

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ
КАФЕДРА ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Курмалиев Дмитрий Дмитриевич

Выпускная квалификационная работа

*Основные породы Салминского массива гранитов-рапакиви (Северное Приладо-
жье) и их рудная специализация*

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 – «Геология»

Основная образовательная программа ВМ.5515.2022 «Геология»

Научный руководитель:
к.г.-м.н, доцент Березин А. В.

Рецензент:
Петров Д.А.

Санкт-Петербург, 2024

Оглавление

Введение	4
Географо-экономическая характеристика региона	6
Геологическое строение региона	8
Геолого-структурное положение и строение региона.....	8
Строение и состав гранито-гнейсовых куполов и их обрамления.....	9
Стратиграфия.....	9
Магматизм.....	11
Метаморфизм и метасоматоз	13
История геологического развития	14
Основные сведения об анортозит-рапакивигранитных комплексах	17
Краткая характеристика анортозит-рапакивигранитных комплексов ВЕП	17
Геологическое строение анортозит-рапакивигранитных комплексов.....	20
Коростенский батолит	20
Выборгский батолит	22
Салминский массив	23
Рижский плутон	24
Петрологическая модель формирования и развития анортозит-рапакивигранитных комплексов	24
Салминский массив	27
Массив Ахвенисто	31
Петрография массива Ахвенисто	32
Сравнение массива Ахвенисто с комплексом Харп Лэйк (Лабрадор)	37
Основные породы Салминского массива	41
Петрография.....	41
Вторичные преобразования.....	44
Рудные минералы	45

Ранговая корреляция Спирмена.....	48
Факторный анализ.....	51
Микронзондовые исследования.....	52
XRF.....	56
Выводы.....	62
Список литературы.....	65

Введение

Расположение: анортозит-рапакивигранитный Салминский массив располагается на территории Северного Приладожья в Республике Карелия на с-в берегу Ладожского озера (рис. 1). Его основная часть располагается в юв части массива и по большей части перекрыта четвертичными отложениями.

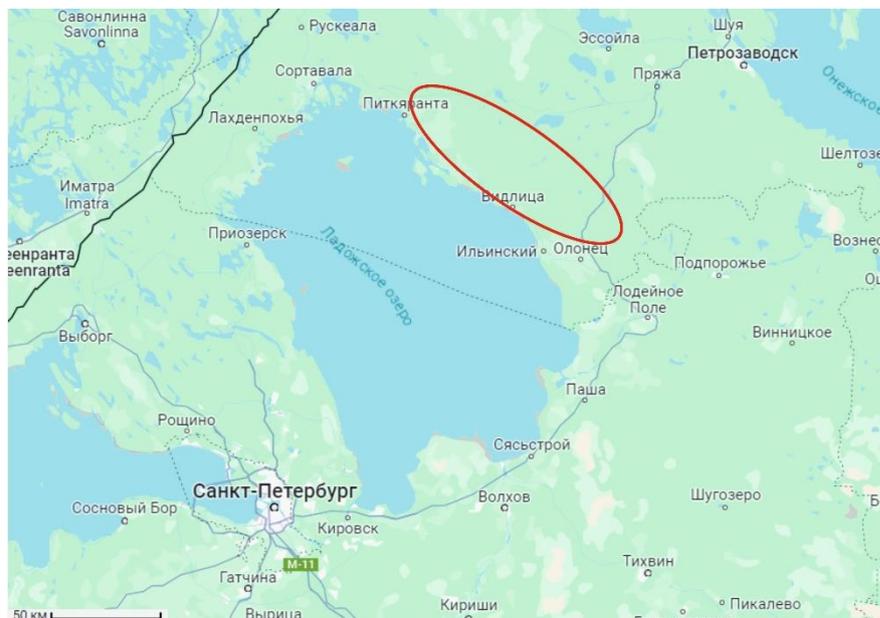


Рисунок 1. Расположение Салминского массива. снимок Google maps

Цель работы: выявить основные закономерности распределения составов ранних фаз Салминского массива гранитов-рапакиви, определить рудную минерализацию и её связь с процессами становления массива

Задачи:

- Изучить строение анортозит-рапакивигранитных комплексов Восточно-Европейской платформы, а также аналогичных интрузий на других континентах
- Описать керновый материал для одной из скважин, предоставленных АО «Полиметалл»
- Сделать петрографическое описание горных пород по шлифам и ППШ
- Расчленить разрезы по 3-ём скважинам
- Определить рудную минерализацию
- Провести микроскопическое исследования пород в целом
- Изучить химический состав отдельных минералов с использованием микрозонда

Фактические материалы:

- Образцы-сколки (25) из кернового материала, отобранные автором на кернохранилище по материалам бурения компании АО «Полиметалл»

- 89 ППШ и шлифов по 3-ём скважинам, в том числе изготовленные автором (25 шт)
- Фотографии керна для одной скважины, сделанные автором
- Изготовленные порошковые пробы (25 шт)

Актуальность работы:

Салминский массив известен долгое время и существует большое количество работ, посвящённых его изучению, однако преимущественно они относятся к гранитам рапакиви. Слабая изученность пород основного ряда связана с плохой обнажённостью и скрытостью под четвертичными образованиями. В литературе мало сведений также о рудных минералах, которые в изучаемых скважинах представлены главным образом ильменитом (стоит отметить, в изучаемых скважинах – чистым). Его содержания иногда достаточны, чтобы рассматривать этот объект как потенциальное месторождение титана, что повышает актуальность изучения этой части Салминского массива.

Предполагаемые выводы:

Выявлены основные закономерности изменения основных пород ранней фазы внедрения Салминского массива, рассмотрено, изменяется ли химический состав отдельных минеральных фаз, а также породы в целом. Установлена связь между рудной минерализацией и породами. Диагностированы эти минералы, а также определён их химический состав.

Географо-экономическая характеристика региона

Салминский массив располагается на территории Северного Приладожья в Республике Карелия на с-в берегу Ладожского озера. Данный регион характеризуется хорошо развитой инфраструктурой. Это позволяет эксплуатировать даже небольшие по размерам объекты. Наиболее крупным населённым пунктом, расположенным недалеко от массива, является г. Питкяранта. Здесь проходит железнодорожное полотно с шириной 1542 мм, а также автомобильные дороги с грунтовым и асфальтным покрытиями. Это обеспечивает связь региона с основными потребителями полезных ископаемых, а также даёт возможность к дальнейшему экономическому развитию Карелии.

Основными направлениями специализации р. Карелия являются лесная, деревообрабатывающая, горнодобывающая, целлюлозно-бумажная промышленности; рыбохозяйственный комплекс; черная металлургия; промышленность строительных материалов. Около 70% всей российской форели выращивается в Карелии, производится около 28% бумажных упаковок и мешков, 12% бумаги, 14% целлюлозы, 7,5% щебня, 21% железорудных окатышей.

В орографическом плане рассматриваемая территория представляет из себя холмистую местность с незначительными превышениями. Для всей Карелии характерно большое количество небольших речек и озёр, крупнейшим из которых является Ладожское. От этого озера берёт своё начало р. Нева. Стоит также отметить значительное количество болот, расположенных на территории р. Карелия.

Территория республики является сильно залесённой, что в совокупности с заболоченностью является препятствием для геологических изысканий: плохая обнажённость, труднодоступность.

Климат в Карелии умеренно-континентальный, но в связи с воздействием атлантического течения Гольфстрим проявляются черты морского. Зима продолжительная, относительно мягкая, а лето, наоборот, короткое и прохладное. Средняя температура в течение года колеблется от 0 до +3 °С.

Растительность в Карелии разнообразная: в северных районах можно встретить растения, характерные для тундры. Это мхи, лишайники, карликовые берёзы и ели. Но основную часть (46.80%) территории Карелии занимают хвойные леса. Преимущественно это сосна и ель обыкновенные. При движении к югу еловые леса часто перемежаются со смешанными, где можно встретить березу, ольху, осину, иногда клен. Кроме этого, Карелия богата ягодными сортами растений: брусника, земляника, голубика, клюква, малина, морошка, черника, толокнянка. Среди грибов – подосиновик, лисички, грузди, маслёнок, белый гриб. Подберезовик.

Представители фауны разнообразные, среди наиболее многочисленных – зайцы, белки, бобры. Реже можно встретить волков, бурых медведей, рысей, барсуков, а около водоёмов обитают норки, выдры, куницы. Изредка наблюдаются лоси и кабаны. Среди пернатых многочисленными являются воробьиные, боровая дичь (рябчики, глухари, белые куропатки, тетерев).

В реках и озёрах Карелии можно встретить большое количество представителей рыб. Корюшка, кумжа, семга, сиги приходят в местные реки на нерест. Среди постоянно обитающих в водоёмах – судак, щука, хариус, лещ, окунь, налим, форель и многие другие.

Геологическое строение региона

Геолого-структурное положение и строение региона

Северное Приладожье располагается на юге Балтийского (Феноскандинавского) кристаллического щита. Главная особенность его регионального структурного положения заключается в его приуроченности к Раахе-Ладужской зоне сочленения Карельского блока (докембрийского палеоконтинента – кратона) вместе с подвижным Свекофеннским поясом раннепротерозойского времени. Эта зона является геологическим эталоном раннепротерозойской активной континентальной окраины и аккреционного орогена (рис. 2).

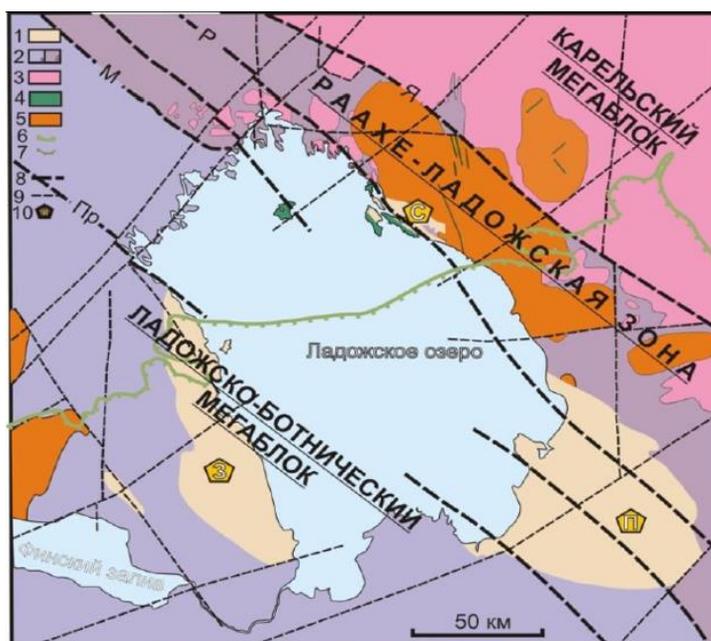


Рисунок 2. Схема тектонического строения Ладожского региона. 1 - Рифейский комплекс; 2 - Нижнепротерозойский комплекс; а - образования Ладожского-Ботнического мегаблока; б - образования Раахе-Ладужской зоны; 3 - Архей-нижнепротерозойский нерасчленённый комплекс; 5 – Нижнерифейский интрузивный комплекс, гранитоиды; 6 – Граница распространения венд-фанерозойского платформенного чехла; 7 – граница распространения рифейских отложений; 8 – тектонические нарушения: основные (разломы: Я – Янисъярвинский, Р – Рускеальский, Пр – Приозёрский; М – Мейерский надвиг); 9 – второстепенные; 10 – площади наземного распространения рифейских субплатформенных отложений: 3 – Западноладужская, П – Пашская, С - Салминская (Шурилов А.В., 2005г.)

