строении Корсунь-Новомиргородского плутона. «Для него, как и для Коростенского плутона, характерно сложноблоковое строение с элементами кольцевых структур» [105, с. 39], что, как известно, присуще интрузивным комплексам центрального типа. Подобное предположение высказывалось и автором [209]. Рассмотрим строение плутона в свете указанных представлений и данных об относительной возрастной последовательности формирования и расположении разновидностей пород в нем.

В плане Корсунь-Новомиргородский плутон разделяется на две части: Северный и Южный массивы. В центральной части каждого из них залегают почти изометричные по очертаниям крупные тела гранитов рапакиви выборгитового типа.

Северный массив гранитов рапакиви окаймляется с юга, юго-востока и востока дугообразной в плане зоной рапакивиподобных и основных пород.

Аналогичным образом в южной, юго-восточной и восточной частях Южного массива расположены рапакивиподобные, «искренские гибридные» граниты и основные породы, образующие в целом дугообразную в плане зону, обращенную выпуклой стороной на юго-восток. В срединной части поля распространения гранитов рапакиви Южного массива залегает подковообразное в плане тело рапакивиподобных гранитов, тоже выпуклой стороной обращенное на юго-восток.

Таким образом, пространственное расположение в Корсунь-Новомиргородском плутоне крупных интрузивных тел, представленных породами разного состава, может рассматриваться, во-первых, как полицентральное (отчетливо намечается по крайней мере два центра), во-вторых, как субконцентрическое, подобно установленному для лучше обнаженных и изученных комплексов формации рапакиви.

Относительные возрастные соотношения пород в плутоне устанавливаются на основе следующих данных. Достоверно известны две разновозрастные группы гранитов рапакиви типа выборгита:

крупноовоидные и мелкоовоидные, причем жилы мелкоовоидных гранитов пересекают крупноовоидные. О наличии относительно разновозрастных гранитов рапакиви также свидетельствует то, что дайки диабазов и габбро-диабазов в одних случаях пересекают граниты рапакиви, а в других сами пересекаются подобными же породами. Наряду с этим весьма вероятно и существование двух относительно разновозрастных групп диабазовых даек, разделенных во времени гранитами рапакиви. Достоверно также установлено, что диабазовые дайки пересекают породы габбро-лабрадоритового состава, гибридные монцониты и искренские гибридные граниты.

Среди пород основного состава наиболее распространены лабрадориты, которые в большинстве случаев составляют центральные части массивов основных пород, сменяясь по направлению к контакту габбро-лабрадоритами; однако последние встречаются и среди поля лабрадоритов.

В группе пород, представленных габбро, габбро-норитами, норитами и перидотитами, преобладают габбро и габбро-нориты, среди которых встречаются участки норитов и в единичных случаях перидотитов. Эти породы наблюдаются преимущественно по периферии массивов, представленных в центральной части лабрадоритами и габбро-лабрадоритами.

В эндоконтактной зоне габброидов по направлению к контакту нередко устанавливается последовательная смена этих пород «гибридными» габбро-монцонитами, монцонитами и кварцевыми монцонитами.

Непосредственно на контактах основных пород с гранитами рапакиви часто, но не всегда наблюдаются зоны искренских гибридных гранитов. Петрографически, по химизму, составу акцессориев и геологическому положению последние аналогичны палингенным гранитам, установленным автором в комплексах формации рапакиви северо-западной части Кольского полуострова [208]. В частности, в отличие от других гранитоидов в комплексах формации рапакиви искренские, как и упомянутые палингенные, граниты характеризуются отсутствием такого типоморфного для гранитов рапакиви минерала, как флюорит.

Указанное в целом позволяет с большой долей вероятности рассматривать искренские граниты как палингенные породы, сформированные в результате переплавления вмещающих гранитоидов при интрузии магмы основного состава. Гибридные граниты встречаются и вне видимой пространственной связи с базитами среди гранитов рапакиви. Такие участки характеризуются положительными гравитационными аномалиями, свидетельствующими о неглубоком залегании основных пород под гибридными.

Особо следует остановиться на вопросе о возрастных взаимоотношениях габброидных и ассоциирующих с ними пород иного состава, с одной стороны, и крупноовоидных гранитов рапакиви — с другой.

Большинство геологов, изучавших плутоны гранитов рапакиви и габбро-анортозитов, рассматривают габброидные породы в них как образования первой интрузивной фазы, после которой происходило становление гранитов рапакиви. Этот вывод, как правило, обосновывается не структурно-геологическими наблюдениями, а выявляемой иногда (хотя и не всегда) сменой пород различного состава от базитов к гранитам. Действительно, в ряде тел основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона по направлению к контакту с гранитами рапакиви наблюдается смена габброидов (габбро, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов) габбро-монцонитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и, наконец, искренскими гибридными гранитами, залегающими непосредственно на контакте с гранитами рапакиви. Подобная смена пород установлена в некоторых участках и других плутонов, в частности Коростенского, Рижского, Салминского. При этом обычно наблюдается увеличение зернистости пород от габбро и габбро-норитов к кварцевым монцонитам. Включения более мелкозернистых габброидов обычно встречаются в лабрадоритах, монцонитах и кварцевых монцонитах, но не отмечаются в искренских гибридных гранитах.

Указанная выше смена пород от базитов к гранитам обычно рассматривается как результат воздействия гранитов рапакиви на основные породы. При этом мелко- и среднезернистые искренские граниты, часто залегающие непосредственно на контакте базитов и метабазитов с гранитами рапакиви, относятся к породам, промежуточным по составу между гранитами рапакиви и кварцевыми монцонитами. Однако искренские граниты не характеризуются комплексом признаков, определяющих промежуточное положение этих пород между кварцевыми монцонитами и выборгитами. Искренские граниты более мелкозернистые, чем монцониты (промежуточные породы должны быть более крупнозернистыми и приближаться по величине зерен к выборгитам), не имеют маргинационных структур, не содержат флюорита (типоморфного акцессорного минерала гранитов рапакиви), а также оливина, встречающегося как в базитах и монцонитах, так и в гранитах рапакиви.

Геологическое положение искренских гранитов аналогично положению палингенных в других комплексах формации рапакиви, а именно: они залегают обычно непосредственно на контакте базитов с гранитами, но в то же время петрографические аналоги их встречаются в Корсунь-Новомиргородском плутоне, как и в других подобных комплексах, в виде даек, рассекающих и базиты и граниты рапакиви. Таким образом, совокупность данных позволяет предполагать, что искренские граниты являются не гибридными, а палингенными породами, сформированными в результате термального воздействия магмы основного состава на вмещающие более ранние граниты рапакиви. Как наблюдалось автором в комплексах формации рапакиви северо-западной части Коль-

ского полуострова [203, 208], небольшие порции возникающего при этом палингенного расплава в форме жильных и дайковых апофиз инъецируют и вмещающие граниты рапакиви, и сами тела внедрившихся базитов. Определенной мобильностью палингенного расплава объясняется и тот факт, что во всех плутонах палингенные граниты не только встречаются вблизи контактов, но отмечаются также в виде жил и даек.

Если рассматривать искренские граниты как палингенные, можно прийти к важному выводу о том, что именно основные породы, залегающие среди крупноовоидных гранитов рапакиви, внедрились в последние, а не наоборот. Об этом же, в частности, свидетельствует секущее субширотное залегание основных пород в Корсунь-Новомиргородском плутоне по отношению к меридионально вытянутой зоне гранитов рапакиви. Существование субмеридиональной и субширотных зон разломов, к которым соответственно приурочены граниты рапакиви и интрузии основных пород, подчеркивалось рядом исследователей и подтверждается геофизическими данными. Судя по почти непрерывным субширотным зонам основных пород, пересекающих граниты рапакиви в средней и южной частях плутона, эти субширотные зоны разломов более поздние, чем субмеридиональная зона разломов, к которой в целом приурочены граниты рапакиви; в противном случае субмеридионально простирающиеся крупноовоидные граниты рапакиви рассекали бы субширотные зоны основных пород.

Так называемые рапакивиподобные граниты залегают преимущественно в непосредственной близости от массивов основных пород, т. е. их геологическое положение сходно с положением искренских гранитов. Однако в отличие от последних наличие в рапакивиподобных гранитах маргинационных структур, и в частности присутствие флюорита и оливина, свидетельствует о сходстве этих пород, с одной стороны, с монцонитами, а с другой — с типичными выборгитовыми гранитами рапакиви.

Аплитовидные граниты в виде даек мощностью не более 1,5 м пересекают как кислые, так и основные породы плутона. С аплитовидными гранитами пространственно и генетически связаны пегматиты. Эти породы обычно локализуются в контактах гранитов рапакиви с основными и вмещающими породами, но встречаются и непосредственно в самих гранитах, тяготея к тектонически ослабленным зонам.

В свете изложенного (с несомненной долей условности ввиду недостаточности структурно-геологических критериев) в истории формирования Корсунь-Новомиргородского плутона можно отметить три этапа плутонизма, в каждом из которых выделяются интрузивные фазы. Породы, сформированные в течение каждого из этапов, составляют отдельный комплекс.

I комплекс: а) крупноовоидные граниты рапакиви выборгитового типа; б) рапакивиподобные граниты; в) кварцевые монцониты, монцониты, габбро-монцониты и габбро-нориты; г) анортозиты

и габбро-анортозиты, участками габбро-вориты и перидотиты; на контакте базитов с вмещающими гранитами иногда присутствуют палингенные (искренские) граниты; д) габбро-диабазы и диабазы.

II комплекс: а) мелкоовоидные граниты рапакиви; б) диабазы (?).

III комплекс: аплитовидные граниты и пегматиты.

Таким образом, Корсунь-Новомиргородский плутон представляет собой сложный комплекс, направленность формирования пород в котором может быть сопоставима в общих чертах с последовательностью формирования пород в комплексах формации рапакиви Балтийского щита.

БЕРДЯУШСКИЙ ПЛУТОН

Плутон (рис. 25) расположен на западном склоне Южного Урала, залегает среди доломитов саткинской свиты бурзянской серии [95, 129, 260, 271, 329, 374, 738]. Форма плутона в плане овальная. Его длина в северо-восточном направлении около 11, в северо-западном 3,5 км, площадь около 30 км².

Несмотря на небольшие размеры Бердяушский плутон имеет сложное строение. В его формировании намечено несколько интрузивных фаз. Наиболее распространенными породами плутона являются граниты рапакиви выборгитового типа (1-я фаза), образующие овалообразное полное кольцо. Граниты рапакиви содержат многочисленные включения габбро, габбро-диоритов и лампрофиров.

2-я фаза представлена кварцевыми сиенито-диоритами выборгитового типа с варьирующим количеством мегакристаллов калиевого полевого шпата, содержащихся в мелко-среднезернистой основной массе диабаз-лампрофирового и габброидного состава. Кварцевые сиенито-диориты слагают два конических тела, наклоненных к центру массива (возможно, на глубине они составляют собой единое тело), а также подковообразную в плане кольцевую интрузию, обращенную выпуклой стороной на северо-восток.

Сиениты и нефелиновые сиениты в форме конического тела залегают в центре массива и подобно сиенитовым породам в массивах рапакиви Украины, по-видимому, образовались метасоматически по коническим зонам тектонических нарушений в ранее возникшей интрузии кварцевых сиенито-диоритов. Сиениты и более ранние породы Бердяушского плутона пересекаются дайками диабазов, которые встречаются и за его пределами.

Субконцентрическое расположение главных разновидностей пород плутона дает основание рассматривать его как интрузию центрального типа. Контакты гранитов рапакиви с вмещающими породами являются вертикальными или наклоненными в сторону от центра массива, что позволяет отнести интрузию гранитов к ряду кольцевых. Следует заметить, что последовательность вне-

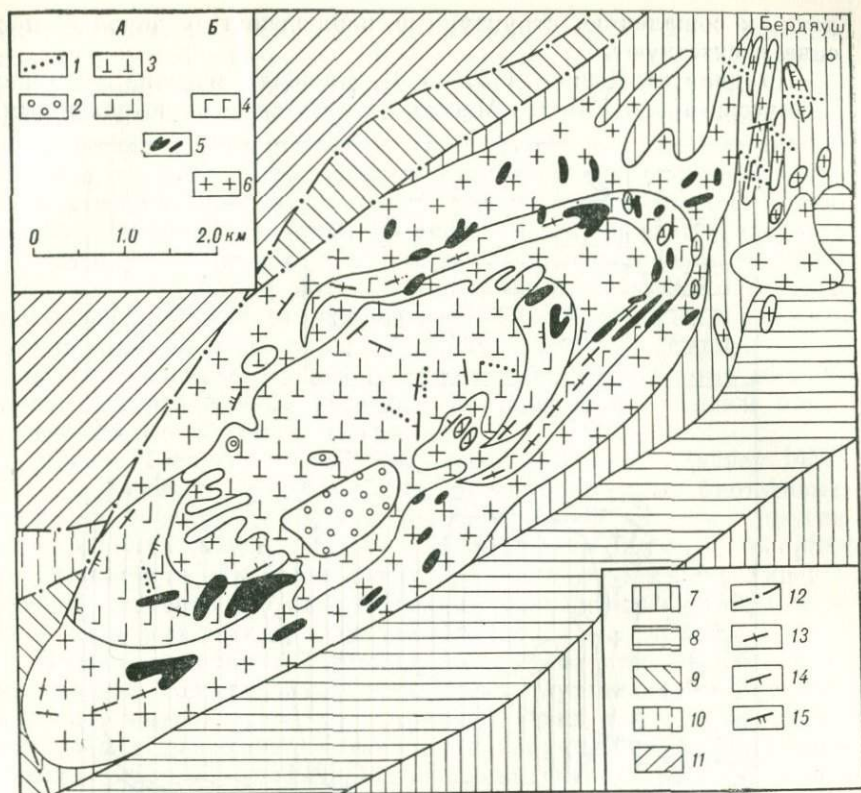


Рис. 25. Структурно-геологическая карта Бердяушского плутона, Урал. Составил Р. З. Левковский с использованием данных А. Н. Заварицкого [129].

А — конические; Б — кольцевые интрузии.

Верхний протерозой: 1 — диабазы; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — сиениты и сиенитовые порфиры.

Средний протерозой: 4 — сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты; 5 — диабазы, лампрофиты и габброидные породы, залегающие преимущественно среди сиенито-диоритов и переходящие в них; 6 — граниты рапакиви.

Средний — нижний (?) протерозой: 7, 8 — саткинская свита (7 — доломиты, 8 — асидные сланцы); 9, 10 — сулейнская свита (9 — кварциты и сланцы, 10 — песчаники и сланцы); 11 — катаянская свита (ленточные мергели). 12 — разломы.

Углы падения плоскостепенных текстур: 13 — от 90 до 85; 14 — от 85 до 60; 15 — от 60 до 30°.

дрения интрузий разных фаз соответствует центрипетальному типу центральных интрузий, по классификации А. А. Полканова [295], как и во всех других комплексах формации рапакиви, у которых изучена их внутренняя структура.

МАССИВ ТАСИУССАК (TASIUSSAQ)

Среди многочисленных массивов гранитов рапакиви и ассоциирующихся с ними других пород на юге Гренландии прекрасно обнаженный массив Тасиуссак (рис. 26) отличается наибольшей изученностью [443, 445, 457—459, 571, 584, 720, 730, 758, 759],

хотя, к сожалению, структурные наблюдения о породах массива отсутствуют.

По данным Дэвиса [457—459], площадь массива рапакиви Тасиуссак около 120 км². Массив отличается резко выраженными

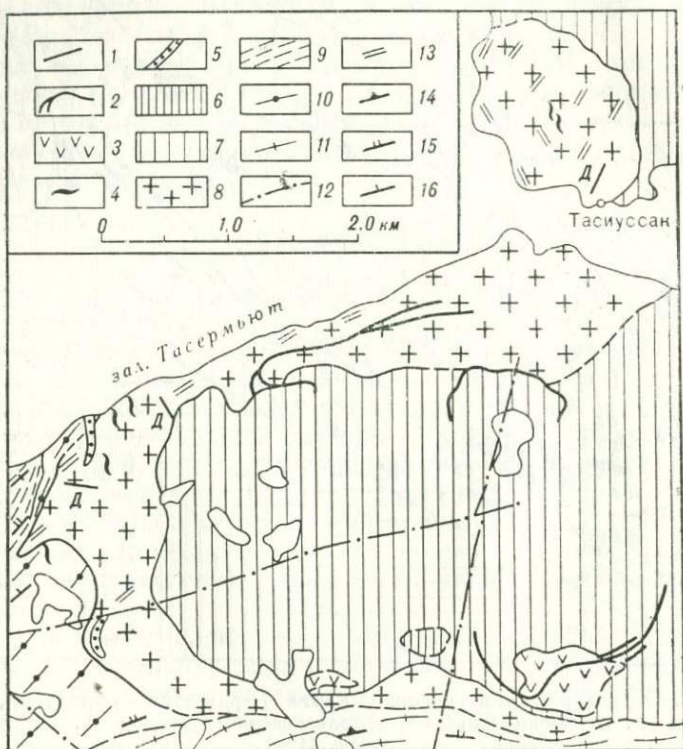


Рис. 26. Геологическая карта юго-западной части массива Тасиуссак, Южная Гренландия, по Дэвису [459] (упрощено).

Средний протерозой: 1 — долериты; 2 — диориты; 3 — габбро, нориты, 4 — пегматиты; 5 — мелкозернистые граниты («микрограниты»); 6 — биотитовые граниты рапакиви, обедненные мегакристаллами калиевого полевого шпата; 7 — биотитовые граниты рапакиви; 8 — порфириновые биотитовые граниты.

Нижний протерозой — архей (?): 9 — основные сланцы; 10 — биотит-гранатовые гнейсы; 11 — гиперстен-гранатовые гнейсы. 12 — разломы; 13 — простираны плоскопараллельных текстур в гранитах.

Углы падения плоскопараллельных текстур в гнейсах и сланцах: 14 — от 30 до 40; 15 — от 40 до 50; 16 — от 50 до 60°.

дискордантными контактами с кетилидийскими гнейсами, метаморфизованными в гранулитовой фации, и нижнесанерутскими гранитами.

Исходя из установленной Дэвисом [459] последовательности формирования интрузивных пород, «посткинематический» сложный гранитоидный комплекс района Тасиуссак можно подразделить на три комплекса, каждый из которых был сформирован в течение отдельного этапа плутонизма. I комплекс представлен

микроклиновыми гранитами, биотитовыми гранитами рапакиви, диоритами, габбро-поритами и долеритами. II комплекс включает роговообманковые рапакиви и долериты, а III комплекс — так называемые микрограниты, диориты и, судя по описанию, лампрофиры («ультрамафические» дайки). Дэвисом [459] выделяются также и еще более молодые дайки долеритов, которые он не включает в состав рассматриваемого сложного гранитоидного комплекса. Граниты рапакиви содержат мегакристаллы калиевого полевого шпата длиной до 17 см, меняющиеся по форме от овоидальных до идиоморфных. Обычно мегакристаллы окружены олигоклаз-альбитовыми оболочками. Примечательно, что основные породы массива, включая долериты, также содержат мегакристаллы калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками. Последние либо рассеяны поодиночке в основной массе базитов, либо образуют скопления.

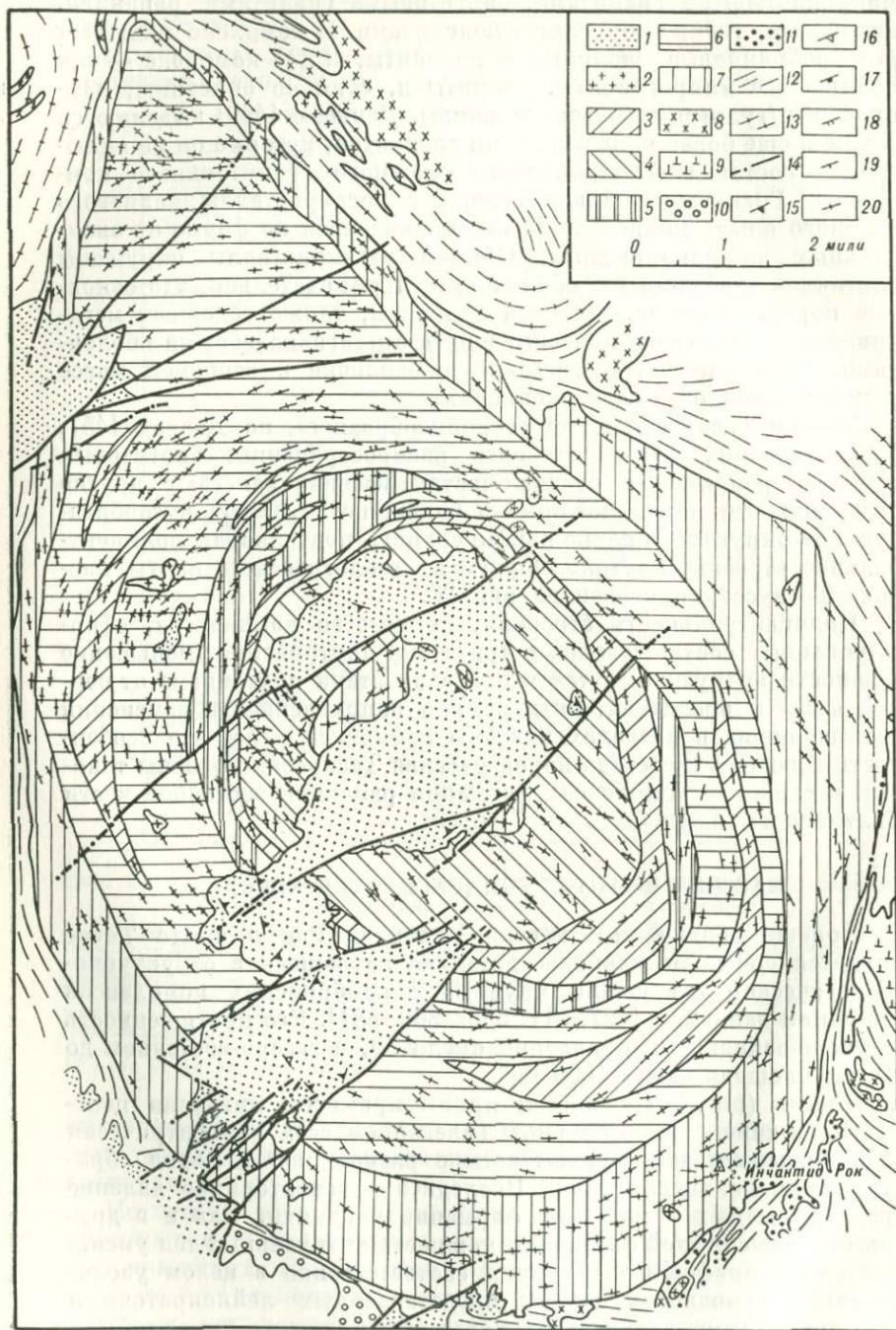
Массив Тасиуссак имеет «воронкообразное», по Дэвису [457, 459], строение. Среди наиболее распространенных биотитовых гранитов рапакиви в разных частях массива залегают другие разновидности пород, которые в большинстве имеют дугообразную или округлую в плане конфигурацию, подчеркивая полицентральное строение плутона. Фрагмент геологической карты массива Тасиуссак приведен на рис. 26.

Полицентральность строения, количество комплексов, сформированных соответственно в три этапа плутонизма, уменьшение мощности интрузивных тел в пределах этапа плутонизма от первой фазы к последней, антидромная направленность изменения состава пород в пределах каждого комплекса — все эти особенности строения и состава пород массива Тасиуссак подобны таковым в сложных комплексах формации рапакиви восточной части Балтийского щита.

МАССИВ ИНЧАНТИД РОК (ENCHANTED ROCK)

Хорошо обнаженный массив Инчантид Рок в штате Техас является одним из наиболее детально изученных в структурно-геологическом отношении крупных докембрийских комплексов формации рапакиви [427, 511, 565—568, 581]. Его протяженность в северо-западном направлении около 50, в северо-восточном до 30 км; площадь около 1000 км².

Массив (рис. 27) является ярким примером интрузии центрального типа с вертикальным залеганием всех концентрически расположенных зон, причем четыре разновидности пород образуют полнокольцевые зоны. Последнее — неповторимое явление среди известных комплексов формации рапакиви. Как и в других комплексах этой формации, мощность интрузивных тел уменьшается от периферии к центру и соответственно в целом увеличивается основность пород, представленных лейкократовыми порфиридовидными гранитами (иногда выборгитового типа), порфи-



ровидными гранитами, гранодиоритами рапакиви (выборгитового типа), лейкократовыми порфиroidными кварцевыми монцонитами, кварцевыми монцонитами. В центре массива находится округлое штокообразное тело лейкократовых порфиroidных гранитов, подобное гранитам в краевой зоне массива. В разных частях массива, а также в экзоконтактовой зоне залегают аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

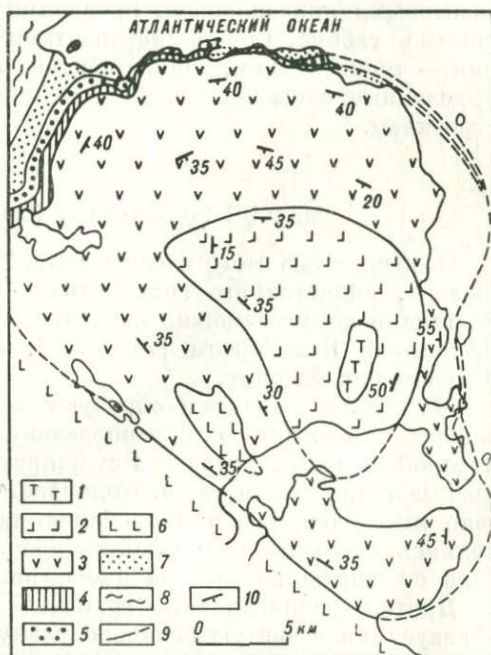
МАССИВ КИГЛАПЕЙТ (KIGLAPEIT)

Массив Киглапейт (рис. 28) является составной частью сложного комплекса Нэн (Nain), расположенного в Греввиллской провинции на северо-востоке Канадского щита. В состав комплекса

Рис. 28. Структурно-геологическая карта массива Киглапейт, по Морзе [639]

Верхний протерозой: 1 — диориты, оливковые габбро, троктолиты; 2 — анортозиты, габбро-анортозиты, оливковые габбро; 3 — троктолиты и дуниты с пироксенитовыми и анортозитовыми прослоями; 4 — субофиолитовые оливковые габбро; 5 — габбро, оливковые габбро, пироксениты; 6 — анортозиты.

Нижний протерозой (?): 7 — метасадочные породы. *Архей:* 8 — гнейсы. 9 — контакты; 10 — углы падения плоскопараллельных текстур.



входят габброиды (включая анортозиты), диориты, сениито-диориты, мангериты и адамеллиты, сходные по составу с породами формации рапакиви Восточно-Европейской платформы [593—595].

Рис. 27. Структурно-геологическая карта массива Инчангид Рок, Техас, по Хатчинсону [566] (упрощено).

Кембрий: 1 — песчаники. *Докембрий:* 2—7 — породы батолита (2 — аплиты, пегматиты и кварцевые жилы, 3 — кварцевые монцониты, 4 — лейкократовые порфиroidные кварцевые монцониты, 5 — гранодиориты рапакиви выборгитового типа, 6 — порфиroidные граниты, 7 — лейкократовые порфиroidные граниты, иногда выборгитового типа); 8—13 — вмещающие породы (8 — граниты, 9 — лейкократовые кварцевые монцониты, 10 — гранодиориты, 11 — перекристаллизованные «интрузивноподобные» породы, 12 — сланцы, 13 — гнейсы). 14 — разломы.

Углы падения плоскопараллельных текстур: 15 — от 1 до 10; 16 — от 10 до 20; 17 — от 20 до 30; 18 — от 70 до 80; 19 — от 80 до 90; 20 — 90°.

По сравнению с другими подобными образованиями Гренвиллской провинции внутренняя структура массива Киглапейт отличается более детальной изученностью [639, 640, 713]. Площадь массива около 700 км², размеры в поперечнике 27 и 32 км.

Массив характеризуется отчетливыми чертами интрузии центрального типа. По периферии его выделена неполнокольцевая зона пород, в центральной части — полнокольцевые зоны. По внешнему обрамлению неполнокольцевой зоны залегают габбро, оливиновые габбро и пироксениты, а с внутренней стороны — субофиолитовые оливиновые габбро. Кольцевые зоны подразделены на внешнюю, промежуточную и внутреннюю. Внешняя зона представлена троктолитами с дунитами, пироксенитовыми и анортозитовыми линзовидными прослоями; промежуточная — оливиновыми габбро, габбро-анортозитами и анортозитами; внутренняя — троктолитами, оливиновыми габбро и диоритами. Все выделенные зоны разновидностей пород отличаются коническим строением.

МАССИВ ГОУЛД БАТТ (GOLD BUTTE)

Особенностью этого массива (рис. 29), расположенного в штате Невада, является его значительная расчлененность в рельефе, благодаря чему возможно изучение массива на глубину. Массив исследован Вольбортом [745, 746], который рассматривает его в целом как батолит.

Массивные рапакиви образуют центральное тело и на юго-западе протяженную крутопадающую интрузию, простирание которой на юге переходит в субширотное; в восточной части она прерывается каньоном р. Колорадо. В плане периферическое тело имеет тенденцию к огибанию центральной части массива, являясь, вероятно, кольцевой интрузией, которая к тому же отделена от центрального тела вмещающими породами.

Другая разновидность гранитов («гнейсовидные рапакиви») образует прерывистую подковообразную зону, также огибающую центральное тело массивных рапакиви. Эта зона прослеживается среди вмещающих пород и простирается восточнее центрального тела сначала с севера на юг, далее на запад и северо-запад. Таким образом, в данном массиве также устанавливается субконцентрическое расположение гранитных тел при их крутом залегании.

ПЛУТОН РЭТЛСНЭЙК МАУНТИН (RATTLESNAKE MOUNTAIN)

Этот плутон залегает в центральной части гор Сан-Бернардино в Южной Калифорнии. Согласно Мак-Коллу [620], вмещающие породы плутона представлены палеозойскими мраморами, кальцит-силикатными роговиками, сланцами, кварцитами, амфиболи-

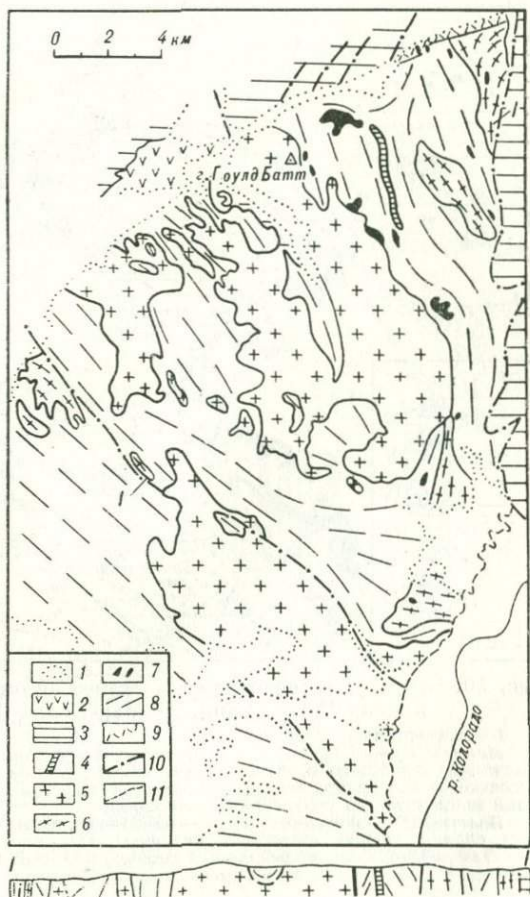
тами, гнейсами, гранулитами и мигматитами, относящимися к гранулитовой и высоким ступеням амфиболитовой фации метаморфизма. Плутон рассматривается как посткинематический и предположительно как часть мезозойских батолитов Сьерра-Невады.

Рис. 29. Геологическая карта массива Гоулд Батт, Невада, по Вольборту [746] (упрощено).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген-неогеновые базальты.

Кембрий-силур: 3 — доломиты и известняки.

Докембрий: 4 — пегматит-аплиты; 5 — массивные граниты рапакиви; 6 — гнейсовидные граниты рапакиви; 7 — ультраосновные породы; 8 — гнейсы и сланцы; 9 — брекчи, 10 — разломы; 11 — граница каньона Колорадо.



Среди разнообразных пород плутона (рис. 30) преобладают порфиридные биотитовые кварцевые монзониты со структурами рапакиви и полевошпатовые горнблендиты, которые иногда окружают тела габбро, содержащее гиперстен и оливин.

По данным Мак-Колла [620], плутон имеет центральное строение. В плутоне «слои» монзонитовых пород разделены «слоями» базитов. «Слои» отличаются коническим строением и погружаются к центру плутона (гора Рэтлснэйк), где залегает округлое тело базитов.

Исходя из структурных данных, указанных на карте плутона Рэтлснэйк Маунтин (рис. 30), в последнем намечается второй центр плутонизма (на северо-востоке). Преимущественный наклон

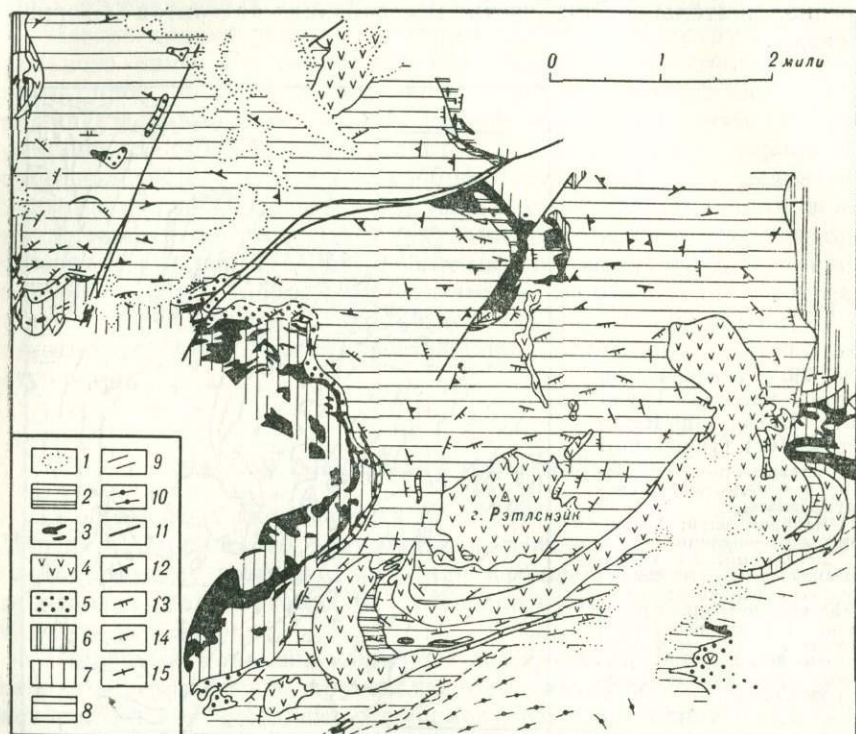


Рис. 30. Структурно-геологическая карта плутона Рэтлснэйк Маунтин, Южная Калифорния, по Мак-Коллу [620] (упрощено).

1 — четвертичные отложения.

Мезозой: 2 — аляскиты; 3 — гранулиты; 4 — габброиды; 5 — диориты; 6 — рогово-обманковые монциты и кварцевые монциты; 7 — биотитовые кварцевые монциты, включающие гранодиориты и кварцевые диориты; 8 — порфириовидные биотитовые кварцевые монциты (со структурами рапакиви).

Палеозой (?) — докембрий (?): 9 — биотит-кварцевые сланцы и кварциты; 10 — роговики, сланцы, гнейсы, мигматиты, кварциты. 11 — разломы.

Углы падения плоскопараллельных текстур: 12 — от 5 до 30; 13 — от 30 до 60; 14 — от 60 до 85; 15 — от 85 до 90°.

плоскопараллельных текстур порфириовидных кварцевых монцитов в сторону тела базитов, залегающего на севере плутона, подчеркивает коническое залегание этих монцитов.

Основные породы плутона, несомненно, относятся к более поздней интрузивной фазе внедрения, чем порфириовидные кварцевые монциты со структурами рапакиви, поскольку простирание этих базитов является секущим к простиранию плоскопараллельных текстур монцитов, например севернее горы Рэтлснэйк. Кроме того, базиты рассекают и контакты этих монцитов с окружающими породами (на западе и востоке плутона).

МАССИВ ВРОДАЛЬ (VRÅDAL)

В округе Телемарк Южной Норвегии, в 140 км юго-западнее Осло, среди докембрийских гранитизированных гнейсов залегает округлый в плане массив Вродаль [463, 464, 721, 722]. Размер массива в поперечнике около 7 км, площадь около 40 км².

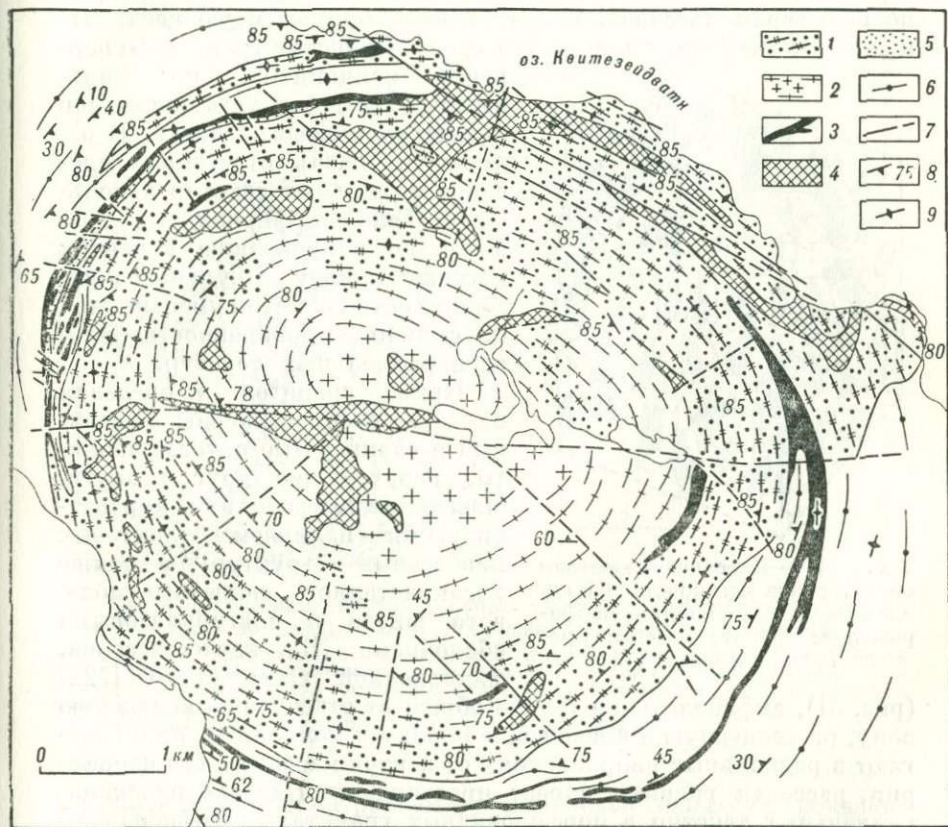


Рис. 31. Геологическая карта массива Вродаль, Южная Норвегия, по Сильвестру [722] (упрощено).

1 — порфиридные граниты (типа питерлита, иногда типа выборгита); 2 — среднезернистые граниты; 3 — сланцеватые амфиболиты; 4 — массивные амфиболиты; 5 — кварциты; 6 — гранито-гнейсы; 7 — разломы.

Углы падения плоскопараллельных текстур: 8 — менее 90°; 9 — вертикальные.

Возраст массива, расположенного в зоне дальсландской регенерации, на основании К—Аг и Rb—Sr изотопных определений оценивается в 890—928 млн. лет [722].

Массив Вродаль (рис. 31) характеризуется отчетливым центральным строением. Наибольшую площадь занимают порфиридные граниты («кварцевые монзониты», по Сильвестру [722]), содержащие в среднезернистой основной массе субидiomорфные

и идиоморфные мегакристаллы калиевого полевого шпата длиной до 5 см, ориентированные плоскопараллельно (рис. 32). Преимущественно в приконтактных участках с базитами мегакристаллы калиевого полевого шпата окружены олигоклазовыми оболочками. Порфирировидные граниты отличаются уменьшением зернистости на контактах с вмещающими породами и образуют по периферии массива кольцевую зону, окружающую центральную часть массива, где залегают среднезернистые граниты («кварцевые монцитоны», по Сильвестру [722]) без мегакристаллов калиевого полевого шпата. В отличие от очень отчетливых плоскопараллельных текстур в кольцевой зоне порфирировидных гранитов по направлению к центру массива наряду с уменьшением зернистости гранитов уменьшается и степень проявленности плоскопараллельных текстур.