Простирается Раахе-Ладужская зона в северо-западном направлении на 1000 километров от Ладожского озера через Финляндию до каледонид Норвегии при ширине до 100-150 км (Шурилов и др., 2013). Она хорошо прослеживается по геофизическим данным, осложнена многочисленными взбросо-надвиговыми нарушениями. На юв данная зона скрывается под образованиями Ладожского грабена и отложениями чехла ВЕП (Восточно-Европейской платформы).

Основные элементы геологического строения представлены метаморфическим комплексом раннего протерозоя, несогласно залегающем на архейском фундаменте (гранито-гнейсовые купола). Считается, что купольные поднятия образованы в результате пластического всплывания фрагментов ремобилизованного архейского фундамента, образовались

они 1.9-1.8 миллиарда лет назад. Явление диапиризма генетически связывают с поздней стадией коллизии свекофеннского тектоно-магматического цикла (Шурилов и др., 2013).

Строение и состав гранито-гнейсовых куполов и их обрамления

Главной чертой геологического строения северного Приладожья является наличие большого числа выходов пород архейского фундамента в виде гранито-гнейсовых куполов. Впервые этот тип структур выделен Эсколой (Eskola, 1948). Между куполами наблюдаются синклинальные структуры, которые разделяют их между друг другом. Выполнены они нижнепротерозойскими метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами.

Окаймлённые гранито-гнейсовые купола представляют широкий пояс, располагающийся субпараллельно к юз краю Карельского кратона. По современным изотопным данным (Мыскова, 2012) можно предположить, что купола являются отторженцами пород архейского фундамента в местах резкого изменения ориентировки окраины эпиархейского континента (являясь своеобразными олистолитами). Формирование этой структуры на начальном этапе стоит связывать с процессами людикийского рифтинга с дальнейшей структурной переработкой и гранитизацией отделённых блоков в период свекофеннской коллизии. Повсеместно развивались процессы частичного плавления.

Разновидности горных пород, распространённых в гранито-гнейсовых куполах очень разнообразны: полосчатые плагиогнейсы и плагиомигматиты, которые переходят в лейкократовые микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые гранито-гнейсы со стебельчатой и полосчатой текстурами. Далее породы переходят в почти гомогенные теневые граниты. В пределах гранито-гнейсов часто можно наблюдать включения многочисленных мафических даек, которые метаморфизовались в амфиболиты и габбро-амфиболиты. Их число и размер, как правило, увеличивается к краевым частям купольных структур, где также содержится большое количество жильных тел пегматитов гранитного состава. Они прослеживаются также и во вмещающих породах.

Стратиграфия

Архейские породы (саамий и нижний лопий) в пределах Карело-Кольского региона представлены исключительно интрузивными горными породами, а также их метаморфизованными аналогами. Средний лопий в региональной стратиграфической схеме выделен в хаутоварский надгоризонт, а верхний лопий – в гимольский. Архейские породы выступают как фундамент для образований нижнего протерозоя.

Образования карелия слагают простые синклинали, однако часто они усложнены складками более высоких порядков, мульдообразными прогибами и разломами. В стратиграфической шкале докембрия Северной Евразии (рис. 3) нижний протерозой принято делить

на 2 эратемы: нижний (2.50-2.10 млрд лет) и верхний (2.10-1.65 млрд лет) карелий. Благодаря этому наиболее полно удаётся отразить главные этапы развития Балтийского щита: ранний, относительно стабильный, и поздний этап заложения и развития Свеккофеннского подвижного пояса (Воинов и Котова, 2012).

Общая шкала	Региональная схема	Структурно-формационная зональность СФЗ																	
		Выборгская СФЗ		Ладожская СФЗ		Сортавальская СФЗ		Суоярвско-Соанлахтинская СФЗ		Прионежская СФЗ		Гимольская СФЗ		Сегозерская СФЗ		Онежская СФЗ		СФЗ Ветреного пояса	
Эратема	Надгоризонт	Восточный (Индизахтинский район)		Западный (Янисъярвинский район)		Янисъярвинская, Туломозерская, Суоярвская структуры		Прионежская структура		Ваксауская (+ мелкие структуры к западу от Воломской)		Лубосалминская, Воломская, Янгозерская, Маслюзерская, Елмозерская структуры		Сегозерская, Южно-Выгозерская структуры		Северо-Онежская (+Кумсинская структура и мелкие структуры районов Койжары)		СЗ окончание зоны Ветреного пояса (лист Р-36-VI)	
средний и верхний рифей	1650	хогландская с. ** 254 м, 1638, 1640		приладожская, яблоневская свиты 245 м		приозерская, салминская св. ** 450 м 1498													
		Сортавальская СФЗ		Суоярвско-Соанлахтинская СФЗ		Прионежская СФЗ		Гимольская СФЗ		Сегозерская СФЗ		Онежская СФЗ		СФЗ Ветреного пояса					
верхнекарельская	2100	верхняя т. ** 2100 м		верхняя т. ** более 200 м		шокшинская св. ** 1000 м		петровская св. ** 450 м								вашозерская св. ** 190 м			
		калевийский		нижняя т. ** 0-1700 м		?		?								надосская ** (=кондопожская) св. 800 м			
		людиковый		кырьяволостинская свита 1600 м 1970, 2000*		питкярвнтская свита 1700 м 2004*(?)		соанлахтинская св. ** 330-1000 м		?						суйсарская св. ** до 420 м 1975		св. Ветреного пояса ** мощн.?	
		вепсийский		кырьяволостинская свита 1600 м 1970, 2000*		питкярвнтская свита 1700 м 2004*(?)		соанлахтинская св. ** 330-1000 м		?						заонежская св. ** 1330-2760 м		виленская св. 200 м?	
нижнекарельская	2500	ятулийский		онезская с.		туломозерская свита		янгозерская свита		янгозерская св. ** до 1000 м		сегозерская с. ** более 2200 м		туломозерская св.		северо-сегозерская св.		янгозерская св. маймярвинская св.	
		сариолийский										селецкая св. ** 250 м		телекинская св.		конжозерская (медвежьегорская) св.		янгозерская св.	
		сумийский												онезская с. ** до 900 м		туломозерская св.		медвежьегорская св.	
														селецкая св. ** до 500 м		янгозерская св.		Киричская СФЗ	
																		киричская св. ** 800-1500 м 2437	

П р и м е ч а н и е. Изотопный возраст пород и методы его определения: 2400 – Изохр U-Pb; 1889* – SHRIMP II; 1931 – Sm-Nd; т. – толща; св. – свита; с. – серия; 270 м – мощность подразделения в метрах; ————— площадная кора химического выветривания; ~~~~~ перерыв; ** подразделения, выделенные на геологической карте.

Рисунок 3. Структурно-формационная зональность Северного Приладожья

Нижний карелий. В Карело-Кольском регионе подразделяется на надгоризонты: сумий, сариолий, ятулий. Сумийские породы – преимущественно метавулканиды, возраст 2.50-2.40 млрд лет назад. Породы сариолия (2.40-2.30 млрд лет) развиты значительно шире и известны в разрезах практически всех прогибов. Отложения ятулийского надгоризонта (2.30-2.10 млрд лет) имеют переменную мощность со значительными фациальными изменениями по латерали. Нижняя граница надгоризонта проводится по древней коре выветривания. Нижний ятулий (янгозерская свита) отмечается преобладанием кварцито-песчаников и кварцитов, в низах которых развиты гравелиты и конгломераты, которые залегают на архейском фундаменте. Верхний ятулий (туломозерская свита) сложен пестроцветными известняками и доломитами с подчинёнными песчаниками и сланцами, перекрытые верхнекарельскими породами людиковийского (заонежская свита) надгоризонта, сложенного биотит-кварцевыми сланцами и филлитами, нередко углерод- и сульфидсодержащих, с подчинёнными карбонатными и кварцевыми породами.

Верхний карелий. Выделяют надгоризонты: людиковий, калевий, вепсий.

Людиковий. Представлен разнообразной по состав сортавальской серией. На востоке и северо-востоке Северного Приладожья аналогами данной серии являются питкьярантская и соанлахтинская свиты. Питкьярантская свита включает следующие породы: амфиболиты, карбонаты, которые превращены в кальцифиры и скарноиды, роговообманковые сланцы, кварциты, слюдяные сланцы. Соанлахтинская свита распространена в обрамлении южного края Карельского массива и представлена здесь доломитовыми мраморами, кварц-биотитовыми, графитовыми и двуслюдяными сланцами (Шурилов и др., 2013).

Калевий. Самыми распространёнными породами Северного Приладожья являются породы ладожской серии, относящиеся к калевию. Эти породы сложены сероцветными кварцитами и сланцами, которые согласно залегают на толщах сортавальской серии.

Рифей. Отложения этого возраста сложены субплатформенными вулканогенно-осадочными образованиями, преимущественно скрытыми под водами Ладожского озера. В Северном Приладожье их наземное распространение ограничивается в основном Салминской впадиной. Субвулканические образования найдены на островах Валаамского архипелага и на св побережье Ладожского озера. Эти образования относятся к верхнему рифею, падают моноклиinallyно на юго-запад с углами 2-4°.

Магматизм

В Северном Приладожье распространены следующие магматические комплексы:

1. Толеит-базальтовый
2. Габбро-диорит-тоналитовый
3. Мигматит-анатектит-гранитовый
4. Гранит-пегматитовый
5. Рапакиви гранитный
6. Монцодолеритовый
7. Тагамитовый

Толеит-базальтовый комплекс содержит метавулканические породы питкьярантской свиты: высокомагнезиальные базальты, андезибазальты, коматииты, андезиты, а также толеиты. Возраст комплекса оценен 1963 ± 19 млн лет (Балтыбаев, 2000).

К *габбро-диорит-тоналитовому* комплексу относятся массив Вялимяки и плагиограниты мыса Импиниеми. Возраст этих интрузий составляет 1870 ± 25 млн лет (Глебовицкий В. А., 2005). Массив Вялимяки сложен оливинитами, верлитами, клинопироксенитами, габбро, диоритами и габбро-диоритами (Алексеев, 2010). От подошвы к кровле выделяют следующие зоны: гибридных приконтактных диоритов (1-8 м), трахитоидных габбро (до 150 м), габбро-пироксенитов с элементами расслоенности (до 150 м), диоритов и габбро-диоритов (до 400 м).

В состав габбро-диорит-тоналитового комплекса также входят суйтамская группа малых даек и интрузий. Состав: габбро-диориты, диорит-порфиры, тоналит-порфиры, трондьемит-порфиры. Эти интрузии прорывают породы ладожской серии. Изохронный возраст меланодиорита из района посёлка Алатту составляет 1884.8 ± 3.3 млн лет (Конопелько и др.).

Породы *анатектит-гранитового комплекса* выделены преимущественно в зонах ультраметаморфизма. В пределах рассматриваемой территории они распространены в породах ладожской серии в обрамлении Ристиниевского купола.

К *Гранит пегматитовому комплексу* относятся керамические пегматиты и пегматоидные граниты, редкометальные альбитовые граниты и турмалиновые пегматиты. Эти пегматиты обычно прорывают породы ладожской серии. Среди рассматриваемых пегматитов выделяют 2 типа. К 1 относят недифференцированные тела близкой к штоку форме, а также секущие или субсогласные жилы. Пегматиты этого типа являются источником товарного микроклинового и кварц-микроклинового сырья. Пегматиты 2 типа имеют правильную жильную форму и приурочены к внешним частям гранито-гнейсовых куполов. Строение жил дифференцированное, что позволяет использовать их в качестве источника высококачественного керамического и стекольного сырья. Возраст жильного керамического пегматита в западной части Питкярантского купола оценивается в 1830 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ).

Рапакиви гранитный комплекс представлен Салминским плутоном (подробно будет описан ниже), имеющим пластинообразную форму мощностью 2-5 км. По площади этот массив занимает пространство 120 на 60 километров. Данный комплекс формировался в несколько фаз. Кислые разности кристаллизовались в 3 фазы (Максимов и др., 2015). Первая – амфибол-биотитовые граниты, имеющие специфические порфиroidные крупные изометричные выделения калиевого полевого шпата (овоиды). Вторая фаза – биотитовые безовоидные граниты. Они имеют секущие контакты с более ранними амфибол-биотитовыми гранитами. Третья фаза представлена редкометальными лейкократовыми альбит-микроклиновыми гранитами, образующие ряд мелких даек, штоков, небольших куполообразных интрузий.

Монцодолеритовый комплекс слагает Валаамский силл и шток авгитовых порфиритов. Возраст определён по Rb-Sr методу и составляет 1325 ± 52 млн лет (Максимов и др., 2015). Валаамский силл – это пластовая дифференцированная интрузия, сложенная габбро-долеритами, феррогаббро и монцонитоидами. Занимает площадь около 2000 км².

Тагамитовый комплекс представлен аллогенными брекчиями, тагамитами и зювитами и слагает Янисярвинскую астроблему. Большая часть этого комплекса скрыто под водой озера. Радиологический возраст определён по К-Аг методу и составляет 720-730 млн лет (Максимов и др., 2015).

Метаморфизм и метасоматоз

Свекофеннский метаморфизм Ладожского метаморфического пояса рассматривается как пример классического проявления высокоградиентной метаморфической зональности. Условия температуры и давления метаморфизма увеличиваются в юз и ю направлениях.

В Северном Приладожье раннедокембрийские породы испытали метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая серия), южнее условия метаморфизма достигли гранулитовой фации.

В районе озера Янисярви фрагментарно сохранились породы зеленосланцевой фации. При движении на юг они сменяются гранат-биотитовыми, андалузитовыми, гранат-ставролитовыми сланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Метаморфические преобразования при повышении температуры и давления приводят к тому, что силикатные породы переходят в кварциты, карбонатные породы в мрамор, а вулканиты – в амфиболиты. При ещё большем увеличении р-Т параметров (то есть при переходе в гранулитовую фацию) образуются гранулиты, а также эндербиты и чарнокиты из гранитоидов.

Для Раахе-Ладожской зоны характерны раннепротерозойские метасоматиты состава скарноиды-пропилиты-березиты. Чаще встречаются они в области сочленения с породами Карельского массива. Большую роль играют скарноподобные гранатовые, клинопироксеновые, скаполит-диопсид-карбонатные и другие метасоматиты, которые могут формироваться даже по безкарбонатному субстрату. В меньших количествах развиты среднетемпературные кварц-полевошпатовые и низкотемпературные березиты и аргиллизиты.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты широко развиты в гнейсо-гранитных ареалах и характерны они для субстрата, бедного основаниями. Известны такие породы как для верхнего архея, так и для нижнего. В эту группу входят крупнозернистые породы, сложенные в различной пропорции олигоклазом, микроклином и кварцем. Кроме того, могут присутствовать щелочные амфиболы и турмалин.

По слабометаморфизованным базитам часто развиваются пропилиты. Однако, они могут быть проявлены и по породам практически любого другого состава, а также в широком интервале температур. Главными минералами при таких процессах являются хлорит, биотит, эпидот-клиноцоизит, актинолит.

Другим, широко представленным метасоматитом, является березит. Часто они сопровождаются сингенетичной сульфидной минерализацией, в первую очередь пиритом и пирротинном, реже представлен арсенопирит. В березитах иногда фиксируются богатые сульфидные руды наложенного типа.

История геологического развития

Архей (до 2.5 млрд лет назад)

Самыми древними породами Северного Приладожья являются архейские гранито-гнейсы, представленные отдельными блоками Карельского кратона. Его консолидация происходила более 3 млрд. лет назад (Глебовицкий, 2005). Около 2.6-2.7 млрд. лет назад Карельский кратон присоединился к суперконтиненту Кенорленд.

Протерозой

Период **2.6-2.33** млрд. лет характеризуется отсутствием свидетельств геологических процессов. Первые же события фиксируются ранним протерозоем (**2.1-1.92** млрд. лет назад). Отложения этого возраста представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими породами питкьярантской свиты (скарноиды, биотитовые сланцы, амфиболиты, мраморы). Всё это фиксирует раскрытие нового водного бассейна, которое сопровождалось терригенным и карбонатным осадконакоплением, а также вулканизмом в рифтовых условиях. Карельский кратон отделился от Кенорленда, в южной части началось раскрытие Свекофеннского океана с развитием спрединга и образованием океанической коры.

Раскрытие бассейна (**2.1-1.92** млрд. лет назад) связывают с началом развития рифтогенеза в результате подъёма мантийного плюма, который приводил к формированию грабенов. На их плечах формировались горные системы, которые поставляли терригенный материал в прогибы. На дне бассейна формировались терригенные и карбонатные отложения, видимо, абиогенного происхождения (породы в настоящий момент слагают разрез питкьярантской свиты). В периоды наиболее интенсивного проявления извержений формировались мощные толщи, которые сложены туфами и базальтовыми покровами, а также амфиболитами средней толщи питкьярантской свиты. При продолжающемся развитии спрединга осевая часть рифта удаляется от береговой зоны Карельского кратона к югу и, как следствие, влияние вулканизма на территории Северного Приладожья ослабевает. В разрезе это фиксируется вновь преобладанием терригенного и карбонатного материала.

Период **1.92-1.8** млрд. лет характеризует развитие территории в режиме континентальной окраины. В это время на континентальном склоне накапливались отложения флишевого типа с преобладанием терригенного состава (в настоящее время представленные биотитовыми сланцами и метапесчаниками). В этот временной интервал формируются дифференцированные габбро-пироксенитовые тела (массив Вялимяки, 1.89 млрд лет

назад), которые отвечают условиям островодужного магматизма. Эти породы относят к древней надсубдукционной зоне. Таким образом, пассивная континентальная окраина перешла в активную – образуется субдукционная островная дуга.

Коллизионный этап

Последующие преобразования пород, которые сформировались в людиковийское и калевийское время, связаны с аккрецией и коллизией, связанной с закрытием Свекофеннского океана. Коллизионные процессы обусловили развитие высокоградного метаморфизма. В результате этих процессов архейские породы утратили свои первичные характеристики, были преобразованы в гранито-гнейсы. Вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканические породы питкьярантской свиты и ладожской серии метаморфизовались: терригенные осадки превращены в биотитовые сланцы, карбонатные – скарноиды, базальтовые покровы – в амфиболиты, подводные каналы вулканов – амфиболитовые дайки. На территории наблюдаются мигматиты, участки гранитизации и кварцевые жилы – всё это указывает на интенсивный региональный метаморфизм. Закрытие Свекофеннского океана соответствует периоду формирования нового суперконтинента Колумбия (1,8 млрд лет назад). В этот период Карельский кратон включается в состав этого суперконтинента.

Активизационные события

На протяжении практически 200 млн лет на территории существовала денудационная обстановка: нет свидетельств геологических процессов. Следующее важное событие происходит **1.645-1.545** млрд лет назад и связано с внедрением гранитов рапакиви. Появление этого комплекса связано с начальным этапом нового рифтогенеза суперконтинента Колумбия, который так и не привёл к раскрытию нового океана. С гранитами рапакиви связаны появления рудоносных флюидов, которые привели к формированию на контакте с вмещающими породами (по карбонатным породам питкьярантской свиты) рудоносных скарнов и грейзенов. Кроме этого появляются пегматоидные и кварцевые жилы.

1.545 млрд – неоген

Данный период не отражён в геологических комплексах в связи с вхождением Карельского кратона и Свекофенид в состав стабильных блоков континентальной коры (Колумбия, Родиния, Балтика, Лавразия, Лавруссия, Пангея, Евразия).

Четвертичный период

В квартере продолжается сохраняться континентальные условия. Геологические события этого времени проявлены в деятельности ледников и развитии озёр, болот, речных систем. Четвертичные отложения в Северном Приладожье представлены моренными отложениями – глинами, песками, эрратическими валунами. В некоторых местах можно наблюдать ледниковую штриховку, по которой можно сказать, что ледники двигались с сз.

Современные отложения представлены озёрными осадками, аллювием, коллювием, и закрывают значительную площадь Северного Приладожья. Широко распространены лесные почвы и болота.

Основные сведения об анортозит-рапакивигранитных комплексах

Краткая характеристика анортозит-рапакивигранитных комплексов ВЕП

На Земле существует большое количество рапакивигранитных комплексов (рис. 4), в том числе анортозит-рапакивигранитных.

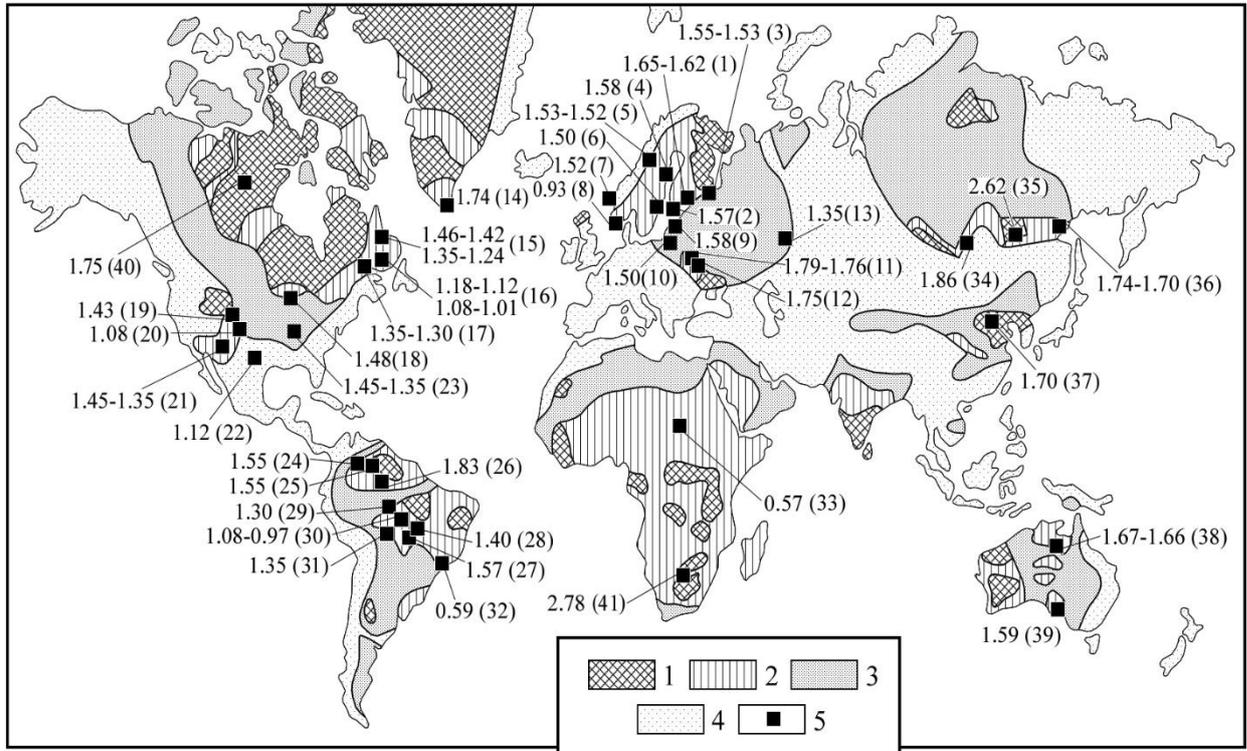


Рисунок 4. Схема размещения рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций. 1 – архейские кратоны; 2 – протерозойские складчатые пояса (частично зоны переработки архейского фундамента); 3 – платформенный чехол древних платформ; 4 – фанерозойские складчатые пояса; 5 – рапакивигранитсодержащие плутоны.