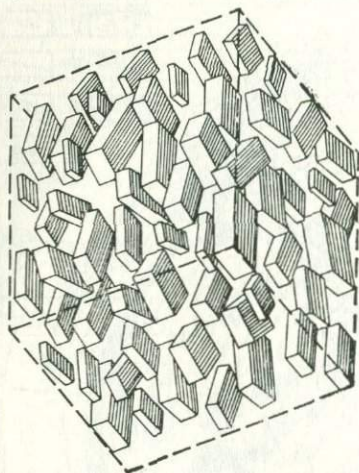


Рис. 32. Плоскопараллельная ориентировка мегакристаллов калиевого полевого шпата в порфирировидном граните массива Вродаль, по Сильвестру [722].

Кроме гранитов в пределах плутона распространены массивные и сланцеватые ортоамфиболиты, переходящие друг в друга. Массивные амфиболиты характеризуются наличием реликтовых диабазовых структур, а также мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками. На карте массива, составленной Сильвестром [722]

(рис. 34), амфиболиты не только образуют отчетливую кольцевую зону, пересекающую и вмещающие породы и монцитоны, но и залегают в радиальных направлениях от центра массива к его периферии, рассекая граниты вкрест простирания. Падение плоскопараллельных текстур в порфирировидных гранитах и амфиболитах по периферии плутона повсеместно вертикальное или наклоненное преимущественно к центру массива под углом до 75° . Ближе к центру массива в среднезернистых гранитах наклон плоскопараллельных текстур уменьшается до $45-60^\circ$. Указанное позволяет рассматривать форму массива в целом как коническую. «...Вся эта структура в трех измерениях соответствует вулканическому кратеру с крутыми стенками» [722, с. 467].

МАССИВ ТРЕБЁРДАН-ПЛОУНАК (TRÉBEURDEN-PLOUMANACH)

Массив Требёрдан-Плюманак, или Трегастель-Плюманак (Trégastel-Ploumanach) (рис. 33) залегают среди докембрийских гнейсов и сланцев на северо-востоке Франции в Бретани [615, 676,

725]. Предполагается [676], что возраст его карбоновый. Доступная исследованию восточная часть массива простирается на 12 км в северо-восточном направлении и на 6—7 км в северо-западном. Западная часть массива находится под водами прол. Ла-Манш. На основании существующих исследований [615, 676] последовательность внедрения интрузий и центрипетальный механизм

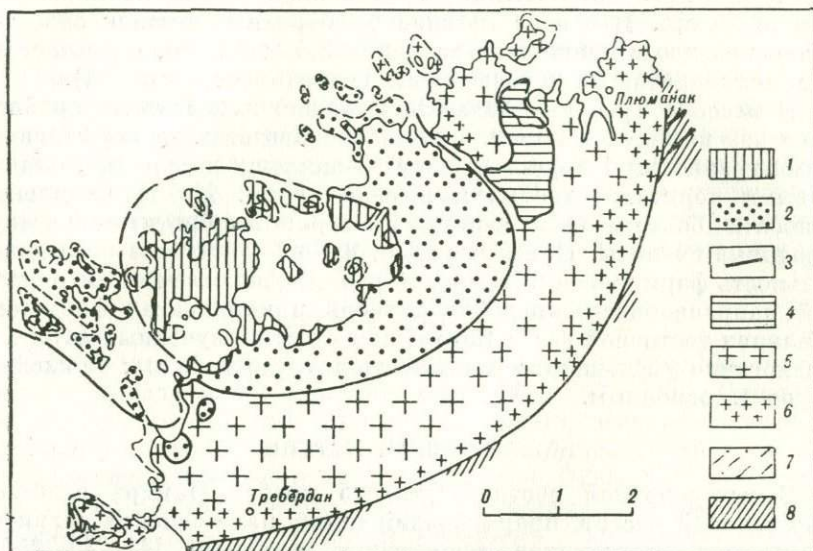


Рис. 33. Геологическая карта массива Требрэдан-Плюманак, Бретань, Франция, по Сандрэ [676] (упрощено, масштаб в километрах).

Карбон: 1 — двуслюдовой лейкократовый гранит III; 2 — мелкозернистый серый гранит II; 3 — дайки амфиболитов и долеритов; 4 — нориты, габбро, диориты; 5 — порфиоровидные граниты I (в том числе со структурами рапакиви); 6 — крупнозернистые граниты I.

Докембрий: 7 — кордиеритовые сланцы; 8 — ортогнейсы.

формирования рассматриваемого комплекса являются доказанными. 1-я фаза представлена розовыми порфиоровидными, местами равномернозернистыми биотитовыми гранитами (гранит I), залегающими по периферии комплекса в форме кольцевой интрузии, изогнутой на юго-восток. Основные породы массива, представленные диоритами, оливиновыми норитами, габбро и лампрофирами, относятся ко 2-й фазе внедрения и пересекают порфиоровидные граниты 1-й фазы. В приконтактных зонах с базитами, как и в массиве Вродаль, порфиоровидные граниты 1-й фазы характеризуются структурой рапакиви. «Розовые порфиробласты микроклина все окружены оболочкой белого олигоклаза, сформированной в зоне резорбции... микроклина» [676, с. 80]. 3-я фаза представлена серым мелкозернистым биотитовым гранитом (гранит II), жилы которого пересекают гранит 1-й фазы.

Лоем [615] подчеркнута кольцевое строение гранитных тел массива и охарактеризована лампрофировая дайка, пересекающая порфириновый гранит и сама пересекаемая серым мелкозернистым биотитовым гранитом. Последний в плане залегает в форме дуги, обращенной выпуклой стороной на восток. Не исключено, что граниты 1-й и 3-й фаз, судя по увеличению мощности этих тел в западном направлении, представляют собой полнокольцевые интрузии. В центре массива Требёрдан-Плюманак залегает овалобразное в плане тело размером $2,4 \times 1,8$ км, представленное лейкократовым двуслюдяным гранитом (гранит III).

В массиве Требёрдан-Плюманак можно выделить по крайней мере два комплекса пород. I комплекс представлен порфириновыми гранитами 1-й фазы и пересекающими их диоритами, оливковыми норитами, габбро и лампрофитами. Ко II комплексу относятся более молодые серые мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Примечательно, что в I комплексе последовательность формирования интрузий разных фаз отвечает антидромной направленности, подобно таковой в комплексах формации рапакиви восточной части Балтийского щита, изученных автором. Аналогично уменьшается и мощность интрузивных тел: от кислых пород к основным.

ДЖАМАКСКИЙ МАССИВ

В юго-западной части Ванчского хребта Памира залегает Джамакский массив, прорывающий толщу палеозойских сланцев, песчаников, известняков, мраморов и кварцитов [41—43, 254].

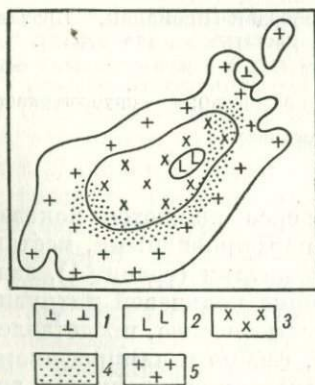


Рис. 34. Схематическая геологическая карта Джамакского массива, юго-западная часть Ванчского хребта, Памир, по В. И. Буданову [42].

Верхний карбон (?): 1 — лейкократовые граносиениты; 2 — оливковые нориты, габбро-нориты, рудные габбро, 3 — диориты, кварцевые диориты; 4 — зона преимущественного распространения гранодиоритов и гранитов рапакиви; 5 — порфириновые и равномернозернистые граниты и гранодиориты серии рапакиви.

По данным изотопных определений [43] возраст массива, наиболее вероятно, верхнекарбонный. Площадь массива около 80 км².

Массив (рис. 34) вытянут в северо-восточном направлении и характеризуется субконцентрическим строением. Внешняя зона представлена порфириновыми и равномернозернистыми гранитами и гранодиоритами со структурами рапакиви, особенно проявленными у контактов с породами более основного состава.

Центральная часть массива занята овалообразным телом лейкократовых кварцевых диоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Интрузия диоритовых пород в свою очередь окружает небольшое овальное в плане тело оливиновых габбро-норитов и рудного габбро. В северо-восточной части массива порфировидные гранитоиды прорываются лейкократовыми граносиенитами.

Джамакский массив рассматривается [41, 42] как штокообразное тело с гомодромной последовательностью внедрения интрузий (габброиды, диориты, гранитоиды, граносиениты).

Конфигурация, взаимное расположение и относительный масштаб проявлений пород разного состава в Джамакском массиве аналогичны таковым в других комплексах формации рапакиви, что дает автору основание предполагать антидромную последовательность формирования гранитоидов, диоритов и габброидов (граносиениты относятся к заключительной фазе) и центрипетальный характер становления массива как интрузии центрального типа.

КОШРАБАДСКИЙ МАССИВ

Кошрабадский массив рапакививидных пород (рис. 35) находится в Западном Узбекистане [108—110, 142, 409]. Площадь массива около 210 км². Массив прорывает песчано-сланцевые отложения силура. По данным изотопных определений возраста К—Аг-методом по биотитам и амфиболам (229—271 млн. лет), а также по аналогии с подобными по составу заведомо верхнепермскими массивами Алтая и Северного Тянь-Шаня возраст массива рассматривается как пермский [110].

Массив характеризуется отчетливыми чертами центрального строения, что подчеркивается субконцентрическим расположением интрузивных тел разных фаз. А. И. Даутовым и Н. Р. Асатуллаевым [110] в пределах массива выделены три интрузивные фазы с соответствующими им различными дифференциатами.

1-я фаза, габбро-сиенитовая, представлена субшироко вытянутыми телами ксенолитов габбро-сиенитов, меланократовых сиенитов, трахитоидных сиенитов и кварцевых диорито-сиенитов, заключенных в граносиениты и гранодиориты 2-й фазы. Породы 1-й фазы характеризуются наличием зерен плагиоклаза размером 0,5—0,8 см и овоидального или призматического калиевого полевого шпата размером 1,5—8,0 см в равномернозернистой основной массе.

2-я фаза представлена «крупновкрапленными» рапакививидными граносиенитами и гранодиоритами с мегакристаллами калиевого полевого шпата овоидальной и призматической формы размером 3—6 см в поперечнике, которые иногда окружены олигоклазовыми оболочками [409]. Площадь тела около 180 км². Более поздние дифференциаты представлены «редковкрапленными» и грубозернистыми пегматоидными сиенитами. Редковкрапленные сиениты слагают крутопадающее дугообразное тело

мощностью до 500 м, залегающее в юго-восточной части массива. Завершается 2-я фаза внедрением субмеридиональных даек монцитит-порфиров и более поздних даек меланократовых сиенитов.

3-я фаза представлена изометричными и вытянутыми телами среднезернистых и порфировидных гранитов, субширотными дайками аплитовидных гранитов и рассекающими последние субмеридиональными дайками гранодиоритов.

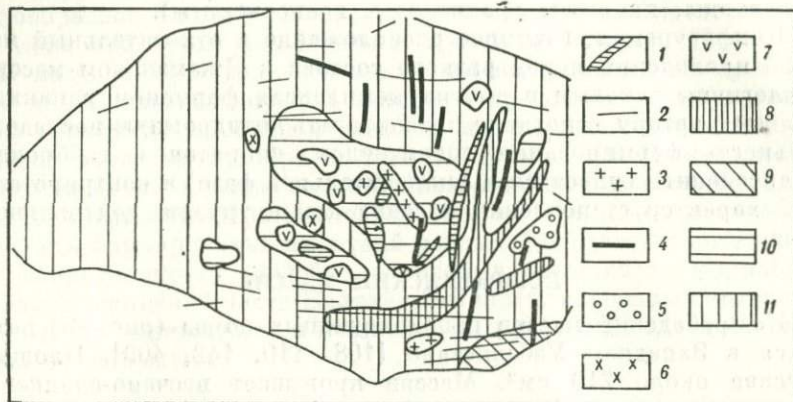


Рис. 35. Схема геологического строения Кошрабадского массива, Западный Узбекистан, по А. И. Даутову и Н. Р. Асатуллаеву [110] (упрощено).

Пермь: 1 — гранодиориты; 2 — граниты дайковые; 3 — граниты штоковые; 4 — меланократовые сиениты и монцитит-порфиры; 5 — кварцевые сиенито-диориты; 6 — грубозернистые пегматоидные граносиениты; 7 — габбро-сиениты и меланократовые сиениты; 8 — «редковкрапленные» сиениты; 9 — трахитоидные сиениты; 10 — кварцевые диорито-сиениты; 11 — «крупновкрапленные» рапакививидные граносиениты.

ВЫВОДЫ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ МАССИВОВ

Представленные примеры массивов, сложенных породами формации рапакиви, с разной степенью изученности, но в целом достаточно определенно свидетельствуют о наличии общих черт их строения, из чего вытекают выводы о механизме их формирования.

1. Залегание массивов рапакиви является в целом интрузивным и дискордантным по отношению к структурам вмещающих пород.

2. Строение массивов — полицентральное и многофазное.

3. В изученных автором докембрийских комплексах Балтийского щита намечаются три, а иногда четыре этапа плутонизма, что выражено часто в приуроченности интрузий разных этапов к разным центрам плутонизма.

4. В центрах плутонизма, как правило, устанавливается вертикальное залегание плоскопараллельных текстур, иногда вертикальные или крутопадающие прямолинейные, серповидные звездообразной формы или округлые штокообразные тела, которые, по-видимому, являлись выводными каналами эффузий

5. Форма подавляющего большинства интрузивных тел разных фаз отличается субконцентрической, серповидной, подковообразной в плане конфигурацией, а в ряде обнаженных массивов однозначно установлено кольцевое и коническое строение интрузивных тел. В пределах отдельной фазы плутонизма конические интрузии формировались раньше кольцевых.

6. Мощности интрузивных тел, сформированных в течение одного этапа плутонизма и залегающих вокруг одного центра (или группы сближенных центров), уменьшаются от интрузий более ранних фаз к интрузиям более поздних. Интрузии более ранних фаз обычно залегают дальше от центра, а более поздних — ближе к нему.

7. Если в пределах этапа плутонизма сформированы породы разного состава, то интрузивные тела более ранних фаз, как правило, представлены породами кислого состава, а последующих — более основного.

8. Плоскопараллельные текстуры пород обычно субпараллельны контактовым поверхностям интрузивных тел, что позволяет использовать их при структурных исследованиях так, как обычно используются текстуры течения для выяснения формы интрузивных образований.

9. Во всех породах комплексов наблюдаются линзовидные включения метабазитов, количественное содержание которых как правило, уменьшается с увеличением кислотности пород, их вмещающих. Большая плоскость включений обычно совпадает с плоскопараллельными направлениями в породах.

10. Граниты рапакиви отличаются от других гранитоидов низкой плотностью ($\sigma_{ср} = 2,56 \div 2,60$ г/см³). Это обстоятельство подчеркивает общность их происхождения как в геологическом, так и в генетическом плане.

11. Совокупность полученных данных о внутреннем строении исследованных комплексов позволяет рассматривать их в целом как батолитообразные тела, что согласуется с высокими отрицательными аномалиями силы тяжести над крупными массивами рапакиви Фенноскандии.

12. Гнейсы, залегающие в пределах изученных автором массивов северо-запада Кольского полуострова, характеризуются тем же составом и залеганием, что и гнейсы, находящиеся за пределами массивов. Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии существенных перемещений гнейсов в участках, окруженных кольцевыми и коническими интрузиями, и такие участки следует рассматривать как останцы вмещающих пород.

Согласно генетической систематике интрузивных тел А. А. Полканова [295], исследованные массивы относятся к несогласным полицентральному центрипетальному интрузиям — субвулканам, что также соответствует IV типу магматических комплексов центрального типа, по классификации Е. В. Свешниковой [330].

Новым важным объективным подтверждением центрального строения массивов рапакиви являются данные мелкомасштабных космических снимков. Ряд телевизионных снимков серии «Метеор» Гидрометцентра СССР, с которыми ознакомился автор, показывает субконцентрические кольцевые разломы, окружающие по периферии Коростенский, Лужский, Белозерский массивы рапакиви, а также существование многочисленных кольцевых структур на северо-востоке Польши над областью распространения Мазурского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов. Примечательно, что указанные кольцевые структуры проявлены отчетливо даже в платформенных отложениях, перекрывающих массивы рапакиви. Это является свидетельством того, что последние, будучи цилиндрическими блоками земной коры, ограниченными кольцевыми разломами, отличаются независимыми движениями относительно окружающей рамы и в настоящее время. Тенденция к преимущественному опусканию массивов рапакиви относительно рамы подтверждается, в частности, результатами изучения современных тектонических движений на территории Выборгского массива [739], о чем уже упоминалось при описании последнего.

Существование трех циклов ятулийско-суйсарского вулкано-плутонизма и осадконакопления, установленного в Карелии и Имандра-Варзугской зоне, и трех этапов плутонизма в комплексах формации рапакиви Онежско-Ботнического кольца (массивы Выборгский, Салминский, Умбский) позволяет сделать предположение о возможной синхронности этих геологических событий на рубеже нижнего и среднего протерозоя. В пределах же Онежско-Ботнического кольца, по-видимому, проявились четыре цикла вулкано-плутонизма, о чем может свидетельствовать наличие четырех циклов вулканизма и осадконакопления в Печенгской серии, сопоставимых с четырьмя этапами плутонизма, охарактеризованными автором в массивах формации рапакиви северо-запада Кольского полуострова.

В заключение этой главы целесообразно указать на известные в литературе, но не рассмотренные выше автором гранитоидные комплексы, большинство из которых по ряду признаков можно считать относящимися к формации рапакиви. Почти во всех этих комплексах содержатся породы с маргинационными структурами.

Северная Америка: граниты рапакиви штата Висконсин [450, 474, 476], хр. Инью, штаты Калифорния и Невада [416], о. Хед-Харбор, штат Мэн [724], массив Акульярусек, Гренландия [651].

Южная Америка: массив Лаврас, штат Рио-Гранде-до-Сул, Бразилия [514], массив Паргваза в Венесуэле [657].

Антарктида: район ледника Скотта [580], на побережье Восточной Антарктиды [316].

Африка: широко распространенные граниты рапакиви Танганьики, с которыми Харпум [531] находит большое сходство

гранитов Бушвельда. Сходство по составу пород и минералов имеют с рапакиви граниты Нигерии и Родезии, характеризующиеся центральным строением [440, 564]. Бэртоп [432] сравнивает в некоторых отношениях с гранитами рапакиви граниты Асуана.

Австралия: рапакиви района Хивесвилл-Простон, штат Квинсленд [518] и района Маунт Пейнта, штат Южная Австралия [456], батолита Нью-Ингленд, штат Новый Южный Уэльс [653].

Азия: докембрийские гранитоидные комплексы — Приморский (Западное Прибайкалье) [125, 242, 243], Улканский [86, 90, 136, 377], Кодаро-Удоканский [187, 240, 331—333], граниты питерлитового типа Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан), залегающие в кольцевом поясе, который окружает вулcano-плутоническую депрессию [2], провинции Контум, Южный Вьетнам [598], Мион, в 70 км северо-восточнее Пекина [610]; другие комплексы разного возраста — Амуджиканский и подобные ему в Восточном Забайкалье [40], Юстыдский в Горном Алтае [251], в бассейне Колымы [347], в Приморье [46], граниты Хор [579] в штате Химачал-Прадеш, области Кескал [414] в штате Мадхья-Прадеш, граниты Альмора [649], Индия.

Европа: структуры рапакиви охарактеризованы в гранитном массиве Дартмура, Великобритания [442, 536], в гранитах Джерси, Нормандские острова [768], в гранодиоритах массива Фламанвилль, Франция [461, 631], в порфирах массива Айзенкапшель, Австрия [495, 496, 516, 517, 669, 723], в гранитах массива Карконоше, Западные Судеты, Польша [438, 439], в гранитах северной части архипелага Шпицберген [176, 177].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ

В настоящее время установлено, что комплексы субплатформенных гранитоидов включают самые разнообразные магматогенные породы: от ультракислых до ультраосновных. Сравнительно недавно преобладали представления о том, что структура рапакиви свойственна только определенным породам гранитного состава, характеризующимся высокой железистостью и преобладанием калия над натрием. Как уже указывалось (см. гл. I), к настоящему времени специфическая структура рапакиви охарактеризована не только в гранитах, но и в ортопородах среднего и основного состава, а также в рапакивиобразных парапородах.

Обзор имеющихся сведений о петрографических особенностях гранитоидных пород разных комплексов формации позволяет сделать некоторые обобщения, согласующиеся с результатами изучения автором комплексов формации рапакиви восточной части Балтийского щита. На примере последних, включающих гранитоиды с преимущественным преобладанием Na над K и умеренной железистостью (комплексы северо-западной части Кольского полуострова), с преобладанием K над Na и умеренной железистостью (Умбский массив) и, наконец, с преобладанием K над Na и высокой железистостью (Салминский и Выборгский массивы), ниже рассматриваются наиболее общие характерные черты гранитоидов, определяющих облик формации рапакиви в целом.

Ваалем [752] было выделено два структурных типа гранитов рапакиви — выборгит и питерлит. Последний отличается от первого отсутствием или небольшим содержанием мегакристаллов калиевого полевого

шпата с плагиоклазовыми оболочками. Однако описания типичных гранитов рапакиви свидетельствуют о том, что эти породы характеризуются еще рядом отличительных черт минералогического состава и структуры помимо наличия маргинационной структуры, что и определяет их специфику в целом.

Эти признаки следующие.

1. Присутствие двух генераций калиевого полевого шпата.
2. Наличие трех генераций плагиоклаза.
3. Присутствие так называемого диширамидально-гексагонального кварца.
4. Наличие в калиевом полевоом шпате своеобразного «вогнутого снаружи» кварца (außenkonkave Quarzeinschluß), согласно терминологии Б. А. Попова [656].
5. Наличие гранофировых кварц-полевошпатовых симплектитов.
6. Гомоосевое срастание калиевого полевого шпата, плагиоклаза оболочки и пертитовых вростков.
7. Плагиоклазовые оболочки, представленные агрегатом плагиоклазовых зерен или кварц-плагиоклазовыми симплектитами, имеющими вид мирмекитовых или микропегматитовых сростков.
8. Типоморфные акцессорные минералы — циркон и флюорит, а в некоторых разновидностях гранитоидов — оливин.

Сопоставление петрографических и минералогических особенностей гранитоидов порфириовидного облика из изученных автором комплексов свидетельствует о наличии всех вышеперечисленных черт для тех или иных разновидностей гранитоидов во всех этих комплексах независимо от их различий в химизме.

Во то же время гранитоидам каждого массива присущи индивидуальные черты текстурного характера и в степени проявленности структурно-минералогических особенностей.

ТЕКСТУРА

По макроскопическим признакам можно сопоставить гранитоиды разных комплексов Восточно-Европейской платформы, условно подразделяя по степени проявленности плоскопараллельных текстур на плохо, умеренно и хорошо проявленные.

Граниты рапакиви Выборгского массива с плохо проявленными плоскопараллельными текстурами наиболее сходны с гранитами выборгитового типа Корсунь-Новомиргородского и Салминского массивов. Рапакивиподобные граниты Коростенского плутона с умеренно и хорошо выраженными плоскопараллельными текстурами наиболее сходны с гранитами питерлитового типа северо-запада Кольского полуострова и с гранитами Бердяшского массива. Кварцевые сиенито-диориты выборгитового типа в последнем макроскопически идентичны подобным по составу породам северо-запада Кольского полуострова, а также

некоторым разновидностям кварцевых монцититов со структурами рапакиви в Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах. Наиболее отчетливо проявлены плоскопараллельные текстуры в гранитоидах Умбского массива, которые макроскопически сходны с некоторыми порфиридовидными разновидностями Павловского массива. Граносиенитовые и сиенито-диоритовые разновидности в последнем сопоставимы по облику с «тирилитами» (сиенито-диоритами и гранодиоритами) Выборгского массива.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В гранитоидах Выборгского и Салминского массивов, а также в гранитоидах северо-западной части Кольского полуострова преобладает такой тип маргинационных структур, который характеризуется гомоосевым срastанием плагиоклазовой оболочки с плагиоклазом пертитов, а оболочки других типов, представленных агрегатами плагиоклазовых зерен или кварц-плагиоклазовыми симплектитами, встречаются в подчиненном количестве, в то время как в гранитоидах Умбского массива последние весьма распространены.

Во всех массивах отчетливо наблюдается преобладание маргинационных структур в породах более основного состава (гранодиориты, сиенито-диориты), а породы более кислого состава, как правило, содержат меньшее количество или почти не содержат мегакристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками. «Наиболее распространен среди гранитов рапакиви биотитовый рапакиви с овоидами ортоклаза, но без олигоклазовой оболочки, называемый питерлитом», — указывает Эскола [494, с. 237].

Для выборгитовых и питерлитовых пород всех комплексов характерны гранофировые кварц-полевошпатовые срastания.

Примечательной особенностью пород питерлитового и выборгитового типов во всех изученных комплексах является катаклиз минералов, особенно отчетливо заметный в слюдах, имеющих не свойственное им волнистое погасание, излом чешуек. При полевых наблюдениях обращают на себя внимание зоны милонитизации пород.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Всеми исследователями пород рапакиви отмечалось наличие в этих образованиях нескольких генераций главных породообразующих минералов, что было установлено также и автором в результате петрографического изучения рассматриваемых пород.

Плагиоклаз. На рис. 36 для главных разновидностей пород северо-западной части Кольского полуострова указан состав плагиоклазов разных генераций. Подобное сопоставление позволяет установить для всех разновидностей пород массивов в целом наличие четырех групп плагиоклазов разного состава. В каж-

дую из этих групп от каждой разновидности пород входит одна из генераций плагиоклаза. К первой группе относятся плагиоклазы состава андезина и андезин-лабрадора № 40—49 первых генераций лампрофиров и диабазов. Во вторую группу входят плагиоклазы состава от олигоклаза № 23 до андезина № 37.

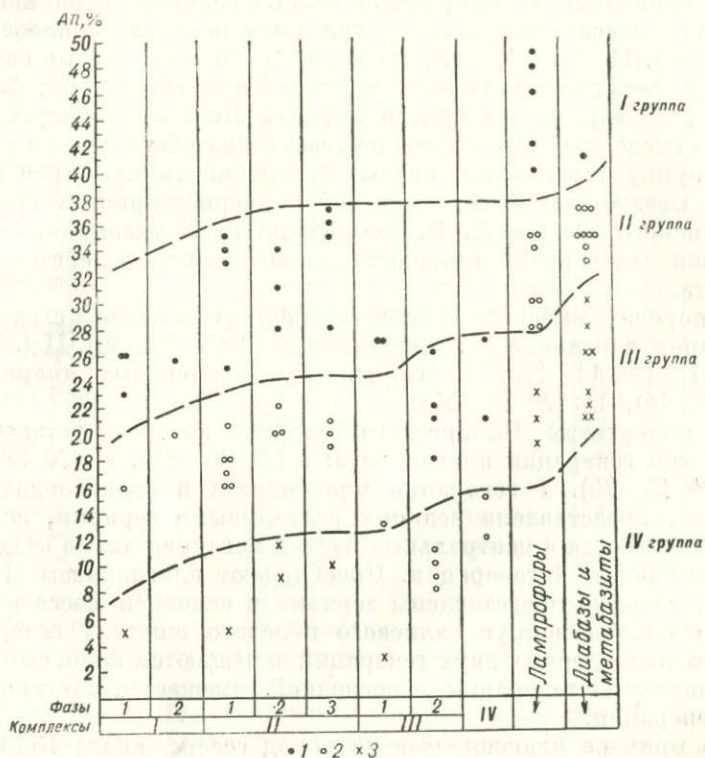


Рис. 36. Составы плагиоклазов разных генераций в породах протерозойских гранитоидных комплексов северо-западной части Кольского полуострова.

1—3 — плагиоклазы I—III генераций.

К этой группе принадлежат плагиоклазы I генерации гранитоидов и сиенито-диоритов первых двух комплексов, гранитов типа питерлита III комплекса и плагиоклазы II генерации лампрофиров и метабазитов. Третья группа представлена плагиоклазами состава от альбит-олигоклаза № 13 до олигоклаз-андезина № 30. К этой группе относятся плагиоклазы II генерации гранитоидов и сиенито-диоритов первых двух комплексов и гранитов типа питерлита, а также плагиоклазы I генерации среднезернистых гранитоидов III комплекса, гранитов типа питерлита IV комплекса и плагиоклазы III генерации лампрофиров и метабазитов. К четвертой группе относятся плагиоклазы III генерации состава

альбит и альбит-олигоклаз № 5—15 гранитоидов I комплекса, гранитов, гранодиоритов и сиенито-диоритов II комплекса и гранитов типа питерлита III комплекса, а также плагиоклазы II генерации среднезернистых гранитоидов III комплекса и гранитов IV комплекса.

По данным Л. П. Свириденко [337], в гранитах рапакиви Салминского массива выделяются три генерации плагиоклаза: I — № 27—45, II — № 12—25, III — № 1—10. Эти данные сопоставимы с четырьмя группами плагиоклазов (№ 40—49, 23—27, 13—30, 3—15), выделенных в породах Кольского полуострова, однако последние отличаются тем, что в них обособлены в отдельную группу плагиоклазы первых генераций лампрофиров и диабазов. Следует заметить, что в равномернотернистых гранитах Салминского массива Л. П. Свириденко [337] указывает на присутствие четвертой генерации плагиоклаза — лейстовидного альбита.

В породах Умбского массива автором установлены следующие генерации плагиоклазов: в гранитоидах I (№ 30—40), II (№ 25—30), III (№ 11—25); в кварцевых гиперстеновых диоритах I (№ 37—44), II (№ 25—37).

В выборгитах Выборгского массива автором установлены также три генерации плагиоклаза: I (№ 36—41), II (№ 28—34), III (№ 15—25). I генерация плагиоклаза в гранитоидах, как правило, представлена редкими реликтовыми зернами, встречающимися иногда в центральных частях мегакристаллов калиевого полевого шпата I генерации. Преобладают плагиоклазы II генерации, которые представлены зернами в основной массе и образуют оболочки вокруг калиевого полевого шпата I генерации. Плагиоклазы первых двух генераций замещаются калиевым полевым шпатом II генерации, а последний замещается плагиоклазом III генерации.

На примере плагиоклазов из пород северо-запада Кольского полуострова отчетливо видно, что плагиоклазы каждой генерации повышают содержание анортита по мере увеличения основности породы. Подобная же тенденция видна и при сравнении состава плагиоклазовых оболочек вокруг мегакристаллов калиевого полевого шпата в породах разных комплексов (табл. 2).

Различаются два типа плагиоклазовых оболочек. Первый тип составляет монокристалл и обычно характеризуется одинаковой оптической ориентировкой с плагиоклазом пертитов. Мегакристаллы калиевого полевого шпата содержат до пяти субконцентрических оболочек плагиоклаза [750]. Оболочки могут быть неполными, прерывистыми; иногда наружные оболочки отсутствуют, а имеются только внутри мегакристаллов. Оболочки окружают не только монокристаллы, но и сростки кристаллов калиевого полевого шпата. Второй тип представлен агрегатом плагиоклазовых зерен. К этому следует добавить, что преимущественно в породах среднего состава встречаются мегакристаллы, состоящие из

ТАБЛИЦА 2
Состав плагиоклазовых оболочек,
оказывающих мегакристаллы калиевого полевого шпата

Комплекс	Порода	Ап, %	Источник
Арагубский	Гранит	23—25	Автор
	Гранодиорит	31	
Умбский	Кварцевый сениито-диорит	28—35	»
	Гранодиорит	25—30	
	Кварцевый гиперстеновый диорит	29—37	
Салминский	Гранит	18—22	[337]
Выборгский	»	30—32	[53]
Рижский	»	28—32	[36]
Коростенский	Мангеритовый граносениит	25—26	[411]
	Кварцевый мангерит	36—38	
	Гранит питерлитового типа	10—18	
Бердяшский О. Хэд-Харбор, Мэн Висконсин Инчантид Рок	Гранит выборгитового типа	18—30	[354]
	Гранит	25—28	Автор
	»	22	[724]
	»	14—20	[476]
	»	27	[568]
Гоулд Батт Вродаль	Гранодиорит	23—26	[746]
	Гранит	20—30	
Айзенкапфель Амуджиканский Джамакский	»	18	[722]
	Ортоамфиболит	15—18	[669]
	Гранодиорит-порфир	20—24	
	Диорит-порфир	36	
Гранит	17—22		
Нью-Ингленд Кошрабадский	Гранодиорит	17—25	[42]
	Адамеллит	24—31	[653]
	Граносениит	20—25	[409]

плагиоклаза в центральной части и окруженные каймой калиевого полевого шпата (структура «антирапакиви») [531, 557].

Соотношения между оболочками и мегакристаллами калиевого полевого шпата неоднократно детально охарактеризовывались [53, 656, 685, 752] и поэтому не требуют дополнительного детального описания. Рассмотрим лишь структурное состояние плагиоклаза, находящегося в форме пертитовых вростков в калиевом полевоом шпате. По данным Ворма [750], натровая фаза калиевых полевых шпатов выборгитов Выборгского массива представлена микропертитом с подчиненным количеством криптопертита. В темноокрашенных выборгитах среди микропертитов преобладают жилковидные пертиты (5—20, иногда до 40 мкм), реже пленочные (3—5 мкм), которые в некоторых случаях переходят в струновидные. В ряде случаев жилковидные пертиты преобразуются в пятнистые, иногда с шахматным альбитом. В нормальных выборгитах хорошо развиты структуры жилковидных пертитов (10—30, иногда до 100 мкм), которые часто сменяются пятнистыми. Структуры пленочных пертитов (2—5 мкм) чаще видны в несдвойнико-

ванных участках полевых шпатов. То же самое относится к структурам струновидных пертитов, которые менее распространены, чем пленочные. И выборгитовые, и питерлитовые овоиды характеризуются теми же типами микропертитов, что и калиевые полевые шпаты основной массы.

Рентгеноструктурные исследования пертитов [750] показали, что нет существенных различий между пертитами темноокрашенных и нормальных выборгитов. Микроскопически эти пертиты являются ортоклаз-микропертитами с подчиненным количеством криптопертита. Натровая фаза пертитов обычно sdвойникова на по альбитовому закону, является или низкотемпературным плагиоклазом или промежуточным альбитом, тогда как натровая фаза, sdвойникова на по периклиновому закону, является аноклазом, в некоторых случаях — низким плагиоклазом.

Альбитовые и периклиновые двойники натровой фазы находятся и в окаймленных и неокймленных мегакристаллах калиевого полевого шпата темноокрашенных и нормальных выборгитов. Периклиновые двойники натровой фазы калиевых полевых шпатов основной массы установлены только в темноокрашенных выборгитах. Высокотемпературная натровая фаза, sdвойникова на по периклиновому закону, встречается только в ортоклазовых калиевых полевых шпатах, которые, однако, во многих случаях характеризуются присутствием триклинных доменов. Альбитовая фаза криптопертитов исключительно бедна калием, а альбитовая фаза микропертита составляет около 10% калиевого компонента [750, с. 49].

Калиевый полевой шпат в гранитах рапакиви, как правило, присутствует в двух генерациях [53, 129, 468, 479, 527, 682, 685, 752], что было установлено еще Седерхольмом [685], который применял при описании рапакиви два термина: ортоклаз и микроклин.

В Выборгском массиве, согласно Ваалу [752], выборгит содержит и ортоклаз и микроклин, в то время как в питерлите преобладает микроклин. Указанная тенденция к преобладанию микроклина в более кислых (питерлитовых) разновидностях субплатформенных гранитоидов подтверждается при изучении всех субплатформенных гранитоидных комплексов восточной части Балтийского щита.

По данным рентгеноструктурных исследований Нойвонена [641] и Ворма [750], в породах рапакиви Финляндии (в питерлитах и выборгитах) встречаются калиевые полевые шпаты двух генераций с разной степенью упорядоченности и триклинности.

Калиевый полевой шпат является главной составной частью гранитов рапакиви. Он представлен мегакристаллами и присутствует в основной массе. Мегакристаллы выступают в форме монокристаллов, часто в виде карлсбадских двойников, реже представляют собой сростки нескольких кристаллов, не подчиненных какому-либо закону двойникования. Форма мегакристаллов пре-

имущественно овальная, хотя при объемном рассмотрении всегда отчетливо устанавливаются грани (010). Подобные мегакристаллы называются овоидами. Наряду с овоидами в подчиненном количестве присутствуют мегакристаллы с отчетливыми идиоморфными очертаниями. Часть мегакристаллов независимо от их размеров и формы окружена плагиоклазовыми оболочками, а вокруг других последние отсутствуют. Первую разновидность мегакристаллов Ворма [750] назвал «выборгитовыми овоидами» W, а вторую — «питерлитовыми овоидами» P. Иногда встречаются «гранитные овоиды», окруженные плагиоклазовой оболочкой. Гранитный овоид представляет собой мелко- или среднезернистый агрегат, состоящий из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов (биотит, роговая обманка и др.). В редких случаях из гранитного материала состоит только центральная часть овоида, которая окружена калиевым полевым шпатом, в свою очередь окаймленного внешней плагиоклазовой оболочкой. «Эти различия в овоидах следует принимать во внимание при рассмотрении любых гипотез, предлагаемых для объяснения образования структур рапакиви» [750, с. 26].

Таким образом, в выборгитах присутствуют выборгитовые, питерлитовые и гранитные овоиды наряду с идиоморфными мегакристаллами, окруженными и не окруженными плагиоклазовыми оболочками, а также мегакристаллами плагиоклаза с оболочками калиевого полевого шпата.

Мегакристаллы калиевого полевого шпата содержат включения разнообразных минералов: плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки, флюорита, циркона, сфена, магнетита и ильменита. Биотит и циркон сравнительно идиоморфны, роговая обманка обычно корродирована. Эти минералы в форме включений содержатся в разных частях мегакристаллов калиевого полевого шпата, но преимущественно образуют субконцентрические зоны внутри мегакристаллов, которые либо параллельны контурам идиоморфных мегакристаллов, либо имеют округлые и овальные очертания. Количество зон может быть несколько, но они могут отсутствовать вообще.

Калиевые полевые шпаты основной массы обычно ксеноморфны. Состав калиевых полевых шпатов выборгитовых овоидов: $\text{Or}_{68.29}\text{Ab}_{30.19}\text{An}_{1.52}$ [750], $\text{Or}_{65.7}\text{Ab}_{30.1}\text{An}_{4.2}$ [752], $\text{Or}_{52.3}\text{Ab}_{43.9}\text{An}_{3.8}$, $\text{Or}_{48.3}\text{Ab}_{39.4}\text{An}_{12.3}$ [559]. Состав калиевых полевых шпатов питерлитовых овоидов: $\text{Or}_{75.0}\text{Ab}_{20.9}\text{An}_{4.1}$ [559], $\text{Or}_{69.78}\text{Ab}_{29.69}\text{An}_{1.13}$ [750]. Состав калиевого полевого шпата основной массы: $\text{Or}_{73.42}\text{Ab}_{24.99}\text{An}_{1.59}$ [750].

В работе Ворма [750] приведены данные оптического определения 2V в выборгитовых W и питерлитовых P овоидах, а также в ограненных мегакристаллах A и основной массе. Значения 2V сильно варьируют. В темноокрашенных выборгитах (группа IIIa) для овоидов W 2V равно 63—69, для овоидов P 68—74, для основной массы 45—75°. В нормальных выборгитах (группа IIIb)

для ооидов W $2V$ равно 56—81, для ооидов P 63—86, для мегакристаллов A 66, для основной массы 62—83°.