Цифры на рисунке (названия массивов): 1-13 – Восточно-Европейская платформа: 1 – Выборгский, 2 – Аландский, 3 – Салминский, 4 – Нордингра, 5 – массивы района Ямтланд-Ангерманлан, 6 – Рагунда, Родо, 7 – Селенест, 8 – Роголанд, 9 – Рижский, 10 – Мазурский, 11 – Коростеньский, 12 – Корсунь-Новомиргородский, 13 – Бердяшский; 14-23 и 40 – Северо-Американская платформа: 14 – Кап-Фарвел, 15 – комплекс Найн, 16 – провинция Гренвилл (Лак Сент Джин, Мэрси, Морин, Лабрайвилл и др.), 17 – провинция Гренвилл (Уайтстоун, Ривейре Пинтесоте, Аппер Норт Ривер), 18 – Вольф Ривер, 19 – Ларами, 20 – Пайкс Пик, 21 – массивы района Сан-Франциско, 22 – Сан Габриэль, 23 – массивы Мидконтинента и Юго-Запада США, 40 – Нуэлтин; 24-32 – Ю.Американская платформа: 24 – Паргуаза, 25 – Сурикусу, Мусайа, 26 – провинция Питинга (комплекс Мапуэра), 27-31 – провинция Рондония (27 – Сьерра да Провиденсия, 28 – Сан Антонио, Теотонио, 29 – Сан Лоренцо-Карипунас, 30 – Санта Клара, Молодые Граниты Рондонии, 31 – Алто Кадеяс), 32 – Иту; 33 и 41 – Африка: 33 – Вади Ховар, 41 – Габороне; 34-36 – Сибирская платформа: 34 – Приморский, 35 – Каларский, 36 – Улкан-Джугджурский; Северо-Китайская платформа: 37 – Шачанг, Лэнинг, Дамайю; Австралия: 38 – Сибелла, Теннант Крик, 39 – Голер Рэндж.

Поскольку изучаемый Салминский массив располагается на Восточно-Европейской Платформе, то более подробно рассмотрим существующие здесь анортозит-рапакивигранитные комплексы, их состав, особенности, происхождение.

Внутри таких комплексов устанавливается очень противоречивые взаимоотношения между породами: они связаны между друг другом промежуточными разновидностями и зонами ритмичного переслаивания (например, норит-анортозит-габбронорит, монцонит) и в

целом выглядят как крупные расслоенные интрузивы, но с другой стороны они могут иметь друг с другом интрузивные контакты, прорывая друг друга (секут друг друга в последовательности, соответствующей положению тел в разрезе). Все эти особенности указывают на сложное, многофазное становление подобных комплексов, а также на поступление новых порций расплава в интрузивные камеры и изменение их морфологии, вызванное перемещением масс в процессе развития магматической системы. Кроме этого, стоит отметить полибаричность кристаллизации (Heinonen et al., 2020; Митрохин и др., 2008), что также сказывается на общий облик пород.

Анортозит-рапакивигранитные комплексы имеют хорошо выраженные интрузивные контакты с вмещающими палеопротерозойскими и архейскими метаморфическими породами, однако сами не подвергались региональному метаморфизму. С ними тесно связаны кислые калиевые вулканы, которые сохраняются в пологих прогибах поверхности плутонов рапакиви, перекрывая их с небольшим угловым несогласием (Великославинский, Биркис и Богатикова, 1978).

Анортозит-рапакивигранитные комплексы Украинского щита (Коростенским и Корсунь-Новомиргородский) немного древнее (1.76-1.78 млрд. лет), чем Балтийского (возраст до 1.5 млрд. лет). Хотя габброиды и анортозиты часто прорываются гранитами, их изотопные возрасты практически не различимы, оставаясь в пределах экспериментальной ошибки.

С рассматриваемыми комплексами часто ассоциируют рои диабазовых и кварц-порфировых даек, которые могут располагаться как по соседству, так и в пределах самих массивов. Иногда формировались также комплексные дайки, сложенные диабазами в краевых частях и гранитами – в центре. Их внедрение могло происходить одновременно с формированием комплексов, на что указывает пересечение некоторых даек гранитами (Великославинский и др., 1978) и многочисленные следы минглинга (Salonsaari, 1995): когда диабазовые дайки внедрялись в интрузивные камеры, где ещё существовал более холодный жидкий гранитный расплав, образуя так называемые структуры застывших «фонтанов» базитового вещества в гранитном. Наблюдаемые базальты по химизму относятся к типичным внутриплитным Fe-Ti базальтам, что свидетельствует об одновременном с батолитами формировании (плавление под ними астеносферной мантии). А дайки диабазов с кислым ядром, характерным для областей развития анортозит-рапакивигранитных комплексов свидетельствуют об одновременности развития здесь процессов мантийного и корового магмообразования. Это также свидетельствует об использовании новообразованными расплавами одних и тех же структур растяжения.

По данным ортопироксенового геобарометра Вуда-Стренса (Wood & Strens, 1971) формирование рассматриваемых комплексов (тех частей, которые выходят в настоящее

время на поверхность) происходило в интервале от 3 до 6 кбар, что соответствует глубинам порядка 10-20 км. С этими данными согласуются оценки величины флюидного давления при формировании камерных пегматитов Коростеньского плутона (2.6-3.0 кбар: (Коваленко, 1996)). Примерно такие же данные получены и для массива Ахвенисто: (Heinonen et al., 2020), кристаллизация анортозитов происходила в полибарических условиях. По Al термометру в Орх (в анортозитовых пегматитах) получено, что ядра мегакристов начали формироваться в диапазоне ~1.1 ГПа (~34 км, 10-11 кбар), в то время как оболочка этих кристаллов формировалась при давлении порядка 0.5 ГПа (20 км, 5 кбар). Максимальное давление для Орх вмещающих пород составляет около 0.2 ГПа (<7 км). Эти наблюдения подтверждают полибарическую кристаллизацию. Такие же оценки получены и для Федоровского массива Коростеньского плутона (Митрохин и др., 2008): для Федоровского массива, расположенного в восточной части анортозит-рапакивигранитного комплекса, сложенного преимущественно габбро-анортозитами, на глубине 9-20 км имеется ещё один автономный массив, сложенный более древними анортозитами. Последние фиксируются в виде включений в более молодых габбро-анортозитах, которые были упомянуты выше. Отмечается также многофазность внедрения. Полученные сведения хорошо согласуются с существующими геолого-геофизическими моделями глубинного строения Коростеньского плутона, что придаёт полученным результатам хорошую достоверность. Заключительная кристаллизация габбро-анортозитов имела место в верхнекоровых условиях при давлении 5-6 Кбар и температурах 750-840 градусов.

Формирование анортозит-рапакивигранитных комплексов происходило в условиях аномально-мощной земной коры (Шарков, 2005), достигающей на момент кристаллизации комплексов (1.8-2.0 Ga) значений 70-80 км. Такая аномальная кора была характерна для всей западной части ВЕП. По геофизическим данным рассматриваемые комплексы характеризуются значительными гравитационными минимумами. Судя по данным по Выборгскому и Коростеньскому (рис. 6) массивов, они формируют крупные конусовидные транскоровые аномалии глубиной 30-40 км со сложной внутренней структурой, которая представляет из себя чередования пластин основных и кислых пород с крупными блоками метаморфических пород. Располагаются данные аномалии над локальными подъёмами (Оровецкий, 1990) мантии (кора над ними на 10-20 км тоньше в сравнении с прилегающими участками). Вероятно, эти подъёмы представляли собой выступы кровли астеносферных плюмов того времени.

Геологическое строение анортозит-рапакивигранитных комплексов

Интрузивы анортозит-рапакивигранитов формируют неправильные чаще овальной в плане крупные многофазные тела с площадью от десятков до десятков тысяч км², индивидуальная эволюция которых длилась до 30 млн лет. Рассматриваемые тела образованы в основном габбронорит-анортозитами и гранитами рапакиви. Последние преобладают. Мафические породы, главным образом нориты, габбронориты, монцониты, габбро-норит-анортозиты встречаются реже либо могут отсутствовать вовсе. Породы промежуточного состава (монцониты, кварцевые монцониты и диориты) редки, чаще наблюдаются на контакте между мафическими породами и гранитами-рапакиви. Таким образом, рассматриваемые плутоны, по существу, представляют собой бимодальные ассоциации. Местами, рассматриваемые массивы напоминают грубо расслоенные интрузивы с постепенными переходами между породами, иногда сопровождаемые зонами ритмичного переслаивания: от габбро-норит-анортозитов через нориты, монцониты, кварцевые монцониты и диориты к собственно гранитам рапакиви (Салминский, Ахвенисто, Коростенский и др.).

В гранитах рапакиви юз Финляндии (Ehlers, 1974) и южной Гренландии (Harry & Emeleus, 1960) можно наблюдать ритмично повторяющиеся расслоенные серии более мафических пород мощностью 3-5 см. Их цвет зависит от содержания биотита, роговой обманки, алланита и оливина. Тёмные прослойки отделены друг от друга более светлыми гранитными породами мощностью 5-15 см. Почти все слои имеют чёткий нижний контакт, вверх постепенно переходящий в более светлые прослои. Получаемая структура напоминает такую же для осадочных пород. Предполагается, что расслоенность связана с гравитационной концентрацией отдельных минералов в результате конвективных течений в кровельной части кислых магм. Наблюдаемая расслоенность фиксируется либо на контакте с вмещающими породами, либо на границе между различными типами гранитов рапакиви (связано с многофазностью внедрения подобных комплексов).

Для мафических пород АРГК есть ряд необычных показателей. С одной стороны, в них широко представлены низко-Са пироксены, типичные для образований известково-щелочной серии, связанной с зонами субдукции. Однако, с другой стороны они характеризуются широким развитием Fe-Ti оксидов (ильменита и титаномагнетита), что характерно для пород внутриплитного происхождения.

Коростенский батолит

Форма интрузива неправильная, почти прямоугольная с площадью около 12000 км² (Великославинский, Биркис и Богатикова, 1978). Его внедрение происходило в палеопротерозойские мигматиты и гнейсы, которые на своих контактах подвергались ороговова-

нию и секутся многочисленными апофизами гранитов рапакиви. Вмещающие породы локально развиты в плутоне как крупные ксенолиты или эрозионные окна (рис. 5). Возраст Коростенского плутона согласно U-Pb датировкам по циркону и бадделеиту варьирует от 1.79 до 1.76 млрд. лет (Yu V. Amelin et al., 1994). Анортозиты и габбронорит-анортозиты наблюдаются главным образом в южной и центральной частях, формируя пять «массивов» («блоков»), которые занимают до 25% его площади.

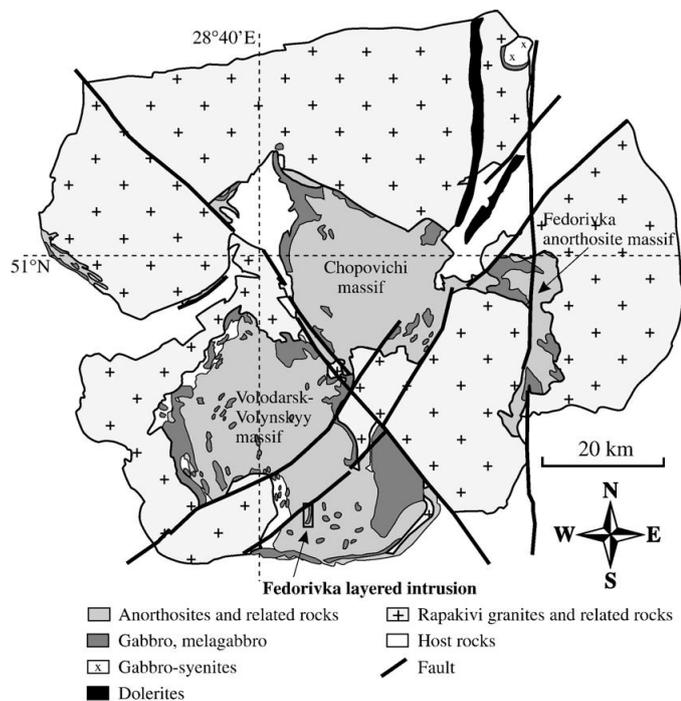


Рисунок 5. Геологическая карта Коростенского плутона (Duchesne et al., 2006)

Володарск-Волинский массив является крупнейшим телом базитов площадью около 1250 км² и мощностью 2-3 км. В центральной его части представлены иризирующие грубозернистые анортозиты и габбро-норит-анортозиты. По горизонтали и по вертикали они сменяются зонами ритмичного переслаивания габбро-норитов и монцонитов. Кроме этого, наблюдаются также прослои пироксенитов (гиперстенитов), железистых гарцбургитов и троктолитов мощностью от нескольких до 10 м. Общая мощность зоны переслаивания достигает 1000-1300 м. Породы интрузива локально деформированы в пологие складки.

Породы анортозитового комплекса обычно полого погружаются под вмещающие граниты. При этом часто наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность: монцониты снизу вверх постепенно сменяются кварцевыми монцонитами и диоритами; затем идут мелкоовоидные зелёные и серые рапакиви, серые редкоовоидные рапакиви, розовые крупноовоидные биотит-роговообманковые рапакиви и, наконец, равномернозернистые биотитовые граниты (Личак, 1983).

Отмечаются неоднозначные взаимоотношения между кислыми и основными породами массива. С одной стороны, граниты и базиты связаны промежуточными разновидностями. С другой стороны, граниты часто интродуцируют породы «анортозитового комплекса», а также одни их разновидности секут другие. Такие взаимоотношения пород, очевидно, являются результатом многофазного формирования плутона.

Геофизические данные свидетельствуют о том, что плутон представляет собой верхнюю часть огромной транскоровой системы, образованной чередованием мощных (от 0.5 до 3 км) субгоризонтальных пластин базитов и гранитов (рис. 6). Эта система имеет конусообразную форму и прослеживается до глубин 35-40 км, располагаясь над 10-15-километровым выступом мантии (Оронецкий, 1990).

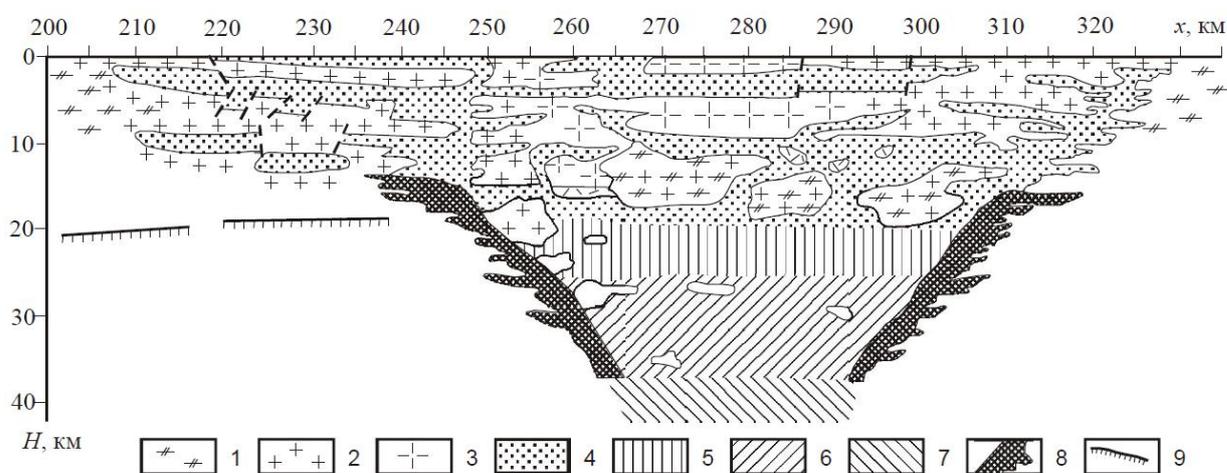


Рисунок 6. Коростенская транскоровая аномалия; по (Оронецкий, 1990). 1 – гнейсы и граниты раннего палеопротерозоя; 2 – рапакивиподобные граниты; 3 – рапакиви; 4 – габбро-норит-анортозиты; 5 – габбро-нориты; 6 – нориты; 7 – ультрамафиты; 8 – «краевые ультрамафиты»; 9 – сильная внутрикоровая граница: не прослеживаемая через Коростенскую транскоровую аномалию.

Выборгский батолит

Имеет неправильно-овальную форму с общей площадью 30000 км². Формирование интрузива происходило в 3 фазы. Породы первой фазы представлены кварцевыми сиенитами («лапшее-гранитами»). Овоидные биотит-роговообманковые граниты и граниты рапакиви в узком смысле формируют 2 фазу, они занимают около 76 % площади плутона. Редкоовидные граниты рапакиви принадлежат третьей фазе. Основные породы (габбронорит-анортозиты) в Выборском плутоне встречаются в форме мелких блоков и ксенолитов, включённых в овоидные граниты и лапшее-граниты.

Плутон прорывает свекофенские гнейсы и сланцы. Геофизические данные свидетельствуют о том, что он имеет грубо-пластинообразную форму и состоит из отдельных интрузивов гранитов рапакиви общей мощностью около 30 км. Высокоплотное тело толщиной около 6 км, интерпретируемое как габбро-анортозиты, расположено на глубине 10

км (Elo & Korja, 1993). Под плутоном мощность коры составляет 41 км, т. е. на 6-20 км меньше, чем в его окружении.

У этого батолита имеются небольшие сателлиты – интрузив анортозитов-гранитов рапакиви Ахвенисто (более подробно о нём пойдёт речь ниже) и чисто гранитный – Суоми-ниemi, расположены к северу от Плутона. Интрузив Ахвенисто имеет подковообразную форму и крутое залегание расслоенности. Как и в Коростеньском плутоне, в нём вдоль границы анортозитов с гранитами рапакиви наблюдается зона переслаивания анортозитов с норитами, габбро-норитами и различными монцонитами, которые играют подчиненную роль (Alviola et al., 1999). Изотопные датировки в Выборгском массиве варьируют от 1615 до 1646 млн лет, в Ахвенисто – от 1632 до 1640 млн лет, и в Суоми-ниemi – от 1635 до 1646 млн лет.

Вулканические породы, генетически связанные с Выборгским батолитом, встречены близ его южного края на острове Гогланд (Суурсаари) в восточной части Финского залива. Они формируют бимодальную вулканическую последовательность мощностью 110 м, перекрывающую свекофенские породы. Нижняя часть образована 20-метровым потоком порфировидных базальтов, на которых залегает мощный покров кварц-порфировых риолитов с возрастом 1638 ± 4 млн лет.

Салминский массив

Расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера (южная Карелия). Салминский массив имеет 2 сателлита: Улялегский и Лодейнопольский, которые расположены к северу и к югу от основного батолита. Массив тянется в сз направлении на 125 км при общей площади 5000 км² (с учётом скрытой под акваторией). Салминский массив имеет хорошую зональность: северная часть сложена розовыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами. По направлению к югу на смену приходят розовые овоидные граниты рапакиви (преимущественно выборгиты), затем серые мелкоовоидные граниты, кварцевые диориты и кварцевые монцониты (кварцевые сиениты). В южной части интрузива вскрыты тёмные анортозиты и габбронорит-анортозиты с маломощными прослоями монцонитов, норитов и, редко, бронзититов. В плутоне и во вмещающих его породах встречаются небольшие тела альбитизированных Li-F лейкократовых гранитов и грейзенов, относимые к финальной фазе становления батолита.

Форма интрузива интерпретируется как грубо-пластинообразная (Великославинский, Биркис и Богатикова, 1978). Снизу-вверх габбронорит-анортозиты сменяются норитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, серыми мелкоовоидными гранитами рапакиви, розовыми овоидными гранитами рапакиви и

биотитовыми гранитами. По аналогии с Коростенским плутоном предполагается, что горизонтальная зональность, которую удаётся наблюдать на карте, проявляется и в вертикальном срезе. Если рассматривать эту точку зрения, то фемические породы в юв части батолита формируют пологую антиклинальную складку с осью, которая полого погружается под акваторию Ладожского озера.

Детальное U-Pb датирование пород по циркону (Yuri V. Amelin et al., 1997) показало, что формирование интрузива происходило на протяжении примерно 18 млн лет: от 1547 ± 1 млн лет до 1529 ± 0.6 млн лет. При этом период размещения индивидуальных фаз гранитов рапакиви варьировал от ~ 5 до ~ 3 млн лет. Биотит-амфиболовые граниты Улягского массива на 5-10 млн лет моложе, чем аналогичные граниты Салминского батолита. Rb/Sr внутренняя эохрона для гранитов имеет возраст 1455 ± 17 млн лет, вероятно, маркируя завершение постмагматических процессов.

Рижский плутон

Расположен в Западной Латвии. Он полностью перекрыт платформенным чехлом мощностью 900-1800 м и был выявлен по материалам бурения (Богатикова и Биркис, 1973). Имеет в плане неправильно-овальную форму и площадь около 60000 км². Его северная часть сложена гранитами рапакиви. По направлению к югу, помимо рапакиви, в скважинах устанавливаются граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты и монцониты. В южной части плутона в значительных количествах появляются базиты (преимущественно анортозиты и норит-анортозиты, к которым иногда добавляются нориты и габбронориты с прослоями троктолитов и плагиоклазовых оливинитов). Как и в Коростенском плутоне, они слагают отдельные тел (блоки), вытянутые в субширотном направлении, в целом параллельно южному контакту массива. Размеры этих тел обычно составляют 100-200 км в длину, самое большое из них (Приекульское) достигает 1000 км².