По степени упорядоченности Ворма [750] выделяет следующие группы, согласно Голдсмиту и Лавесу [512, 513]: I — ортоклаз;

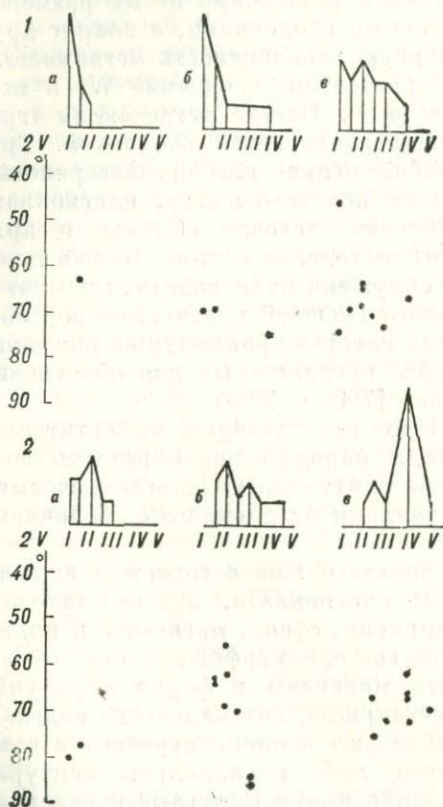


Рис. 37. Гистограммы частоты встречаемости калиевых полевых шпатов с разной степенью упорядоченности и их величины $2V$ в темноокрашенных (1) и нормальных (2) выборгитах. Составлено автором по данным Ворма [750].

a — мегакристаллы W; б — мегакристаллы P; в — основная масса пород.

I/II — ортоклаз с подчиненным высоким микроклином; II — ортоклаз с высоким микроклином или только высокий микроклин; II/III — ортоклаз с подчиненным промежуточным микроклином; III — ортоклаз с промежуточным микроклином (единый широкий пик неразделимый); IV — ортоклаз с промежуточным микроклином (три пика), III/V — почти максимальный микроклин или промежуточный микроклин с подчиненным ортоклазом или высоким микроклином; V — промежуточный микроклин или только нормальный микроклин. Гистограммы частоты встречаемости калиевых полевых шпатов с разной степенью упорядоченности для мегакристаллов W, P и основной массы приведены, по данным Ворма [750], на рис. 37. Эти данные свидетельствуют: а) о меньшей степени упорядоченности калиевых полевых шпатов темноокрашенных выборгитов по сравнению с нормальными выборгитами; б) о более узком интервале и меньшей упорядоченности выборгитовых ооидов по сравнению с питерлитовыми; в) о более

высокой упорядоченности калиевых полевых шпатов основной массы по сравнению с мегакристаллами.

Сопоставление рентгеноструктурных данных с результатами оптического определения $2V$ подтверждают изложенные выводы.

По данным Нойвонена [641], степень триклинности мегакристаллов калиевых полевых шпатов выборгитов невысокая, наи-

более обычны моноклинные и слаботриклинные мегакристаллы, хотя и отчетливо намечается два максимума триклинности (около 0,0—0,3 и 0,75). Ворма [750] приводит для питерлитового мегакристалла нормальных выборгитов $\Delta = 0,86$, а для ограненного мегакристалла две величины — $\Delta = 0,0$ и $\Delta = 0,85$. В связи с этим следует заметить, что еще ранее Нойвохен [641] указывал на изменение триклинности калиевых полевых шпатов даже в пределах одного и того же мегакристалла.

Для калиевых полевых шпатов основной массы выборгитов Ворма [750] также приводит два максимума триклинности (около 0,0 и 0,60—0,85).

Решетчатость щелочных полевых шпатов в темноокрашенных выборгитах неоднородна. Как в овоидах, так и в основной массе нерешетчатые полевые шпаты преобладают над решетчатыми. В нормальных выборгитах также наблюдается преобладание нерешетчатого калиевого полевого шпата над решетчатым, хотя заметно, что в основной массе последних решетчатые зерна встречаются чаще, чем в темноокрашенных выборгитах. Решетчатость чаще наблюдается в питерлитовых овоидах, чем в выборгитовых, при преобладании в целом нерешетчатых калиевых полевых шпатов над решетчатыми.

Совокупность петрографических наблюдений и рентгеноструктурных исследований позволяет сделать вывод о том, что и в мегакристаллах и в основной массе выборгитов присутствуют две генерации калиевого полевого шпата с разной степенью упорядоченности и двумя преимущественными положениями триклинности (около 0,15 и 0,75). I генерация калиевого полевого шпата представлена менее упорядоченными модификациями с низкой триклинностью (преимущественно высокий и промежуточный ортоклазы), а II генерация — более упорядоченными модификациями с высокой триклинностью (преимущественно промежуточный, реже низкий микроклины).

Однако в мегакристаллах выборгитов преобладают калиевые полевые шпаты с меньшей упорядоченностью и триклинностью, чем в основной массе. Наряду с этим отчетливо заметно, что калиевые полевые шпаты нормальных выборгитов характеризуются более высокой степенью упорядоченности, чем калиевые полевые шпаты темноокрашенных выборгитов (рис. 37). Преобладание калиевых полевых шпатов с меньшей упорядоченностью и малой триклинностью характерно также для более основных разновидностей пород Выборгского массива — сиенито-диоритов («тирилитов», «лапее-сиенитов»). Для мегакристаллов и основной массы питерлитовых разновидностей рапакиви (более кислых гранитоидов) характерны преимущественно низкие модификации с более высокой триклинностью. Натровая фаза в щелочных калиевых полевых шпатах I генерации представлена анортоклазом и высоким плагиоклазом, а II генерации — двумя (более высоким и низким) плагиоклазами или одним (низким).

Две генерации калиевого полевого шпата также установлены автором в протерозойских гранитоидах северо-западной части Кольского полуострова. I генерация калиевого полевого шпата замещает плагиоклазы выделенных нами первых двух групп (№ 40—49 и 23—37). Калиевый полевой шпат I генерации обычно содержит в значительном количестве сильносерицитизированные и замутненные пертитовые вроски в отличие от калиевого полевого шпата II генерации, который замещает также плагиоклазы III группы (№ 13—30) и содержит редкие пертитовые вроски, характеризующиеся отчетливой двойниковой структурой, или чаще вообще их не имеет. Эти признаки позволяют отличить одну генерацию калиевого полевого шпата от другой при микроскопическом изучении. В гранитах калиевый полевой шпат I генерации представлен кристолитчатым микроклином, а II генерации — максимальным микроклином. Последний нередко футлярообразно окружает калиевый полевой шпат I генерации. В породах среднего и основного состава преобладают калиевые полевые шпаты I генерации с малой триклинностью.

По данным рентгеноструктурных исследований, приведенных в работе Л. П. Свириденко [337], калиевые полевые шпаты в гранитах Салминского массива представлены промежуточным ортоклазом с низкой степенью триклинности ($0,2 < \Delta \leq 0,5$).

Сопоставив имеющиеся данные, Саволахти [682] пришел к выводу о меньшей триклинности калиевого полевого шпата в выборгитах, чем в питерлитах и порфирированных рапакиви.

Тенденция к уменьшению степени упорядоченности калиевых полевых шпатов от гранитов типа питерлита с $\Delta = 1,0$ к более основным разновидностям пород типа выборгита и, наконец, к метабазитам, сопровождающаяся уменьшением степени триклинности, является определяющей направленностью изменения структурного состояния калиевых полевых шпатов в породах формации рапакиви.

Кварц в гранитах рапакиви представлен в нескольких различных формах: а) идиоморфные крупные зерна, чаще угловато-округлые и иногда состоящие из двух-трех оптически по-разному ориентированных кристаллических индивидов (дипирамидально-гексагональный кварц); б) ксеноморфные зерна в общей массе; в) вроски округлых зерен в калиевом полевым шпате, чаще в периферической части зерен последнего; г) аußenkonkave-кварц, образующий оптически одинаково ориентированные включения в мегакристаллах калиевого полевого шпата, с которым он находится в ферсмановском сростании; д) мирмекитовый кварц в плагиоклазе, замещающем калиевый полевой шпат; е) тонкие гранофировые каемки, состоящие из плагиоклаза и мелких червеобразных или округлых одновременно погасающих зерен кварца на контактах аußenkonkave-кварца с калиевым полевым шпатом, а реже на контактах крупных угловато-округлых зерен кварца с калие-

вым полевым шпатом; ж) ксеноморфные образования кварца, подобные аußenkonkave-включениям в калиевом полевом шпате, наблюдавшиеся автором также в кварцевых сиенито-диоритах типа выборгита северо-запада Кольского полуострова в крупных плагиоклазовых индивидах, состоящих из агрегата более мелких плагиоклазовых зерен, оптически почти одинаково или одинаково ориентированных, так что в последнем случае крупный индивид плагиоклаза выглядит как монокристалл. Подобные же образования ксеноморфного, одновременно погасающего в разных участках кварца наблюдаются между идиоморфными индивидами плагиоклаза, замещающими калиевый полевой шпат.

По мнению Саволахти [682], присутствие идиоморфного дипирамидально-гексагонального кварца в рапакиви свидетельствует о его ранней кристаллизации из расплава. Б. А. Мальковым [238] было проведено специальное изучение крупных выделений кварца из массивов рапакиви Бердяушского плутона, Салминского массива, рапакивиподобных гранитов Тимана и Воронежского кристаллического массива. По данным Б. А. Малькова, дофинейские двойники крупных выделений кварца в рапакиви и сходных породах являются двойниками роста, а не инверсии и «представляют собой порфиробласты (метакристаллы) низкотемпературной модификации кварца, образовавшегося при температуре ниже его точки инверсии» [238, с. 87]. Во всех комплексах формации рапакиви дипирамидально-гексагональный кварц замещает полевые шпаты и темноцветные минералы и содержит в себе их реликты.

Автором наблюдалась, и на это обращали внимание также А. Н. Заварицкий [129] и Б. А. Мальков [238], деформация порфировидного кварца, что выражается в волнистости погасания последнего, а А. С. Гинзбергом [95], А. Н. Заварицким [129] и Б. А. Мальковым [238] отмечалась своеобразная волокнистость в подобном кварце. Б. А. Мальков указывает, что подобная волокнистость является следствием деформации кварца по определенным направлениям в кристаллах, которых им было установлено четыре. Что касается своеобразного аußenkonkave-кварца, то, по мнению Б. А. Попова [656] и Саволахти [682], он является первично образованным из магмы совместно с калиевым полевым шпатом. Другого мнения придерживаются Эрдманнсдорфер [478] и Терзаги [724], которые считают, что аußenkonkave-кварц является метасоматическим. Б. А. Попов [656] и Д. А. Великославинский [53] на основании специального изучения положения аußenkonkave-кварца в кристаллической решетке калиевого полевого шпата установили, что указанные выделения кварца ориентированы закономерно в соответствии с ограничением, совпадающим с кристаллографическими направлениями в полевом шпате. Д. А. Великославинский [53] считает, что образование аußenkonkave-кварца является следствием его выпадения из калиевого полевого шпата при метасоматическом замещении

последнего плагиоклазом с образованием плагиоклазовой оболочки и пертитовых вrostков плагиоклаза.

Биотит. Сопоставление составов биотитов из гранитоидов разных массивов рапакиви (рис. 38) показывает их кристаллиза-

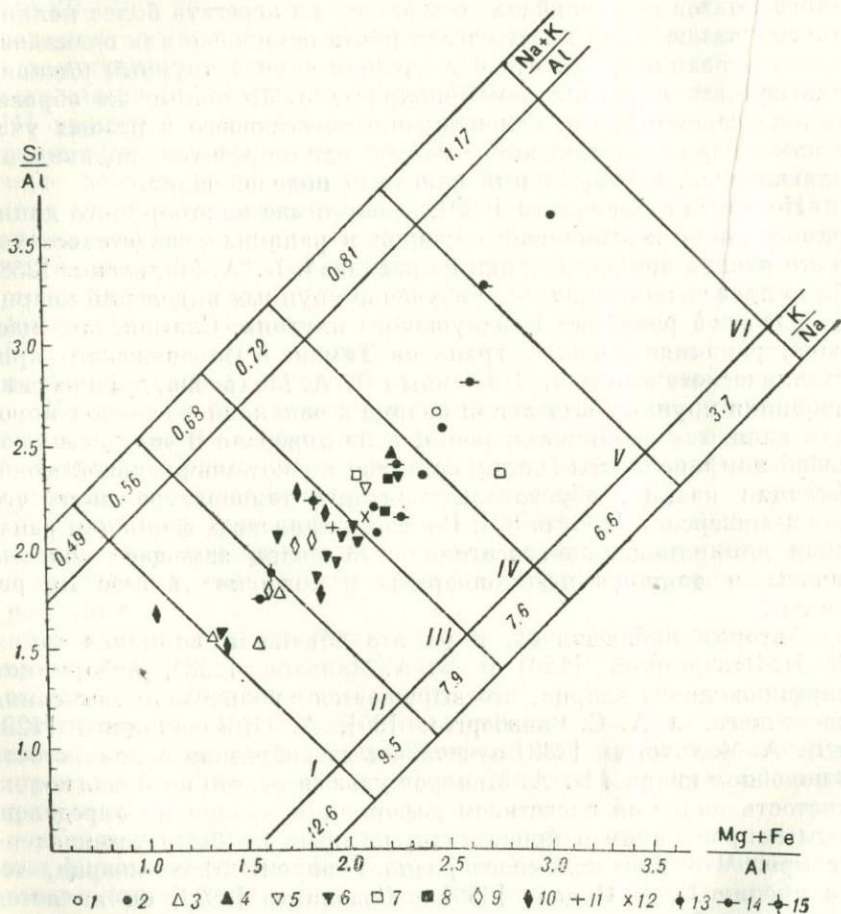


Рис. 38. Диаграмма составов биотитов из гранитоидов формации рапакиви.

I—VI — группы щелочности биотитовых гранитоидов, по А. А. Маранушеву и П. А. Тарарину [244].

Биотиты из массивов: 1 — Лайтила [486]; 2 — Выборгского [711, 717, 752] (и материалы автора); 3 — Умбского (материалы автора); 4 — Ахвенисто [682]; 5 — Суомениеми [711]; 6 — Салминского [143, 337]; 7 — Рижского [36]; 8 — северо-запада Кольского полуострова (материалы автора); 9 — Смоланд [771]; 10 — Коростенского [311, 354]; 11 — Павловского [26]; 12 — Бердяшского (материалы Г. В. Ферштатера, Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР); 13 — Приморского [243]; 14 — Улканского [264]; 15 — Кошрабадского [108].

цию в широком интервале щелочности, что может быть объяснено разным содержанием летучих компонентов в кристаллизующейся среде. Большинство же слюд располагается в пределах III и IV

условных групп щелочности, выделенных А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным [244].

Общая железистость слюд $Fm = 100(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ в целом для гранитов формации варьирует в весьма широких пределах (рис. 39), хотя преобладают слюды с высокой железистостью, что является свидетельством кристаллизации последних в условиях низкого парциального давления кислорода.

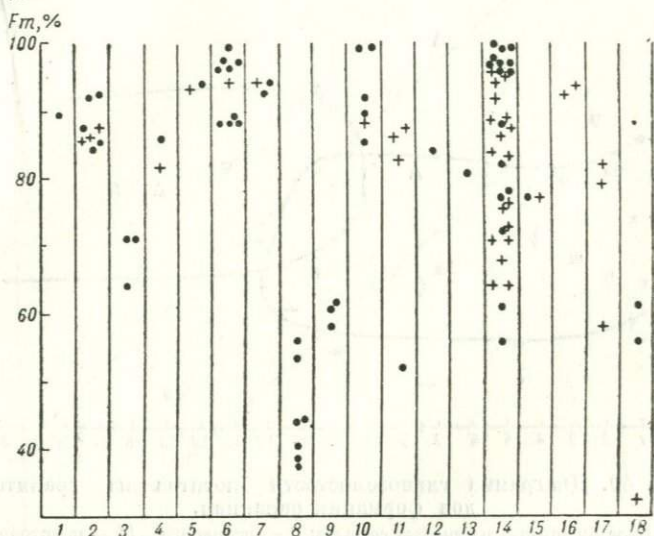


Рис. 39. Сравнительная диаграмма общей железистости Fm биотитов и роговых обманок из гранитоидов формации рапакиви.

Минералы из массивов: 1 — Лайтила; 2 — Выборгского; 3 — Умбского; 4 — Ахвенисто; 5 — Суоменниemi; 6 — Салминского; 7 — Рижского; 8 — северо-запада Кольского полуострова; 9 — Смоланд; 10 — Коростенского; 11 — Павловского; 12 — Бердяшского; 13 — Приморского; 14 — Улканского; 15 — Кошрабадского; 16 — Корсунь-Новомиргородского; 17 — Адирондака; 18 — Айзенкапфель [669].

● — биотиты; + — роговые обманки.

С. П. Кориковским было показано, что «исходный состав пород и физические условия метаморфизма отражаются на кристаллохимических особенностях биотитов и в этом отношении уже можно вывести некоторые закономерности» [172, с. 189]. Для этого С. П. Кориковским была предложена диаграмма соотношений параметров $a_{Si} = 100Al_{IV}/(Si + Al_{IV})$ и $a_{VI} = 100Al_{VI}/(Ti + Al_{VI} + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg)$ для пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. На диаграмме выделены два поля биотитов: из гнейсов основного и пелитового составов. Составы биотитов из гранитоидов ряда комплексов формации рапакиви нанесены на диаграмму глиноземистости С. П. Кориковского [172] (рис. 40), из которой отчетливо видно преимущественное расположение составов этих биотитов в поле основных гнейсов. Указанное является одним из возможных

критериев для суждения о происхождении гранитов рапакиви за счет основных пород.

Г. М. Другова и В. А. Глебовицкий [113] показали зависимость между содержанием титана и общей железистостью для биотитов различных фаций метаморфизма. Биотиты из пород гранитоидного, сиенит-диоритового и базитового составов северо-запада Кольского полуострова попадают в поле биотитов амфиболито-

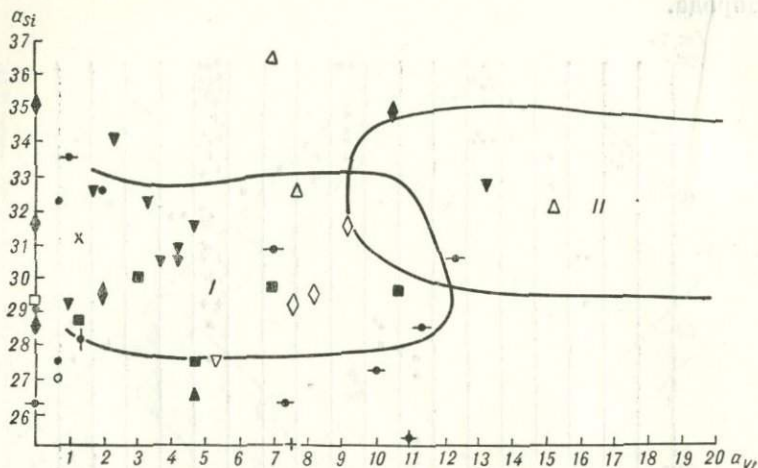


Рис. 40. Диаграмма глиноземистости биотитов из гранитоидов формации рапакиви.

Поле биотитов из гнейсов состава: I — основного; II — пелитового. По С. П. Корпковскому [172]. Условные обозначения см. на рис. 38.

вой, частично (биотит из гранита типа питерлита III комплекса) эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 41). Биотиты из лампрофиров попадают в поле гранулитовой, т. е. более высокотемпературной, фации. Таким образом, состав биотитов из пород, составляющих парагенетические ряды в едином сложном комплексе, отражает направленное изменение термодинамических условий кристаллизации.

Амфиболы. В эту группу включены роговая обманка, грюнерит и актинолит.

Роговая обманка в большинстве разновидностей гранитов рапакиви представлена феррогастингситом или разновидностями, промежуточными между амфиболами серии паргасит — феррогастингсит и обыкновенными роговыми обманками. Указанное иллюстрируется диаграммами составов роговых обманок из гранитов и некоторых пород среднего состава пятнадцати комплексов формации рапакиви (рис. 42). При этом наблюдается отчетливое отклонение составов роговых обманок из диоритовых, сиенито-диоритовых и монцонитовых разновидностей в сторону составов обыкновенных роговых обманок.

Грюнерит в гранитах рапакиви присутствует в аксессуарных количествах [354, 711]. Он находится в тесной ассоциации с роговой обманкой и оливином. Присутствие грюнерита, обычно характерного для пород основного состава, является одной из примечательных особенностей гранитов рапакиви.

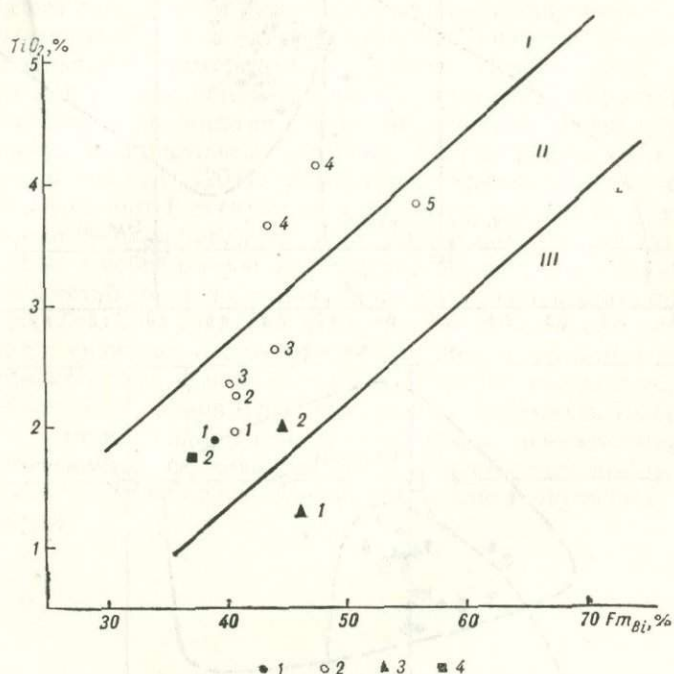


Рис. 41. Составы биотитов из комплексов формаций рапакиви северо-запада Кольского полуострова на диаграмме зависимости содержания TiO_2 в биотите от железистости, по Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкому [413].

Поле биотитов из пород фаций: I — гранулитовой; II — амфиболитовой; III — эпидот-амфиболитовой.

I—4 — биотиты из пород I—IV комплексов. 1, 2, 3... (на рисунке) — номера фаз.

Актинолит встречен автором в гранитоидах северо-западной части Кольского полуострова и Умбского массива, а другими исследователями в гранитах Бердяушского [429] и Рижского [36] массивов. В гранитоидах северо-запада Кольского полуострова общая железистость этого амфибола достигает 90%.

Пироксены из рапакиви в аксессуарных количествах представлены обычно феррогиперстеном [264, 336, 752], иногда эвлитом [216], а также ферроавгитом [264, 449]. В породах парагенетического ряда из комплексов северо-запада Кольского полуострова, судя по показателям преломления авгитов, железистость постепенно увеличивается от пород более поздних фаз и более основного состава к породам более ранних фаз и более кислого состава.

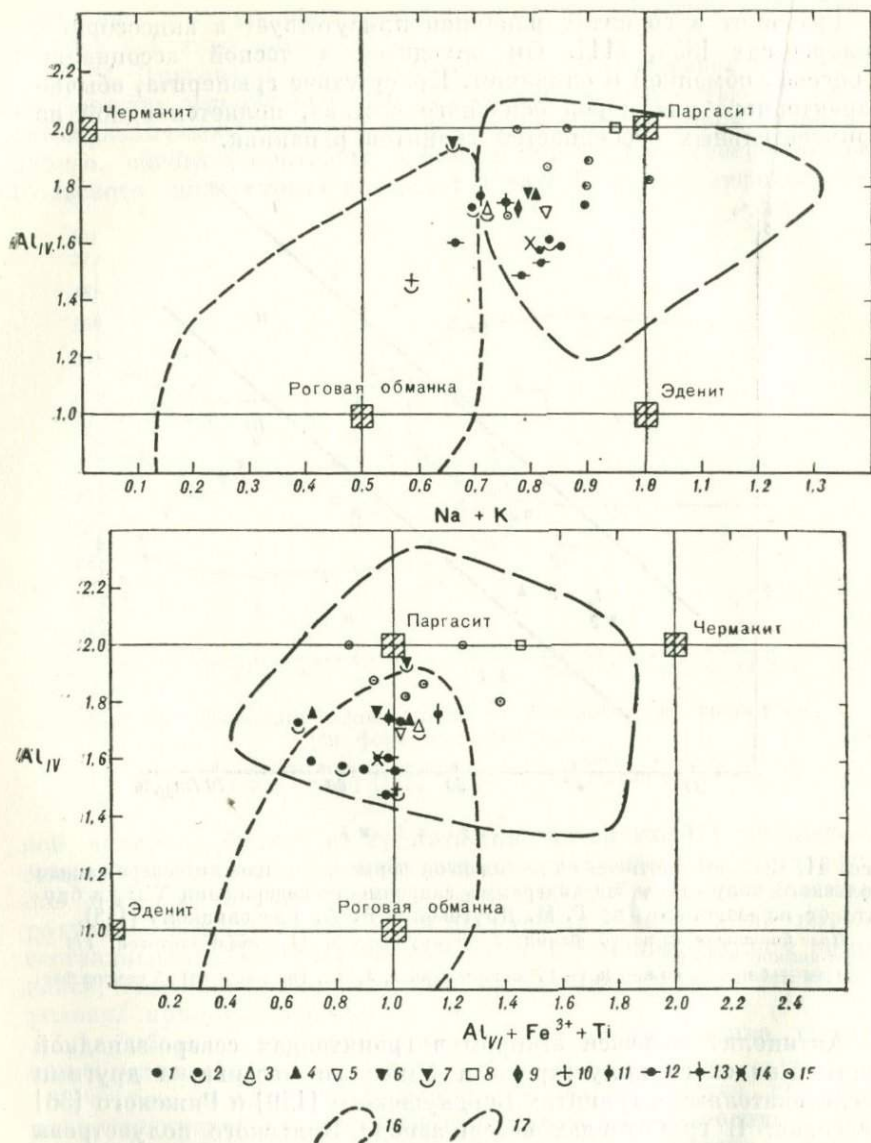


Рис. 42. Диаграммы составов амфиболов из пород формации рапакиви.

Амфиболы из: 1, 4—6, 8, 9, 11—15 — гранитоидов; 2, 10 — сиенито-диоритов и кварцевых сиенито-диоритов; 3 — кварцевого гиперстенового диорита; 7 — кварцевого монцонита.

Амфиболы из массивов: 1, 2 — Выборгского ([711] и материалы автора), 3 — Умбского (материалы автора); 4 — Ахвенисто [882]; 5 — Суомenniemi [711]; 6, 7 — Салминского [13, 674]; 8 — Рижского [36]; 9 — Коростенского (материалы Н. К. Коваленко и О. Т. Киселевой, трест «Киевгеология»); 10 — Павловского [26]; 11 — Приморского [243]; 12 — Улканского [264]; 13 — Котрабальского [408]; 14 — Корсушь-Новомиргородского [354]; 15 — Адирондака [449].

Контуры составов: 16 — обыкновенных роговых обманок; 17 — паргасит-ферротингситов.

Флюорит встречается во всех разновидностях гранитоидов и ассоциирующихся с ними пород рассматриваемых комплексов и является важнейшим типоморфным минералом.

Циркон также является типоморфным минералом гранитов данной формации и присутствует в значительных количествах во всех без исключения разновидностях пород изученных комплексов, но повышенное его содержание наблюдается в гранитоидах выборгитового и питерлитового типов. Циркон, как правило, представлен двумя генерациями. I генерация характеризуется игольчатыми кристаллами, которые нередко в виде реликтов заключены в кристаллы циркона II генерации. По данным Н. Ю. Левковской [202], игольчатые кристаллы циркона, подобные цирконам I генерации в гранитах рапакиви, характерны для цирконов из габброидов, ассоциирующихся с этими гранитами.

Оливин. Особенностью некоторых, обычно темноокрашенных, разновидностей гранитов рапакиви является присутствие в них фаялита [36, 264, 337, 354, 704]. В породах Умбского массива оливин встречен в гранитах и гранодиоритах типа питерлита и в кварцевых гиперстеновых диоритах типа выборгита I комплекса, а также в гранитах типа питерлита II комплекса. В гранитах Выборгского массива оливин содержится в кварцевых сиенито-диоритах и темноокрашенных разновидностях мелкоовоидных выборгитов II комплекса, залегающих в юго-западной части изученной автором территории.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Петрохимические черты формации рапакиви определяются особенностями химизма преобладающих в ней гранитоидных пород. В целях сравнительной характеристики на рис. 43 сопоставлены параметры n А. Н. Заварицкого ($n = \frac{100 \text{ Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) и общая железистость Fm разновидностей гранитоидов 43 комплексов формации рапакиви, исходя из 804 химических анализов этих пород. Докембрийские комплексы разделены на несколько групп в соответствии с их приуроченностью к определенным структурно-формационным зонам. Рассматривая величину Fm до 50% как низкую, от 50 до 75% как среднюю и свыше 75% как высокую, можно отметить следующие наиболее общие петрохимические черты гранитоидов указанных групп в отношении параметров Fm и n .

Гранитоиды Онежско-Ботнического кольца в целом являются наиболее калиевыми, особенно граниты Выборгского комплекса, Эстонии и комплекса Лайтила, а также преимущественно высокожелезистыми, особенно некоторые разновидности гранитов Салминского комплекса и комплекса Вехмаа ($Fm > 90\%$). В то же время единичные разновидности гранитоидов в Салминском, Выборгском комплексах и рапакиви массива Рёдо отличаются преобладанием Na_2O над K_2O , а граниты Улелегского, Умбского комплексов, граниты массива Ова и одна из разновидностей гранитов массива Вехмаа характеризуются умеренной железистостью.

Гранитоиды Кольско-Скандинавского кольца в целом отличаются преобладанием Na_2O над K_2O и умеренной железистостью, хотя некоторые разновидности гранитоидов

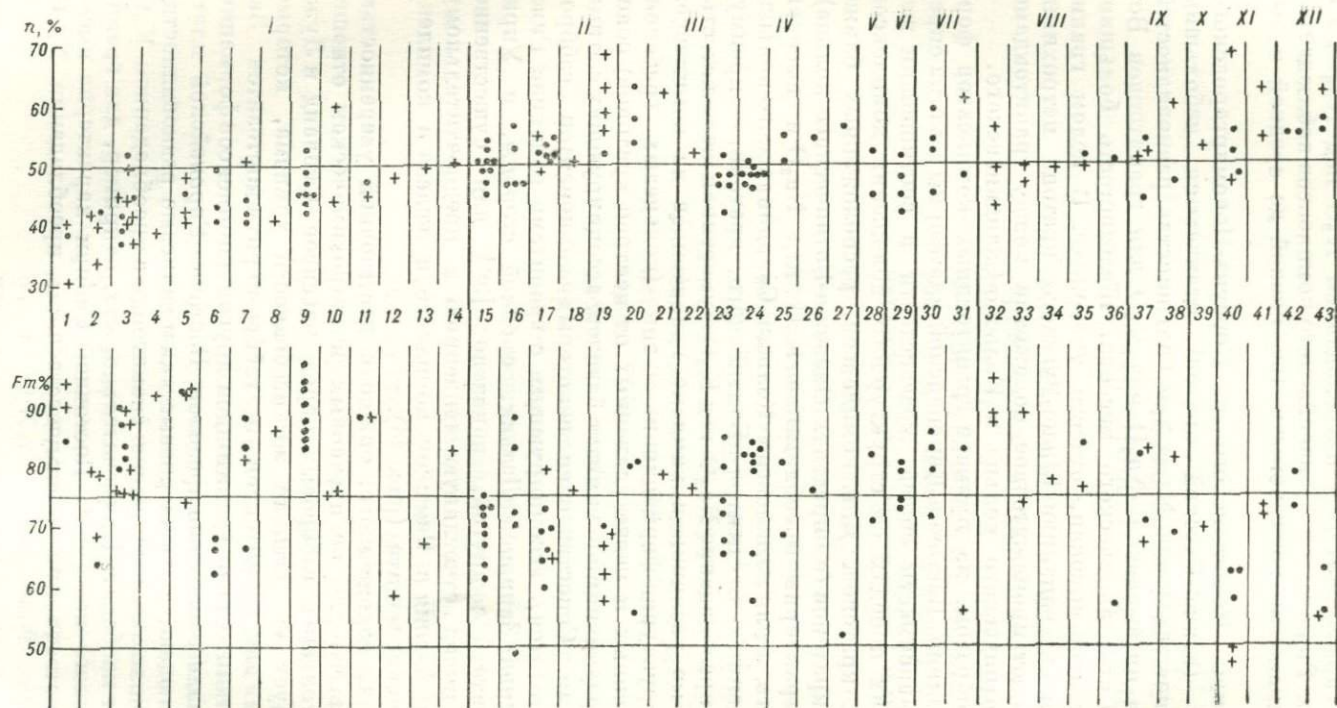
северо-западной части Кольского полуострова, Дала и Рижского комплекса характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O , а в гранитоидах Рижского и Юоввоайвского комплексов наблюдается широкий диапазон железистости (от низкой до средней и высокой).

Гранитоиды Коростенского и Корсунь-Новомиргородского комплексов (Южно-Русский кратон) отличаются небольшим преобладанием K_2O над Na_2O для большинства разновидностей ($n > 46\%$) и превышением Na_2O над K_2O для гранитоидов Воронежского кристаллического массива. Железистость большинства гранитоидов высокая, отчасти умеренная. В целом гранитоиды формации рапакиви Южно-Русского кратона петрохимически занимают промежуточное положение между гранитоидами Онежско-Ботнического кольца и Кольско-Скандинавского.

Таким образом, на примере гранитоидных комплексов формации рапакиви Восточно-Европейской платформы заметна определенная зависимость общей железистости и соотношения щелочей в этих породах от структурного положения комплексов в пределах кратонов. Для комплексов, расположенных ближе к центрам кратонов (в пределах Онежско-Ботнического кольца), в целом характерны преобладание K_2O над Na_2O и высокая железистость, а для комплексов Кольско-Скандинавского кольца, более удаленных от центра Балтийского кратона, — преимущественно преобладание Na_2O над K_2O и умеренная железистость.

Указанные различия в химизме гранитоидов из комплексов разных структурно-формационных зон (кольцевых грабен, более удаленных и менее удаленных от центров кратонов) сопоставимы с различиями в химизме базитов, ассоциирующих с этими гранитоидами. Сопоставление некоторых компонентов габбро-норит-анортозитов, ассоциирующих с гранитами рапакиви Рижского массива Западной Латвии, с одной стороны, и Украинского щита — с другой, показало [36] для существенно габбровых пород отчетливую тенденцию к предпочтительному накоплению магния в Рижском комплексе и железа в комплексах Украинского щита (рис. 44).

Исходя из изложенного, можно с достаточной уверенностью предсказать, что для не изученных в петрохимическом отношении гранитоидов и габбровых пород массивов Смоланд и Лужского следует ожидать те же особенности химизма, которые характерны для гранитоидов и габбро-норит-анортозитов Западной Латвии. Среди гранитоидов других комплексов формации рапакиви, залегающих вне пределов Восточно-Европейской платформы, наблюдаются как натриевые, так и калиевые разновидности, а также комплексы, содержащие гранитоиды с преобладанием K_2O над Na_2O и наоборот. Примечательно, что, например, для гранитов Улканского комплекса Восточной Сибири характерна высокая железистость при преимущественном преобладании Na_2O над K_2O .



• 1 + 2

Рис. 43. Сравнительные диаграммы параметров n А. Н. Заварицкого и общей железистости Fm для гранитоидов формации рапакиви.

Докембрий. I — массивы Онежско-Ботнического кольца: 1 — Лайтила (6 анализов); 2 — Эстония (7); 3 — Выборгский (30);

ладного Прибайкалья: 29 — Песчано-Агинский (39). VII — массивы южного обрамления Алданского щита: 30 — Южно-Учуд-

4 — дно Ботнического залива (1); 5 — Вехмаа (6); 6 — Умбский (15); 7 — Ахвенисто (9); 8 — Суоменниemi (1); 9 — Салминский (84); 10 — Рёдо (2); 11 — Эурайоки (3); 12 — Улелегский (1); 13 — Ова (1); 14 — Аландский (1). II — массивы Кольско-Скандинавского кольца: 15 — Дала (37); 16 — Рижский (26); 17 — северо-запад Кольского полуострова (33); 18 — Наттастунтурит (1); 19 — Смоланд (7); 20 — Юоввойвский (6); 21 — Рагунда (1). III — массив Польско-Норвежской депрессии: 22 — Сванеке (1). IV — массив Украинско-Воронежского кольца: 23 — Корсунь-Новомиргородский (79); 24 — Коростенский (242); 25 — Лискинский (48); 26 — Павловский (13); 27 — Ольховский (2). V — массив западного склона Урала: 28 — Бердяшский (9). VI — массив За-

ский и Северо-Учурский (42); 31 — Кодарский (4). VIII — массивы восточного обрамления Канадского щита: 32 — Нэн (3); 33 — Морин (2); 34 — Хэд-Харбор (1); 35 — Сноу Маунтин (6); 36 — Зёртиниз Лэк (3). IX — массивы юго-запада Северо-Американской платформы: 37 — Иичантид Рок (7); 38 — Гоулд Батт (3). X — массив Индонитая: 39 — Контум (1). Фаерозой. XI — массивы Европы: 40 — Требёрдан-Плюманак (8); 41 — Айзенкаппель (2). XII — массивы Средней Азии: 42 — Кошрабадский (10); 43 — Джамакский (7).

1 — средние составы разновидностей гранитоидов (из двух и более химических анализов); 2 — единичные анализы.

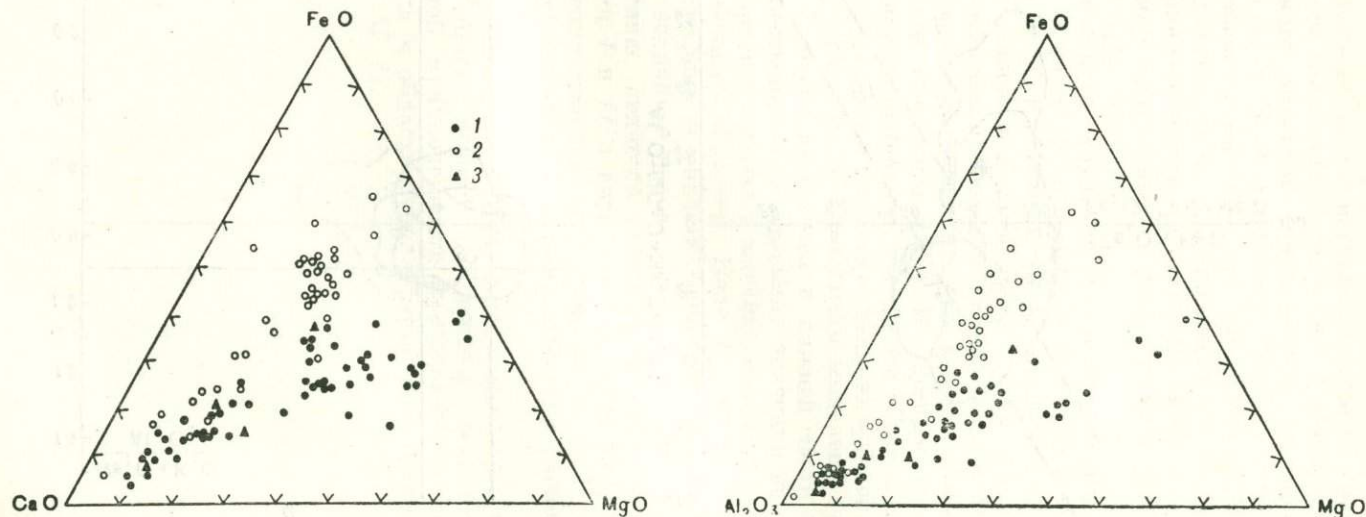


Рис. 44. Диаграммы химических составов (в процентах атомных количеств окислов) габбро-норит-анортозитовых пород Западной Латвии (1), Украинского щита (2) и Адирондака (3), по О. А. Богатикову и А. П. Биркису [36].