Петрологическая модель формирования и развития анортозит-рапакивигранитных комплексов

По геохимическим и изотопным данным (Шарков, 2005), родоначальные магмы рассматриваемых комплексов произошли как из мантийных, так и из коровых источников. Присутствие диабазовых и комплексных даек в пределах интрузий свидетельствует о том, что процессы плавления во время их становления происходили одновременно и в коре, и в мантии. Расположение анортозит-рапакивигранитных комплексов над подъёмами мантии, вероятно, указывают на то, что они являлись в тот момент головными частями мантийных плюмов. Вследствие адиабатической декомпрессии происходило образование базальтовых расплавов. Последние внедрялись в гранитную кору, вызывая её плавление. Таким образом, над плюмами возникли сложные магматические системы.

По геофизическим данным удаётся судить о строении комплексов. Здесь наблюдаются транскоровые аномалии, которые характеризуются чередованием мощных слоёв основных и кислых пород. Происхождение такой структуры может быть связано с внедрением серии крупных тел базальтовой расплава на разных глубинах внутри сиалической коры. При этом последняя начинала плавиться.

Согласно теплофизическим расчётам (Huppert, Sparks, 1988), плавление должно было вызываться нагревом кислой коры над телами горячей мантийной магмы, поскольку в результате конвекции основное количество тела от затвердевающих магматических тел уходит через их кровлю. На начальных стадиях процесса граница между основной магмой и частично расплавленной сиалической кровлей являлась гравитационно неустойчивой. Эта неустойчивость была связана с погружением более холодного резорбированного корового материала (рис. 7А). При этом погружающийся материал растворялся в базальтовой магме, приводя к его обогащению SiO_2 и Al_2O_3 . В итоге, расплав в подобных камерах должен был иметь характеристики как внутриплитных Fe-Ti базальтов, так и островодужных толеитов. По-видимому, это и является главной причиной преобладания плагиоклазовых кумулатов. Это также позволяет объяснить наличие низкокальциевых пироксенов, характерных для пересыщенных кремнезёмом расплавов, но не типичных для магматических образований внутриплитного происхождения.

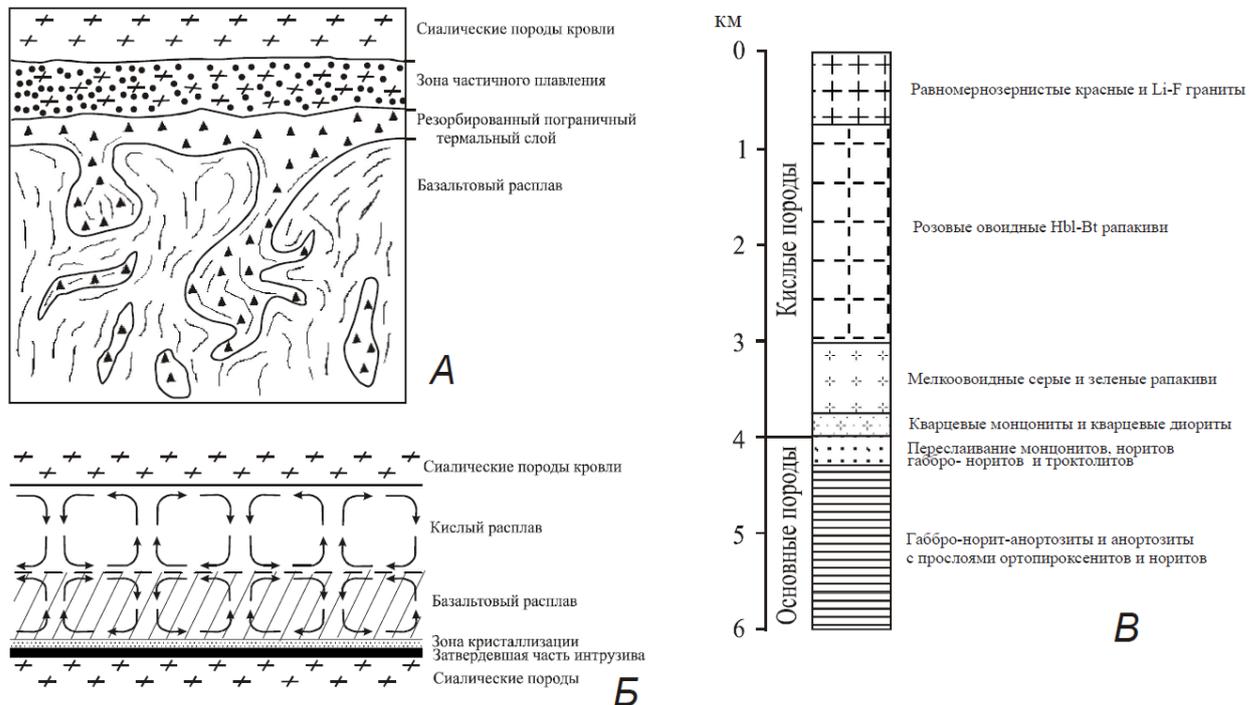


Рисунок 7. Схема иллюстрирующая процесс формирования анортозит-рапакивигранитного комплекса. А – процессы в сиалической кровле над мощным базальтовым силлом; Б – структура двойной конвекции в магматической камере при формировании комплекса; В – предполагаемый разрез затвердевшей магматической камеры.

Состав расплава в камере на начальных стадиях плавления гомогенизировался конвекцией. Однако, по мере возрастания степени плавления коры, в верхней части камеры появлялся мощный слой легкого гранитного расплава, который в свою очередь уже не вовлекался в конвекцию. В результате сформировалась двухслойная конвективная система. Теперь верхняя и нижняя части развивались независимо (рис. 7Б). Высокотемпературный слой базитового вещества; верхний лёгкий слой кислого расплава, который подогревался снизу, оставался в жидком состоянии достаточно длительное время и при этом практически не смешивался с базитовым. Обмен массами мог осуществляться только в форме диффузии наиболее подвижных компонентов (в первую очередь, речь идёт о щелочах). В этот момент летучие компоненты высвобождались из базитового расплава и переходили в гранитный, обогащая его несовместимыми элементами. Нижняя часть магматической камеры (базитовая) из-за разницы в величинах градиента точки плавления и адиабатического градиента должна была затвердевать снизу-вверх (то есть от подошвы к кровле). Такое предположение подтверждается наличием в мафических породах кумулятивных структур, а также ритмичной расслоенности и закономерным строением анортозитовых «блоков» во многих анортозит-рапакивигранитных комплексах. Сформировавшийся контаминированный, обогащённый Al_2O_3 и SiO_2 базальтовый расплав должен иметь направленную кристаллизацию: в начале формируются плагиоклазовые кумулаты (анортозиты и габбронорит-анортозиты); затем пироксен-плагиоклазовые кумулаты (нориты и габбронориты), оливин-плагиоклазовые (троктолиты), а также пижонит-содержащие (пижонитовые нориты и габбронориты). В конечном счёте кристаллизация должна завершиться формированием плагиоклаз-ортоклаз-пироксеновых кумулатов (монцонитов), в которых обнаруживается высокое содержание Fe-Ti оксидов и апатита (Шарков, 1983). Такая последовательность наблюдается в наиболее сохранившихся комплексах. Разница составов связана с масштабами ассимиляции базальтами корового материала.

Затвердевание кислого слоя могла начаться только после того, как полностью закристаллизуется базитовый слой. Наиболее высокотемпературными здесь являются кварцевые монцониты и кварцевые диориты. За ними следовали серые или зелёные рапакиви с мелко- и редкоовоидным строением, затем – розовые биотит-роговообманковые рапакиви. И наконец, наиболее эволюционированные расплавы формировались как равномернозернистые биотитовые граниты и Li-F граниты.

Идиализированный разрез в конечном счёте представлен на рисунке 7В.

Салминский массив

Исследуемый комплекс занимает площадь 5000 км², занимая особое тектоническое положение: он расположен в краевой части Свелокарельской складчатой области на её границе с Карельским кратоном. Массив внедрялся по мощной надвиговой зоне между этими двумя тектоническими структурами. Комплекс состоит из непосредственно Салминского массива, расположенного в складчатой области, и его сателлита (Улягского массива), который полностью локализован в породах кратона (рис. 8). Салминский массив прорывает позднеархейские зеленокаменные пояса и гранитоиды, а также супракуральные образования ятулия и людиковия (PR₁).

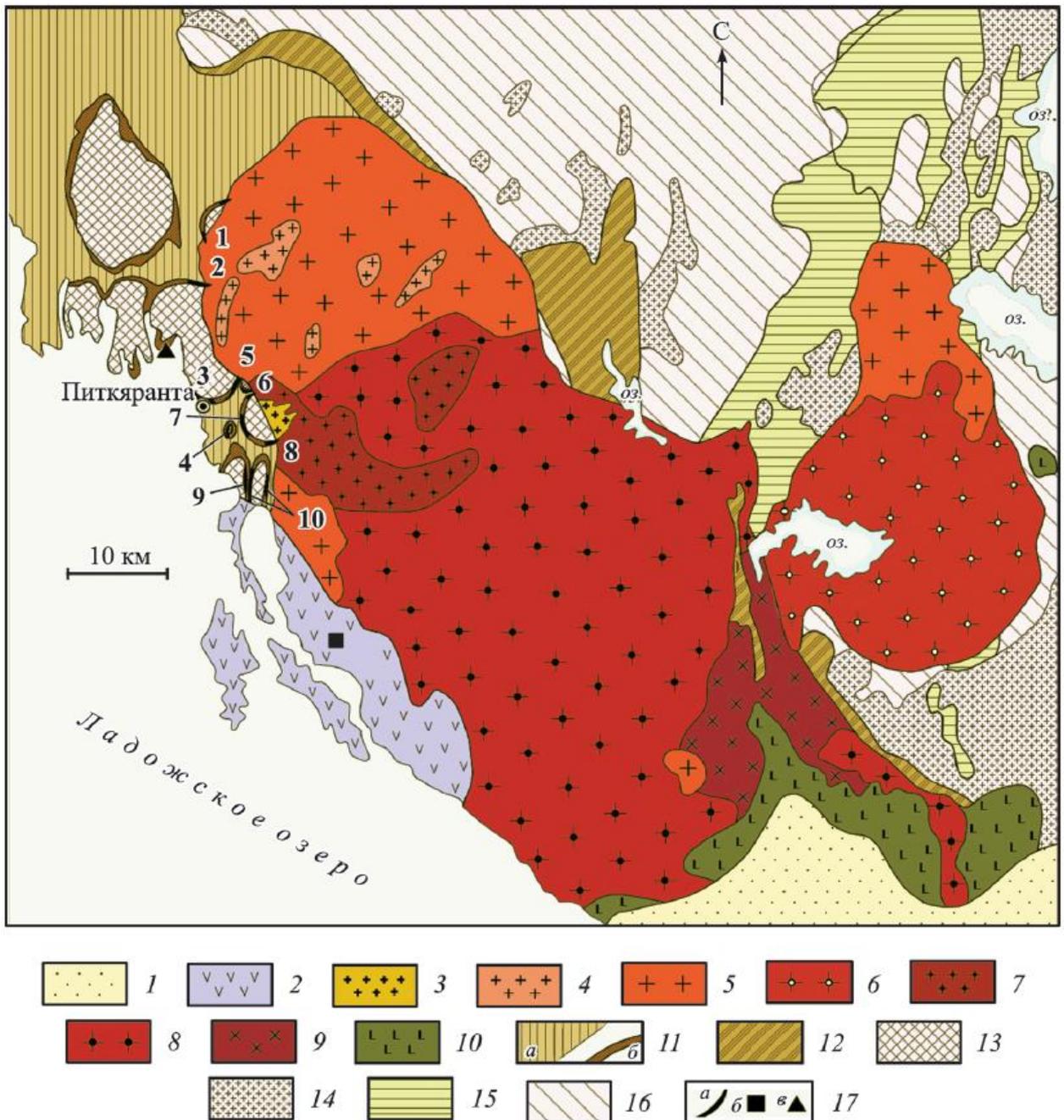


Рисунок 8. Геологическое строение Салминского батолита и размещение МПИ Питкярантского рудного района. По: Amelin et al., 1991, с дополнениями и изменениями Ларина, 2011. 1 – платформенный покров;