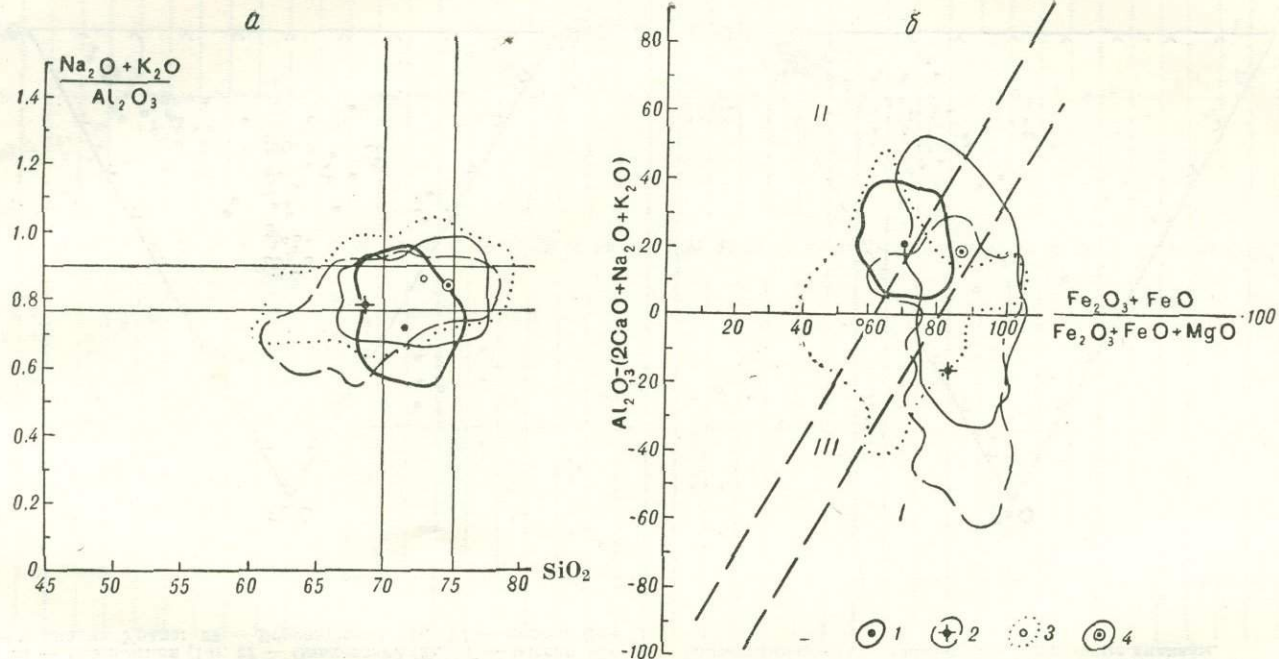


Рис. 45. Расположение составов гранитоидов из массивов Умбского (1, 35 анализов), Выборгского (2, 28), Салминского (3, 93) и северо-западной части Кольского полуострова (4, 15) на диаграммах К. Б. Зарянова [134] (а) и В. А. Кутюлина [190] (б).

В классификационных целях изученные автором гранитоиды северо-западной части Кольского полуострова, Умбского, Салминского и Выборгского массивов представлены на диаграммах К. Б. Зарянова [134] и В. А. Кутолина [190].

Нанесение составов гранитоидов на диаграмму К. Б. Зарянова [134] в координатах SiO_2 — коэффициент алгаитности свидетельствует о принадлежности гранитоидов всех комплексов к субщелочному типу с тяготением в сторону поля гранитоидов нормального типа (рис. 45, а).

Путем статистического изучения петрохимических особенностей гранитоидных пород платформенных областей и гранитоидов орогенных зон В. А. Кутолиным [190] установлено, что первые в большинстве относятся к нормальному ряду, последние же обычно сильно пересыщены алюминием. Отношение железа к магнию в первых значительно выше, чем во вторых. Выявленные закономерности были выражены В. А. Кутолиным графически в прямоугольной системе координат, где по оси абсцисс отложена величина щелочности, а по оси ординат — величина общей железистости. На этом графике В. А. Кутолиным выделено три поля (рис. 45, б). Поле *I*, располагающееся в нижней части графика в области преимущественно отрицательных значений щелочности и повышенных отношений железа к магнию, является полем гранитоидов платформенных областей. Поле *II*, располагающееся в верхней части графика в области преимущественно положительных значений величины щелочности и пониженных отношений железа к магнию, является полем гранитоидов орогенных зон. Между полями *I* и *II* в виде узкой полосы располагается поле *III* (поле неопределенных решений, по В. А. Кутолину), которое можно рассматривать как поле субплатформенных гранитоидов.

Нанесение на график В. А. Кутолина химических составов гранитоидов изученных автором комплексов свидетельствует о преимущественной приуроченности срединной части ореола их распространения к области субплатформенных гранитоидных образований (рис. 45, б).

О ГЕНЕЗИСЕ ПОРОД ФОРМАЦИИ РАПАКИВИ

В гл. I было показано, что генетические аспекты проблемы рапакиви рассматриваются с самых различных позиций. При этом следует заметить, что сторонники почти каждой гипотезы аргументируют свои представления, опираясь на конкретный фактический материал. Однако подавляющее большинство исследователей рассматривает проблему лишь с какой-либо одной стороны, в то же время имеющиеся сведения о других сторонах проблемы часто находятся в противоречии с излагаемыми петрогенетическими взглядами. «Решение этой большой проблемы возможно только при новом подходе с учетом сложного комплекса геологических и петрологических условий и рассмотрения их в аспекте развития явлений во времени, пространстве и взаимосвязи» [365, с. 111].

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ

Установление парагенетических рядов в комплексах, называемых магматическими, является одной из основ любых дальнейших петрогенетических построений.

Для обоснования относительной возрастной последовательности формирования пород, составляющих парагенетический ряд в магматическом комплексе, необходимы геологические наблюдения, позволяющие однозначно установить эту последовательность. Выделение таких рядов, по существу, возможно не в каждом комплексе, а только в тех, в которых установлены ассоциации пород разного состава и в которых по совокупности необходимых критериев можно

обосновать принадлежность существующих ассоциаций пород к одному парагенетическому ряду или в сложных комплексах к нескольким повторяющимся парагенетическим рядам.

Установление в некоторых комплексах формации рапакиви на основании непосредственных структурно-геологических наблюдений относительных возрастных взаимоотношений между интрузивными телами, сложенными породами разного состава, позволило в некоторых случаях выявить парагенетические ряды горных пород в пределах этих комплексов.

Комплекс Рагунда [585]: граниты (типа выборгита и питерлита) — кварцевые сиениты — габброиды.

Комплекс Ова [576]: порфириовидные граниты (типа питерлита, иногда типа выборгита) — монцониты (типа выборгита) — лампрофиры — диабазы.

Комплекс Тасиуссак [458, 459]: граниты (типа выборгита) — диориты, габбро-нориты и долериты.

Сложные комплексы северо-западной части Кольского полуострова [206, 208]: граниты (типа питерлита) — гранодиориты (типа выборгита) — кварцевые сиенито-диориты (типа выборгита) — лампрофиры — метабазиты; граниты (типа питерлита) — среднезернистые гранитоиды — лампрофиры — диабазы.

Сложный Умбский комплекс [207]: граниты (типа питерлита) — гранодиориты (типа питерлита, иногда типа выборгита) — кварцевые гиперстеновые диориты (типа выборгита) — крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты (непорфириовидные) — лампрофиры; граниты (типа питерлита) — гранодиориты (типа питерлита, иногда типа выборгита) — кварцевые гиперстеновые диориты (типа выборгита) — крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты (непорфириовидные).

Комплекс Требёрдан-Плюманак [676]: порфириовидные граниты (типа питерлита, иногда типа выборгита) — диориты, нориты, габбро и лампрофиры.

Обсуждение в гл. IV внутреннего строения перечисленных ниже комплексов формации рапакиви позволяет наметить в них следующие полные или неполные парагенетические ряды.

Выборгский комплекс: гранит (выборгит) — кварцевый сиенито-диорит — сиенито-диорит.

Комплексы Салминский, Коростенский, Корсунь-Новомиргородский: граниты (типа питерлита и выборгита) — кварцевые монцониты и монцониты — габброиды (анортозиты, габбро-нориты) и перидотиты — диабазы (метадолериты).

Комплекс Инчангид Рок: граниты (типа питерлита, иногда типа выборгита) — гранодиориты (типа выборгита) — лейкократовые порфириовидные кварцевые монцониты — кварцевые монцониты.

Комплекс Рэтлсвэйк Маунтин: кварцевые монцониты (типа выборгита) — полевошпатовые горнблендиты.

Джамакский комплекс: граниты и гранодиориты (типа питерлита и выборгита) — кварцевые диориты и диориты — габбро и габбро-нориты.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что наиболее ранние члены парагенетических рядов, как правило, представлены породами гранитного состава, а наиболее поздние — базитами, причем в более представительных парагенетических рядах, завершающихся долеритами (диабазами), наиболее основные по составу разновидности пород (перидотиты, габброиды, лампрофиры) занимают предпоследнее место.

Сопоставление имеющихся данных позволяет сделать вывод о том, что в наиболее общем виде парагенетический ряд горных пород в комплексах формации рапакиви представлен следующими разновидностями: гранит (типа питерлита или выборгита) — гранодиорит (типа питерлита или выборгита, или непорфировидный) — монзонит, или мангерит, или сиенито-диорит, или диорит (типа выборгита или непорфировидный), а также кварцевые разновидности этих пород — габброид (анортозит, габбро-норит) и ультрабазит или лампрофир — долерит (диабаз). Этот парагенетический ряд отражает закономерность формирования вещественного состава комплексов формации рапакиви.

ОБСУЖДЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

В гл. I были перечислены семь групп гипотез об образовании пород с маргинационными структурами. Рассмотрим очень кратко соответствие каждой из этих групп гипотез имеющимся данным о геологии и вещественном составе гранитоидных комплексов формации рапакиви.

I. Гипотеза кристаллизации пород с маргинационными структурами только из «чистой» гранитной магмы не объясняет происхождения маргинационных структур в магматогенных породах среднего и основного состава, а также в парапородах; при этом затруднительно объяснение внедрений все более высокотемпературных магматических дериватов исходной гранитной магмы в последующие фазы внедрения, а также отсутствие зон закалок порфировидных пород на контактах с вмещающими породами.

II. Гипотеза кристаллизации гранитов рапакиви из «чистой» гранитной магмы с участием процессов автометасоматоза или постмагматического метасоматоза не объясняет некоторых специфических черт подобных пород в ряде комплексов: высокую железистость минералов, присутствие оливина, включений базитов, взаимосвязь с породами основного состава.

III. В большей мере объясняет специфические особенности гранитов рапакиви и им подобных пород, имеющих интрузивный характер, гипотеза о кристаллизации рапакиви из гранитной магмы гибридного состава. Однако эта гипотеза также не ра-

скрывает существа тех явлений, которые не объясняются и сторонниками первой группы гипотез.

IV. Более удовлетворительно трактуются особенности гранитов рапакиви, если учесть их кристаллизацию из гранитной магмы гибридного происхождения в процессе выплавления сиалической коры под воздействием основной магмы с участием процессов автометасоматоза или постмагматического метасоматоза в таких гранитах. На этой гипотезе мы остановимся подробнее ниже.

V. Ряд исследователей, в том числе автор, рассматривает генезис пород формации рапакиви с позиций постмагматического метасоматического преобразования исходного базитового субстрата. На этой гипотезе мы также остановимся ниже.

VI. Гипотеза метасоматического преобразования пород различного состава в глубинных зонах с последующим их реоморфизмом не может объяснить установленных закономерностей внутреннего строения комплексов субплатформенных гранитоидов, возникновение и состав парагенетических рядов.

VII. Для гипотезы образования пород с маргинационными структурами в результате только метасоматического преобразования пород самого различного состава справедливы те же возражения, которые выдвигаются против предыдущей гипотезы.

Любая из гипотез должна объяснять эмпирически установленную последовательность кристаллизации полевых шпатов в гранитах рапакиви: плагиоклаз I генерации (андезин, андезин-лабрадор), калиевый полевой шпат I генерации (промежуточный ортоклаз, реже низкий ортоклаз или крипторешетчатый микроклин с низкой триклинностью), плагиоклаз II генерации (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат II генерации (микроклин с высокой триклинностью), плагиоклаз III генерации (альбит, альбит-олигоклаз).

подавляющим большинством исследователей признается интрузивный характер тел, сложенных гранитоидами типа рапакиви; следовательно, возникает проблема происхождения интродуцированной магмы.

В свете изложенного автору представляется целесообразным рассмотреть петрогенетический аспект проблемы с позиций двух гипотез, которые наиболее удовлетворительно объясняют большинство специфических черт геологии и вещественного состава пород формации рапакиви.

Гипотеза кристаллизации рапакиви из гибридной гранитной магмы с участием процессов автометасоматоза

Согласно представлениям В. С. Соболева [354], Д. А. Великовского [53] и А. А. Полканова [52, 298], образование комплексов рапакиви начинается с поднятия основной магмы «по большим вертикальным трещинам, образующимся на окраинах платформ во время их возникновения» [354, с. 124]. «Поступая

в пределы сиалической коры, эта магма вызвала палингенез анхизвектических гранитов и ассимиляцию этого селективно расплавленного материала с образованием гибридной магмы толеитового типа... затем процессы дифференциации гибридной магмы приводили к последующему формированию основных и гранитных интрузий» [52, с. 96]. Магма рапакиви сохраняет унаследованное от толеитовой магмы высокое отношение FeO/MgO , чем объясняется высокая железистость биотита и роговой обманки, а также иногда присутствие минералов, кристаллизующихся при высоких температурах (фаялита и гиперстена).

Рассматривая ведущую физико-химическую направленность процесса образования гранитов, А. А. Полканов и др. [52] обосновали широкое развитие явлений щелочного метасоматоза в гранитах, выраженное в фельдшпатизации постмагматическими гидротермальными процессами. «Остаточные постмагматические растворы гранитоидных магм обнаруживают содержание K, Na, Si и других элементов, присутствие которых устанавливается непосредственно в составе жидких включений в минералах и продуктах тех реакций, которые вызываются этими растворами, остающимися после магматической кристаллизации породы в ее поровых пространствах внутри самой породы» [52, с. 97].

Исходя из представлений о роли и месте постмагматического метасоматоза в формировании аллохтонных гранитов, изложенных А. А. Полкановым и др. [52], и из гипотезы о гибридном происхождении магмы рапакиви [41, 42, 53, 129, 251, 354, 576] процесс формирования гранитов с маргинационными структурами может быть представлен следующим образом.

Образование магм парагенетических рядов на абиссальных уровнях происходило в условиях дизъюнктивной кинематики в период затухания раннекарельской складчатости и перехода к глыбовой тектонике среднего протерозоя. Глубинные дизъюнктивные дислокации преимущественно возникали на окраинах крупных консолидирующихся блоков земной коры. Базальтоидная магма, поступающая в пределы сиалической коры, вызвала палингенез анхизвектических гранитов и ассимиляцию этого селективно расплавленного материала с образованием гибридной магмы толеитового типа. Большие масштабы селективного плавления сиала в условиях глубинной кинематики вызвали в 1-ю фазу каждого этапа плутонизма внедрение именно наиболее подвижной и легкоплавкой гранитной магмы, концентрирующейся вследствие дифференциационных явлений на более высоком уровне в области (очаге) магнеобразования и поэтому внедряющейся первой. Последующие порции магмы (в пределах этапа плутонизма), все в меньшей степени зараженные селективно выплавленным материалом, должны иметь более основной состав вплоть до диабазов (долеритов), не зараженных палингенным материалом и внедряющихся в консолидированную (в масштабах этапа плутонизма) массу магматогенных пород более ранних фаз. В зависимости

от степени зараженности гибридной магмы селективно выплавленным материалом и состава последнего отношения Fe/Mg и Na/K должны быть, несомненно, различны, а следовательно, должно быть и различным содержание указанных компонентов в аллотонной магме.

По данным Ворма [750], нанесение нормативных составов гранитоидов, а также сиенитовых пород Выборгского массива на сечения $[Ab-Og-Qu]_{97}An_3$ и $[Ab-Og-Qu]_{95}An_5$ четвертой системы $Ab-Og-An-Qu$ при $p_{H_2O} = 1$ кбар показывает, что «практически рапакиви со структурами рапакиви (с выборгитовыми овоидами) располагаются в плагиоклазовом поле..., т. е. кристаллизация плагиоклаза начинается ранее калиевого полевого шпата. Практически все рапакиви без структур рапакиви падают или в поле кварца или в поле калиевого полевого шпата» [750, с. 63]. «Наличие миаролитовых пустот в гранитах рапакиви доказывает, что консолидирующаяся магма содержала летучую фазу, предположительно при довольно низком давлении нагрузки. Сама по себе высокая концентрация фтора уже указывает, что по крайней мере некоторые разновидности рапакиви кристаллизовались из расплавов, богатых летучими... Таким образом, теоретически магма рапакиви должна давать водные жидкости, которые будут продолжать кристаллизоваться при температуре ниже $400^\circ C$ и также будут в состоянии вызывать автосоматические процессы в самих гранитах рапакиви и метасоматические процессы во вмещающих породах и ксенолитах» [750, с. 64]. «Образование фенокристаллов калиевого полевого шпата является метасоматическим или автосоматическим» [750, с. 61].

Нанесение нормативных составов «чистых» палингенных гранитов на предложенные Е. И. Кравцовой [175] проекции системы $Ab-An-Og-Qu$ ($p_{H_2O} = 2$ кбар) (рис. 46) позволяет считать, что подобный расплав начинает кристаллизоваться совместно с выделением основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, поскольку «облако» составов палингенных гранитов расположено на котектической плоскости, разделяющей поля кристаллизации ортоклаза и анортита. Однако исходя из предположения о зараженности исходной гибридной магмы компонентами толейтовой магмы, следует ожидать смещения исходного состава магмы рапакиви в сторону поля кристаллизации анортита. Именно поэтому в начальную стадию кристаллизации первым будет выделяться основной плагиоклаз I генерации, а затем калиевый полевой шпат ортоклазового типа, т. е. высокотемпературный и менее упорядоченный, который будет замещать плагиоклаз I генерации. Следует заметить при этом, что «облако» составов палингенных гранитов расположено за пределами котектической плоскости кварц—полевые шпаты.

Исходная предпосылка Таттла и Боуэна [741] о том, что кристаллизация среднего нормативного состава гранитов рапакиви начинается в поле кристаллизации ортоклаза и что вслед за

кристаллизацией ортоклаза будет совместно с ним выделяться кварц, неверна, поскольку не учитывался анортитовый компонент и положение исходного состава в четверной системе $Ab-An-Or-Qu$. Положение же «облака» составов гранитов с маргинационными структурами из изученных автором комплексов (рис. 47) в целом также свидетельствует о приуроченности этих составов к котектической плоскости $Or-An$ в области несмесимости. Различия в соотношении щелочей практически совершенно не влияют на

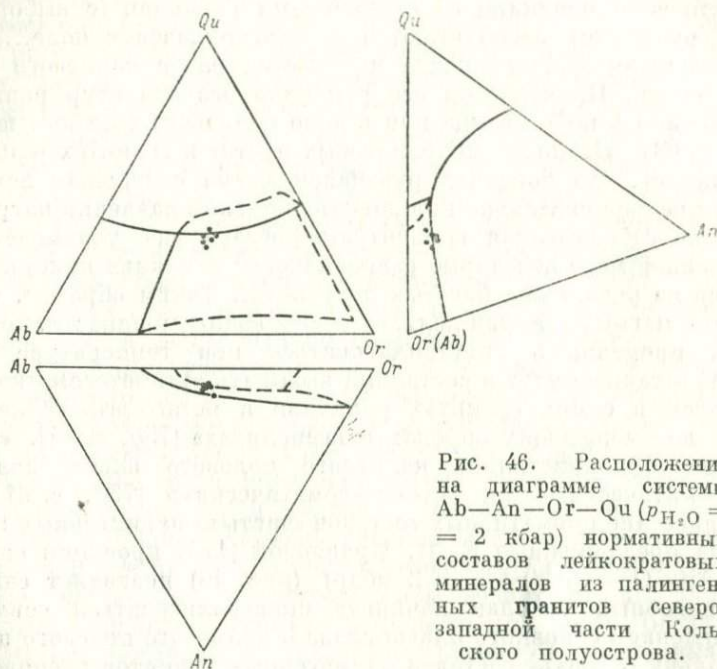


Рис. 46. Расположение на диаграмме системы $Ab-An-Or-Qu$ ($p_{H_2O} = 2$ кбар) нормативных составов лейкократовых минералов из палингеновых гранитов северо-западной части Кольского полуострова.

общую картину, а лишь будут несколько смещать средний состав (или срединное положение «облака» составов) вдоль котектической плоскости ближе или дальше относительно вершины ортоклаза.

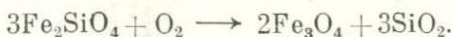
Достижение кристаллизующимся расплавом состава, соответствующего точке на линии пересечения котектической плоскости $Or-An$ с котектической плоскостью кварц — полевые шпаты, приведет к одновременной кристаллизации последних. Таким образом, совместной кристаллизацией андезина (I генерация плагиоклаза), ортоклазового калиевого полевого шпата (I генерация) и кварца завершается магматическая стадия кристаллизации породы. Гранофировые сростания в гранитах рапакви можно объяснить изложенным путем кристаллизации исходной магмы.

Появление калиевого полевого шпата II генерации может быть удовлетворительно объяснено его постмагматической кристалли-

зацией в соответствии с представлениями А. А. Полканова и др. [52] о сохранении остаточных постмагматических гидротермальных существенно калиевых растворов гранитоидных магм после магматической кристаллизации породы в поровых пространствах последней и о метасоматическом преобразовании магматической породы этими щелочными растворами с образованием порфиробластического калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза (альбитизация).

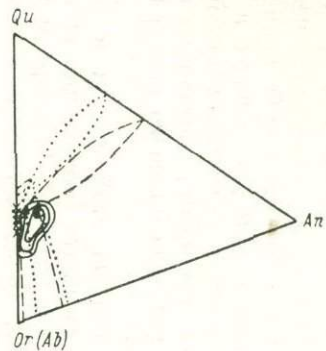
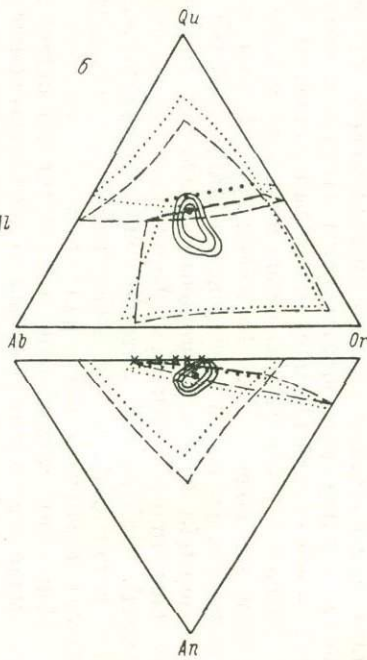
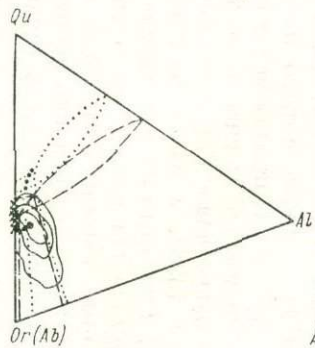
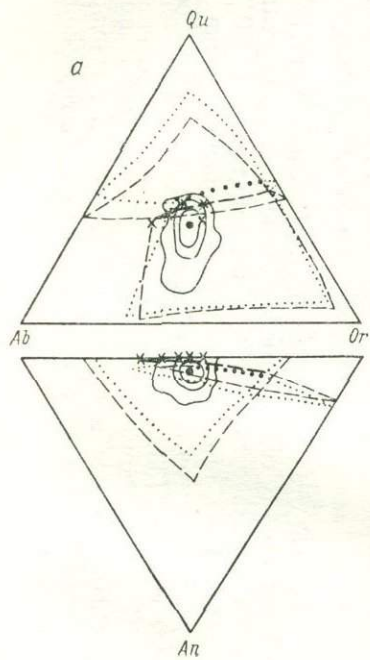
Образование олигоклаза на этой стадии в форме оболочек вокруг калиевого полевого шпата I генерации объяснимо с позиции Нойвонена [641], поддержанной Вольбортом [746], согласно которой, с одной стороны, происходит распад менее упорядоченного высокотемпературного ортоклазового калиевого полевого шпата I генерации, обогащенного натрием и кальцием, а с другой — его замещение микроклиновым калиевым полевым шпатом II генерации, что действительно и подтверждается микроскопическими наблюдениями. Высвобождение натрия и кальция при указанном распаде и замещении, а также при замещении андезина I генерации калиевым полевым шпатом II генерации вызывает их миграцию и отложение в форме плагиоклаза оболочек (II генерация). Избыточный натрий кристаллизуется в форме альбита (III генерация), чем и завершается стадия постмагматической кристаллизации гранита рапакиви.

Некоторые дополнения в изложенную схему можно внести, учитывая состав и эмпирическую последовательность кристаллизации оливина, ромбического и моноклинного пироксена, магнетита, роговой обманки и биотита. При этом необходимо допускать первоначальную сухость гранитной магмы рапакиви, когда первым при низком парциальном давлении кислорода из расплава будет выделяться оливин [398], а затем ромбический и (или) моноклинный пироксены, к которым и присоединяется плагиоклаз I генерации [337]. Предположив далее, что магма, поднимаясь в верхние горизонты коры, обогащалась водой и парциальное давление кислорода при этом повышалось наряду с падением температуры, можно представить кристаллизацию магнетита по следующей реакции [407]:



На этой стадии, согласно Л. П. Свириденко [337], по титаномагнетитовому геотермометру температура кристаллизации выборгитов оценивается в 880, а питерлитов — в 800° С. «...граниты рапакиви по температуре кристаллизации резко отличаются от других гранитов... и приближаются к температуре кристаллизации габбро» [337, с. 81—82].

С дальнейшим понижением температуры кристаллизуются роговая обманка и биотит [337]. Однако последний может рассматриваться и как продукт постмагматической кристаллизации [682].



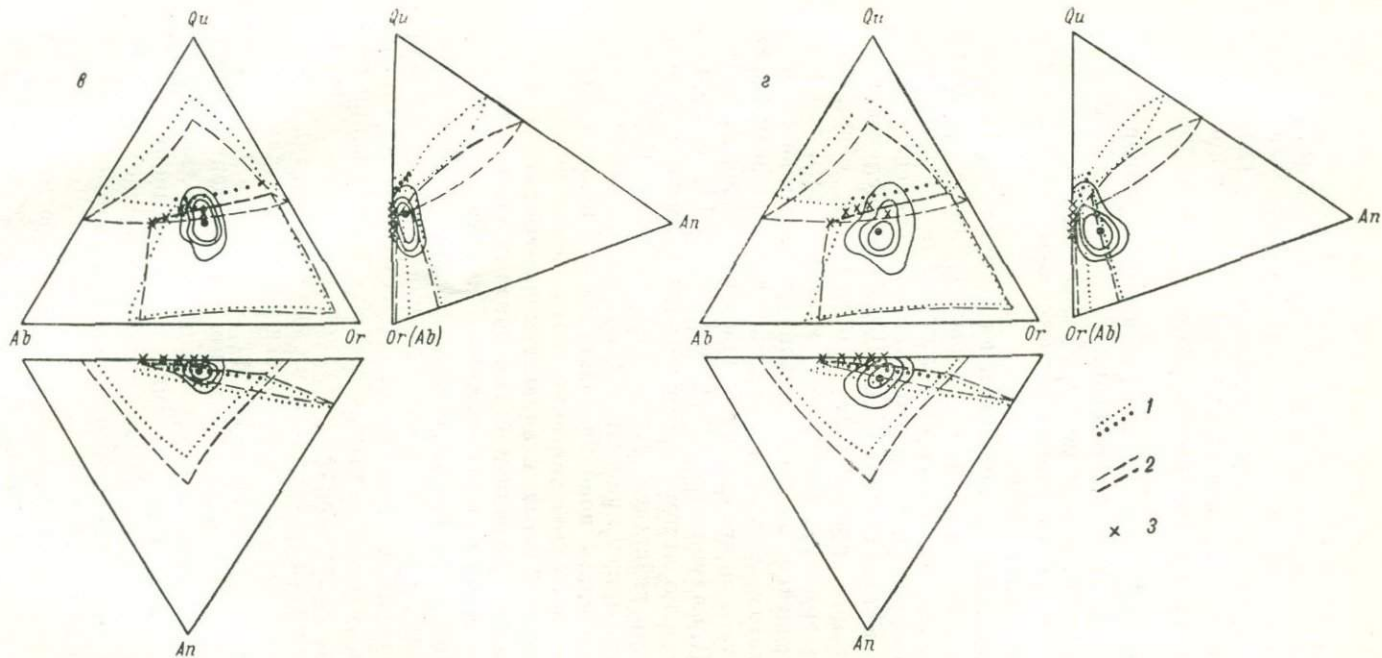


Рис. 47. Расположение на диаграмме системы $Ab-An-Or-Qu$ нормативных составов лейкократовых минералов из гранитоидов северо-западной части Кольского полуострова (а, 35 анализов), Умбского (б, 15), Салминского (в, 93) и Выборгского (г, 28) массивов.

1 — поверхность кристаллизации и линия котектики при $p_{H_2O} = 0,5$ кбар; 2 — то же, при $p_{H_2O} = 3$ кбар; 3 — точки минимумов системы при p_{H_2O} от 0 до 5 кбар. Изоденсы охватывают 95, 75 и 50% анализов пород; точка в центре — максимум плотности.

Таким образом, микроструктурные особенности и последовательность формирования минералов в процессе кристаллизации гранитов с маргинационными структурами могут быть объяснены, по крайней мере в отношении кристаллизации калических минералов, с позиции кристаллизации гранитной магмы гибридного происхождения и постмагматических метасоматических процессов, вызываемых остаточными поровыми растворами щелочного характера.

В свете изложенной концепции образование маргинационных структур — следствие метасоматических процессов. Подобный вывод хорошо согласуется с данными об образовании подобных структур в породах самого разнообразного валового состава и формационной принадлежности.

В связи с изложенным остановимся на следующем. Расположение точек валовых составов некоторых гранитов рапакиви в поле кристаллизации ортоклаза не должно являться свидетельством надэвтектической кристаллизации калиевого полевого шпата в раннюю магматическую стадию [741]. Подобная последовательность кристаллизации противоречит имеющемуся обширному эмпирическому материалу, свидетельствующему о том, что первый кристаллизующейся полевошпатовой фазой является плагиоклаз андезинового состава, замещающийся в дальнейшем калиевым полевым шпатом, на что обращают внимание также В. И. Буданов [42], Л. П. Свириденко [337], Стюарт [714] и другие. «Интенсивное развитие автометаморфического калиевого метасоматоза, вызванного действием остаточных поровых растворов, содержащих калий, может привести к тому, что вследствие замещения части плагиоклаза новообразованным калиевым полевым шпатом первоначальные эвтектические соотношения между ними нарушаются и валовой состав окончательно сформированного автометаморфизованного гранита будет показывать избыток калиевого полевого шпата над эвтектикой» [52, с. 98].

Следует заметить, что вопрос о кристаллизации фемических компонентов гранита рапакиви в свете данной гипотезы представляется менее отчетливым, чем вопрос о кристаллизации калической части. Неясным также остаются вопросы об образовании концентрических зон внутри мегакристаллов калиевого полевого шпата, представленных как фемическими минералами, так и кварцем и плагиоклазом, вопрос о существовании двух и даже более оболочек плагиоклаза (внутри и вокруг кристаллов мегакалиевого полевого шпата). Попытки объяснения этих явлений обычно опираются на предположения о колебаниях физико-химического равновесия в процессе кристаллизации магмы рапакиви [741], которые тем более трудно доказуемы, поскольку в одном и том же граните рапакиви содержатся мегакристаллы с разным количеством зон — от единиц до десяти и более. Необъяснимы также формирование в парагенетических рядах, включающих граниты рапакиви, самых основных пород ряда (лампрофиров, габброи-

дов, перидотитов) в качестве его предпоследних членов, а также насыщенность гидротермальной фазой гипотетического гибридного расплава с объяснением сухости магмы рапакиви, в условиях чего и должны кристаллизоваться оливин, фаялит, феррогиперстен и ферроавгит. Возникновение же самих базитов, в частности лабрадоритов, ассоциирующих с рапакиви, либо объясняется гипотетической глубинной дифференциацией исходной базальтовой магмы, ассимилирующей гранитный материал [53, 129, 299, 354], а согласно Кранку [594, 595], дифференциацией мангеритовой магмы, либо генетическая связь гранитов и базитов вообще отвергается [682].

Кроме того, весьма труднообъяснимым является ряд данных геологического характера, устанавливаемых полевыми исследованиями, на которых мы остановимся ниже. В связи с этим представляется симптоматичным следующее замечание Баддингтона: «Многие геологи, которые полагают, что большинство гранитов образовано путем «гранитизации» или «трансформации», постоянно подчеркивают, что эта проблема должна решаться на основании геологических исследований и полевых данных... не менее ста авторов — и при этом именно полевых геологов — считают вполне обоснованными представления о возможности образования гранита путем гранитизации...» [448, с. 674—675]. Рассматривая же непосредственно граниты рапакиви, А. С. Новикова указывает: «Вопрос о происхождении пластовых тел во многом остается открытым. Вместе с тем представление о метасоматической природе гранитов ближе всего согласуется с геологическими наблюдениями» [265, с. 71].

Генезис гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород в результате постмагматического метасоматического преобразования базитов

Граниты рапакиви, с одной стороны, слагают тела, имеющие интрузивный характер, а с другой — они характеризуются рядом признаков, свидетельствующих об их метасоматической природе и генетической связи с основными породами. Совокупность геологических, петрографических и петрохимических данных о гранитах рапакиви позволила ряду исследователей рассматривать эти породы как результат постмагматического метасоматического преобразования интрузивных базитов [111, 151, 203—205, 206, 208, 225, 409, 450, 457, 459]. Комплексы гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород, включая анортозиты, были названы А. Я. Лунцем [225] и И. Л. Личаком [151] интрузивно-метасоматическими. Введение этого термина целесообразно, поскольку он подчеркивает двойственную генетическую природу рассматриваемых пород.

Приведем некоторые геологические примеры, свидетельствующие о вторичном, метасоматическом происхождении пород, рассматриваемых обычно как магматические.

1. Во всех разновидностях изученных автором пород формации рапакиви наблюдается в разной степени выраженная плоскопараллельная ориентировка минералов или их агрегатов. Как

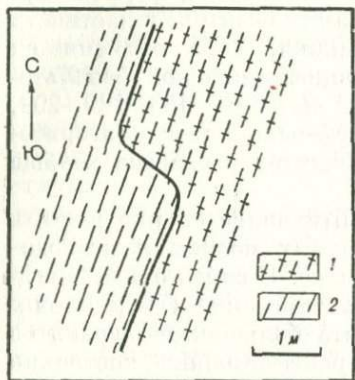


Рис. 48. Контакт гранита (1) II комплекса с вмещающим олигоклазовым гнейсо-гранитом (2), Арагубский массив, северо-западный контакт.

правило, плоскопараллельная ориентировка минералов в интрузивных образованиях, обычно называемая трахитоидностью, субпараллельна контактам интрузивного тела, в пределах которого она наблюдается, что позволяет использовать ее при структурном анализе условно как первичную текстуру течения породы.

Однако в ряде случаев, в частности при неровной, извилистой поверхности интрузивного контакта кольцевой или конической интрузии с вмещающей породой, гнейсовидность рассекает поверхность контакта и продолжается в экзоконтакте, хотя ориентирована субпараллельно поверхности контакта в целом (рис. 48).

2. В нескольких случаях наблюдались прямолинейные дайки кислого и среднего состава, рассекающие кольцевые и конические

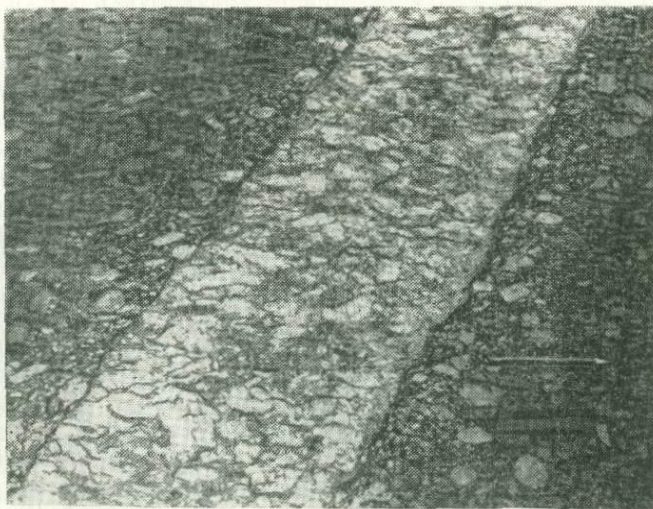


Рис. 49. Гранитоидная дайка в кварцевом диорите типа выборгита I комплекса (директивные текстуры в дайке и во вмещающих породах ориентированы одинаково), Умбский массив.

интрузии гранитоидного состава. Кристаллизационная сланцеватость пород в дайках рассекает отчетливые поверхности их контактов с вмещающей породой и полностью совпадает с пространственной ориентировкой гнейсовидности в последней (рис. 49). К подобным же явлениям относится ориентировка сланцеватости в гранитоидной дайке, рассекающей дайку метабазита (рис. 50).

3. В гранитах выборгитового и питерлитового типов северо-западной части Кольского полуострова встречаются весьма своеобразные зоны включений метабазитов, рассекающие плоскопараллельную текстуру порфириовидных пород. Ориентировка большей плоскости каждого из этих линзовидных включений совпадает с плоскостью гнейсовидности в окружающей породе.

Подобные зоны включений метабазитов охарактеризованы Каитаро [576] в гранитах питерлитового и выборгитового типов массива Ова: «...в граните наблюдаются включения, состав и структура которых аналогичны таковым в породах лампрофировых даек. Частично они образуют ряд включений...» [576, с. 58]. По мнению Каитаро, зоны включений сформированы в результате преобразования лампрофировых даек, внедрившихся до окончательного формирования гранитоидных пород комплекса Ова.

Зоны включений основных пород в кислых наблюдались также Мак-Коллом [620] в порфириовидных кварцевых монцонитах выборгитового типа в плутоне Рэтленэйк Маунтин. Здесь зоны включений пересекают друг друга и прослеживаются на большие расстояния. Наряду с указанными зонами имеются дайки, не отличающиеся по составу от этих зон. По мнению Мак-Колла, зоны включений являются базитовыми дайками, внедрившимися до полной консолидации и полного формирования гранитоидных пород плутона.

4. Во всех разновидностях пород кислого, среднего, габброидного и лампрофирового состава наблюдаются включения мелкозернистых метабазитов, иногда с субофитовой структурой. Количество включений метабазитов уменьшается по мере повышения кислотности вмещающих пород. В структурно однородном блоке пород плоскопараллельная ориентировка минералов

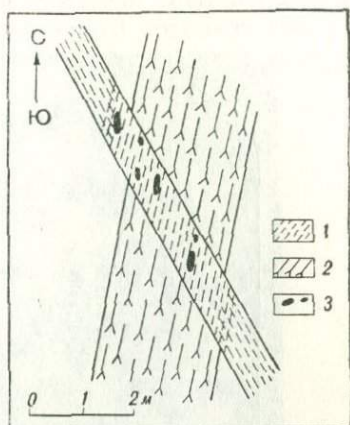


Рис. 50. Дайка среднезернистого гранита III комплекса (1), рассекающая дайку метабазита II комплекса (2); на участке пересечения даек плоскопараллельная ориентировка минералов и линзовидных включений метабазитов (3) в граните совпадает с плоскопараллельной ориентировкой минералов в метабазите, 1 км южнее центра 2 Арагубского массива (см. рис. 5).

в разных включениях одинаковая и совпадает с таковой во вмещающей породе. Включения метабазитов, диоритов, монцонитов, а также мелкозернистых гранитоидов в породах формации рапакиви многократно охарактеризовывались разными исследователями [42, 108, 206, 354, 409, 490, 519, 576, 580, 653, 679, 692, 709, 722, 725, 757]. По наблюдениям автора, включения метабазитов встречаются спорадически почти во всех разновидностях гранитов Выборгского массива (рис. 51), однако их количество резко увеличивается в сиенито-диоритах («тирилитах»),

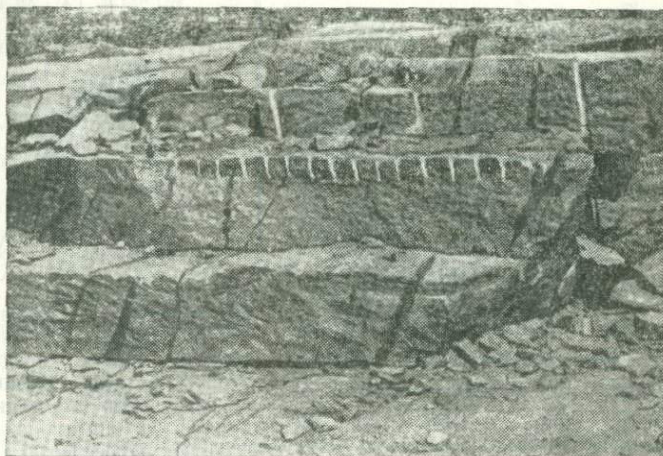


Рис. 51. Крутопадающие линзовидные включения темноокрашенных мелкозернистых пород в трахитоидных гранитах Выборгского массива.

где включения встречаются почти в каждом обнажении. При этом они нередко содержат мегакристаллы калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками. Подобные кристаллы иногда рассекают контакт включений с окружающей породой («висячие овоиды»).

5. Крупные кристаллы калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками в кварцевых диоритах типа выборгита Умбского комплекса рассекают относительно более ранние кварц-полевошпатовые жилки, рассекающие в свою очередь основную массу породы (рис. 52). Это однозначно свидетельствует о вторичном метасоматическом происхождении подобных кристаллов калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками и о вторичном генезисе наблюдающихся при этом «сквозных» плоскопараллельных текстур.

Совокупность данных по структурному изучению пород формации рапакиви, их петрографии и химизму дает основание для выделения в них двух структурных фаций: первичной и вторичной.

Породы вторичной структурной фации (ортометасоматиты), к которым отнесены все породы формации рапакиви, за исключением диабазов (долеритов) и палингенных гранитов, сформированы в результате преобразования интрузивных пород первичной структурной фации, являющихся продуктами кристаллизации базальтового расплава. В породах вторичной структурной фации плоскостнопараллельные текстуры, рассматриваемые обычно как пер-

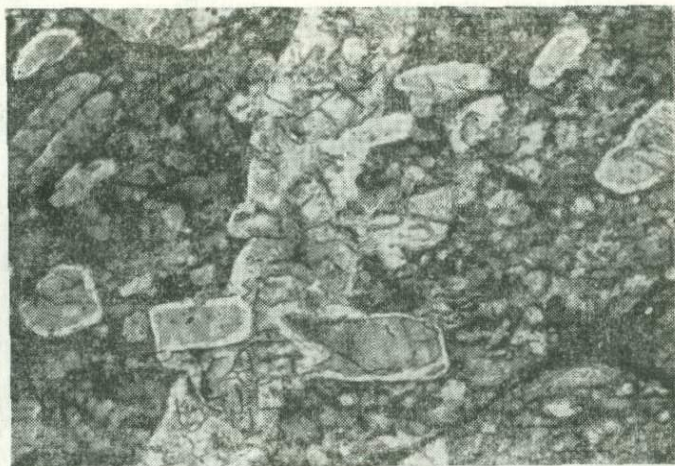


Рис. 52. Порфиробласты калиевого полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками, пересекающие кварц-полевошпатовую жилку, которая, в свою очередь, пересекает общую массу кварцевых диоритов типа выборгита I комплекса, Умбский массив.

вичные текстуры течения пород, обусловлены миметической кристаллизацией метасоматических минералов в постмагматическую стадию по плоскостям разрывных нарушений разных порядков в исходном магматическом базитовом субстрате [206]. Кристаллизация ортометасоматитов происходила в условиях постмагматических дифференциальных движений разной интенсивности и продолжительности в структурно ослабленных зонах глубинных кольцевых и конических разломов, вызываемых изменяющимся давлением магмы в подкоровом резервуаре. В случае внедрения по трещинам остывания в кольцевых и конических интрузиях более поздних даек небольшой мощности последние захватывались указанными дифференциальными движениями в зонах кольцевых и конических разломов и дальнейшее формирование состава этих даек происходило в условиях синкинематической перекристаллизации их субстрата.

Свидетельством тектонической переработки субстрата при дифференциальных движениях является кливаж, часто

наблюдающийся в кольцевых и конических интрузиях пород первичной структурной фации (диабазов) и, как правило, ориентированный субпараллельно контактовым поверхностям этих интрузий (рис. 53). При этом кливаж иногда наблюдается и в экзоконтактовой зоне этих интрузивных тел во вмещающей породе.

В свете изложенного зоны базитовых включений в кольцевых и конических телах гранитоидных пород типа выборгита или пилтерлита являются дайками основных пород, сформированных в результате более позднего внедрения базальтоидной магмы

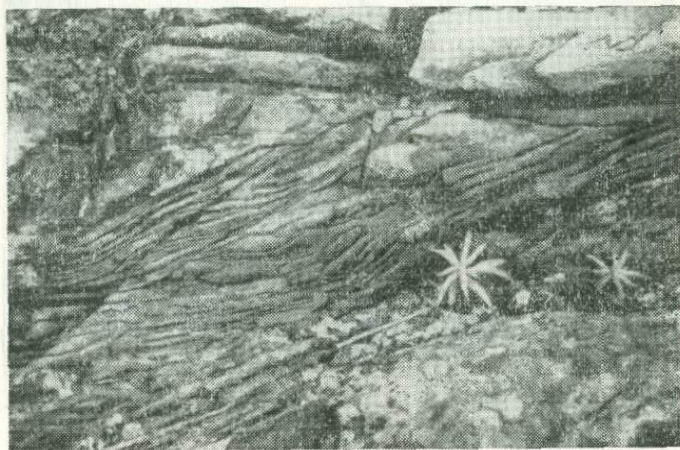


Рис. 53. Кливаж в кольцевой интрузии диабазов III комплекса, Арагубский массив.

в относительно более раннее жесткое интрузивное тело, которое первоначально было представлено базитовым составом, но до его окончательной тектонической и метасоматической переработки в породу гранитоидного состава в условиях постмагматических дифференциальных движений.

Свидетельством жесткости среды, в которую внедрились эти дайки, является их выдержанность по мощности и по простиранию на расстоянии в десятки и сотни метров. Указанные дайки основного состава захватывались дифференциальными движениями в полостях кольцевых и конических разломов и в возникавших при этом зонах разрывных нарушений (кливажа), являющихся зонами большей проницаемости, метасоматически преобразовывались в породу гранитоидного состава. Метасоматически необразованные или мало переработанные участки даек основного состава сохранились в форме линзовидных в плане реликтов. Схема разных стадий преобразования даек основных пород в зоны включений (реликтов) базитового состава представлена на рис. 54.

Вышеизложенные выводы о природе зон включений метабазитов в гранитоидах подтверждаются в ряде случаев, как это наблюдалось автором в Арагубском массиве, сменой по простиранию зон включений дайками основных пород. На участке перехода от дайки к зоне метабазитовых включений порода характеризуется агматитоподобной текстурой.

В соответствии с рассматриваемой гипотезой в истории формирования ортометасоматитов формации рапакиви следует выделять две стадии.

Первая стадия — магматическая, когда в результате внедрения базальтовой магмы образуется интрузивный субстрат с секциями контактами.

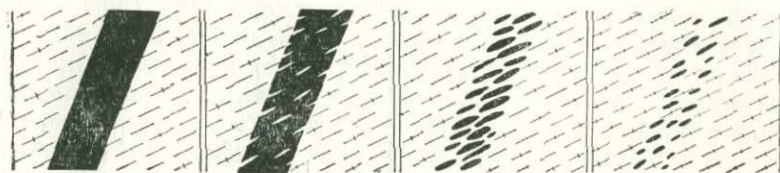


Рис. 54. Схема возникновения зоны включений метабазитов путем метасоматического преобразования базитовой дайки и окружающей породы в условиях дифференциальных движений в плоскостях конических и кольцевых разломов.

Вторая стадия — постмагматическая (метасоматическая), следующая непосредственно за магматической, когда под воздействием ювенильных растворов, поступающих из мантии в результате ее дифференциации, происходит метасоматическое преобразование интрузивного субстрата основного состава.

Чем же обусловлены разный химический состав пород комплексов и последовательная смена в пределах этапов плутонизма пород кислого состава более основными?

Рассмотрение характера изменения химического состава пород в пределах полных генетических серий и тенденции изменения мощностей интрузивных тел в комплексах формации рапакиви свидетельствует об их сопоставимости, которая заключается в следующем.

В пределах этапа плутонизма уменьшение плутонической активности от первых фаз к последним, выраженное соответственно в уменьшении мощности кольцевых и конических тел от более ранних к поздним, обусловило в постмагматическую стадию и разную степень тектонической активности в зонах кольцевых и конических разломов, по которым в каждую фазу внедрялась базальтоидная магма, сформировавшая субстрат ортометасоматитов. Разная степень тектонической активности, проявлявшаяся в пределах указанных разломов в форме дифференциальных движений разной интенсивности и продолжительности, вызываемых

изменяющимся давлением магмы в подкоровом резервуаре, обусловила и разную степень тектонической переработки базитовых интрузий разных фаз. Так как степень метасоматической переработки субстрата при прочих равных условиях находится в прямопропорциональной зависимости от степени его тектонической переработки, то на одинаковом эрозионном уровне это выражено в более кислом составе породы каждой предыдущей фазы по сравнению с последующей.

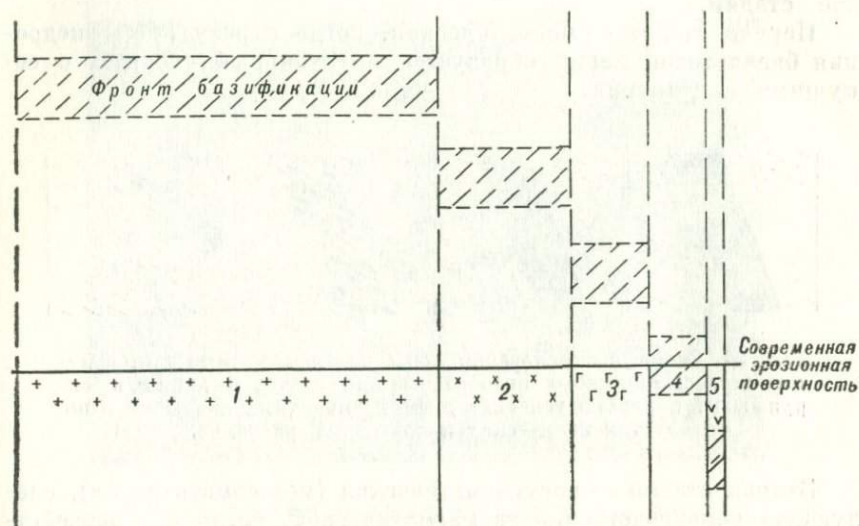


Рис. 55. Схема расположения фронта базификации для интрузий разных фаз плутонизма в пределах парагенетического ряда пород II комплекса для протерозойских массивов.

1 — гранит; 2 — гранодиорит; 3 — кварцевый сиеноит-диорит; 4 — лампрофир; 5 — диабаз.

Последовательная смена в пределах парагенетических рядов формации рапакиви пород более кислого состава более основными отражает в обратном, нисходящем порядке разные стадии метасоматического преобразования интрузивного базитового субстрата в зависимости от степени его тектонической переработки, обуславливающей и разную степень проницаемости этого субстрата для ювенильных растворов. Ультраосновные, габброидные, включая анортозиты, и лампрофировые породы характеризуют вещественный состав фронта базификации конкретных базитовых интрузий в формирующейся при постмагматическом метасоматозе пород вертикальной метасоматической зональности, отражающей «вертикальную гидротермальную кислотно-основную дифференциацию» элементов, по Д. С. Коржинскому [171] (в свете его представлений о механизме действия опережающей волны кислотности).

Положение фронта базификации для интрузий каждой фазы в пределах этапа плутонизма применительно к конкретному парагенетическому ряду II этапа плутонизма в массивах северо-западной части Кольского полуострова [206, 208] представлено в виде схемы на рис. 55, а характер привноса и выноса компонентов показан на рис. 56. В свете изложенного положение лампрофировых пород, обогащенных железом, магнием и кальцием по сравнению с диабазами, в геологически установленном полном парагенетическом ряду (гранит — гранодиорит — сиенито-диорит — лампрофир — диабаз) является закономерным, поскольку оно отражает на современном эрозионном уровне фронт базификации интрузивных пород предпоследней фазы плутонизма, метасоматически преобразованных в большей степени вследствие большей тектонической переработки субстрата, чем интрузивные породы последней фазы, гранитизированные в меньшей степени и представленные на поверхности диабазами. Таким образом, как это видно на рис. 55, наличие полного или неполного парагенетического ряда в пределах этапа плутонизма зависит, с одной стороны, от степени метасоматической переработки интрузивного субстрата каждой фазы, а с другой — от эрозионного уровня.

К изложенному необходимо добавить, что автором признается несомненное существование палингенных гранитов, процесс формирования которых был показан А. А. Полкановым [288] и возникновение которых на контактах базитовых интрузий с гранитоидами не вызывает сомнений. Однако по имеющимся фактическим данным доля палингенных гранитов, происхождение которых в результате переплавления гранитоидных пород установлено с достоверностью, играет весьма незначительную роль — менее одного, возможно долей, процента от общей массы гранитоидов в комплексах формации рапакиви.

Сопоставление «компактности» «облака» палингенных гранитов (рис. 46) и «облака» составов гранитоидов, рассматриваемых автором как метасоматические образования (рис. 47), свидетельствует о расплывчатости «облака» последних по сравнению с палингенными гранитами, что является одним из возможных аргументов в пользу их метасоматического происхождения.

На основании обобщения теории действия взрыва в горных породах и анализа строения структур центрального типа образование последних представляется возможным в связи с деформациями, обусловленными в земной коре волнами напряжений [284]. Волны напряжений возникают при эпизодическом высвобождении огромных энергий в глубинных очагах и проявляются на поверхности в виде землетрясений и деформаций различного рода и масштаба. «Вполне очевидно, что волны напряжений от мощных источников способны не только вызывать разрушения, предопределяющие конфигурацию, размеры структур центрального типа и пути проникновения магмы и растворов, но и активно влиять на различные, на первый взгляд, процессы в земной коре,

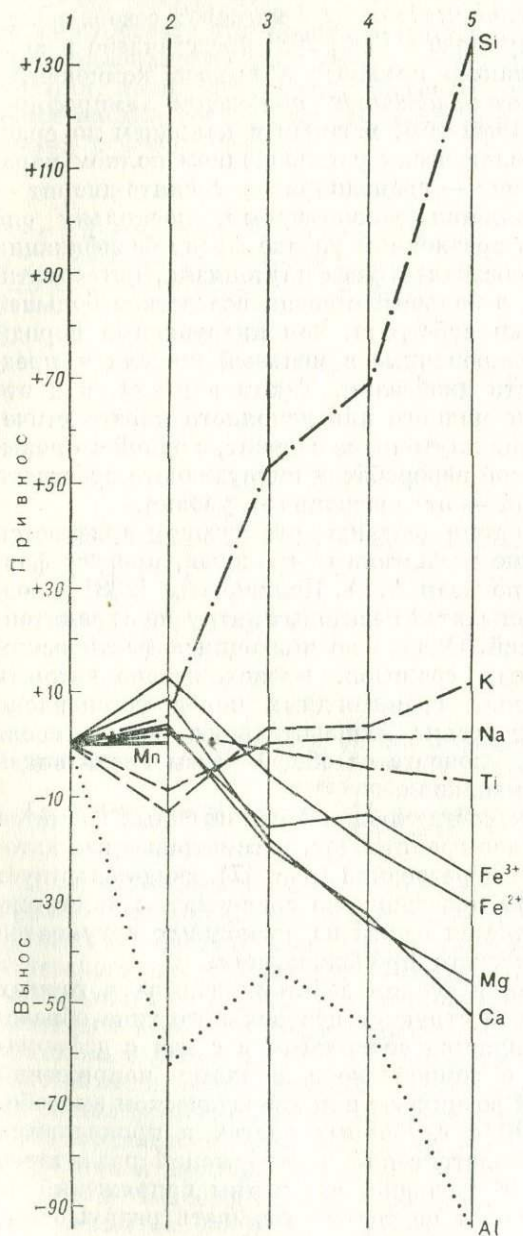


Рис. 56. Схема привноса и выноса компонентов (в числах Барта) при метасоматическом преобразовании базитового субстрата на примере парагенетического ряда пород II комплекса в массивах северо-запада Кольского полуострова.

1 — диабаз; 2 — лампрофир; 3 — кварцевый сиенито-диорит типа выборгита; 4 — гранодиорит типа выборгита; 5 — гранит типа питерлита.

связанные с формированием этих структур. Вблизи очага «взрыва» или на пути распространения волн сжатия напряжения достигают огромных величин (например, $\sigma = 17\ 000$ кгс/см² в 15 км от очага, расположенного на глубине 50 км при $E = 10^{27}$ эрг) и могут осуществить сжатие (фильтр-прессинг) подвижных (жидких и газообразных) фаз. Эти фазы будут концентрироваться вдоль зон относительного растяжения... ориентированных перпендикулярно к фронту волны, и при последующих импульсах «проталкиваться» к поверхности. По мере пульсационного поступления магмы и растворов в верхние горизонты земной коры под давлением волн напряжений со стороны внедряющихся фаз и других факторов они будут выполнять ранее образованные и вновь возникающие разрывы сплошности» [284, с. 53].

Изложенное позволяет объяснить концентрированное поступление значительных количеств постмагматических растворов в верхние горизонты земной коры преимущественно по структурно ослабленным зонам кольцевых и конических разломов, метасоматически преобразующих исходный магматический субстрат основного состава.

Последовательность минералообразования в процессе постмагматического преобразования базитов в граниты рапакиви была впервые показана Н. Г. Докусовой [111] на примере гранитов Коростенского плутона. В наиболее общем виде этот процесс может быть представлен следующим образом.

К первому этапу минералообразования, соответствующему первой стадии — магматической, относятся минералы базальтоидного (долеритового) субстрата, характеризующегося офитовой структурой: плагиоклаз (андезин-лабрадор) I генерации, ромбический и моноклинный пироксены, оливин.

Последующие этапы минералообразования относятся ко второй стадии — постмагматической (метасоматической).

Второй этап минералообразования является этапом базификации долеритового субстрата, когда первично магматическая порода с офитовой структурой преобразуется в условиях дифференциальной подвижности компонентов в разнообразные габброидные и ультраосновные породы, в том числе мономинеральные (лабрадориты, пироксениты, перидотиты), или разнообразные лампрофиры. Этот этап в целом характеризуется привнесением Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Al, а также H₂O, что находит отражение в соответствующем минеральном составе: плагиоклаз II генерации более основной (лабрадор, лабрадор-битовнит), преобладание Ca-Fe-Mg-силикатов (оливин, пироксены), в том числе гидроксилсодержащих (роговая обманка, а также биотит), замещающих оливин и пироксены. Именно в эту стадию возникают скопления Ti-Fe-руд, залегающих в форме линзовидных прослоев и горизонтов среди основных и ультраосновных пород. При разнообразных конкретных вариантах сочетания главных породообразующих компонентов в целом для этапа

базификации характерен вынос щелочей и кремнезема. Как правило, указанные ортометасоматиты являются более крупнозернистыми, чем исходные магматические базиты.

Третий этап минералообразования является, по существу, этапом непосредственной гранитизации, характеризующимся преимущественным привнесом калия и кремнезема и выносом остальных компонентов. В этот этап формируются ортометасоматиты среднего состава (монциты, диориты, сиенито-диориты). В условиях деанортитизации плагиоклаза II генерации образуются метакристаллы или кучные скопления метакристаллов (гломеробласты) плагиоклаза III генерации (андезин-лабрадор, андезин). Именно этот плагиоклаз III генерации обычно рассматривается в породах кислого состава со структурами рапакиви как реликтовый плагиоклаз I генерации. Плагиоклазы ранних генераций замещаются калиевым полевым шпатом I генерации (промежуточный ортоклаз) с образованием оболочек калиевого полевого шпата вокруг плагиоклаза в случае замещения от периферии кристаллов последних к центру или с образованием плагиоклазовых оболочек в случае замещения от центральных участков кристаллов плагиоклаза к периферии. Агрегаты зерен калиевого полевого шпата окружают скопления темноцветных минералов («глазки»), замещающая последние с образованием «глазков», состоящих только из полевошпатового агрегата или из порфиробластов калиевого полевого шпата, в которых иногда наблюдаются реликтовые включения темноцветных минералов (преимущественно биотита). Кроме охарактеризованных наблюдается также третья разновидность «глазков», представленных идиобластическими кристаллами кварца, замещающими темноцветные минералы в центре «глазков», окруженных полевошпатовым агрегатом. Мелкие ксеноморфные зерна кварца образуются в интерстициях между другими минералами. Биотит замещает роговую обманку и сам замещается калиевым полевым шпатом и кварцем.

Четвертый этап минералообразования характеризуется замещением калиевого полевого шпата I генерации плагиоклазом IV генерации (олигоклаз-андезин). Плагиоклаз IV генерации в форме идиоморфных кристаллов или в виде оболочек вокруг порфиробластов калиевого полевого шпата замещает последний (I генерация) с выделением аußenkonkave-кварца в первом случае или ихтиоглиптоподобного кварца — во втором.

В пятый этап образуется более низкотемпературный калиевый полевой шпат II генерации, замещающий плагиоклазы более ранних генераций. Этот калиевый полевой шпат представлен крупными кристаллами и преобладает в основной массе.

В шестой этап минералообразования наблюдается замещение альбитом (V генерация плагиоклаза) калиевых полевых шпатов двух генераций с выделением мирмекитового кварца, а также общее окварцевание породы, характеризующееся замещением кварцем всех минералов с образованием ситовидных и гранофиро-

вых структур. В этот этап образуются псевдоморфозы хлорита по биотиту. В целом наблюдается количественное увеличение в породе калиевого полевого шпата и кварца.

Изложенные особенности генезиса пород формации рапакиви и ассоциирующих с ними других ортомасоматитов определяют и в то же время объясняют специфические черты их минерального состава и структуры.

1. Присутствие нескольких генераций порообразующих минералов в породах типа рапакиви является следствием неоднократного растворения, переноса и переотложения минеральных компонентов при метасоматозе в связи с изменением режима кислотности — щелочности ювенильных растворов в условиях тектонической неоднородности среды, чем обуславливается сохранение минералов более ранних стадий метасоматоза наряду с минералами более поздних стадий.

2. Наличие в мегакристаллах калиевого полевого шпата и вокруг них концентрических оболочек, образованных плагиоклазом или темноцветными минералами и кварцем, отражает процесс неоднократного изменения режима кислотности — щелочности ювенильных растворов при метасоматозе, характеризующийся растворением одних и отложением других минералов при постепенном понижении температуры кристаллизации. Следует отметить, что в одной и той же породе наблюдаются минеральные агрегаты, представленные и калиевым полевым шпатом, окруженным плагиоклазовой оболочкой, и плагиоклазом с оболочкой калиевого полевого шпата, а также минеральные индивиды калиевого полевого шпата и плагиоклаза без каких-либо оболочек. Указанные явления особенно хорошо наблюдаются в породах промежуточной стадии гранитизации базитов — в монцонитах, мангеритах и сиенито-диоритах. Неодинаковое количество субконцентрических зон в мегакристаллах, присутствующих в одной и той же породе, является следствием разной продолжительности их кристаллизации. Последнее обусловлено неодинаковой проницаемостью исходного субстрата для ювенильных растворов в разных его участках. Таким образом, мегакристаллы калиевого полевого шпата в гранитах рапакиви являются относительно разновозрастными порфиробластами.

3. Миметический рост минералов преимущественно в плоскостях кливажа, субпараллельного пластовым трещинам отдельности субстрата, способствует возникновению плоскопараллельных текстур в породах формации рапакиви. Подобная же кристаллизация минералов в плоскостях поперечных и диагональных трещин отдельности иногда обуславливает одновременное проявление второстепенных директивных направлений в тех же породах, в том же числе и соответствующую ориентировку линзовидных реликтов субстрата.

4. Содержание в породах рапакиви такого низкотемпературного минерала, как флюорит, — результат его метасоматической

кристаллизации в условиях привноса летучих компонентов из подкорового источника и понижения температурного градиента на заключительных стадиях процесса гранитизации.

5. Оливин, ромбический и моноклинный пироксены, встречающиеся в некоторых разновидностях гранитоидов формации рапакиви, являются реликтовыми минералами магматического базитового субстрата или продуктами базификации исходного долеритового субстрата.

6. Метасоматическое формирование гранитов рапакиви по базитовому субстрату подтверждается и изучением морфологии содержащихся в них цирконов, которые характеризуются сложным генезисом: строение центральных частей кристаллов отличается шестоватой морфологией, присущей цирконам из интрузивных основных пород, ассоциирующих с рапакиви, а периферическая зона имеет габитус, характерный для метаморфогенных цирконов.

7. Высокие температуры кристаллизации гранитов рапакиви, получаемые по титаномагнетитовому геотермометру, отражают не температурные условия кристаллизации гранитной магмы рапакиви, а лишь условия кристаллизации титаномагнетита как реликтового минерала в стадию базификации исходного субстрата основного состава.

О ВОЗРАСТЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФОРМАЦИИ РАПАКИВИ

Специфика гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород в геологическом и петрологическом отношении обусловила краткое обсуждение вопроса о возрасте докембрийских комплексов формации.

В советских и зарубежных лабораториях в настоящее время выполнено около 200 определений К—Аг-возраста минералов (биотитов, мусковитов, роговых обманок, гиперстенов, плагиоклазов) из пород докембрийских комплексов формации рапакиви. В том числе около 50 определений сделано Т. В. Кольцовой по материалам автора в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР для пород Выборгского, Салминского, Умбского массивов и массивов северо-запада Кольского полуострова. (Из рассмотрения исключены результаты определений по калиевым полевым шпатам и валовым пробам пород, дающим, как правило, заниженные величины К—Аг-возраста). Известен также ряд определений Rb—Sr- и U—Th—Pb-возраста валовых проб пород и отдельных минералов.

Результаты определений опубликованы для следующих комплексов: Умбского [93, 207, 302], Салминского [8, 13, 130, 143], Выборгского [8, 93, 300, 301, 586—588], Онас и Бодом [586, 587], Арагубского, Большого Урагубского, Юоввоайв, Инари [93], гранитов сорселе и лина на севере Швеции [763], Дала [760—766], Верmland и Смоланд [302, 621, 765, 771], Рижского [36],

Эстонии [313, 314], Коростенского [36, 75—78, 103, 158, 287, 306, 343—345], Корсунь-Новомиргородского [66, 75—78, 165, 287, 306, 344, 345], Бердяшского [329], Приморского [242], Улканского [86, 377], Миюн [610], Юго-Западной Гренландии [443, 445, 522], Паргваза [657], Маунт-Пейнта [456], района ледника Скотта в Антарктиде [580]. Некоторые данные по определению возраста пород восточной части Балтийского щита не опубликованы. Сведения о возрасте гранитов и анортозитов Гренивиллской провинции на востоке Канадского щита, относящиеся, по мнению автора, к докембрийской формации рапакиви, обобщены в работах Л. И. Салопа [328] и М. А. Семихатова [346]. Критическое рассмотрение последними исследователями [328, 346] методов определения возраста пород, основанных на распаде радиоактивных элементов, позволяет перейти непосредственно к обсуждению вопроса о возрасте докембрийских комплексов формации рапакиви.

Величины К—Аг-возраста минералов из рассматриваемых пород расположены в интервале от 2200 до 1200, со статистическим максимумом около 1700 млн. лет, в то время как более 20% их имеют значения свыше 1800 млн. лет. Экспериментальные исследования И. М. Морозовой (Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР) кинетики диффузии ^{40}Ar при нагревании слюд из пород формации рапакиви восточной части Балтийского щита (по материалам автора) показали, что все слюды, для которых величины К—Аг-возраста менее 1900 млн. лет, характеризуются частичной потерей ^{40}Ar . Установленная при этом неодинаковая энергия активации ^{40}Ar в слюдах с разными кристаллохимическими характеристиками обуславливает различную потерю ^{40}Ar при термальном воздействии. Можно предположить, что потеря ^{40}Ar из слюд в породах формации рапакиви является следствием «криптометаморфизма» [328] в условиях продолжительного (150—250 млн. лет) существования повышенного температурного градиента в кольцевых грабенах, к которым приурочены комплексы формации рапакиви. Термальные процессы, несомненно, обусловили и «омоложение» Rb—Sr- и U—Th—Pb-возраста гранитов рапакиви. Подобное явление ярко иллюстрировано Хартом и др. [412] на примере «омоложения» возраста докембрийских гнейсов в условиях термального воздействия со стороны кайнозойского гранитного плутона Эльдора.

По мнению автора, время становления докембрийских комплексов формации рапакиви — около 1900 млн. лет. Этот рубеж рассматривается М. А. Семихатовым как «стадия кульминации тектоно-магматической активности раннепротерозойского этапа, а ее завершение на всех континентах относится к более поздним моментам геологической истории и датируется 1750—1700 млн. лет» [346, с. 254]. Время становления докембрийских комплексов формации рапакиви Л. И. Салоп [328] предложил называть «выборгской эпохой».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение проблемы рапакиви с позиций формационного анализа магматических комплексов позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Наиболее распространенные докембрийские комплексы формации рапакиви являются субплатформенными образованиями, сформированными в орогенных условиях около 1900 млн. лет назад на рубеже завершения инверсионной стадии геосинклинального развития земной коры в раннем протерозое и перехода к глыбовой тектонике среднего протерозоя. Комплексы этой формации более поздних эпох сформированы в сходных тектонических условиях.

2. Структурно-формационные зоны, к которым приурочены докембрийские комплексы формации рапакиви, представляют собой кольцевые системы сопряженных грабен-синклиналей, ограниченных дизъюнктивными дислокациями. Совокупности субконцентрических кольцевых грабенов, разделенных кольцевыми горстами, составляют структуры типа кольцевых лунных морей — кратоны — диаметром в тысячи километров. Возникновение кратонов на рубеже раннего и среднего протерозоя обусловлено сменой стадии преимущественного расширения Земли (геосинклинального режима) стадией относительного сжатия (платформенного режима).

3. По механизму возникновения комплексы гранитов рапакиви и ассоциирующих с ними пород — многофазные полицентральные интрузии, сформированные в результате многократного внедрения магмы по системам конических и кольцевых разломов.

4. В генетическом отношении комплексы формации рапакиви представляют собой интрузивно-метасоматические образования. Все породы комплексов, за исключением

долеритов и палингенных гранитов, являются ортометасоматитами, возникшими в результате метасоматического преобразования интрузивного субстрата базальтоидного состава в постмагматическую стадию под воздействием ювенильных растворов.

5. Зоны долгоживущих разломов, которые контролируют кольцевые горсты и грабены, перспективны для поисков черных и цветных металлов, связанных с интрузиями основного состава, а экзоконтактные зоны массивов рапакиви и контактные зоны между крупными телами разных фаз внутри их благоприятны для полиметаллической и редкометальной минерализации.

Особо необходимо подчеркнуть следующее. Формация рапакиви не является только ассоциацией пород, в которой непосредственным членом должны быть граниты со специфической структурой рапакиви. Это весьма обширная вулканоплутоническая формация, включающая породы кислого, среднего и основного состава, возникшая на субплатформенной стадии развития земной коры, специфические черты которой определяются прежде всего особенностями тектонического режима становления комплексов. При преобладании в формации гранитоидов соотношения последних в разных комплексах с породами среднего и основного состава по площадной распространенности различны, что не исключает их общности в отношении механизма возникновения и генезиса. Данную формацию правильнее называть формацией субплатформенных гранитоидов и габбро-анортозитов, хотя название «формация рапакиви» ввиду значительной распространенности гранитоидов со специфическими маргинационными структурами в некоторых регионах, прежде всего в пределах Восточно-Европейской платформы, также допустимо как синоним, если не вкладывать в него ограниченный смысл.

В настоящее время при рассмотрении крупных проблем геологии традиционные методы исследований являются необходимыми, но недостаточными. Развитие космической геологии и сравнительной планетологии открыло новые возможности для оценки геологических явлений прошлого и настоящего, что помогает наметить оптимальные пути решения фундаментальных и прикладных задач.

Обсуждаемая в настоящей книге проблема не является частной проблемой происхождения гранитов с «экзотическими» структурами рапакиви. Это весьма обширная и многогранная проблема, охватывающая прежде всего историю развития Земли на одной из важнейших стадий ее докембрийской эволюции: стадии перехода от геосинклинального режима к платформенному. Последующие всесторонние исследования по этой проблеме исключительно важны для разработки новых основополагающих принципов петрологии интрузивных образований, оценки роли и масштабов метасоматических процессов в формировании разнообразия ортопород, взаимосвязи этих процессов с тектоническими явлениями и эволюцией мантийного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. М., 1960, с. 83—111. (МГК 21 сес. Докл. сов. геологов, пробл. 3).
2. Авдеев А. В. Докембрийские магматические образования Атасу-Жампинского междуречья (Центральный Казахстан). — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 190—193.
3. Аврашов А. С., Цыганов Н. Н. Петрохимия коростенских рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталеносных пегматитов. — В кн.: Условия образования пьезоопт. минералов в пегматитах. М., 1969, с. 67—76.
4. Агафонова Т. Н. Об призадии лабрадоритов Воляни. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 225—234.
5. Агафонова Т. Н. О росте акцессорного циркона в пегматитах Коростенского плутона. — В кн.: Теорет. и генет. вопр. минералогии и геохимии. Киев, 1963, с. 41—46.
6. Ажгирей Г. Д. Проблемы происхождения континентальной земной коры. — В кн.: Тектоника. М., 1972, с. 71—75. (МГК, 24 сес. Докл. сов. геологов, пробл. 3).
7. Андреев Б. А. К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива гранитов рапакиви. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 4, с. 789—791.
8. Аргоновъй метод определения возраста и его применение. — В кн.: Тр. Третьей сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1955, с. 16—37.
9. Баженова Г. Н. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива. — «Геология и геофизика», 1964, № 11, с. 124—133.
10. Баженова Г. Н. Состав газовой-жидких включений в анортозитах Каларского массива и в ассоциирующих с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 1, с. 198—200.
11. Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 85—99.
12. Балтийский щит. — В кн.: Тектоника Европы. Объяснит. зап. к междунар. тектон. карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. М., 1964, с. 27—45.
13. Бантова М. А., Левковский Р. З., Шарков Е. В. Геология, вещественный

состав и возраст салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов. — «Сов. геология», 1975, № 7, с. 74—86.

14. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., 1962. 20 с.

15. Бартошевский В. И. Щелочные породы Воьлини и их связь с рапакиви. Киев, 1955. 60 с.

16. Батиева И. Д., Бельков И. В. Формация гранитоидов Кольского полуострова. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 152—162.

17. Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитондные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольск. п-ова. Л., 1968, с. 5—143.

18. Безбородько Н. И. Отчет по исследованию кристаллических пород близ линии железной дороги Бобринская — Голта летом 1919 года. — «Вісн. Укр. від. геол. ком.», 1928, вип. 11, с. 21—49.

19. Безбородько Н. И. Граниты Воьлини и их пегматиты. — «Вісн. Укр. від. геол. ком.», 1929, вип. 13, с. 25—82.

20. Безбородько Н. И. Монцитонитовый ряд и монцитониты Украины. — «Тр. Петрогр. ин-та АН СССР», 1935, вып. 5, с. 169—207.

21. Безбородько М. И. Монцитонити України. — «Тр. Укр. науководосл. геол. ін-ту», 1934, т. 5, вип. 2, с. 3—66.

22. Безбородько М. И. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. Київ, 1935. 416 с.

23. Бельский С. В. К геологии Житомирского уезда Воьлинской губернии. — «Тр. О-ва исслед. Воьлини», 1910, т. 2, с. 1—41.

24. Белянкин Д. С., Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. — «Тр. Петрогр. ин-та АН СССР», 1932, вып. 2, с. 45—71.

25. Белянкин Д. С., Влодавец В. И., Шимпф А. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей сел. Умбы и Порьей губы. — «Тр. Сев. научно-пром. экспедиции», 1924, вып. 20, № 37. 43 с.

26. Бердников М. Д., Петров А. И. Амфиболы и биотиты из субщелочных гранитоидов Павловского массива (юго-восточная часть Воронежской антеклизы). — «Мат-лы по геологии и полезн. ископаемым центр. р-нов европ. части СССР», 1970, вып. 6, с. 31—36.

27. Билибина Т. В. О петрологии приладожских рапакиви. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 124—137.

28. Билибина Т. В., Богданов Ю. В. О генезисе Питкярантского месторождения. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 80—88.

29. Биркис А. П. Докембрийская лабрадоритовая интрузия северо-западной части Русской платформы (по данным глубокого бурения). — В кн.: Мат-лы IV конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966, с. 111—112.

30. Биркис А. П. Салдуский анортозитовый массив Западной Латвии. — «Изв. АН ЛатвССР», 1966, № 8, с. 46—54.

31. Биркис А. П., Богатиков О. А. Анортозиты Западной Латвии. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 42—47.

32. Биркис А. П., Богатиков О. А. Металлогеническая специфика докембрийских габбро-норит-анортозитовых комплексов (на примере Украины и Западной Латвии). — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 120—121.

33. Биркис А. П., Карпицкий В. Я. Верхнедокембрийские платформенные образования на территории Западной Латвии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, с. 27—36.

34. Богатиков О. А., Биркис А. П. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 8, с. 23—34.

35. Богатиков О. А., Биркис А. П. Габбро-норит-лабрадоритовый пояс запада Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли. М., 1972, с. 187—189.

36. Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М., 1973. 140 с.
37. Богатиков О. А., Биркис А. П. Аморфитовые провинции СССР и их минералогическо-петрохимические особенности. — В кн.: Аморфиты СССР. М., 1974, с. 5—20.
38. Болотников А. Ф. О возрастных взаимоотношениях кислых изверженных пород Улканского массива. — В кн.: Вопр. геологии и географии. Л., 1964, с. 131—137.
39. Болотников А. Ф. Субщелочные и щелочные гранитоиды Улканского массива и вопросы их генезиса. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 4, с. 51—58.
40. Бородаевская М. Е., Шмидт Л. И. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. — «Зап. ВМО», 1956, ч. 85, вып. 3, с. 358—372.
41. Будапов В. И. К вопросу о происхождении рапакиви геосинклинальных областей (на примере рапакиви Джамакского интрузива на Памире). — «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 6, с. 1395—1398.
42. Будапов В. И. К проблеме происхождения рапакиви геосинклинальных областей. — «Зап. ВМО», 1965, т. 94, вып. 1, с. 49—61.
43. Будапов В. И., Борщевский Ю. А., Гаврилов Е. Я. Новые данные по абсолютному возрасту Ванч-Язгулемского гранитоидного комплекса (Cr₂—Pg). — «Мат-лы по геологии Памира», 1964, вып. 2, с. 325—335.
44. Булах А. Г., Франк-Каменецкий В. А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск, 1961. 107 с.
45. Булин Н. К. Особенности глубинного блокового строения земной коры в южной части Балтийского щита. — В кн.: Тектоника вост. части Балтийск. щита. Л., 1974, с. 272—278.
46. Бурдэ А. И. Об автометасоматических изменениях в гранитоидах верхнего течения р. Кемы. — В кн.: Информ. сб. Примор. геол. упр. Владивосток, 1964, с. 65—66.
47. Бурьянова Е. З. Минералогия гранитных пегматитов Коростеньского плутона на Волыни и исследование железистых биотитов. — «Зап. ВМО. Вторая сер.», 1940, ч. 69, вып. 4, с. 519—538.
48. Бухарев В. П. Некоторые особенности геологического строения юго-западной части Коростеньского плутона. — В кн.: Петрология и формац. деление докембрия Рус. платформы. Киев, 1966, с. 59—62.
49. Бухарев В. П. Ультрабазиты Коростеньского плутона. — «Геол. журн.», 1969, т. 29, вып. 6, с. 123—129.
50. Бухарев В. П., Колосовская В. А. О строении аморфитовых массивов в северо-западной части Украинского щита. — «Геол. журн.», 1973, № 2, с. 104—108.
51. Варданяц Л. А., Тихомиров С. Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 14—20.
52. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранита. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 86—101.
53. Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. М.—Л., 1953. 142 с.
54. Великославинский Д. А. К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 46—54.
55. Великославинский Д. А. Новые данные о гранитах рапакиви Выборгского массива. — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 166—174.
56. Винар О. Н., Матковский О. И., Матвиенко А. Д. Распределение и особенности акцессорных минералов в пегматитах и околопегматитовых гранитах Коростеньского плутона. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1969, № 23, вып. 2, с. 146—159.