2 – вулканогенно-осадочные образования йотния (салминская свита); 3-10 – породы Салминского батолита: 3 — топазсодержащие граниты (Li-F граниты), 4 — мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты, 5 — крупнозернистые биотитовые граниты, 6 — крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, 7 — овоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой, 8 — выборгиты и питерлиты, 9 — крупнозернистые биотит-роговообманковые кварцевые сиениты, 10 — основные и средние породы (анортозиты, нориты, ферродиориты, монцониты); 11-12 — PR₁ супракрустальные породы: 11 - свекокарельской складчатой области (а - ладожская серии, б - сортавальская), 12 - Карельского кратона; 13 — AR₂-PR₁ гнейсограниты куполов; 14-16 - комплексы Карельского кратона (AR₂): 14 - граниты и мигматит-граниты, 15 - зеленокаменные пояса, 16 - ТТГ-ассоциация; 17 - месторождения и рудопроявления: а - Sn-Ве-полиметаллические месторождения Питкярантского рудного района, б - U-полиметаллическое месторождение Карку, в - Мо-рудопроявление Куйваниemi в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Месторождения Питкярантского рудного района (цифры на схеме): 1-4 - скарново-пропилитовые Sn-полиметаллические: 1 - Юкан Коски, 2 - Кители, 3 - Старое Рудное Поле, 4 - Хепоселька; 5-10 - скарново-грейзеново-пропилитовые Sn-Ве и Sn-Ве-полиметаллические: 5 - Новое Рудное Поле, 6 - Хопунваара, 7 - Люпикко, 8 - Южное Люпикко, 9 - Ристиниеми, 10 - Уукса.

Возраст плутона оценивается 1547-1530 млн лет, то есть его формирование продолжалось около 18 млн лет (Amelin et al., 1997). Салминский массив в юз части перекрывается терригенно-вулканогенной породами салминской свиты (отложения йотния). Кроме этого имеются дайки и небольшие тел основных пород, которые прорывают батолит. Эти тела являются комагматичными базальтам салминской свиты.

По геофизическим данным известно, что Салминский плутон представляет собой пластинообразное тело, залегающее субгоризонтально. Его мощность увеличивается с 2 км в сз его части до 10 км в юв (Amelin et al., 1991). Для комплекса характерно асимметричное строение: в направлении с юго-востока (где предполагается существование подводящего канала) в северо-западном направлении наблюдается закономерная смена пород с уменьшением их основности и возраста (рис. 8 и рис. 9). Так, габбро-анортозитовый комплекс вместе с монцонитами и сиенитами переходит в биотит-амфиболовые овоидные граниты рапакиви и кварцевые сиениты, затем в биотитовые граниты и ассоциирующие с ними топаз-содержащие граниты.

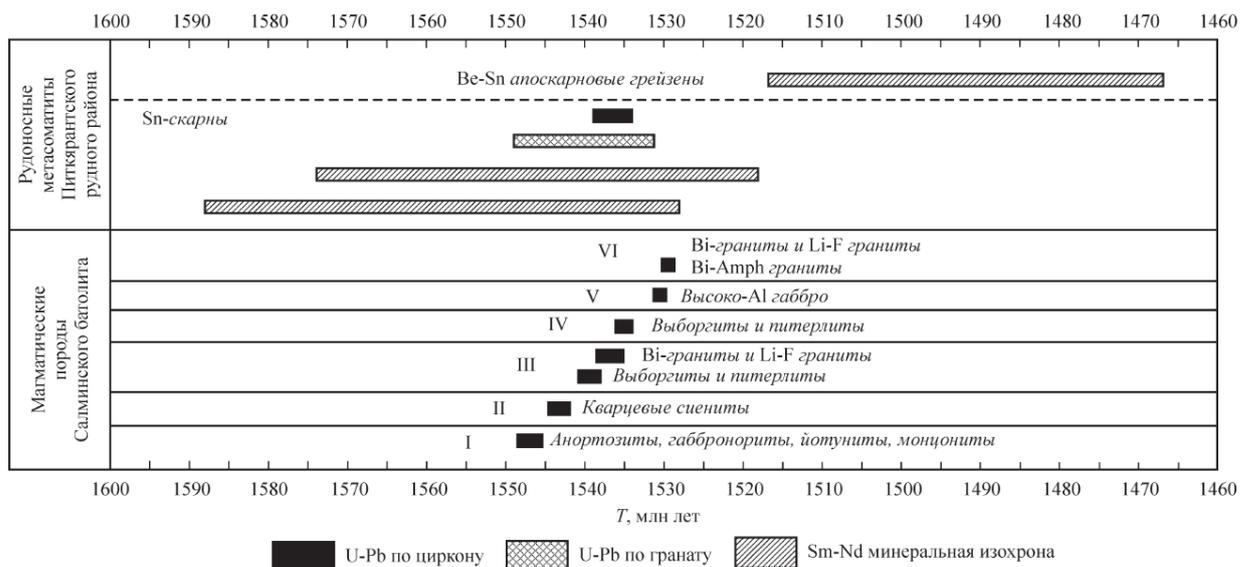


Рисунок 9. Длительность формирования пород Салминского массива и ассоциирующих месторождений Питкярантского рудного района. От I до VI показаны импульсы магматической активности (Ларин, 2011)

Основные породы Салминского массива чрезвычайно близки к основным породам анортозит-мангерит-гранитного комплекса. Отчётливо выделяются 3 группы пород: анортозиты и ассоциирующие с ними мафические породы, ферродiorиты и высокоглиноземистые габброиды. В первой группе кроме анортозитов встречаются также габбронориты-анортозиты, и в меньшей степени габбронориты, троктолиты, нориты, реже пироксениты и лерцолиты, тяготеющие к краевым частям тел основных пород. Для краевых зон фемических пород характерна ритмичная расслоенность (Личак, 1983). В анортозитах фиксируются мегакристы высокобарического ортопироксена.

Ферродiorиты, монцониты и кварцевые монцониты приурочены преимущественно к краевым частям основных пород. Темноцветные минералы этой группы имеют более высокую железистость по сравнению с породами первой группы.

Высокоглиноземистые габбро, по-видимому, образуют дайковые тела среди основных пород. До конца неизвестны их взаимоотношения с гранитами рапакиви, но судя по изотопным данным эти породы кристаллизовались одними из самых поздних – 1530.6 ± 0.7 млн лет (рис. 9).

Среди кислых пород можно выделить 3 основные группы: биотит-амфиболовые граниты и кварцевые сиениты; биотитовые граниты; топазсодержащие Li-F граниты. Первая группа доминирует. Для них характерны большие вариации в соотношениях Fe-Mg силикатов и структурно-текстурная гетерогенность. Порфирированные грубозернистые граниты, питерлиты и выборгиты являются типичными представителями этой группы. Биотитовые граниты обладают существенно большей гомогенностью состава и структур. Среди них выделяют мелкозернистые порфирированные, а также крупнозернистые граниты. Последние формируют довольно крупные тела, прорывающие более ранние биотит-амфиболовые граниты. Другие, являясь более поздними, образуют небольшие плитообразные тела среди гранитов ранних интрузивных фаз. Топазсодержащие граниты формируют штокообразные и дайковые тела небольших размеров.

Характерной особенностью минерального состава гранитов рапакиви являются очень высокая железистость Fe-Mg силикатов. Они представлены гастингситовой роговой обманкой, феррогеденбергитом, фаялитом и биотитом, близким к лепидомелану. Железистость амфибола и биотита в биотит-амфиболовых гранитах варьирует от 0.81 до 0.95 и от 0.81-0.98 соответственно. Фаялит и пироксены наиболее характерны для гранитоидов повышенной основности и для гибридных пород. Аксессуары представлены цирконом, апатитом, ильменитом, магнетитом, анатазом, ортитом, флюоритом. В некоторых более дифференцированных гранитах можно встретить также бастнезит, топаз, касситерит, торит, колумбит, монацит.

Термобарометрические исследования гранитов рапакиви выборгского плутона показывают, что кристаллизация самых примитивных гранитов осуществлялась в температурном диапазоне 850-650 °С и давлении от 1.0 до 5.4 кбар (Elliott, 2001). Для наиболее поздних Li-F гранитов Салминского батолита анализ включений в минералах даёт температуру ликвидуса 770-830 °С и солидуса 640-680 °С. Наличие флюорита и фаялита, а также поздняя кристаллизация гидроксилсодержащих силикатов свидетельствует о низком $f_{\text{H}_2\text{O}}$, что является основной причиной такого высокого солидуса гранитов. Граниты рапакиви Фенноскандии кристаллизовались в восстановительных условиях, близких или ниже FMQ-буфера (Rämö & Naarala, 1995). Низкая фугитивность кислорода в подобных гранитах отражает восстановительные условия, которые испытывал источник. Li-F граниты, напротив, формировались при повышенной фугитивности кислорода, между NNO- и НМ-буферами из водонасыщенных расплавов.

Массив Ахвенисто

Массив Ахвенисто (Alviola et al., 1999) на 70% сложен (рис. 10) кислыми разностями (по большей части субщелочные биотитовые + - роговообманковые граниты) и на 25% габброидами (в основном лейкогаббронорит, немного оливинсодержащих габброидов, а также редко анортозиты). Реже также наблюдаются монцодиориты (также как кислые и основные дайки). В обнажениях определяется, что монцодиориты секут кислые породы, а также кислые вместе с монцодиоритами всегда секут габброиды. По петрографии и главным геохимическим элементам габброиды и монцодиориты Ахвенисто очень похожи на те, которые описаны в протерозойских анортозитах массивного типа как, например, Харп Лэйк (Harp Lake) Лабрадора (Emslie, 1980). Ахвенисто внедрился в палеопротерозойскую (1900) Свекофеннскую метаморфическую кору 1630-1645 млн лет назад и таким образом является наиболее ранней интрузией Выборгского массива. С использованием U-Pb (Alviola et al., 1999) метода для циркона и бадделеиты были получены возрасты для различных типов пород. Эти анализы показывают, что измеряемый возраст для каждого типа слабо отличается от погрешности анализа. Так, для лейкогаббронорита получен возраст 1643 ± 3 , габброидные пегматиты в лейкотроктолитах – 1637 ± 2 , а кварцевые монцодиориты имеют возраст 1642 ± 2 , роговообманково-биотитовые граниты - 1633 ± 6 млн лет, а кварц-полевошпатовые порфиры - 1632 ± 5 млн лет.