57. Виноградов А. Н. Железистость биотитов из гранитов северо-западной части Мурманской области. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1965, вып. 4, с. 118—122.

58. Виноградов А. Н. Геология и петрология ара- и поррьяс-гранитов. — В кн.: Вопр. геологии, минералогии и геохимии изверж. и метаморф. комплексов Кольск. п-ова. Апатиты, 1967, с. 20—22.

59. Виноградов А. Н. Формация гипабиссальных сублатформенных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийск. щита. Апатиты, 1968, с. 105—107.

60. Виноградов А. Н. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металиогении гранитов Кольск. п-ова. Л., 1968, с. 179—227.

61. Виноградов А. Н. Акцессорные минералы ара- и поррьяс-гранитов. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова» 1968, вып. 6, с. 93—100.

62. Виноградов А. Н. Формация гипабиссальных сублатформенных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Пробл. магматизма Балтийск. щита. Л., 1971, с. 117—120.

63. Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Лохоня К. Г. Распределение гелия в чарнокитах и гнейсах Кандалакшского берега Белого моря. — В кн.: Вопр. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1970, с. 81—83.

64. Виноградов А. Н., Денисов А. П. Кальевые полевые шпаты ара- и поррьяс-гранитов. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1965, вып. 4, с. 109—117.

65. Виноградов А. Н., Дубровский М. И. О типах ассоциаций акцессорных минералов в нормальных гранитах. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1967, вып. 5, с. 119—123.

66. Виноградов А. П. Сравнение данных по возрасту слюд, полученных различными методами, и геологические выводы. — «Геохимия», 1956, № 5, с. 3—17.

67. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

68. Виноградов А. П., Тарасов А. С., Зыков В. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — «Геохимия», 1959, № 7, с. 571—607.

69. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-ураноториевого метода измерения абсолютного возраста. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л., 1964, с. 185—204.

70. Виноградова Г. В. Чарнокитовые серии Кандалакшского побережья Белого моря. — «Мат-лы по геологии и металлогении Кольск. п-ова», 1971, вып. 2, с. 152—157.

71. Виноградова Г. В. Формационное положение Умбинского гранитоидного комплекса. — «Мат-лы по геологии и металлогении Кольск. п-ова», 1972, вып. 3, с. 143—148.

72. Виноградова Г. В., Виноградов А. Н. Изменения вмещающих пород в экзоконтактах интрузивных чарнокитов умбинского комплекса. — «Мат-лы по геологии и металлогении Кольск. п-ова», 1972, вып. 4, с. 114—118.

73. Виноградова Г. В., Виноградов А. Н. Акцессорные минералы гранитоидов умбинского комплекса (Кольский полуостров). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магмат. и метасомат. горных пород. Л., 1974, с. 3—12.

74. Влодавец В. И. Геологические исследования района р. Умбы на Кольском полуострове в 1925 г. — «Докл. АН СССР», 1930, № 18, с. 310—320.

75. Возраст докембрийских пород Украины. — В кн.: Тр. Четвертой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1957, с. 95—119.

76. Возраст докембрийских пород Украины. — «Геохимия», 1957, № 7, с. 559—565.
77. Возраст докембрийских пород Украины. — В кн.: Тр. Пятой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1958, с. 111—133.
78. Возраст пород Украинского кристаллического массива по данным аргонового метода. Там же, с. 146—158.
79. Войткевич В. Г. Проблемы радиогеологии. М., 1961, с. 231—234.
80. Гаврусевич Б. А. К минералогии и геохимии пегматитов Волини. — «Тр. Минерал. музея АН СССР», 1930, т. 4, с. 71—85.
81. Гаврусевич Б. А. К минералогии топазовых пегматитов Волини. — «Докл. АН СССР», 1932, № 7, с. 173—181.
82. Гаврусевич Б. А. О геохимико-генетических типах пегматитов Правобережной Украины. — «Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР», 1933, вып. 2, с. 23—68.
83. Гаврусевич Б. А. О минералогии мигралитовых пустот Коростенского плутона. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1957, № 11, с. 95—101.
84. Гаврусевич Б. А., Зінченко О. В., Комоцька Л. С. Особливості розподілу рідкісних лужних елементів у гранітах Коростенського плутону. — «Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол. та геогр.», 1967, № 8, с. 12—20.
85. Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования иотийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. — В кн.: Сб. статей молодых науч. сотрудников ленингр. геол. учреждений АН СССР. Вып. 1. М.—Л., 1958, с. 64—74.
86. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 35—40.
87. Гамалея Ю. Н. Содержание редких щелочей и степень триклинности К-Na-полевых шпатов в гранитоидах различной щелочно-метальности (на примере Улканского плутона). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 451—453.
88. Гамалея Ю. Н. Вывод диаграммы зависимости от температуры и щелочности минеральных фаций бедных кальцием гранитоидов Улканского плутона (юго-восточная окраина Сибирской платформы, р. Учур). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 73—82.
89. Гамалея Ю. Н. Щелочные амфиболы Улканского плутона и содержания в них редких элементов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 39—49.
90. Гамалея Ю. Н., Минц М. В. О находке игнимбритов в докембрии Алданского щита. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 109—112.
91. Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 82—94.
92. Геолого-структурные особенности южной части Балтийского щита и перспективы поисков оловянных и вольфрамовых руд. — «Сов. геология», 1969, № 4, с. 36—45.
93. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 193 с.
94. Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по абсолютному возрасту иотия Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 3, с. 674—677.
95. Гинзберг А. С. Об уральском рапакивиобразном граните. — «Изв. С.-Петербург. политехн. ин-та. Отдел техники, естествозн. и мат.», 1911, т. 15, с. 187—228.
96. Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины. — «Геотектоника», 1973, № 5, с. 65—74.

97. Гинтов О. Б., Патрикия Р. П., Тимощенко А. И. Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура. — «Геол. журн.», 1974, т. 34, вып. 3, с. 73—81.

98. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море). — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 75—78.

99. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геол. и глубин. строение вост. части Балтийск. щита. Л., 1968, с. 178—184.

100. Глубинное строение и металлогения области позднепротерозойской активизации в Южной Карелии. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 84—86.

101. Глубинное строение и металлогения южного и юго-восточного склонов Балтийского щита. — Там же, с. 82—83.

102. Гнатив Г. М., Матковский О. И. О биотитах гранитоидов Западной Волыни. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1958, № 12, с. 332—330.

103. Горохов И. М. Определение возраста коростенских гранитов, днепровских мигматитов и метабазитов Украины Rb—Sr-методом на породах в целом. — «Геохимия», 1964, № 8, с. 744—753.

104. Гранаты из чарнокитов и гранитов Умбинского комплекса и вмещающих их пород. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1972, вып. 9, с. 115—120.

105. Гранитоидные формации Украинского щита. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 32—45.

106. Граниты рапакиви европейской части СССР, их генезис и металлогения. — В кн.: Геология, формац. анализ, петрол. и металлоген. специализация кристал. образований Рус. платформы. Воронеж, 1972, с. 31—33.

107. Гуров Е. П., Марченко Е. Я. К изучению палеотемператур образования гранитоидов Коростенского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 1, с. 83—86.

108. Даутов А. И. Темноцветные минералы как индикаторы условий образования рапакививидных пород Кошрабадского интрузива (Западный Узбекистан). — «Узб. геол. журн.», 1972, № 5, с. 7—11.

109. Даутов А. И. О температурных условиях кристаллизации рапакививидных и среднезернистых пород на примере Кошрабадского и Яхтонского интрузивов (Западный Узбекистан). — «Узб. геол. журн.», 1973, № 2, с. 63—67.

110. Даутов А. И., Асатуллаев Н. Р. Новые данные о строении Кошрабадского интрузива. — «Узб. геол. журн.», 1971, № 4, с. 70—74.

111. Докусова Н. Г. О метасоматическом происхождении гранофирических и птерлитовых гранитов и генетической связи с ними морионосных пегматитов. — «Зап. ВМО», 1965, т. 94, вып. 3, с. 298—312.

112. Доминиковский Г. Г., Медушевская И. А. К истории геологического развития кристаллического фундамента западного региона Восточно-Европейской платформы. — «Докл. АН БССР», 1973, т. 17, № 2, с. 167—170.

113. Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В кн.: Регион. метаморфизм. докембрийск. формаций СССР. Л., 1965, с. 33—46.

114. Дубровский М. И. Жильные грейзены и кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками горы Юовв-оайв. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1965, вып. 4, с. 81—95.

115. Дубровский М. И. Полевые шпаты гранитов горы Юовв-оайв. — Там же, с. 96—108.

116. Дубровский М. И. Петрология и металлогения Юовв-оайвского гранитоидного комплекса. — В кн.: Вопр. геологии, минералогии

и геохимии изверж. и метаморф. комплексов Кольск. п-ова. Апатиты, 1967, с. 22—25.

117. Дубровский М. И. Субвулканические граниты докембрия. — В кн.: Регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийск. щита. Апатиты. 1968, с. 107—110.

118. Дубровский М. И. Петрографические и минералого-геохимические особенности Юовв-оайвского гранитоидного комплекса. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1969, № 7, с. 26—81.

119. Дубровский М. И. Субвулканические граниты докембрия. — В кн.: Прол. магматизма Балтийск. щита. Л., 1971, с. 104—108.

120. Егоров В. М., Приказчиков Л. А., Скворцов В. В. Связь пегматитов Воьлины с телами гибридных пород и ее поисковое значение. — «Мат-лы по геологии, гидрогеологии, геофизики и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», 1970, № 5, с. 86—95.

121. Егорова-Фурсенко Е. Н. Порфиroidные гранитоиды окрестностей с. Умбы и Турьего полуострова. — В кн.: Геология СССР. Т. 27, ч. 1. М., 1958, с. 325—328.

122. Егорова-Фурсенко Е. Н., Елисеев Н. А., Юдин Б. А. Терская свита. — Там же, с. 370—377.

123. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953. 312 с.

124. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Воьлины. — «Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья», 1957, т. 4, вып. 1, с. 25—42.

125. Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. Н. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 4, с. 921—925.

126. Жданов В. В., Магид М. Ш., Розенталь И. В. Петрология многофазного гранитоидного массива Поррьяс-Пахта. — В кн.: Прол. магматизма Балт. щита. Л., 1971, с. 121—127.

127. Желубовский Ю. С. К геологическому строению Туломозерского района КАСССР. — «Тр. Петрогр. ин-та АН СССР», 1934, вып. 6, с. 83—92.

128. Желубовский Ю. С., Лебедева О. Н. Геологическое описание района д. Улелеги КАСССР. — В кн.: Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Карельск. АССР. Л., 1936, с. 40—47. (Сб. Ленингр. геол. треста., № 1).

129. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Л.—М., 1937. 406 с.

130. Задорожный И. К., Быковский Н. Н. Возраст пород по рубидий-стронциевому методу. — В кн.: Тр. Четвертой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1957, с. 266—269.

131. Залищак Б. Л., Болотников А. Ф. Щелочной метасоматоз в кислых эффузивах магаейской свиты (юго-восточное обрамление Алданского щита). — В кн.: Вопр. геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанск. пояса. Владивосток, 1966, с. 174—176.

132. Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г. Улкамский и ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур. — В кн.: Минер. фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 103—119.

133. Заридзе Г. М. О генезисе глубинных базитов и ультрабазитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 6, с. 27—38.

134. Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. — «Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья», 1960, т. 4, вып. 1, с. 17—47.

135. Златковский В. Морфологическое и генетическое исследование составных частей рапакиви. — «Зап. Минерал. о-ва», 1874, сер. 2, ч. 9, с. 107—119.

136. Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесивийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. — «Мат-лы по регион. геологии», 1961, вып. 7, с. 52—65.

137. Зноско Е., Кубицки С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 79—92.

138. И в а н т и ш и н М. Н. Коростенский плутон. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965, с. 144—146.

139. И в а н ч е н к о Г. А. О поствагматических образованиях в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона. — В кн.: Петрол. и формац. деление докембрия Рус. платформы. Киев, 1966, с. 62—64.

140. И в а н ч е н к о Г. А. О поствагматических образованиях в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона. — В кн.: Петрология докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 144—147.

141. И в а н ч е н к о Г. О. Геология поля пегматитів з гірським кришталем у південно-західній частині Корсунь-Новомиргородського плутону. — «Доп. АН УРСР», 1973, сер. Б, № 4, с. 297—298.

142. И с а м у х а м е д о в И. М. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, 1955, 472 с.

143. К п е т р о х и м и и докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 4, с. 42—59.

144. К а з а к о в А. Н. Ориентировка калиевого полевого шпата в гранитах рапакиви. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 6, с. 128—130.

145. К а й р я к А. И., Х а з о в Р. А. Иотвийские образования Северо-Восточного Приладожья. — «Вестн. ЛГУ», 1967, № 12. Геология и география, вып. 2, с. 62—71.

146. К а л ю ж н ы й В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1955, № 9, с. 64—84.

147. К а л ю ж н ы й В. А., В о з н я к Д. К. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа (по жидким включениям в минералах). — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1967, № 21, вып. 1, с. 49—61.

148. К а л ь ц и т и сидерит из пегматитов Волины. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1967, № 21, вып. 3, с. 246—257.

149. К а р я к и н Л. Новый выход норита в северной части Украинской кристаллической плиты. — «Вісн. Укр. Районової геол.-розвід. управи», 1931, вип. 16, с. 104—109.

150. К а р я к и н Л. До петрографії вибухових порід малинського масиву. — «Зап. Наук.-досл. інст. геол. при ХДУ», 1935, т. 5, вып. 1, с. 37—57.

151. К л а с с и ф и к а ц и я геологических формаций Украинского щита. — «Геол. журн.», 1974, т. 34, вып. 1, с. 3—15.

152. К л и м о в Л. В. Граниты побережья бухты Эйнуэрт (берег короля Георга V). — В кн. Сб. статей по геологии Антарктики. Вып. 2. Л., 1960, с. 123—146. (Тр. НИИГА, т. 113).

153. К л о ч к о в В. Т., М у ж а н о в с к и й Ф. В. О закономерностях размещения камерных пегматитов и условиях образования эндоконтактных пегматитовых зон в гранитах Коростенского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 3, с. 29—35.

154. К л о ч к о в В. Т., П р и к а з ч и к о в Л. А. Новые данные о геологическом строении юго-восточной части Коростенского плутона. — В кн.: Структуры м-ний пьезоопт. минералов. М., 1962, с. 121—127. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья, т. 7).

155. К л о ч к о в В. Т., С о р о к и н Ю. Г. Некоторые особенности волинских пегматитов и новые методы их поисков. — В кн.: Условия образования пьезоопт. минералов в пегматитах. М., 1969, с. 76—81. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минер. сырья, т. 11).

156. К о в а л ь ш и н Э. Н. Результаты исследований газовых компонентов включений в минералах пегматитов Волины. — В кн.: Минерал. термометрия и барометрия. М., 1965, с. 237—240.

157. К о з л о в М. Т. Стратиграфия Имандра-Варзугской подвижной зоны. — В кн.: Стратиграфия, расчленение и корреляция докембрия сев.-вост. части Балтийск. щита. Л., 1971, с. 99—112.

158. Комлев Л. В., Данилевич С. И., Кучина Г. Н. Возраст днепровско-токовских, коростенских и уманских гранитов Украины (определение аргонным методом по биотиту). — В кн.: Тр. Пятой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1958, с. 186—193.
159. Кононов Ю. В. Олівінове габро Новомиргородського масиву. — «Доп. АН УРСР», 1956, № 6, с. 581—583.
160. Кононов Ю. В. Мінералого-петрографічна характеристика порід Новомиргородського габро-лабрадоритового масиву. — В кн.: Питання геології і петрогенезису Українськ. кристал. масиву і суміжних територій. Київ, 1958, с. 75—112.
161. Кононов Ю. В. Прояви тектонічних рухів в основних породах Новомиргородського масиву. — «Геол. журн.», 1960, т. 20, вип. 3, с. 81—83.
162. Кононов Ю. В. Апатит з лабрадоритів Новомиргородського масиву. — В кн.: Мат-ли з мінералогії України. Київ, 1960, с. 31—36.
163. Кононов Ю. В. Акцесорний ільменіт з габро-лабрадоритових порід Новомиргородського масиву. — Там же, с. 37—57.
164. Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита (центральна частина). Київ, 1966. 100 с.
165. Кононов Ю. В., Заяц А. П. Корсунь-Новомиргородський плутон. — В кн.: Геохронологія докембрія України. Киев, 1965, с. 141—144.
166. Кононов Ю. В., Кононова М. М. Межиріченський масив габро-поритових порід в Середньому Придніпр'ї. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ, 1963, с. 269—279.
167. Кононов Ю. В., Рябчун В. К. Про вікові співвідношення жильних порід Смілянського масиву. — «Доп. АН УРСР», 1963, № 8, с. 1115—1118.
168. Кононова М. М. Альбітит из лабрадорита Новомиргородского массива. — В кн.: III конф. молодых геологов ИГН АН УССР. Киев, 1964, с. 58—61.
169. Кононова М. М., Кононов Ю. В. Про новий масив габро-поритових порід в Середньому Придніпр'ї. — «Доп. АН УРСР», 1963, № 5, с. 647—650.
170. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные пробл. в учении о магматоген. рудн. м-ниях. М., 1953, с. 332—452.
171. Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 429—432.
172. Кориковский С. Н. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 1, с. 189—192.
173. Кориковский С. Н. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокапо-Становой зоны. М., 1967. 298 с.
174. Кориковский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношение чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье) в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 2, с. 447—450.
175. Кравцова Е. И. Система $Ab-Og-Qu(H_2O)$ и $Ab-An-Og-Qu(H_2O)$ при p_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 3, с. 5—24.
176. Красильщиков А. А. Каледонские интрузии архипелага Шпицберген. — «Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Сер. регион. геология», 1969, вып. 16, с. 62—68.
177. Красильщиков А. А., Крылова А. Я., Аляпышев О. А. О возрасте некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага Шпицберген. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 4, с. 796—798.
178. Кратц К. О. Восточная часть Балтийского щита. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. М., 1958, с. 28—32.

179. Кратц К. О. Свекофениды и карелиды. — В кн.: Пробл. геологии Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 5—9.
180. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., 1963. 210 с. (Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 16).
181. Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 3—20.
182. Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ягулия Карелии. — В кн.: Пробл. геологии Карелии и Кольск. п-ова. Мурманск, 1961, с. 43—57.
183. Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., 1960, с. 7—18. (МГК, 21 сес. Докл. сов. геол., пробл. 9)
184. Криволап Л. С., Латыш В. Т., Бернасовская О. Ф. К вопросу о связи камерных пегматитов Волины с определенными структурными разновидностями гранитов. — «Мат-лы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», 1970, № 5, с. 76—85.
185. Крушельницкая С. В. Плагноклазы из лабрадорита сложного Коростенского плутона. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 251—254.
186. Кудицова Л. А., Дзыкович И. Я. О природе титаномагнетита из ультраосновных пород Володарско-Волинского массива. — «Геол. журн.», 1975, № 1, с. 123—130.
187. Кудрявцев В. А. Тектоника нижнего докембрия западной части Алдаевского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 30—35.
188. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 388 с.
189. Курепин В. А. Распределение компонентов между минералами габброидов Коростенского плутона. — В кн.: Вopr. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1970, с. 26—28.
190. Кутюлин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — «Геология и геофизика», 1964, № 2, с. 74—81.
191. Куторга С. Геолог-путеводитель по финляндским берегам, островам Ладожского озера и Финского залива. СПб, 1851. 88 с.
192. Кууспалу Т. Зональный кварц из гранитов рапакви Эстонии. — «Изв. АН ЭССР», 1971, т. 20. Химия, геология, № 1, с. 43—47.
193. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., 1972. 192 с.
194. Лапчик Т. Ю. До характеристики пегматитов Волины. — «Геол. журн.», 1948, т. 9, вып. 1—2, с. 69—77.
195. Лебедев А. П. К генезису норито-лабрадоритов Волинского и Новомиргородского плутонов. — В кн.: Петрол. и формац. деление докембрия Рус. платформы. Киев, 1966. с. 140.
196. Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. М., 1957. 84 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 15).
197. Лебедев П. И. Габбро-анортозито-чарнокитовый комплекс Волины. — «Петрография СССР», 1934, сер. 1, вып. 3, с. 165—324.
198. Лебедев П. И. К петрографии и минералогии основных пегматитов Волины. — В кн.: Акад. В. И. Вернадскому к пятидесятилетию науч. и педаг. деятельности. Т. 2. М., 1936, с. 999—1012.
199. Лебедев П. И. Барий в изверженных породах Украины. — «Тр. Петрограф. ин-та АН СССР», 1938, вып. 12, с. 45—69.
200. Лебедева О. Н. Пегматиты Улелегского района. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Карельск. АССР. Л.—М., 1936, с. 55—64. (Сб. Ленингр. геол. треста № 1).

201. Лебединский В. И. Исследование причин рассеяния координат двойниковых осей плагиоклазов на примере Коростенского плутона. — «Зап. ВМО», 1951, т. 80, № 4, с. 241—244.
202. Левковская Н. Ю. Минералогия и геохимия циркония в породах северо-западной части Украинского щита. Автореф. дис. Киев, 1972. 28 с.
203. Левковский Р. З. Геологические особенности и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Петрол. и формац. деление докембрия Рус. платформы, Киев, 1966, с. 79—82.
204. Левковский Р. З. Эволюция геосфер и мегаструктур Земли. — В кн.: VI совещ. по пробл. петрологии. Л., 1968, с. 24—27.
205. Левковский Р. З. Протерозойские вулканические аппараты центрального типа на территории Балтийского щита и их значение для понимания генезиса кольцевых структур рельефа планет земной группы. — Там же, с. 109—112.
206. Левковский Р. З. О зависимости химического состава ортопород от степени тектонической переработки интрузивного субстрата в постмагматическую стадию (на примере протерозойских гранитоидов северо-западной части Кольского полуострова). — В кн.: Давление и механ. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 172—173.
207. Левковский Р. З. Вещественный состав, внутренняя структура и возраст Умбского гранитоидного комплекса (Кольский п-ов). — В кн.: Вопр. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1970, с. 30—31.
208. Левковский Р. З. Геологическое строение и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 135—143.
209. Левковский Р. З. О методике структурного картирования массивов порфировидных гранитоидов (на примере массивов северо-западной части Кольского полуострова). — В кн.: Петрол. и структур. анализ кристал. образований. Л., 1970, с. 215—221.
210. Левковский Р. З. К истории исследований проблемы гранитов рапакиви. — В кн.: Тезисы докл. к годич. конф. Ленингр. отд-ния Сов. нац. объедин. истории и философии естествознания и техники. Л., 1972, с. 31—33.
211. Левковский Р. З. Комплексы гранитов рапакиви Русской платформы — древнейшие вулканические аппараты центрального типа, их структурная приуроченность и возрастное положение. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 215—216.
212. Левковский Р. З. Формирование древнейших докембрийских интрузий центрального типа как следствие изменения тектонического режима земной коры на субплатформенной стадии развития. — В кн.: Механика литосферы. М., 1974, с. 113—115.
213. Левковский Р. З. Закономерности расположения зон тектонической активности, осадконакопления и вулкано-плутонизма на территории Восточно-Европейской платформы в среднем протерозое. — В кн.: Методы палеовулканол. реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 58—59.
214. Леников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., 1968. 160 с.
215. Леников А. М. О происхождении анортозитов (на примере массивов хребта Джугджур). — В кн.: Магмат. комплексы Дальн. Востока. Владивосток, 1971, с. 275—280.
216. Леников А. М. Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 100—112.
217. Леников А. М., Погорелова М. Г. Петрография и условия формирования оливиновых и гастингситсодержащих гранитоидов

в анортозитовом поясе хребта Джугджур. — В кн.: Минер. фации гранитов и их рудоносность. М., 1966, с. 128—134.

218. Литвин О. Л. Зелені слюди з пегматитів Коростенського плутону. — «Геол. журн.», 1961, т. 21, вип. 3, с. 52—56.

219. Литвин А. Л. О гизенгерите из рапакиви р. Роси. — В кн.: Теорет. и генет. вопр. минералогии и геохимии. Киев, 1963, с. 134—137.

220. Литвин А. Л. Железистость роговых обманок некоторых гранитоидов и метаморфических пород бассейна рек Роси, Горного и Гнилого Тикичей. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1964, № 18, вып. 1, с. 82—86.

221. Личак И. Л. Коростенский магматический комплекс Волыни. — В кн.: Геология СССР. Т. 5. М., 1958, с. 281—288.

222. Личак И. Л. Коростенский магматический комплекс Приднепровья. — Там же, с. 288—293.

223. Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И. О составе биотитов из гранитов Юго-Западной Карелии как одним из критериев генезиса гранитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 6, с. 39—45.

224. Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы. — «Мат-лы по общ. и прикл. геологии», 1927, вып. 69. 101 с.

225. Луниц А. Я. О строении и особенностях процесса формирования Курземского комплекса анортозитов и гранитов рапакиви Западной Латвии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, с. 17—26.

226. Луниц А. Я. О генезисе пород габбро-оливинито-лабрадоритовой формации докембрийского фундамента Западной Латвии. — В кн.: Мат-лы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969, с. 232—233.

227. Лутц Б. Г. Анортозиты Анабарского щита. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 70—84.

228. Лутц Б. Г., Баженова Г. Н. Анортозит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов. — В кн.: Пробл. Докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 235—241.

229. Лучицкий В. И. Материалы по петрографии юга России. Ч. 1. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие. — «Изв. Варшав. политехн. ин-та», 1911, вып. 2, с. 1—96; 1912, вып. 1, с. 96—332.

230. Лучицкий В. И. Габбро-норитовые магмы УССР. — «Тр. Петрогр. ин-та АН СССР», 1938, вып. 12, с. 45—69.

231. Лучицкий В. И. Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения. — «Тр. Москов. геол. развед. ин-та», 1940, т. 20, с. 151—176.

232. Лучицкий В. И. Рапакиви и щелочные породы Украины. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 60, вып. 2, с. 273—275.

233. Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Л., 1934. 324 с. (Петрография СССР, сер. 1, вып. 3).

234. Лучицкий В. И., Ожегова М. И. Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива. — «Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер.», 1941, № 18, вып. 57, с. 1—23.

235. Ляшкевич З. М. О процессах выщелачивания и альбитизации в пегматитах Волыни. — В кн.: Геология м-ний пьезоонт. сырья. Синтез минералов и эксперим. исслед. М., 1969, с. 173—178. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минер. сырья, т. 10).

236. Магматические формации Украинского щита. — В кн.: Магмат. формации. М., 1964, с. 236—248.

237. Макневский С. И., Николаева К. А. О тектонике северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Древ. осад.-вулканоген. и метаморф. компл. Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 3—22.

238. Мальков Б. А. К проблеме кварца в рапакивиобразных гранитах и гранитах рапакиви. — В кн.: Тезисы докл. II Уральск. петрогр. совещ. IV. Гранит. и щелоч. магматизм. Свердловск, 1966, с. 85—87.

239. Мальков Б. А., Комов И. Л. Некоторые особенности распределения лития и бора в кварце различного генезиса. — В кн.: Геология

и эксперим. исслед. М., 1970, с. 133—135. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минер. сырья, т. 11).

240. Мануйлова М. М. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна). — «Тр. Лаб. геологии докембрия», 1960, вып. 9, с. 306—329.

241. Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулканоплутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон. — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 180—190.

242. Мануйлова М. М., Кольцова Т. В. Результаты определений изотопного возраста К—Аг-методом горных пород Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 137—143.

243. Мануйлова М. М., Срывцев М. А. Приморский комплекс гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье). — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 174—180.

244. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

245. Марченко Е. Я., Гуров Е. П. О генерациях акцессорного циркона. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1966, № 20, вып. 4, с. 593—595.

246. Матковский О. И. Особенности роговых обманок гранитоидов осницкого и коростенского комплексов Украинского кристаллического щита. — «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1960, № 14, с. 373—376.

247. Матковский О. И., Матвиенко А. Д. Акцессорные минералы в камерных пегматитах разной продуктивности и вмещающих их гранитах Коростенского плутона. — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1971, № 25, вып. 3, с. 246—258.

248. Матковский О. И., Павлишин В. И., Приказчиков Л. А. О железистом хлорите из пегматитов Вольни. — В кн.: Хим. состав и внутрен. строение минералов. Киев, 1964, с. 150—155.

249. Махлаев Л. В. О соотношении понятий «интрузивный» и «магматический» на примере докембрийских порфировидных гранитов с Таймыра. — «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 143—150.

250. Меннер В. В., Штрейс Н. А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. — В кн.: Пробл. теорет. и регион. тектоники. М., 1971, с. 300—309.

251. Михалева Л. А. О позднегерцинских гранитах калбинского типа в Горном Алтае. — «Геология и геофизика», 1961, № 2, с. 34—46.

252. Мицкевич Б. Ф. Распределение акцессорных циркона, флюорита и апатита в гранитах Коростенского плутона. — В кн.: Теорет. и генет. вопр. минералогии и геохимии. Киев, 1963, с. 117—121.

253. Морозевич И. А. К петрографии Вольни. — «Изв. Варшав. ун-та», 1893, т. 4, с. 1—24; т. 5, с. 25—56; т. 6, с. 57—104; т. 7, с. 105—136; т. 8, с. 137—171.

254. Морозенко Н. К. Магматизм Юго-Восточного Таджикистана. — В кн.: Геология СССР. Т. 24. М., 1959, с. 422—448.

255. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджура. — В кн.: Магмат. формации. М., 1964, с. 146—154.

256. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 42—56.

257. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Дворкина Б. Д. Металлогенетическая специализация главнейших докембрийских анортозитсодержащих формаций. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 43—44.

258. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. — «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1967, т. 122, с. 70—164.

259. Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 112—143.

260. Мушкетов И. В. Материалы для изучения геогностического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале. — «Горн. журн.», 1877, т. 3, № 8—9, с. 231—332; т. 4, № 10, с. 51—102.

261. Назаренко В. В. Анофилиты из пегматитов Корсунь-Новомиргородского плутона. — В кн.: Теорет. и генет. вопр. минералогии и геохимии. Киев, 1963, с. 47—54.

262. Наливкина Э. Б., Жданов В. В. Карты магматических формаций Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций. — В кн.: Петрол. и формац. деление докембрия Рус. платформ. Киев, 1966, с. 23—25.

263. Наливкина Э. Б., Жданов В. В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности распределения и развития формаций. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформ. Киев, 1970, с. 20—32.

264. Недашковский П. Г., Лениников А. М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов вулканского комплекса. — В кн.: Магмат. породы Далея. Востока. Владивосток, 1973, с. 236—261.

265. Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 61—73.

266. Новое в минералогии и строении пегматитов Волыни. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 1, с. 171—174.

267. Новые данные о возрасте Коростенского плутона по свинцовому и рубидиевому методам. — В кн.: Тр. Десятой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1962, с. 105—111.

268. О возрасте и соотношениях терской и турьинской свит (южное побережье Кольского полуострова). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 4, с. 941—943.

269. О шее литоночности Украинского щита. — «Геол. журн.», 1969, т. 29, вып. 2, с. 80—83.

270. Основные черты тектоники и истории геологического развития Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 44—49.

271. Ажегов П. И. Контакт гранита с известняком около станции Бердяш Самаро-Златоустовской железной дороги. — «Протоколы заседаний О-ва естественных наук при Казан. ун-те», 1899, прил. № 175. 15 с.

272. Ажегова М. И. Несколько слов о рапакиви из окрестностей м. Мална. — «Вісн. Укр. відд. геол. ком.», 1928, вип. 11, с. 157—166.

273. Павлишин В. И. О согнутых кристаллах слюд из камерных пегматитов. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 3, с. 694—696.

274. Павлишин В. И., Тепикин В. Е. Некоторые особенности конституции и генезиса биотитов из пород, обогащенных темноцветными минералами (Вольнь). — «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1964, № 18, вып. 3, с. 307—315.

275. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 77—108.

276. Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. — В кн.: Пробл. регион. тектоники Евразии. М., 1963, с. 11—34. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 92).

277. Палей И. П. О правомерности выделения готской складчатости. — В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970, с. 97—104.

278. Палей И. П. Протоплатформенные образования Балтийского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 76—81.

279. Пастухов В. Г. К вопросу о структуре краевых частей Коростенского плутона. — «Геол. журн.», 1969, т. 29, № 1, с. 104.

280. Пекки А. С. Генетические типы полевошпатового сырья в Карелии. — В кн.: *Вопр. геологии и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии*. Петрозаводск, 1966, с. 38—60.
281. Пекки А. С., Кулмала Т. К. Граниты рапакиви — новое полевошпатовое сырье. — В кн.: *Новые пути использования минер. сырья Карелии*. Петрозаводск, 1965, с. 5—12.
282. Пекки А. С., Свириденко Л. П. Новый источник кварц-полевошпатового сырья в Карелии. — *«Стекло и керамика»*, 1965, № 4, с. 10—11.
283. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972. 135 с.
284. Петров А. И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г. Роль воли напряжений в образовании структур центрального типа и перераспределении вещества в земной коре. — В кн.: *Давления и мех. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы*. Л., 1969, с. 50—53.
285. Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. — *«Тр. Ин-та геол. АН ЭССР»*, 1962, № 10, с. 309—348.
286. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., 1957. 248 с.
287. Полевая Н. И. Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов СССР по данным аргонового метода. — *«Геохимия»*, 1956, № 5, с. 43—53.
288. Полканов А. А. О контактовом взаимодействии диабазов с гнейсо-гранитом на Кольском полуострове. — *«Тр. С.-Петербург. о-ва естествоиспытателей»*, 1913, т. 44, вып. 1, № 4—6, с. 153—158.
289. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. М.—Л., 1935. 564 с.
290. Полканов А. А. До питання про генезис лабрадоритів Волині. — *«Геол. журн.»*, 1936, вип. 3—4, с. 29—81.
291. Полканов А. А. К вопросу о генезисе лабрадоритов Волини. — *«Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей»*, 1937, т. 66, вып. 1, с. 120—150.
292. Полканов А. А. Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волини. — *«Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей»*, 1938, т. 67, вып. 2, с. 187—204.
293. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини (южная часть). — *«Тр. 17 сес. МГК»*, 1939, т. 2, с. 123—132.
294. Полканов А. А. О гигантских кристаллах лабрадора из плутона габбро-лабрадоритов Волини. — *«Докл. АН СССР»*, 1940, т. 26, № 5, с. 462—465.
295. Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы-кратона. — *«Изв. АН СССР. Сер. геол.»*, 1946, № 6, с. 5—28.
296. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР. Л., 1948. 80 с.
297. Полканов А. А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия — ютния южной части Балтийского щита. — В кн.: *Тр. Первого Всесоюз. петрогр. совещ.* М., 1955, с. 400—416.
298. Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия — ютния южной части Балтийского щита. — *«Тр. Лаб. геологии докембрия»*, 1955, вып. 5, с. 5—43.
299. Полканов А. А. Геология хогландия — ютния Балтийского щита. — *«Тр. Лаб. геол. докембрия»*, 1956, вып. 6. 124 с.
300. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. — В кн.: *Тр. Седьмой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций*. М., 1960, с. 13—45.
301. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Применение К—Аг и Rb—Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. — *«Тр. Лаб. геологии докембрия»*, 1960, вып. 9, с. 7—41.

302. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — «Тр. Лаб. геологии докембрия», 1961, вып. 12, с. 7—102.
303. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинид для Балтийского щита. — «Тр. Лаб. геологии докембрия», 1964, вып. 19, с. 176—204.
304. Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского п-ова. — Там же, с. 24—45.
305. Половинкина Ю. Ир. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., 1964, с. 282—283. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, вып. 19).
306. Половинкина Ю. Ир., Полевая Н. И., Мурина Г. А. Абсолютный возраст гранитов Украины. — В кн.: Тр. Шестой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1960, с. 167—181.
307. Поляк Э. А., Турылева Л. В., Егорова Н. А. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс как вулканическое сооружение центрального типа. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 220—228.
308. Попов Б. А. Эллипсоидальные вкрапленники финляндского гранита-рапакиви. — «Тр. С.-Петербург. о-ва естествоиспытателей», 1899, т. 27, вып. 5, с. 1—50.
309. Попов Б. А. О южнорусском рапакиви. — «Тр. С.-Петербург. о-ва естествоиспытателей», 1903, т. 31, вып. 5, с. 256—266.
310. Прияткина Л. А. Латеральная метаморфическая зональность в зоне глубинного разлома на Балтийском щите. — В кн.: Термодинам. режим метаморфизма. Л., 1974, с. 116—117.
311. Протченко А. П., Куц В. П. Железистость и показатели преломления биотитов из различных гранитоидов Украинского кристаллического массива. — «Геол. журн», 1962, т. 22, вып. 6, с. 66—68.
312. Пузыревский П. Очерк геогностических отношений Лаврентьевской системы Выборгской губернии. — «Зап. Минерал. о-ва», 1866, 2 сер., ч. 1, с. 151—209.
313. Пуура В. А. К—Аг изотонный возраст кристаллического фундамента Северной Прибалтики. — «Изв. АН ЭССР. Химия, геология», 1974, т. 23, № 1, с. 40—49.
314. Пуура В., Мурина Г., Миркина С. Возраст порфировидных гранитов рапакиви Северной Эстонии по данным стронциевого и свинцового методов. — «Изв. АН ЭССР. Химия, геология», 1974, т. 23, № 2, с. 169—171.
315. Пьезокварцевые пегматиты Волини. Киев, 1957. 204 с.
316. Равич М. Г. Докембрий Восточной Антарктиды. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., 1960, с. 128—137. (МГК, 24 сес. Докл. сов. геол., пробл. 9.)
317. Разницын В. А. Что представляет собой Донбасс и Днепрово-Донецкий прогиб. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 3, с. 3—9.
318. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпатско-Балканского региона и смежных территорий. — «Сов. геология», 1968, № 2, с. 5—14.
319. Робертсон Р. В., Грив Р. А. Ф. Астрооблемы Канады. — «Природа», 1973, № 9, с. 70—77.
320. Романов В. Е. О грейзенах в районе Юоввоайвского гранитного массива. — В кн.: Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова. Л., 1967, с. 145—157.
321. Рохлин М. И. Шеелит и монацит в рапакиви Уледгского района. — «Изв. Ленингр. геол. треста», 1936, № 2 (11), с. 44—46.
322. Рохлин М. И., Соловьева Е. В. Уледгское месторождение пегматитов. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Карельск. АССР. Л.—М., 1936, с. 48—54. (Сб. Ленингр. геол. треста, № 1).
323. Руб М. Г., Лосева Т. Н. Цирконы как индикаторы рудоносности гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6, с. 71—84.

324. Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. Н. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1971, № 10, с. 73—85.
325. Савіних В. І. До питання про геологічне взаємовідношення коростеньських гранітів і габбро-лабрадоритів Волині. — «Геол. журн.», 1937, т. 4, вип. 1, с. 145—152.
326. Садецкий-Кардош Э. Структуры пород и изменение режима летучих в ходе эволюции Земли. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 22—35.
327. Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 6—87. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 175).
328. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 310 с.
329. Салоп Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — «Сов. геология», 1970, № 6, с. 15—27.
330. Свещникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., 1973. 184 с.
331. Свириденко В. Т. К вопросу о выделении ингамакитского комплекса (Олекмо-Витимская горная страна). — В кн.: Регион. геология и полез. ископ. СССР. Л., 1966, с. 255—275. (Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та, т. 290).
332. Свириденко В. Т. Плутономагматические формации протоплатформы на примере Кодора-Удоканской зоны. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 5, с. 1174—1177.
333. Свириденко В. Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита. — В кн.: Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972, с. 32—36.
334. Свириденко В. Т. Главнейшие особенности магматизма протоплатформ. — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 59—61.
335. Свириденко Л. П. Фазы массива гранитов рапакиви района Салми и его структура. — «Сов. геология», 1965, № 10, с. 38—49.
336. Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 2, с. 40—55.
337. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 110 с. (Тр. Карельск. ФАН СССР, вып. 3).
338. Свириденко Л. П. К проблеме генезиса рапакиви и других калиевых гранитов. — В кн.: Петрология и структур. анализ кристал. образований. Л., 1970, с. 152—156.
339. Свириденко Л. П., Шемякин В. М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). — В кн.: Пробл. петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 126—133.
340. Свиридов В. В. О распределении породообразующих элементов в коростеньских гранитах и амфиболитах Украинского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1967, т. 176, № 3, с. 686—688.
341. Свиридов В. В. О химическом составе гранитоидных пород Украинского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 6, с. 1389—1392.
342. Седергольм И. Финляндские породы, носящие название «рапакиви». — «Горн. журн.», 1891, т. 4, № 10—12, с. 317—342.
343. Семененко Н. П., Бурксер Е. С. Итоги изучения возраста пород Украины. — В кн.: Тр. Четвертой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1957, с. 120—140.
344. Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н. Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кри-

сталлического массива. — В кн.: Тр. Пятой сес. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1958, с. 86—110.

345. Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н. Возрастные группы минерализации пород Украины в абсолютном летоисчислении. — В кн.: Определение абс. возраста дочетверт. геол. формаций. М., 1960, с. 112—131. (МГК, 21 сес. Докл. сов. геологов, пробл. 3).

346. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 256).

347. Серебряков В. А. Автометасоматическое изменение гранитоидов и приуроченность проявлений оловяносности к зоне натрово-кашлевого метасоматоза. — «Сов. геология», 1959, № 8, с. 61—80.

348. Сидоров В. М. Химические анализы гранитоидов Украинского докембрия. Киев, 1970. 700 с.

349. Симон А. К. Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 95—103.

350. Скворцов В. В., Приказчиков Л. А. О возможности применения геохимических методов при поисках пегматитов в условиях Коростеньского плутона. — «Мат-лы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», 1970, № 5, с. 64—70.

351. Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, 1971. 72 с.

352. Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Петрозаводск, 1973. 104 с. (Тр. Карельск. ФАН СССР, т. 14).

353. Соболев В. С. Щелочные сиениты сложного Коростеньского плутона (Житомирск. обл. УССР). — «Зап. ВМО», 1940, ч. 69, № 2—3, с. 321—330.

354. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Львов, 1947. 140 с. (Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., т. 6, вып. 5).

355. Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия Карелии. — В кн.: Вопр. геологии и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 115—126.

356. Соколов В. А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 61—74.

357. Соколов В. А., Светов А. П. Геология ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. — В кн.: Вулканоген. и гипербазитовые компл. протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 26—59. (Тр. Ин-та геологии Карельск. ФАН СССР, вып. 1).

358. Сокологуб В. Г. Глубинное строение земной коры. — В кн.: Геофиз. исследования и тектоника юга европ. части СССР. Киев, 1969, с. 215—226.

359. Состав и свойства аксессуарных минералов из гранитов Кольского полуострова. — «Мат-лы по минералогии Кольск. п-ова», 1969, вып. 7, с. 82—89.

360. Сравнительная металлогения Воронежского массива и запада Алданского щита. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 47—49.

361. Ставров О. Д., Быкова Т. А. Особенности распределения ряда редких и летучих элементов в породах и пегматитах Коростеньского плутона. — «Геохимия», 1961, № 4, с. 328—331.

362. Судовиков Н. Г. Конгломерат Кандалакшских островов (Белое море). — «Учен. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.-почв.-геогр.», 1936, № 9, вып. 2, с. 32—48.

363. Судовиков Н. Г. Контактные породы питкьярантского рапакви. — «Тр. Лаб. геологии докембрия», 1960, вып. 11, с. 240—248.

364. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964. 550 с.

365. Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., 1967. 120 с.

366. Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний. — «Зап. Киевск. о-ва естествоиспытателей», 1896, т. 15, вып. 1, с. 1—348.

367. Тарасенко В. Е. Материалы для суждения о химическом строении известково-натровых плагноклазов. — «Зап. Киевск. о-ва естествоиспытателей», 1899, т. 16, вып. 2, с. 365—496.

368. Тарасенко В. Е. Об изверженных породах юго-восточной части Киевской губернии. — «Учен. зап. Юрьевск. ун-та», 1916, № 10, с. 1—59.

369. Тепикин В. Е., Литвин А. Л. Структура и генезис зеленых слюд из пегматитов Волыни. — В кн.: Хим. состав и внутр. строение минералов. Киев, 1964, с. 135—142.

370. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., 1932. 256 с. (Петрография СССР, сер. 1, вып. 5).

371. Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 889—890.

372. Тихомиров С. Н. Краткий геолого-петрографический очерк кристаллического фундамента Ленинградской области. — «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1966, т. 114, с. 190—197.

373. Ткачук Л. Г. Докембријські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясмину та Вільшанки. — Тр. Укр. наук.-досл. геол. інст., 1934, т. 5, вып. 2, с. 149—175.

374. Толмачев И. П. Уральский рапакиви и его контакт со среднедевонским известняком. — «Зап. Минерал. о-ва», 1898, сер. 2, ч. 35, вып. 2, с. 135—179.

375. Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 37—46.

376. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембријская геохронология материков. М., 1970, 432 с.

377. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 1, с. 24—36.

378. Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. — «Горн. журн.», 1904, т. 2, № 4—6, с. 98—127, 186—242, 368—395; т. 3, № 7, с. 80—114.

379. Феофилакт К. М. О правильном сростании минералов группы полевых шпатов. — «Тр. С.-Петербург. о-ва естествоиспытателей», 1876, т. 7, с. 44—51.

380. Феофилакт К. М. Об отношениях лабрадоритовой породы к ортоклазовым гранитам в Киевской губернии. — Там же, с. 51—54.

381. Хазов Р. А. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кительское месторождение). — «Сов. геология», 1967, № 8, с. 119—125.

382. Хазов Р. А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. — В кн.: Вопр. геологии и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 329—338.

383. Хазов Р. А. Касситерит-кадцишатовая парагенетическая ассоциация на месторождении Кителя. — «Геология руд. м-ний», 1968, № 6, с. 106—111.

384. Харитонов Л. Я. Микроклиновые граниты Беломорского района. — В кн.: Геология СССР. Т. 27, ч. 1. М., 1958, с. 333—337.

385. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с. (Мат-лы по геологии и полезн. ископ. СЗ РСФСР, вып. 8).

386. Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. — «Изв. АН УССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 101—112.

387. Царовський І. Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцесорного циркону для кореляції вивержених порід УРСР. — «Геол. журн.», 1956, т. 16, вип. 4, с. 44—52.
388. Цирюльникова М. Я., Соколов Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балтийск. щита. Л., 1968, с. 78—89.
389. Цыганов Е. М. О гидрослюде из пегматитов Волыни. — В кн.: Геология, разведка и разраб. м-ний пьезоопт. минер. сырья. М., 1957, с. 127—132. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья, т. 1, вып. 1).
390. Чернышкова Л. П. Некоторые геолого-петрографические особенности гранитоидов Волыни, вмещающих пегматиты с пьезокварцем. — «Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья», 1961, т. 5, с. 5—18.
391. Чирвинский В. Н. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. — «Вісн. Укр. відд. геол. ком.», 1925, вип. 6, с. 1—24.
392. Чирвинский В. Н. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в Юго-Западном крае. — «Изв. Донск. политехн. ин-та в Новочеркасске», 1928, т. 10, вып. 2, с. 79—115.
393. Чирвинский В. Н. Новый массив рапакиви на юге бывшей Киевской губернии. — «Вісн. Укр. відд. геол. ком.», 1927, вип. 8—9, с. 35—38.
394. Чумаков А. А. Возникновение рапаквиобразных и щелочных гранитоидов при взаимодействии графитовой магмы с диабазами. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 6, с. 1073—1076.
395. Чумаков А. А. Рапаквиобразные граниты и щелочные гранит-порфиры гибридно-ассимиляционного генезиса. — «Учен. зап. Кишинев. ун-та», 1957, т. 25, с. 87—123.
396. Шарков Е. В. Массивы габбро-анортозитов — гранитов рапакиви как вероятные магматические очаги древних риолитовых плато. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 217—248.
397. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., 1968. 184 с.
398. Шинкарев Н. Ф. Некоторые черты петрогенезиса пород, содержащих железистый оливин. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л., 1964, с. 359—364. (Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 19).
399. Шинкарев Н. Ф. О генезисе комплексов рапакиви. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийск. магматизма». Л., 1972, с. 35—37.
400. Шинкарев Н. Ф., Анищенко О. Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 2, с. 140—144.
401. Шинкарев Н. Ф., Смирнов М. Ю. О кристаллизации полевых шпатов в массивах рапакиви. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магмат. и метасомат. горн. пород. Л., 1974, с. 34—39.
402. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубин. строение вост. части Балтийск. щита. Л., 1968, с. 5—59.
403. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР в Восточной Сибири). — В кн.: Пробл. связи тектоники и магматизма. М., 1968, с. 47—64.
404. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Платунова А. П. Структура земной коры Балтийского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древ. платформ. М., 1973, с. 36—43.
405. Эволюция процессов гранитообразования в областях развития полиметаморфических докембрийских комплексов. — В кн.: Пробл. докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 112—118.
406. Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийск. магматизма». Л., 1972, с. 13—14.

407. Эйгстер Г. П. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. — В кн.: Физ.-хим. пробл. формирования гор. пород и руд. Т. 1. М., 1961, с. 622—640.
408. Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — Там же, с. 177—208.
409. Юдалевич З. А., Сандомирский Г. Г., Ляшенко Г. К. Кошрабадский массив — пример формации рапакиви в Южном Тянь-Шане. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 2, с. 452—455.
410. Юрк Ю. Ю. Контактные взаимоотношения коростеньского граниту з житомирським на Волині. — «Геол. журн.», 1948, т. 9, вып. 3, с. 25—42.
411. Яновский А. С. Вендский комплекс. — В кн.: «Геология СССР». Т. 1. М., 1971, с. 99—104.
412. A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. — In: Radiometric dating for geologists. Ld., 1968, p. 73—110.
413. Åberg G. An Rb/Sr age of the Smaland porphyries. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1972, v. 94, pt. 2, № 549, p. 311—319.
414. Adyalkar P. G., Phdtare P. N., Ramanna K. On the occurrence of rapakivi granite from Keskai area of Bastar district in south-eastern Madhya Pradesh. — Curr. Sci., 1973, v. 42, № 8, p. 277—278.
415. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and caldron-subsidences. — Royal Soc. Edinburg Proc., 1936, v. 56, pt. 2, p. 128—157.
416. Anderson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Inyo Range of California. — Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, v. 48, № 1, p. 1—74.
417. Anderson R. E. Genesis of anorthosite bodies within the metamorphic rocks of the Bitterroot range, Montana. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, № 12, pt. 2, p. 1773.
418. Asklund B. Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der Bruchspalten Südostschwedens. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1923, bd. 45, h. 3—4, S. 249—285.
419. Asklund B. Mälarporyfirernas läge och några ord om sandsstenområdet på Ekerö. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1924, bd. 46, h. 3—4, s. 301—315.
420. Asklund B. Om Fennoskandias algonkiska geologi och formationsindelning. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1927, bd. 49, h. 4, s. 529—564.
421. Asklund B. Berggrund. — In: Asklund B., Sandegren R. Beskrivning till kartbladet Storvik. Stockholm, 1934, s. 15—63. (Sver. Geol. Unders., ser. Aa, № 176).
422. Asklund B. De prekambriiska bildningarna. — In: Sandegren R., Asklund B., Westergård A. H. Beskrivning till kartbladet Gävle. 1939, s. 14—35. (Sver. Geol. Unders., ser. Aa, № 178).
423. Asklund B. Kosteröarna, ett nyckelområde för västra Sveriges prekambriiska geologi. — Sver. Geol. Unders., 1950, ser. C, № 517. 56 s.
424. Backlund H. G. The rapakivi puzzle. A reply. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1938, bd. 60, h. 1, p. 105—112.
425. Backlund H. G. Zur «Granitisationstheorie». Eine Verdeutlichung. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1938, bd. 60, h. 2, S. 177—200.
426. Backlund H. G. The problems of the rapakivi granites. — J. Geol., 1938, v. 46, № 3, p. 339—396.
427. Barner V. E., Romberg F., Anderson W. A. Correlation of gravity and magnetic observations with the geology of Blanco and Gillespie Counties, Texas. — Rept. 19th Intern. Geol. Congr., Algiers, Sect. IX, Contributions de la Geophysique à la Geologie, 1954, p. 151—162.

428. Barth T. The large pre-cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. 16th Intern. Geol. Congr., Rept., 1936, p. 297—309.
429. Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometer. — Neues Jb. Mineral. Abh., 1951, № 82, p. 143—154.
430. Barth T. F. W. Studies in gneiss and granite. — Skrifter Norske Videnskaps — Akad. Oslo, I, Mat. Natur. Kl., 1956, № 1, p. 1—35.
431. Barth T. F. W., Reitan P. H. The precambrian of Norway. — In: The Precambrian. New York — London — Sydney, 1963, v. 1, p. 27—80.
432. Barton D. C. Notes on the disintegration of granite Egypt. — J. Geol., 1916, v. 24, p. 382—383.
433. Beck W. Analysen einiger russischen Mineralien. — Verh. Kaiserlichen Ges. gesamte Mineralogie. St. Petersburg, 1862, S. 87—94.
434. Berghell H. Wiipurin karttalehden № 33 kertomus. Suomen geol. tutkimus, 1899.
435. Bergman L. Två anrogena granites inverkan på omgivningens tektonik. — Geologi, 1971, № 1, s. 3—4.
436. Billings M. P. Ring-dikes and their origin. — N. Y. Acad. Sci. Trans., 1943, ser. 2, v. 5, p. 131—144.
437. Borgström L. H. Das Granitgebiet von Onas. Helsingfors, 1931, S. 1—7.
438. Borkowska M. Étude des feldspaths potassiques du massif granitique de Karkonosze (Sudètes, Pologne). — Bull. Soc. Franc. Min. Crist., 1963, № 86, p. 109—114.
439. Borkowska M. Petrografia granitu Karkonoszy. Petrographie du granite des Karkonosze. — Geol. Sudetica, 1966, № 2, p. 7—107.
440. Borley G., Frost M. T. Some observations on igneous ferrobasalt sites. — Mineral. Mag., 1963, v. 33, № 263, p. 636—662.
441. Böstrom R. Porfyrograniten vid Åva Brändö, Åland, samt bergarterna förbunda med och omgivande densamma. Pro gradu avhandling vid Åbo Akademi, 1951.
442. Brammal A., Harwood H. F. The Dartmoor granites: their genetic relationships. — Quart. J. Geol. Sci. Ld., 1932, v. 88, pt. 2, p. 171—237.
443. Van Breemen O., Aftalion M., Allart J. H. Isotopic and geochronologic studies on granites from the Ketilian mobile belt of South Greenland. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 3, p. 403—412.
444. Bridgwater D. A review of the Sydproven granite and other «New granites» of South Greenland. — Meddr. Dansk Geol. Foren., 1963, bd. 15, p. 167—182.
445. Bridgwater D. Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. Kobenhav, 1965. 56 p. (Gronl. geol. Unders. Bull., № 53; also: Meddr. Gronl., Bd. 179, № 4).
446. Bridgwater D., Sutton J., Watterson J. The precambrian rapakivi suite and surrounding gneisses of the Kap Farvel area, South Greenland. — Rep. activities, 1966. Kobenhavn, 1966, p. 52—54. (Gronl. geol. Unders., Rapp. № 11).
447. Bridgwater D., Sutton J., Watterson J. Crustal downfolding associated with igneous activity. — Tectonophysics, 1974, v. 21, № 1—2, p. 57—77.
448. Buddington A. F. Granite emplacement with special reference to North America. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, v. 70, № 6, p. 671—747. (Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963. 108 с.).
449. Buddington A. F., Leonard B. F. Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in north-west Adirondak granitic rocks. — Amer. Mineral., 1953, v. 38, № 11—12, p. 891—902.
450. Cain J. A. Investigations in part of the Wisconsin batholith, northeastern Wisconsin. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1966, № 87, p. 24—25.
451. Callisen K. Das Grundgebirge von Bornholm. — Danmarks Geol. Unders., 1934, ser. 2, № 50. 270 S.

452. Carstens C. W. Rapakivigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebietes. — Norsk Geol. Tidsskr., 1925, bd. 8, h. 1—2, S. 81—92.
453. Carstens C. W. Ein aus Rapakivigesteinen umgewandelter Augengneis. — Norsk Geol. Tidsskr., 1926, Bd. 8, h. 4, S. 235—249.
454. Chatterjee S. K. Mantled K — Na feldspar ovoids from granitized amphibolites of Baliapur area, Dt. Dhanbad, Bihar. — Neues Jb. Mineral. Monatsh., 1974, № 8, p. 360—366.
455. Cohen E., Deecke W. Ueber Geschiebe ans Neu-Vorpommern und Rügen. — Mitt. naturwiss. Verein für Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald, 1891, № 23, S. 1—84.
456. Compston W., Crawford A. R., Bofinger V. M. A radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide geosyncline, South Australia. — J. Geol. Soc. Aust., 1966, v. 13, pt. 1, p. 229—276.
457. Daves P. R. Genesis of rapakivi. — Nature, 1966, v. 209, № 5023, p. 569—571.
458. Daves P. R. Contrasted types of metamorphism of basic intrusions in the Precambrian basement of the Tassiussaq area, South Greenland. København, 1968, 48 p. (Gronl. geol. Unders., Bull., № 71; also: Meddr. Gronl., bd. 185, № 4).
459. Daves P. R. The plutonic history of the Tassiussaq area, South Greenland, with special reference to a high-grade gneiss complex. København, 1970, 128 p. (Gronl. geol. Unders., Bull., № 88; also: Meddr. Gronl., bd. 189, № 3).
460. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Sock-Forming Minerals. London, 1963, v. 2, 379 p. (Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Порообразующие минералы. Т. 2, М., «Мир», 1965. 406 с.).
461. Dimanche R., Michot J. Sur la présence de feldspaths à structure «rapakivi» dans la granodiorite de Flamanville. — C. R. Acad. Sci., Paris, 1966, t. 262, ser. D. № 8, p. 835—837.
462. Dirac P. M. A new basis for cosmology. — Proc., Royal Soc. London, 1938, ser. A, v. 165, p. 199—208.
463. Dons J. A. Telemark supracrustals and associated rocks. — In: O. Holtedahl. Geology of Norway. Norges geol. unders., 1960, № 208, p. 49—58.
464. Dons J. A. The stratigraphy of supracrustal rocks granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area, Southern Norway. — 21th Intern. Geol. Congr. in Norden. Guide-book to excursion № A10. Norges geol. unders., 1960, № 212h. 30 p.
465. Eckermann H. preliminary report on the geology of the Loos Region. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1934, bd. 56, p. 341—358.
466. Eckermann H. The Loos-Hamra Region. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1936, bd. 58, h. 2, p. 129—343.
467. Eckermann H. The Jotnian formation and the sub-Jotnian unconformity. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1937, bd. 59, h. 1, № 408, p. 19—58.
468. Eckermann H. The genesis of the rapakivi granites. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1937, bd. 59, h. 4, p. 503—524.
469. Eckermann H. The rapakivi facts. An answer to a reply. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1937, bd. 60, h. 1, p. 113—115.
470. Eckermann H. The anorthosite and kenningite of the Nordingra — Rödo region. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1938, bd. 60, h. 2, p. 243—284.
471. Eckermann H. Contributions to the knowledge of the Jotnian rocks of the Nordingra — Rödo region. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1944, bd. 66, h. 3, p. 425—731.
472. Ehlers C. Layerind in rapakivi granite SW Finland. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1974, v. 46, № 2, p. 145—149.

473. Ehrreich A. L., Winchell R. E. Rapakivi texture in rhyolite. — *Nature*, 1969, v. 224, № 5222, p. 904—905.
474. Elders W. A. Mantled feldspars and xenoliths in some Main granites. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1966, № 101, p. 61—62.
475. Elders W. A. Experimental hydridisation and rapakivi texture. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1968, № 115, p. 56.
476. Elders W. A. Mantled feldspats from the granites of Wisconsin. — *J. Geol.*, 1968, v. 76, № 1, p. 37—49.
477. Emslie R. F. Some chemical characteristics of anorthosite suites and their significance. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1973, v. 10, № 1, p. 54—71.
478. Erdmannsdörfer O. H. Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, Heidelberg, 1949, № 1, S. 213—250.
479. Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the gulf of Bothnia. — *Fennia*, 1928, v. 50, № 27, 29 p.
480. Eskola P. On the occurrence of orthoclase and microcline in the finnish granites and pegmatites. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1929, № 85, p. 54—58.
481. Eskola P. Rapakiven moroutumisesta. *Terra*, 1930.
482. Eskola P. On the disintegration of rapakivi. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1930, № 92, p. 96—105.
483. Eskola P. On the origin of granitic magmas. — *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1932, Bd. 42, H. 5—6, p. 455—481.
484. Eskola P. Über die Bottenmeerporphyre. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1934, № 104, S. 111.
485. Eskola P. The nature of metasomatism in the processes of granitization. — 18th Intern. Geol. Congr. London, 1948, Rept. 18, p. 1—9.
486. Eskola P. The mica of the moro. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1949, № 144, p. 113—116.
487. Eskola P. Around Pitkäranta. — *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, 1951, ser. A, III. Geol. — Geogr., № 27, 90 p.
488. Eskola P. On the granulite of Lapland. — *Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., pt. 1, p. 133—171.
489. Eskola P. A discussion of domes and granites and ores. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1952, № 157, p. 125—144.
490. Eskola P. About the granite problem and some masters of the study of granite. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1955, № 168, p. 117—130.
491. Eskola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1956, № 172, p. 85—100.
492. Eskola P. On the mineral facies of charnochites. — *J. Madras Univ.*, 1957, v. 27, № 1, p. 101—119.
493. Eskola P. Granititstehung bei Orogenese und Epirogenese. — *Geol. Rundsch.*, 1961, Bd. 50, S 105—123.
494. Eskola P. The Precambrian of Finland. — In.: *The Precambrian*. New York — London — Sydney, Intersci. Publ., 1963. v. 1, p. 145—264, (Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 154—261).
495. Exner Ch. Aufnahmen (1955) im Eruptivgebiet von Eisenkappel (Blatt 213). — *Verh. Geol. BA*, 1956, S. 18—27.
496. Exner Ch. Aufnahmen (1962) im Gebiet von Eisenkappel, ostlich der Vellach (Blatt 213). — *Verh. Geol. BA*, 1963, S. 15—16.
497. Felici M. Observations on granitization and its characteristics in some rocks near Keuruu. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1964, № 212, p. 1—15.
498. Fernando L. J. D. Petrology of certain feldspathised rocks from Herma Ness, Uns, Shetland Islands. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1941, v. 52, pt. 2, p. 110—130.
499. Francis G. H. En engelsk rejse i SydGronland. — *Gronland*, 1958, v. 6, p. 230—240.
500. Frosterus B. Kertomus karttelchteen, № 21, Maarianhamina. — *Suom. geol. tutk.*, 1892. 69 s.

501. Frosterus B., Sederholm J. J. Kertomus karttalehteen, № 17, Finström. — Suom. geol. tutk., 1892, 53 s.
502. Erosterus B. Om en diabas i Föglö i den åländska skärgården. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1893, bd. 15, s. 275—290.
503. Frosterus B. Beskrifning till bergarts kartan. — Geol. översigtskarta öfver Finl., Sec. C 2. St. Michel, 1 : 400 000. Helsinki, 1902. 114 s.
504. Frosterus B. Stgbbyggnaden in südöstra Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1902, № 13, 166 S.
505. Gates R. M. Petrogenic significance of perthite. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1953, v. 52, p. 55—69.
506. Gavelin A. Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland. — Sver. Geol. Unders., 1912, ser. C, № 241. 44 s.
507. Gavelin S. Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1931, bd. 53, h. 2, S. 137—149.
508. Gavelin S. Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. — Sver. Geol. Unders., 1955, ser. Ca, № 37. 296 s.
509. Geijer P. Problems suggested by the igneous rocks of Jotnian and sub-Jotnian age. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1922, bd. 44, h. 1—2, p. 411—443.
510. Geijer P. The Precambrian of Sweden. — In.: The Precambrian. New York — London — Sydney, Intersci. Publ., 1963, v. 1, p. 81—144. (Гейер П. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М. «Мир», 1967, с. 98—153).
511. Goldich S. S. Evolution of central Texas granites. — J. Geology, 1941, v. 49, p. 697—720.
512. Goldsmith J. R., Laves F. The microcline-sanidine stability relations. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1954, № 5, p. 1—19.
513. Goldsmith J. R., Laves F. Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1954, № 6, p. 100—118.
514. Gõñi J. C. O Rapakivi Lavras — Fazidas metalíferas associadas — Lavras do Sul — Rio Grande do Sul — Brasil. — Porto Alegre, Grafica Univ. Rio Grande do Sul, 1961. 117 p. (Esc. Geol. P. Alegre., Bol. 7).
515. Gorbatchov R. The Pre-Cambrian sandstone of Gotska Sandön boring core. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1962, v. 39, № 41. 30 p.
516. Graber H. V. Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Sud-Karnten. — Jb. Geol. Reichsanstalt, 1897, Bd. 47, H. 1, S. 225—294.
517. Graber H. V. Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Sudkarnten. — Mitt. Geol. Fes. Wien, 1929, Bd. 22, S. 25—64.
518. Gradwell R. A note on the rapakivi granite of the Hivesville—Proston district. — Univ. Queensland Papers, Dept. Geol., 1956, v. 4, № 13, p. 3—8.
519. Grantham D. R. The petrology of the Shap granite. — Proc. Geol. Assoc., 1928, v. 39, pt. 3, p. 299—331.
520. Guitard G. Sur la présence de feldspaths à structure «rapakivi» et à inclusions en zone dans les gneiss ceillés du massif de Canigou — Caranca (Pyrénées Orientales). — C. R. Soc. Géol. France, 1963, № 3, p. 82—83.
521. Guitard G., Raguin E., Sabatier G. La simétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales. — Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist., 1960, t. 83, p. 48—56.
522. Gulson B. L., Krogh T. E. Evidence of multiple intrusion, possible resetting of U-Pb ages, and new crystallization of zircons in the post-tectonic intrusions («Rapakivi granites») and gneiss from South Greenland. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, № 1, p. 65—82.
523. Gupta L. N. Petrogenetic significance of the rapakivi structure in the «Central gneisses» of the Dhauladhar Range (Dharmasala). — Bull. Geol. Soc. India, 1967, v. 4, № 4, p. 111—113.

524. Haapala I., Ojanperä P. Triplite and wolframite from a greisen-bordered veinlet in Eurajoki, SW Finland. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1969, № 41, p. 99—105.
525. Haapala I., Ojanperä P. Genthelvit-bearing greisens in southern Finland. — Geol. Surv. Finl. Bull., 1972, № 259. 22 p.
526. Hackman V. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. — Bull. Comm. géol. Finl., 1905, № 15. 143 S.
527. Hackman V. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). — Bull. Comm. géol. Finl., 1934, № 106. 82 S.
528. Harker A. The natural history of igneous rocks. Ld., 1909. 384 p.
529. Harker A., Marr J. E. The Shap granite and the associated igneous and metamorphic rocks. — Quart. J. Geol. Soc. Ld., 1891, v. 47, p. 266—328.
530. Härme M. Kallioperäkartan selitys. Lehti 2042, Karkkila. Summary: Explanation to the map of rocks. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1954. 42 p.
531. Harpum J. R. Granitic and metamorphic associations in Tanganyika. — Intern. Geol. Congr., XXI Ses., 1960. Copenhagen, 1961, pt. 26, p. 42—53.
532. Hausen H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaziala aflagringar. — Fennia, 1912, bd. 32, № 2. 34 s.
533. Hausen H. The North-Bothnian downfold. Stratigraphical and tectonical studies in the sedimentary series between the lower course of the Torne River and the Kivalo ridge (Finland). — Acta Acad. Aboensis, 1936, Math. et Phys., bd. 11, № 5. 87 p.
534. Hausen H. Die Hauptzüge im spalten-tektonischen Bauplan des Schärehofes von Südwesten Finland. — Geol. Rundsch., 1954, Bd. 31, H. 1/2, S. 52—66.
535. Hausen H. Geologisk beskrivning över Landskapet Åland. — Skrifter utgivna av Ålands Kulturstiftelse, 1964, bd. IV. 196 s.
536. Hawkes J. Rapakivi texture in the Dartmoor granite. — Proc. Ussher Soc., 1967, v. 1, pt. 6, p. 270—272.
537. Hedström H. Studier över bergarter från morän vid Visby. — Sver. Geol. Unders., 1894, ser C, № 139. 28 s.
538. Hietanen A. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1943, № 130. 105 S.
539. Hjärne U. En kort Anledning till Åtskillige Malmoch Bergarters, Minerals etc. efterspörande och angifvande. Stockholm, 1694.
540. Hilgenberg O. C. Vom wachsenden Erdball. Berlin, 1933. 56 S.
541. Hjelmqvist S. Berggrunden. — In: Hjelmqvist S., Lundqvist G. Beskrivning till kartbladet Säter. Stockholm, 1953, p. 9—47. (Sver. Geol. Unders., ser. Aa, № 194).
542. Hjelmqvist S. On the occurrence of ignimbrit in the pre-Cambrian. — Sver. Geol. Unders., 1956, ser. C, № 542. 12 p.
543. Hjelmqvist S. Översikt över Dalarnas berggrund. — In: Excursion Guide, VII Nordiska Geologmötet, Stockholm, Excursion B1, Stencil. 1958.
544. Hjelmqvist S. The relation between diabase, granite and porphyry at Bullberget in Dalarna, Central Sweden. A proof of magmatic granite formation. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1961, Bd. 40, p. 69—80.
545. Hjelmqvist S. Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. — Sver. Geol. Unders., 1966, Ser. Ca, № 40.
546. Hoefs J., Epstein S. O^{18}/O^{16} ratios of mineral from migmatites, rapakivi granites and orbicular rocks. — Lithos, 1969, v. 2, № 1, p. 1—8.
547. Hofmann E. Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat bis Abo. — Beitr. Kenntnis des russischen Reiches, herausgegeben von v. Bauer und v. Helmersen. St.-Petersburg, 1841, Bd. 4. S. 47—142.

548. H ö g b o m A. G. Om Ragundadalens geologi. — Sver. Geol. Unders., 1899, Ser. C, № 182. 121 s.
549. H ö g b o m A. G. The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrä. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1909, Bd. 31, H. B., p. 347—375.
550. H ö g b o m A. G. Precambrian geology of Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1910, v. 10, p. 1—80.
551. H ö g b o m A. G. Fennoscandia (Norwegen, Schweden, Finnland). — Handbuch region. Geologie, 1913, Bd. 4, № 3. 197 S.
552. H ö g b o m A. G. Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen; eine Studie über mittelschwedische Verwerfungsbreccien. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1916, v. 13, № 2, S. 391—408.
553. H ö g b o m A. Diskussionsin med anlednig av föredrag av H. von Eckermann över «Loosfältets geologiska byggnad». — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1933, bd. 55, h. 4, s. 657.
554. H ö g b o m A. G. Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. — Sver. Geol. Unders., 1937, ser C, № 389. 122 s.
555. H o l m b e r g H. J. Materialier till Finlands geognosi. — Bidrag till Finlands naturkännedom, etnografi och statistik, utgifna af Finska Vetenskapsocieteten, 1858, h. 4, 254 s.
556. H o l m q u i s t P. J. Om Rödömråders rapakivi och gånbergarter. — Sver. Geol. Unders., 1899, Ser. C, № 181. 118 s.
557. H o l m q u i s t P. J. Rapakivistruktur och granitstruktur. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1901, Bd. 23, S. 150—162.
558. H o l m q u i s t P. J. Studien über die Granite von Schweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1904, № 7, S. 77—269.
559. H o l m q u i s t P. J. Von den chemischen Zusammensetzung der Kalifeldspate des Wiborger Rapakivis und über die Deutung desselben. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1939, Bd. 61, S. 157—167.
560. H o l t e d a h l O. Engerdalen. — Norg. Geol. Unders., 1921, № 89. 74 s.
561. H o l t e d a h l O. Norges geologi. — Norg. Geol. Unders., 1953, № 164, bd. 1. 583 s.
562. H o l t e d a h l O. Geology of Norway. — Norg. Geol. Unders., 1960, № 208. 540 p.
563. H s u K. J. Isostasy, crustal thinning mantle changes, and the disappearance of ancient land masses. — Amer. J. Sci., 1965, v. 263, № 2, p. 97—109.
564. H u b b a r d F. H. Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S. W. Nigeria. — Amer. Mineral., 1965, v. 50, № 11—12, p. 2040—2051.
565. H u t c h i n s o n R. M. Statistical study of texture of Enchanteg Rock pluton, south-western Llano County, Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull. 1952, v. 63, № 12, pt. 2., p. 1266.
566. H u t c h i n s o n R. M. Petrology of Enchanted Rock pluton, Llano and Gillespie Counties, Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, v. 64, № 12, pt. 2, p. 1438.
567. H u t c h i n s o n R. M., J a f f e H. W., G o t t f r i e d D. Magmatic trends and absolute age determinations of precambrian intrusives of central Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, v. 65, № 12, pt. 2, p. 1266.
568. H u t c h i n s o n R. M. Structure and petrology of Enchanted Rock batholith, Llano and Gillespie Counties, Texas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, № 6, p. 763—806.
569. J a e g e r J. C. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. — Amer. J. Sci., 1957, v. 255, p. 306—318.
570. J a m e s R. S., H a m i l t o n D. L. Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — SiO_2 at 1 kilobar vapour pressure. — Contr. Mineral. and Petrol., 1969, v. 24, p. 111—141.
571. J e s s e n A. Geologiske lagtagelser. — In: Moltke C. Opmaslings-

- expeditionen til Julianehaabs—distrikt 1894. 1896, Bd. 16, s. 123—169. (Meddr. Gronland, Bd. 16).
572. Juskowiak O. Plutonic rocks of north-eastern Poland. — Biul. Inst. geol., 1971, t. 245, p. 7—163.
573. Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Jotnian in north-eastern Poland. — Biul. Inst. Geol., 1967, t. 197, p. 23—66.
574. Kahma A. On contact phenomena of the Satakunta diabase. — Bull. Comm. géol. Finl., 1954, № 152, 84 p.
575. Kahma A. On K—A age determinations of some Finnish granites and gneisses. Abstract. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1956, bd. 36, h. 2, p. 78.
576. Kaitaro S. Geologic structure of the late pre-Cambrian intrusives in the Ava area, Åland Islands. — Bull. Comm. géol. Finl., 1953, № 162, 71 p.
577. Kaitaro S. On central complexes with radial lamprophiric dikes. — Bull. Comm. géol. Finl., 1956, № 172, p. 55—65.
578. Kanerva I. Über das Rapakivigebiet von Vehmaa im südwestlichen Finnland. — Fennia, 1928, v. 50, № 40, 25 S.
579. Kanwar R. C., Pande I. C. On the occurrence of rapakivi structure in the Chor granites, H. P., India. — Res. Bull. Panjab Univ., 1968, v. 19, pt. 1—2, p. 245—246.
580. Katz H. R., Waterhouse B. C. Geological reconnaissance of the Scott Glacier area, south-eastern Queen Maud Range, Antarctica. — N. Z. Geol. and Geophys., 1970, v. 13, № 4, p. 1030—1037.
581. Keppel D. Concentric patterns in the granites of the Llano-Burnet region, Texas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1940, № 51, p. 971—1000.
582. King B. C. The nature of basic igneous rocks and their relations with associated acid rocks. Pt. II. — Sci. Progr., 1963, v. 51, № 202, p. 259—275.
583. Klosterman J. B. Ring-structures in the Oriente e Massangana granite complexes, Rondonia, Brasil. — Engenh., miner. e metalurgia, v. 45, № 266, p. 73—77.
584. Knutsen H., Eberlin P. Om de geologiske forhold i Dansk ostgronland. — Meddr Gronland, 1889, bd. 9, s. 235—270.
585. Kornfält K.-A. X-ray and optical observations on the K-feldspars from the Ragunda area, Central Sweden. — Sver. Geol. Unders., 1969, ser. C, № 636, 33 p.
586. Kouvo O. Radioactive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. — Bull. Comm. géol. Finl., 1958, № 182, 70 p.
587. Kouvo O. Kallioperämme ikäsuhteista. — Geologi, 1964, v. 16, № 2, p. 1—2.
588. Kouvo O., Kulp J. L. Isotopic composition of Finnish galeas. — Geochronology of Rock Systems. N. Y., 1961, p. 476—491. (Ann. N. Y. Acad. Sci., v. 91). (Ковво О., Калп Дж. Л. Изотопный состав свинца галенитов Финляндии. — В кн.: Вопр. геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 306—326).
589. Kouvo O., Simonen A. Tectonic units and geochronology of the Baltic shield. — Abstracts papers conf. held Dep. Geology, Univ. Alberta, 1967, p. 55—56.
590. Kranck E. H. A Stereogram Suursaari (Hogland). — Fennia, 1928, v. 50, № 18, 8 p.
591. Kranck E. H. Hoglands berggrund. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1929, Bd. 51, S. 173—198.
592. Kranck E. H. On turjaite and the ijolite stem of Turja, Kola. — Fennia, 1928, v. 51, № 5, 104 p.
593. Kranck E. H. The tectonic position of the anortosites of eastern Canada. — Bull. Comm. géol. Finl., 1961, № 196, p. 299—320.
594. Kranck E. H. Anorthosite and rapakivi. — Geologi, Helsinki, 1967, v. 19, № 8, p. 93—94.
595. Kranck E. H. Anortosites and rapakivi, magmas from the lower

crust. — In: Origin of anorthosite and related rocks. N. Y. State Mus. and Sci. Serv., Albany, N. Y., 1968, Mem. 18, p. 93—97.

596. K r a n c k E. H., M c q u a i g I. A. Experimental studies of reomorphism. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, v. 64, № 12, pt. 2, p. 1446.

597. K r a n c k E. H., O j a R. V. Experimental studies of anatexis. — 21th Intern. Geol. Congr., Copenhagen, 1960, Rept., Ses. Norden, pt. 14, p. 16—29.

598. L a c r o i x A. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. — Bull. Serv. géol. Indochine, 1933, t. 20, № 3. 199 p.

599. L a i t a k a r i A. Über das jothische Gebiet von Satakunta. — Fennia, 1925, v. 45, № 8. 43 S.

600. L a i t a k a r i A. Palingenese am Kontakt des postjotnischen Olivindiabases. — Fennia, 1928, v. 50, № 35. 25 S.

601. L a i t a k a r i I., S i m o n e n A. Kallioperäkarta. Lehti 3022, Lapinjärvi. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1962.

602. L a i t a k a r i I., S i m o n e n A. Kallioperäkartan selites. Lehti 3022, Lapinjärvi. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1963. 46 p.

603. L a i t a l a M. Kallioperäkarta. Lehti 3021, Porvoo. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1964.

604. L a i t a l a H. Kallioperäkarta. Lehti 3021, Pellinki. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1965.

605. L a u r e n L. En djupmodel av rapakivimassivet i SE Finland beräknad ur tyngdkraftsdata. — Geologi, 1968, № 6, s. 89—91.

606. L a u r e n L. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Jotnian sandstone in southern Finland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1970, v. 92, p. 21—34.

607. L e h i j a r v i M. Kallioperäkarta. Lehti 3111, Lahti. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1964.

608. L e h i j a r v i M., T y r v a i n e n A. Kallioperäkarta. Lehti 3114, Vuohijärvi. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1969.

609. L e h i j a r v i M., L o n k a A. The hornblende rapakivi dike of Jaala-Iitti. — Bull. Comm. géol. Finl., 1964, № 215, p. 127—141.

610. L i P u. Geochronological data by the K-Ar dating method. — Sci. Sinica, 1965, v. 14, № 11, p. 1663—1672.

611. L j u n g g r e n P. The region of Hälia in Dalecarlia, Sweden. — Skrifter från mineralogisk- och paleontologisk — geologiska institutionerna Lund, 1954, № 19. 141 p.

612. L o k k a L. Contributions to the knowledge of the chemistry of the radioactive minerals of Finland. — Bull. Comm. géol. Finl. 1950, № 149. 76 p.

613. L o k k a L. Chemical analyses of Finnish rocks. — Bull. Comm. géol. Finl., 1950, № 151. 75 p.

614. L o n k a A. Jaalan-Iitin sarvivälkerapakivi ja ympäröivät kivilajit. — Käsi kirjoitus Helsingin yliopiston geologian laitoksessa, 1957.

615. L o y W. Intrusion d'une phase lamprophyrique entre deux phases granitiques dans le batholite de Trégastel (Côtes-du-Nord, Bretagne). — C. R. Acad. Sci., Paris, 1967, t. 264, ser. D, № 19, p. 2265—2267.

616. L u n d b e r g B. Granite intrusion in the Dal Group, Central Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1973, v. 95, pt. 1, № 552, p. 113—119.

617. L u n d b o h m H. Berggrunden inom Vesternorrlands län. — Sver. Geol. Unders., 1899, ser. C, № 177. 60 S.

618. L u n d e g ä r d h P. H. Hamrångesyklinales ytbergarter och deras metasomatiska omvandling. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1956, bd. 78, s. 329—344.

619. L u n d q v i s t Th. Precambrian geology of the Los-Hamra region, Central Sweden. — Sver. Geol. Unders., 1968, ser. Ba, № 23. 256 p.

620. M a c C o l l R. S. Geochemical and structural studies in batholithic

rocks in southern California. Pt. 1. Structural geology of Rattlesnake Mountain pluton. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, № 9, p. 805—822.

621. Magnusson N. H. Age determinations of Swedish Precambrian rocks. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1960, v. 82, h. 4, p. 407—432.

622. Magnusson N. H. The Swedish Precambrian outside the Caledonian Mountain Chain. — In: Magnusson N. H., Thorslund P., Brotzen F., Asklund B., Kulling O. Description to accompany the map Pre-Quaternary rocks of Sweden. Stockholm, 1960, p. 5—66. (Sver. Geol. Unders., ser. Ba, № 16).

623. Magnusson N. H. De jotniska och subjotniska bergarternas åldersställning. — Geol. Fören Stockholm Förhandl., 1964, bd. 86, h. 1, № 516, s. 28—32.

624. Magnusson N. H. Pre-Cambrian history Sweden. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1965, v. 121, pt. 1, № 481, p. 1—30.

625. Makinen E. Über die Alkalifeldspate. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1917, Bd. 39, S. 121—184.

626. Marmo V. On granites. — Bull. Comm. géol. Finl., 1962, № 201, p. 3—77.

627. Marmo V. Die Bedeutung der Beschaffenheit des Kalifeldspats für das Granitproblem. — Geol. Rundsch., 1963, Bd. 52, H. 1, S. 13—23.

628. Marmo V. Granite petrology and the granite problem. — Amsterdam, London, New York, 1971. 144 p.

629. Marmo V., Siivola J. On the barium-content of some granites of Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1966, № 222, p. 169—172.

630. Marmo V., Hytönen K., Vormaa A. On the occurrence of potash feldspars of inferior triclincity within the precambrian rocks in Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1963, № 212, p. 51—78.

631. Martin N. R. The structure of the granite massif of Flamanville, Manche, north-west France. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1952, v. 108, № 432, p. 311—342.

632. Mehnert K. R. Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam-London-New York, 1968. (Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 329 с.).

633. Mendelejew D. Chemische Analyse des Orthits aus Finland. — Verhandl. der russisch-keiserlichen Mineral. Ges. St.-Petersburg, 1854, S. 234—239.

634. Meriläinen K. Kallioperäkartta. Lehti 4112—4111, Imatra. — Suomen geol. kartta, 1:100 000, 1966.

635. Miccola E. Ueber den Nattanengranit im finnischen Lapplande. — Fennia, 1928, v. 50, № 12, 22 S.

636. Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. — Ann. Soc. Géol. Belgique, 1956, t. 80, № 11, p. 19—59.

637. Michot P. Un nouveau type d'association anorthosite-norite dans la catazone norvégienne (Egersund). — Ann. Soc. Géol. Belgique, 1957, t. 80, № 7, p. 450—461.

638. Moberg K. A. Kertomus karttalehteen, № 27, Hamina. — Suomen geol. tutk., 1895, 32 S.

639. Morse S. A. The Kiglapait layered intrusion. Layered intrusion, Labrador. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, № 112. 146 p.

640. Morse S. A. Layered intrusions and anorthosite genesis. — In: Origin of anorthosite and related rocks. Albany, N. Y., 1968, p. 175—187. (N. Y. State Mus. and Sci. Serv., Mem. 18).

641. Neuvonen R. J. Rapakivi kalimaasälvistä (on the potash feldspar of rapakivi). — Geologi, 1957, № 2, p. 9—10.

642. Neuvonen K. J. Paleomagnetism of the dike systems in Finland. V. Remanent magnetization of the Äva intrusives. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1970, № 42, p. 101—107.

643. Neuvonen K. J., Grundstrom L. Paleomagnetism of the dike systems in Finland. IV. Remanent magnetization of the dolerite and related dikes in the Åland archipelago. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1969, № 41, p. 57—63.

644. Niggli P. Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, 1923. 602 S.
645. Noe-Nygaard A. The Precambrian of Denmark. — In: The Precambrian. New York — London — Sydney, Intern. Publ., 1963, v. 1, p. 1—26. (Ню-Нюгард А. Докембрий Дании. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 25—46).
646. Nordenskiöld A. E. Beskrifning öfver de i Finland funna Mineralier. Helsingfors, 1855, S. 131—139.
647. Nordenskiöld O. Ueber archaische Ergussgesteine aus Småland. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1894, v. 1, № 10, s. 133—153.
648. Ödman O. H. R. Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. — Sver. Geol. Unders., 1957, Ser. Ca, № 41. 151 s.
649. Pawar K. B., Pandey I. C. Rapakivi structure in the granitic rocks of Almora, India. — Curr. Sci., 1966, v. 35, № 20, p. 519—520.
650. Persson L. Precambrian rocks and tectonic structures of an area in northeastern Småland, southern Sweden. — Sver. Geol. Unders., 1974, ser. C, № 173. 55 p.
651. Persoz F. Evolution plutonique et structure de la presqu'île d' Akuliaruseq, Groenland méridional. København, 1969. 202 p. (Gronl. Geol. Unders. Bull., № 72; also: Meddr. Gronl., bd. 175, № 3).
652. Pesonen U. Relative Bestimmungen der Schwerkraft in Finnland in den Jahren 1926—1929. — Veröffentl. Finn. Geodat. Inst., 1930, № 13. 168 S.
653. Phillips E. R. The rapakivi texture in an adamellite from the New England batholith, New South Wales. — Proc. Roy. Soc. Queensl., 1971 (1972), v. 83, p. 89—96.
654. Philpotts A. R. Origin of the anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec. — J. Petrol., 1966, v. 7, № 1, p. 1—64.
655. Pipping F. Rapakivi massivet i Suomenniemi. — Käsikirjoitus Helsingin yliopiston geologian laitoksessa, 1956.
656. Popoff B. Mikroskopische Studien am Rapakivi des Wiborger Verbreitungsgebietes. — Fennia, 1928, v. 50, № 34. 42 S.
657. Progress report on age dating in the Northern Guayana shield. — Abs. geochronology and isotope geology, 1974, № 10, p. 10.
658. Ramsay W. Om de arkaiska bildningarna i nordöstra delen af Jaala socken. — Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk, 1887, h. 44, s. 33—57.
659. Ramsay W. Om Hoglands geologiska byggnad. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1890, № 12, H. 6, S. 471—490.
660. Ramsay W. Ueber die Geologie der praecambrischen und arhäischen Bildungen in Olonetz-Karelien. — In: Förhandl. vid Nord. Naturforskare-och Läkaremötet i Helsingfors, 1903, IV, Sekt. geol. och mineral., S. 24—26.
661. Rankama K. The niobium and tantalum content of three Finnish Archaean granites. — Bull. Comm. géol. Finl., 1943, № 128, p. 34—39.
662. Rankama K. On the geochemistry of tantalum. — Bull. Comm. géol. Finl., 1944, № 133. 78 p.
663. Rankama K. On the geochemistry of niobium. — Ann. Acad. Sci. Fenn., 1948, ser. A, III. Geol.-Geogr., № 13. 57 p.
664. Rankama K. K., Sahama T. G. Geochemistry. Chicago., 1950. 912 p.
665. Read H. H. Meditations on granite. — Proc. Geol. Assoc., 1943, Pt. One, v. 54, p. 64—85; 1944, pt. Two, v. 55, p. 45—93. (Рид Х. Размышления о граните. — В кн.: Пробл. образования гранитов, М., 1949, с. 15—113).
666. Read H. H. Granites and granites. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1948, v. 28, p. 1—19. (Рид Х. Граниты и граниты. — В кн.: Пробл. образования гранитов, М., 1950, с. 306—337.)
667. Read H. H. The Granite controversy. London, 1957. 430 p.
668. Reusch H. Fra Trysil. — Norg. Geol. Unders., 1914, № 68, s. 1—23.

669. Richter W. Die Feldspate des Granites von Eisenkappel (Karnten) und seines Randporphyres. — *Tscherm. Mineral. und Petrograph. Mitt.*, 1966, Bd. 11, H. 3—4, S. 439—458.
670. Roberts J. L. The intrusion of magma into brittle rocks. — In: *Mechanism of igneous intrusion. Liverpool*, 1970, p. 287—338. (Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы. — В кн: Механизм интрузии магмы. М., «Мир», 1972, с. 280—288.)
671. Rutten M. G. The Siljan ring of Paleozoic, Central Sweden: a posthumous ring-complex of a late Pre-cambrian Dala porphyries caldera. — *Geol. Mijubok*, 1966, v. 45, № 5, p. 125—136.
672. Ryka W. On structure and stratigraphy of crystalline basement in North-Eastern Poland. — *Kwart. geol.*, 1964, t. 8, № 1, p. 42—59.
673. Sahama Th. G. On the chemistry of the East Fennoscandian rapakivi granites. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1945, № 136, p. 15—67.
674. Sahama Th. G. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki, Salmi area. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1947, № 140, p. 159—162.
675. Saksela M. Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. — *Bull. Comm. géol., Finl.*, 1951, № 154, S. 181—231.
676. Sandrea A. Contribution à la lithologie de la Côte Nord de la Bretagne: de l'île de Sieck à la baie de Perros. — *Bull. Serv. Carte géol. France*, 1958, t. 56, № 258, p. 505—618.
677. Savolahti A. Heinolan — Mäntyharjun — Jaalan labradori-kivi — ja rapakivialueeen geologiasta. — *Käsikirjoitus Helsingin yliopiston geologian laitoksessa*, 1951.
678. Savolahti A. On the petrology of the Ahvenisto massif. Helsinki, 1956.
679. Savolahti A. The Ahvenisto massif in Finland. The age of the surrounding gabbro-anorthosite complex and the crystallisation of rapakivi. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1956, № 174, 96 p.
680. Savolahti A. Rapakivistä. — *Geologi*, 1958, № 8, p. 65—67.
681. Savolahti A. Kokeellinen tutkimus graniitit ja rapakivi. — *Geologi*, 1959, v. 11, № 6, p. 53—56.
682. Savolahti A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1962, № 204, p. 33—111.
683. Schermerhorn L. J. G. The granites of Trancose (Portugal). — *Amer. J. Sci.*, 1956, № 254, p. 329—348.
684. Sederholm J. J. Från Ålandsrapakivins västra gräns. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 1890, bd. 12, h. 4, s. 460—470.
685. Sederholm J. J. Über die finnländischen Rapakivigesteine. — *Tschermack's Mineral. und Petrogr. Mitteil.*, 1891, Bd. 12, S. 1—31.
686. Sederholm J. J. Sind die Rapakivimassive als Lakkolithe oder Massenergüsse zu deuten? — *Mitt. aus d. naturwissenschaftlichen Verein für Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald*, 1892, № 24, S. 1—10.
687. Sederholm J. J. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoscandia. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1907, № 23, 110 p.
688. Sederholm J. J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1899, № 6, 254 p.
689. Sederholm J. J. On synantetic minerals and related phenomena. — *Bull. Comm. géol. Finl.*, 1916, № 48, 148 p.
690. Sederholm J. J. Ladogium redivivum — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 1916, bd. 38, h. 1, № 309, p. 25—65.
691. Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Pt. 1. The Pelling region. — *Bull. Comm. géol., Finl.*, 1923, № 58, 153 p.
692. Sederholm J. J. Granit-gneisproblemen belysta genom iakttagelser i Åbo-Ålands skärgård. I. Nya rön om rapakivi-bergarter. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 1924, bd. 46, S. 129—153.

693. Sederholm J. J. Om de jootniska och s. k. subjotniska dergartena. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1927, bd. 49, S. 397.
694. Sederholm J. J. On orbicular granite, spotted and nodular granites etc. and on the rapakivi texture. — Bull. Comm. géol. Finl., 1928, № 83. 105 p.
695. Sederholm J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory note to accompany a general geological map of Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1930, № 91. 47 p.
696. Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the pre-Cambrian. — Bull. Comm. géol. Finl., 1932, № 98. 30 p.
697. Sederholm J. J. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Pt. 3. The Åland Islands. — Bull. Comm. géol. Finl., 1934, № 107. 68 p.
698. Segeth. Ueber den Labradorbestein bei Kijew'. — Bull. Sci. Acad. Sci. St.-Petersb., 1840, t. 7, № 1—3, S. 25—28.
699. Simonen A. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic territory of south-western Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1948, № 141. 18 p.
700. Simonen A. On the petrology of the Aulanko area in south-western Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1948, № 143. 66 p.
701. Simonen A. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1960, № 189. 101 p.
702. Simonen A. 1960. Pre-Quaternary rocks in Finland. — Bull. Comm. géol., Finl., 1960, № 191. 49 p.
703. Simonen A. Feldspar-equilibrium temperature of some Finnish rocks. — Bull. Comm. géol. Finl., 1961, № 196, p. 367—370.
704. Simonen A. Olivine from rapakivi. — Bull. Comm. géol. Finl., 1961, № 196, p. 371—376.
705. Simonen A. Kallioperäkartta. Lehti 3024, Karhula. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1965.
706. Simonen A., Kouvo O. Sandstons in Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1955, № 168, p. 57—88.
707. Simonen A., Laitala M. Kallioperäkartta. Lehti 3032 + 3014, Kotka. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1970.
708. Simonen A., Laitala M. Kallioperäkartta. Lehti 3014, Haapsaari. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1972.
709. Simonen A., Lehtijärvi M. Kallioperäkartta. Lehti 3113, Kouvola. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1963.
710. Simonen A., Tyräinen A. Kallioperäkartta, Lehti 3132, Savitaipale. — Suomen geol. kartta, 1 : 100 000. 1965.
711. Simonen A., Vormaa A. Amphibole and biotite from rapakivi. — Bull. Comm. géol. Finl., № 238, 1969. 28 p.
712. Sobral J. M. Contributions to the geology of the Nordingra region, Northern Sweden. Upsala, 1913.
713. Speer J. A., Ribble P. H. The feldspars of the Kiglapait intrusion, Labrador. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A., p. 468—478.
714. Stewart D. B. Rapakivi granite from eastern Penobscot Bay, Maine. — XX Congr. Geol. Intern., Mexico, Res., 1956, Sec. 11A, p. 202—203.
715. Stewart D. B. Rapakivi texture. — Carnegie Inst. Wash. Year-Book, 1956, v. 55, p. 194—195.
716. Stewart D. B., Roseboom E. H. Lower temperature terminations of the three-phase region plagioclase-alkali feldsparliquid. — J. Petrol., 1962, v. 3, № 2, p. 280—315.
717. Struve H. Die Alexandersäule und der Rapakivi. Ein Beitrag zur näheren Kenntnis des finnländischen Granites. — Mem. Acad. Sci. SPb., 1863, 7 ser., bd. 6, № 4, S. 1—48.
718. Svensson N.-B. Shatter cones from the Siljan structure, Central Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1973, v. 95, pt. 1, № 552, p. 139—143.
719. Swedmark E. Geologiska meddelanden från resor i Dalarne

och Helsingland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1891, bd. 13, s. 175—215.

720. S y l o w P. Meddr Cronland, 1883, bd. 6, p. 178—180. (In: Holm G. F. Geographisk Undersøgelse af Gronlands sydligste del.).

721. S y l v e s t e r A. G. Observations on mantled potash feldspars from the Yradal granitic pluton, Telemark, Norway. — Norsk Geol. Tidsskr., 1962, bd. 42, 2. Halbbind., R. 4, p. 600—606.

722. S y l v e s t e r A. G. The Precambrian rocks of the Telemark area in south Central Norway. III. Geology of the Yradal granite. — Norsk Geol. Tidsskr., 1964, bd. 44, R. 4, p. 445—482.

723. T e l l e r F. Erläuterungen zur Spezialkarte Eisenkappel und Kanker. Wien, 1898.

724. T e r z a g h i R. D. The rapakivi of Head Harbor Island, Maine. — Amer. Mineral., 1940, v. 25, № 2, p. 111—122.

725. T h o m a s H. H., C a m p b e l l - S m i t h W. Xenolits of igneous origin in the Trégastel — Ploumanach granite, Côtes-du-Nord, France. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1932, v. 88, p. 274—296.

726. T h o r s l u n d P. Djupborrningen på Gotska Sandön. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1958, bd. 80, h. 2, № 493, s. 190—197.

727. T i g e r s t e d t A. F. Beskrifning af de geologiska formationerna i sydöstra delen af Enare samt nordöstra delen af Sodankylä. — Tjenstförrättande Bergintendentens underdaniga berättelse för år 1882, 1884.

728. T i g e r s t e d t A. F. Eine eigenthümliche Abweichung der Magnetadel beobachtet im Rapakivigebiet bei Wiborg. — Fennia, 1892. v. 5, № 5, S. 1—6.

729. T i l a s D. Tanckar om Malmletande, i anledning af Löse graste-nar. — Kongl. Sv. Vetenskaps—Akad. Handl., 1739—1740, bd. 1, s. 190—193.

730. T ö r n e b o h m A. E. Karakteristik af bergartsprof, insamlade af den svenska expeditionen till Grönland år 1883. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1886, bd. 8, h. 5, № 103, s. 431—441.

731. T ö r n e b o h m A. E. Om Pitkäranta mulmfeld och dese amfi-gifningar. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1891, bd. 13, h. 4, № 137, s. 313—334.

732. T ö r n e b o h m A. E. Grunddragen af det centrala Skandina-viens bergbyggnad. — Kongl. Sv. Vetenskaps—Akad. Handl., 1896, bd. 28, № 5. 212 s.

733. T o u r e t J. Geological studies in the region of Vegårshei — Gjerstad. — Norg. Geol. Unders., 1962, № 215, p. 120—139.

734. T o u r e t J. Sur la coexistence de microcline et d'orthose dans certains gneiss oeilles de la région de Vegårshei (Norvege meridionale). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1963, t. 256, p. 2885—2888.

735. T o u r e t J. Les gneiss oeilles de la région de Vegårshei — Gjerstad (Norvege meridionale). I. Étude petrographique. — Norsk Geol. Tidsskr., 1967, bd. 47, h. 2, p. 131—147.

736. T o u r e t J. Les gneiss oeilles de la région de Vegårshei — Gjerstad (Norvege meridionale). II. L'indice de triclinisme des feldspaths potassiques. — Norsk Geol. Tidsskr., 1967, bd. 47, h. 3, p. 275—281.

737. T r u s t e d t O. Die Erzlagertstätten von Pitkätanta am Ladoga-See. — Bull. Comm. géol. Finl., 1907, № 19. 333 S.

738. T s c h e r n y s c h o w T h. A partir de la ville d'Oufa jusqu'au versant oriental de l'Oural. — Guide excurs. VII Congr. Géol. Intern., liv. 3. St. Petersburg, 1897. 40 p.

739. T u o m i n e n H. V., A a r n i s a l o J., S o d e r h o l m B. Tectonic patterns in the central Baltic shield. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1973, № 45, pt. 2, p. 205—217.

740. T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. Igneous and metamorphic petrology. New York, 1951, 1960. 694 p. (Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петро.

логия известных и метаморфических пород. М., 1961, 592 с.).

741. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74, 153 p.
742. Väyrynen H. Suomen kallioperä. Helsinki, 1954, 260 s. (Вяйрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959, 246 с.).
743. Vogt J. H. L. Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. — Tschermack's Mineral. Petrogr. Mitt., 1906, № 215, S. 361—412.
744. Volborth A. Zwei Apophyllitfunde in Ihalainen und pyterlahti, (SE-Finland). — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1953, bd. 75, № 3, S. 360—366.
745. Volborth A. Rapakivi-type Precambrian granites from Gold Butte, Nevada. Abstract. — 21 st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, Rept., 1960, p. 126—127.
746. Volborth A. Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, v. 73, p. 813—831.
747. Vormaa A. A new apophyllite occurrence in the Viipuri rapakivi area. — Bull. Comm. géol. Finl., 1961, № 196, p. 399—404.
748. Vormaa A. Kallioperäkarta. Lehti 3134, Lappeenranta. — Suomen geol. kartta, 1:100 000. 1964.
749. Vormaa A. Kallioperäkarten selitys. Lehti 3134, Lappeenranta. — Suomen geol. kartta, 1:100 000. 1965, 72 p.
750. Vormaa A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. — Bull. Comm. géol. Finl., 1971, № 246, 72 p.
751. Vormaa A. On the contact aureole of the Wiborg rapakivi granite massif in southeastern Finland. — Geol. Surv. Finl. Bull., 1972, № 255, 28 p.
752. Wahl W. Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes. — Fennia, 1925, v. 45, № 20, 127 S.
753. Wahl W. Om granitgrupperna och bergsked jeveckhingarna i Sverige och Finland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1936, bd. 58, h. 1, № 404, s. 90—101.
754. Wahl W. Några iakttagelser från Wiborgs-rapakiviområdets södra gränsgebit. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1938, bd. 60, H. 1, S. 88—96.
755. Wahl W. A composite lava flow from Luonatorkorkia, Hogland. — Bull. Comm. géol., Finl. 1947, № 140, p. 287—302.
756. Walton M. The emplacement of «Granite». — Amer. J. Sci. 1955, v. 253, № 1, p. 1—18.
757. Watt W. S. Textural and field relationships of basement granite rocks. Quersuarssuk, South Greenland. København, 1965, 34 p. (Gronl. Geol. Unders Bull., № 54; also: Meddr. Gronl., bd. 179, № 8).
758. Wegmann C. E. Geological investigations in Southern Greenland. Pt. 1. On the structural divisions of Southern Greenland. — Meddr Gronl., 1938, bd. 113, № 2, 148 p.
759. Wegmann C. E. Übersicht über die Geologie Südgrönlands. — Mitt. naturf. Ges. Schallh. (Schweiz), 1939, bd. 16, S. 188—212.
760. Welin E. Two occurrences of uranium in Sweden — the Los cobalt deposit and the iron ores of the Västervik area. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1966, v. 87, p. 492—508.
761. Welin E. The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1966, v. 88, pt. 1, № 524, p. 29—33.
762. Welin E. Uranium mineralisation and age relationships in the Precambrian rocks of Central and southeastern Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1966, v. 88, p. 34—67.
763. Welin E. Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige—En preliminär diskussion. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1970, v. 92, pt. 4, № 543, s. 433—451. (Велин Э. Свекофенская складчатая область в Северной Швеции. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 53—60.)

764. Welin E., Blomqvist G. Age measurements on radioactive minerals from Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1964, bd. 86, p. 33—50.

765. Welin E., Lundqvist Th. New Rb-Sr age data for the sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1970, v. 92, pt. 1, № 540, p. 35—39.

766. Welin E., Blomqvist G., Parvel A. Rb-Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1966, v. 88, pt. 1, № 524, p. 19—28.

767. Weller E. P. Minor intrusives associated with the Nain anorthosite. — In: Origin of anorthosite and related rocks. Albany, New York, 1968, p. 189—206. (New York State Mus. and Sci. Serv., Mem. 18.)

768. Wells A. K., Wooldridge S. W. The rock group of Jersey, with special reference to intrusive phenomena. — Proc. Geol. Assoc., 1931, v. 42, pt. 2, p. 178—215.

769. Wiik F. J. Geognostiska iakttagelser under en resa i sydvästra Finland. — Bidrag till kännedom af Finnlands natur och folk, utgivna af Finska Vetenskaps-Societeten, 1867, h. 11, s. 59—87.

770. Wiik F. J. Öfverblick af södra Finlands geologi. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1874—1875, bd. 2, № 7, s. 189—196; № 8, s. 228—236.

771. Wiklander U. Precambrian petrology, geochemistry and age relations of northeastern Blekinge, southeastern Sweden. — Sver. Geol. Unders., 1974, ser. C, № 704. 142 p.

772. Winterhalter B. On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1972, № 258. 66 p.

773. Wolf F. Das Präkambrium Finnlands. — Geol. Rundsch., 1932, Bd. 23, S. 89—122.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
I. Состоящие проблемы	5
Краткая история исследований	—
Гипотезы о генезисе рапакиви	7
Рапакиви и апортозиты	9
Форма и механизм формирования массивов	10
Геофизические данные	11
Тектоническая позиция и структурная приуроченность массивов	13
Возрастное положение	—
Полезные ископаемые	14
Парапороды с маргинационными структурами	—
II. Методология исследований	15
Основные понятия и термины	—
Методика структурного анализа гранитоидных комплексов	18
Критерии оценки объема формации	20
III. Кинематика земной коры, структурная локализация вулканоплутонизма и осадконакопления на сублатформенной стадии эволюции земной коры в среднем протерозое	22
Тектонический план сублатформенных орогенных зон	23
Балтийский кратон	27
Южно-Русский кратон	52
Тектонические условия осадконакопления и морфология тектонических структур	56
Направленность тангенциальных стрессов при формировании мегакольцевых структур	60
Пространственная связь субиотнических и иотнических образований	—
IV. Внутренняя структура и механизм формирования комплексов	62
Массивы Арагубский, Большой Урагубский, Кядельявр и Лебяжка	63
Умбский массив	71
Салминский, Свирьский и Улелегский массивы	77
Выборгский массив	82
Массив Ахвенисто (Ahvenisto)	93

Массив Вехмаа (Vehmaa)	95
Массив Эурайоки (Eurajoki)	96
Массив Ова (Ava)	97
Массив Рагунда (Ragunda)	—
Рижский плутон	99
Лужский массив	102
Коростейский плутон	—
Корсунь-Новомиргородский плутон	110
Бердяушский плутон	116
Массив Тасиуссак (Tasiussaq)	117
Массив Инчантид Рок (Enchanted Rock)	119
Массив Киглапейт (Kiglapait)	121
Массив Гоулд Батт (Gold Butte)	122
Плутон Рэтлснэйк Маунтин (Rattlesnake Mountain)	—
Массив Вродаль (Vradal)	125
Массив Требёрдан-Плюманак (Trébeurden-Ploumanach)	126
Джамакский массив	128
Кошрабадский массив	129
Выводы о внутреннем строении массивов	130
V. Петрографические особенности пород формации	134
Текстура	135
Структурные особенности	136
Типоморфные минералы	—
VI. Петрохимические особенности гранитоидов	152
VII. О генезисе пород формации рапакиви	158
Парагенетические ряды	—
Обсуждение генетических гипотез	160
Гипотеза кристаллизации рапакиви из гибридной гранитной магмы с участием процессов автотомасоматоза	161
Генезис гранитов рапакиви и ассоциирующихся с ними пород в результате постмагматического метасоматического преобразования базитов	169
О возрасте докембрийских комплексов формации рапакиви	182
Заключение	184
Список литературы	186

Рауль Зинурович Левковский

РАПАКИВИ

Редактор издательства **В. И. Невельштейн**
Переплет художника **Ю. И. Прошлецова**
Техн. редактор **А. Б. Ящуржинская**
Корректор **М. И. Витис**

Сдано в набор 18/VI 1975 г. Подписано в печать
13/XI 1975 г. М-31910. Формат $60 \times 90^{1/16}$.
Бумага тип. № 1. Печ. л. 14+1 вкл. Усл. л. 14,5.
Уч.-изд. л. 16,35. Тираж 700 экз. Заказ № 364/291.
Цена 1 р. 78 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграф-
прома Государственного комитета Совета Мини-
стров СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

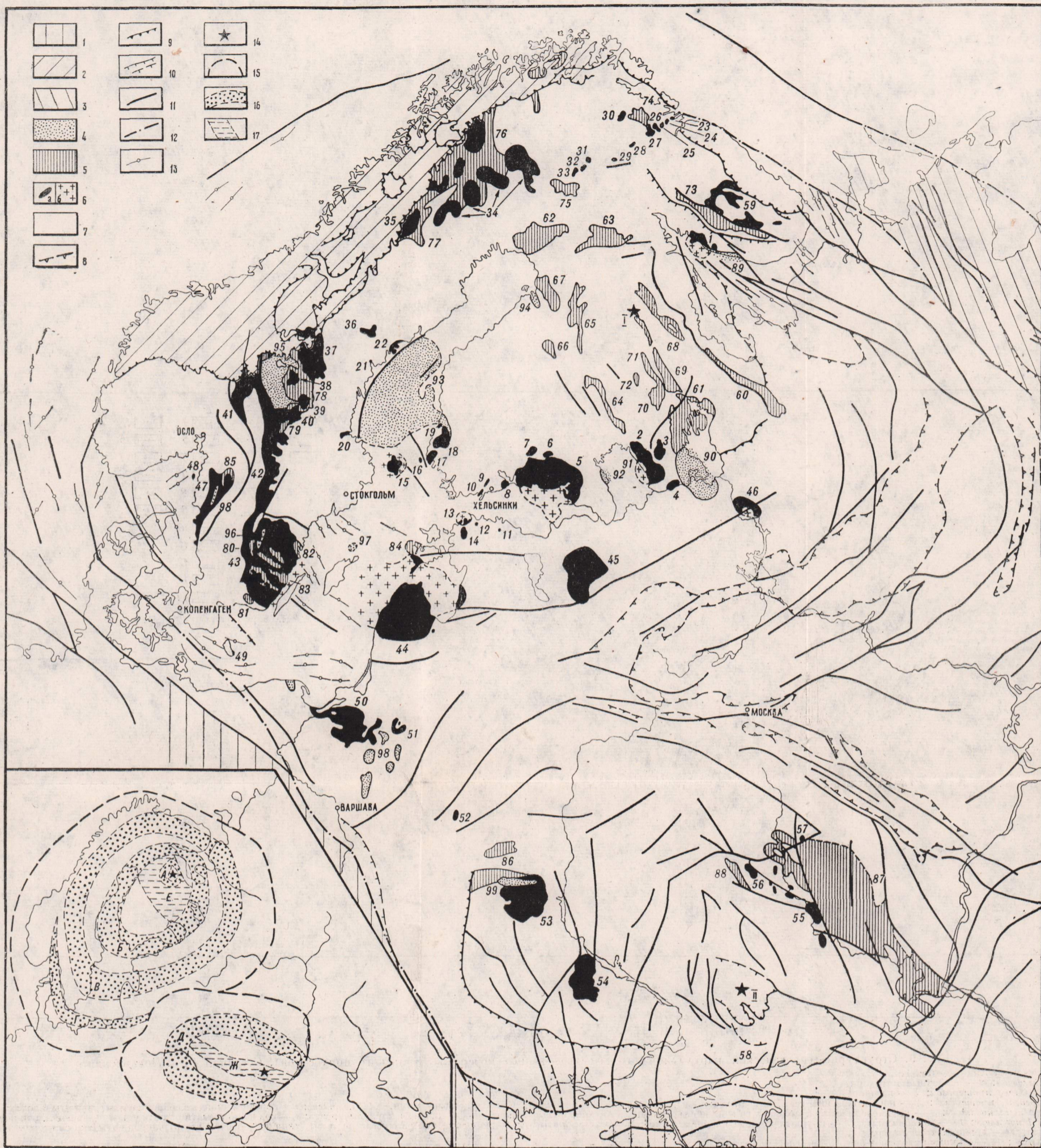


Рис. 1. Карта расположения комплексов формации рапакиви на территории Восточно-Европейской платформы. Составил Р. З. Левковский с использованием карты Р. А. Гафарова [91].

Области складчатости: 1 — герцинской; 2 — каледонской; 3 — байкальской.

Верхний протерозой (иотний): 4 — терригенные отложения.

Средний протерозой (субиотний): 5 — вулканогенно-осадочные отложения; 6 — комплексы формации рапакиви и щелочных пород (а — на суше, б — под водой).

Нижний протерозой — архей: 7 — суперкрупные образования. 8 — контуры рифейских прогибов; 9 — границы тектонических покровов; 10 — сбросы; 11 — разломы в фундаменте платформ; 12 — глубинные разломы (краевые швы платформ); 13 — оси магнитных аномалий; 14 — центры кратонов Балтийского (I) и Южно-Русского (II); 15 — границы кратонов; 16 — зоны мегакольцевых грабенов (А — Карельская, Б — Онежско-Ботническая, В — Кольско-Скандинавская, Г — Польско-Норвежская, Д — Украинско-Воронежская); 17 — синклиории в центральных частях кратонов (Е — Карельский, Ж — Днепровско-Донецкий).

Цифры на карте

Комплексы формации рапакиви: 1 — Умбский; 2 — Салминский; 3 — Улелегский; 4 — Свирский; 5 — Выборгский; 6 — Суомениеми; 7 — Ахвенисто; 8 — Онас; 9 — Бодом; 10 — Оббия; 11 — Эредаский; 12 — Нэемский; 13 — Найсаарский; 14 — Марьямааский; 15 — Аланд; 16 — Ова; 17 — Вехмаа; 18 — Лайтила; 19 — Эурайоки; 20 — Гевле; 21 — Рёдо; 22 — Нордингро; 23 — Арагубский; 24 — Большой Урагубский; 25 — Кядельярв; 26 — Лебяжка; 27 — Лица; 28 — Лотта; 29 — Юоввоайв; 30 — Инари; 31 — Наттастунтурит; 32 — Риестонваарат; 33 — Помоварат; 34 — гранитов линия; 35 — гранитов сорселе; 36 — Рагунда; 37—40 — Дала (37 — граниты ретан, 38 — гарберг, 39 — силъян, 40 — ерна, 41 — Триусиль; 42 — Вермланд; 43 — Смоланд; 44 — Рижский; 45 — Лужский; 46 — Белозерский; 47 — Омоль; 48 — островов Костер; 49 — Сванеке; 50 — Кентшинский; 51 — Сувалкский; 52 — Иванчевичи; 53 — Коростенский; 54 — Корсунь-Новомиргородский; 55 — Павловский; 56 — Лискинский; 57 — Ольховский.

Комплексы щелочных пород, однообразных с комплексами рапакиви: 58 — Октябрьский; 59 — центральной части Кольского полуострова.

Комплексы вулканогенно-осадочных пород, однообразных с комплексами рапакиви: 60—72 — ятулийско-суйсарский (в тектонических депрессиях: 60 — Ветреного Поляса, 61 — Прионежья, 62 — Кеми — Рованиеми, 63 — Кусамо-Тикшеозеро, 64 — Янвисьярви — Пяэлисьярви, 65 — Кайнуу, 66 — Куопио, 67 — Кииминки, 68 — Шуезерской, 69 — Елмозерско-Сегозерской, 70 — Янгозерской, 71 — Маслозерско-Колонгозерской, 72 — Суунской); 73 — имандра-варзугский; 74 — печенгский; 75 — Кумму-Оранизми; 76 — Бёлинге; 77 — Варгфорс; 78 — Дала; 79 — Рамсберг; 80 — Ветланд; 81 — Вестано; 82 — Вестервик; 83 — Смоланд (порфиры); 84 — хогландский; 85 — Омоль; 86 — осницкий; 87—88 — ворондовский (в тектонических депрессиях: 87 — Воронежско-Калачевской, 88 — Тимской).

Платформенные отложения: 89 — терской и турьинской свит; 90 — каменногорской и шокшинской (субиотний?); 91 — салминской; 92 — приозерской; 93 — грабена Сатакунта, дна Ботнического залива, районов Гевле и Нордингро; 94 — грабена Мухос; 95 — песчаники дала; 96 — формации Альмесокра; 97 — о. Готска-Сандён; 98 — песчаники омоль; 99 — северо-востока Польши; 100 — овручской свиты.

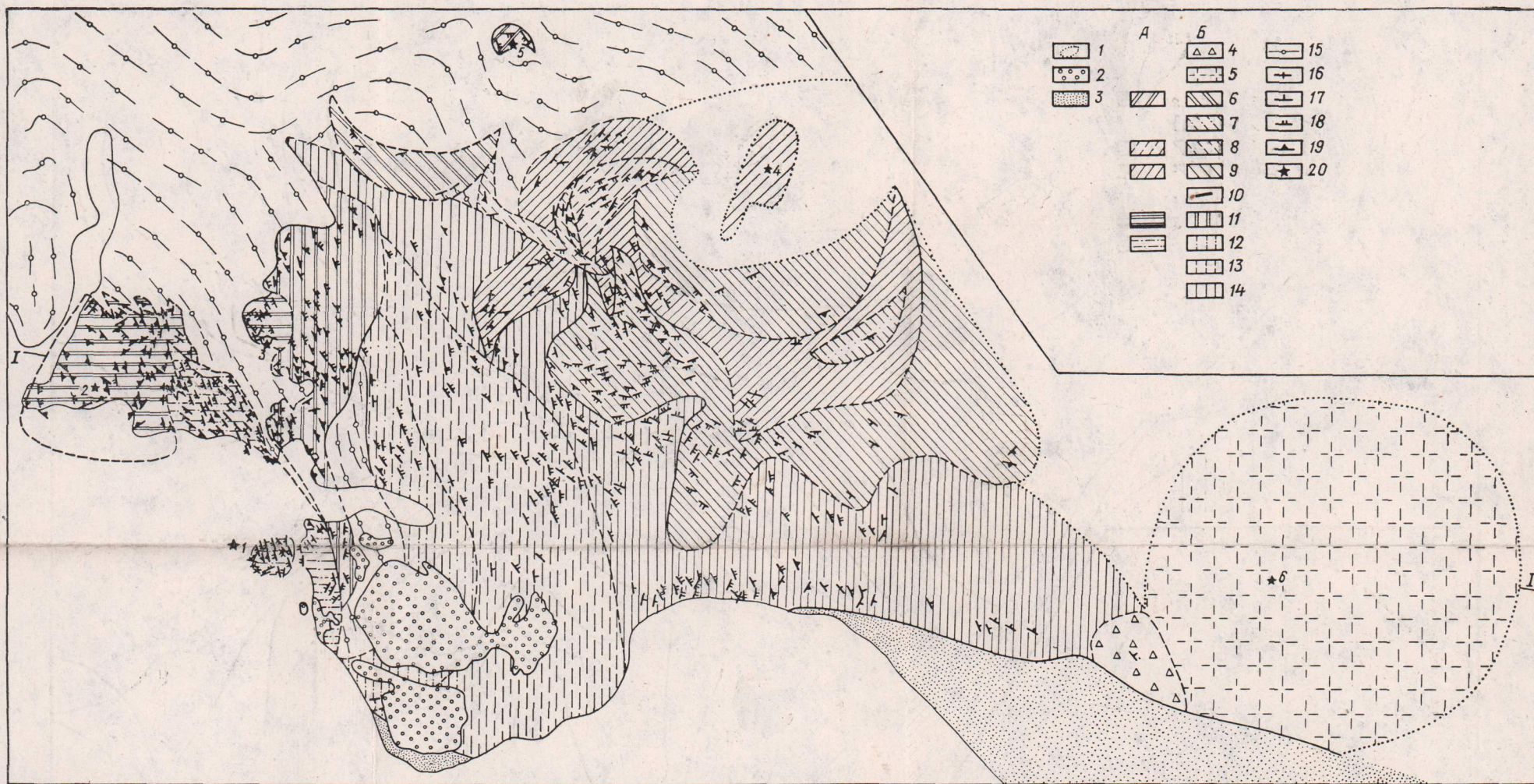


Рис. 9. Структурно-геологическая карта Умбского массива, южное побережье Кольского полуострова. Составил Р. З. Левковский.

1 — четвертичные отложения.
 Палеозой: 2 — щелочные интрузии.
 Верхний протерозой: 3 — песчаники.
 Средний протерозой: А — конические интрузии, выводные каналы; Б — кольцевые интрузии, прямолинейные дайки. III комплекс: 4 — среднезернистые гранодиориты, граниты и аплиты; 5 — граниты. II комплекс: 6 — крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты; 7 — кварцевые гиперстеновые диориты типа выборгита; 8 — гранодиориты типа питерлита; 9 — граниты типа питерлита. I комплекс: 10 — лампрофиры; 11 — крупнозернистые кварцевые гиперстеновые диориты; 12 — кварцевые гиперстеновые диориты типа выборгита; 13 — гранодиориты типа питерлита и выборгита; 14 — граниты типа питерлита.
 Архей: 15 — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы.
 Углы падения плоскостепенных текстур: 16 — от 90 до 85; 17 — от 85 до 60; 18 — от 60 до 30; 19 — от 30 до 5°. 20 — центры плутонизма.

1р.78к.

1386

НЕДРА