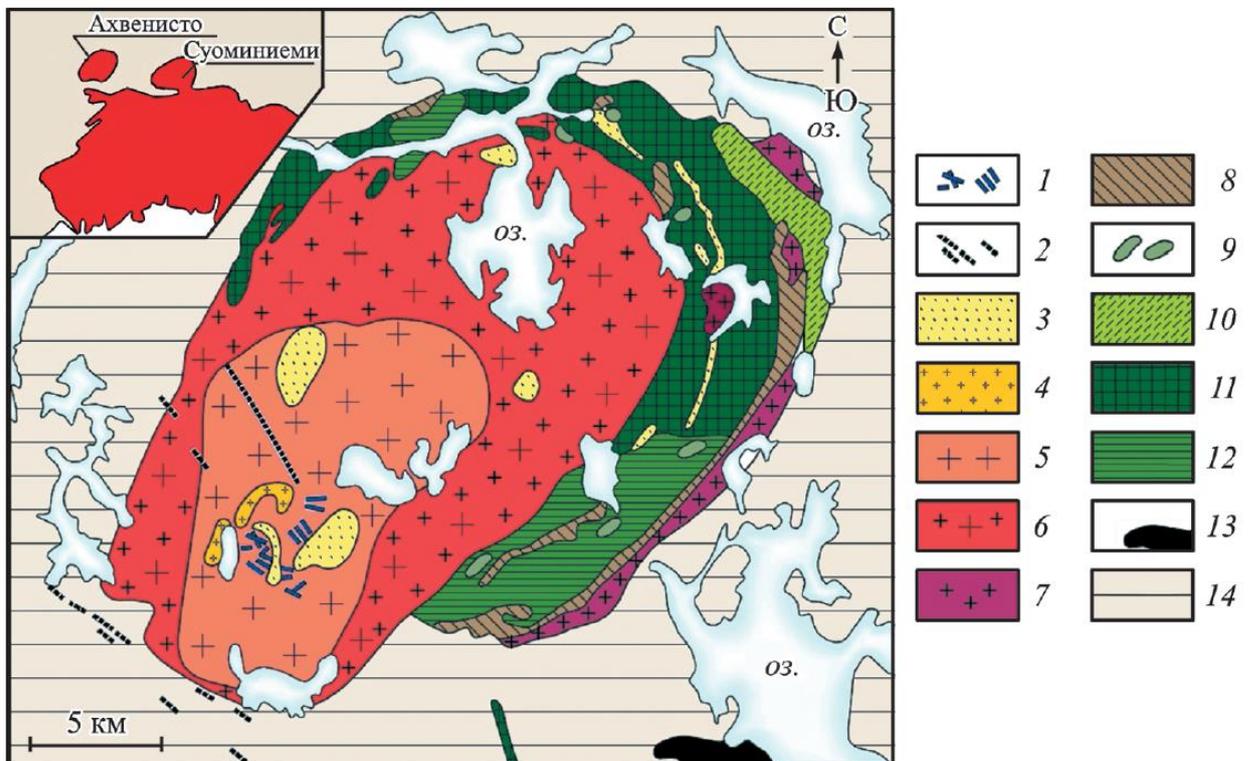


Рисунок 10. Геологическое строение массива Ахвенисто, сателлита Выборгского батолита. По: Ramo, 1999. 1 – грейзеновые дайки; 2 – дайки кварц-полевошпатовых порфиров; 3 – порфиroidные лейкограниты и аплиты; 4 – топазсодержащие граниты; 5 – биотитовые граниты; 6 – биотит-роговообманковые граниты; 7 – роговообманковые граниты;

8 – монцодиориты; 9 – анортозиты; 10 – оливинсодержащие габброиды; 11 – лейкогаббронориты; 12 – уралитовые габбро; 13 – оливиновые диабазы; 14 – свекофеннский комплекс вмещающих пород

Массив Ахвенисто представляет из себя овальной формы гранитную интрузию, которая окружена подковообразным габброидным телом (рис 10), в меньшей степени монцодиоритами, а также кислыми и мафическими дайками.

Петрография массива Ахвенисто

Массив Ахвенисто занимает территорию размером 350 км². Около 70% приходится на граниты, 25 – на габброиды и анортозиты, и менее 5% приходится на монцодиориты (рис. 10, табл. 1). Из основных пород наиболее распространённым является лейкогаббронорит (около 90.5 %), в то время как чистый анортозит встречается редко.

Таблица 1. Процентное соотношение содержания главных горных пород массива Ахвенисто

Table 1
Areal proportions of the main rock types in the Ahvenisto complex of southeastern Finland

Rock type	%	km ²
Granitic rocks	70.4	240
Monzodioritic rocks	3.4	12
Gabbroic and anorthositic rocks of which:	26.2	90
90.5% leucogabbronorite	(C.I. 10–25; An _{50–60})	
9.0% olivine-bearing gabbroic rocks	(C.I. 20–45; An _{60–70} Fo _{50–55})	
0.5% anorthosite	(C.I. < 5; An _{45–60})	

Note: C.I. denotes color index.

Вмещающие породы. Массив Ахвенисто пересекает палеопротерозойские (Свекофенские) метаморфические породы: plutonic and sedimentary, represented in the present moment by granitoids and schists respectively (рис. 10, 11). Гранитоиды на западе и юго-западе от комплекса представлены порфировидными гранодиоритами и гранат и кордиеритсодержащими микроклиновыми гранитами на юге и востоке. Их возраст составляет 1890 млн лет, что говорит об их одновременном формировании с тектоническими процессами того времени. Сланцы представлены преимущественно на севере от массива Ахвенисто и сложены биотит-роговообманковыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами и слюdistными сланцами, иногда с амфиболитами. Микроклиновые граниты относят к позднектоническим процессам Свекофенской орогении. Однако, в последнее время Свекофенскую орогению в узком смысле и гранитную мигматизацию юго-западной Финляндии относят к различным процессам.

Основные породы. Основные породы комплекса Ахвенисто представлены габброидами и анортозитами и дайками оливиновых диабазов в северо-западной части комплекса (рис. 11). Мафические породы представляют из себя тело диаметром в среднем 10-15 км при ширине 3-4 км и, возможно, погружается на юг под гранитный батолит.

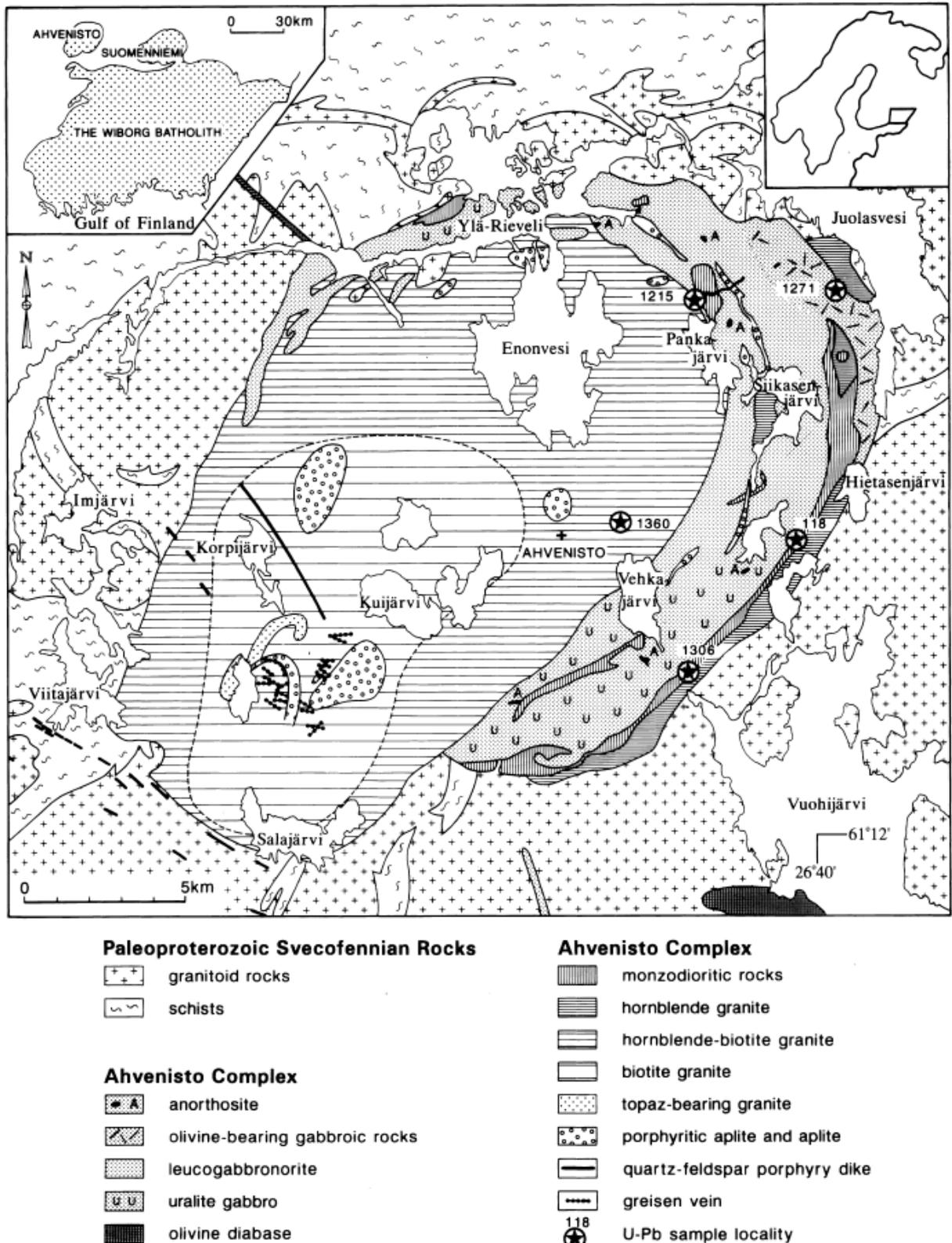


Рисунок 11. Литологическая карта Массива Ахвенисто (на английском языке)

Мафические породы включают в себя троктолит, оливиновое габбро, оливиновый габбронорит, габбронорит, норит, габбро, уралитовое габбро, ильменитовое габбро, и анортозиты. Обычно, габброиды имеют цветовой индекс (C.I.) <35 и, таким образом, большая часть из них может быть охарактеризовано с помощью префикса лейко- согласно принятой классификации IUGS. Среди мафических пород иногда наблюдаются габброидные пегматиты, размеры которых колеблются от небольших карманов до сотен м². Они состоят из мегакристов плагиоклаза (размер отдельных кристаллов до 50 см), и ортопироксеновыми мегакристами (до 30 см в диаметре). Некоторые из последних имеют высокоалюминиевые ядра (по которым получены давления кристаллизации массива). Наиболее характерные породы описаны далее.

Лейкогаббронорит

Является наиболее распространённым среди мафических пород. Представлен крупнозернистыми, реже порфиroidными разностями со структурой, близкой к офитовой. Цветовой индекс колеблется между 10 и 25. Размер зёрен основной массы составляет 0.5-2.0 см и среди них имеются мегакристы плагиоклаза, которые достигают 10 см в длину. Плагиоклаз основной массы представлен An_{50-60} , в то время как мегакристы обычно чуть более богаты анортитовой составляющей. Пироксены относительно богаты Fe, железистость ($Fe/(Fe+Mg)$) в среднем составляет 0.59 (бедные Ca пироксены) и 0.52 (богатые Ca пироксены). Лейкогаббронорит преобразован в уралитовое габбро в южной и юго-западной частях тела (рис. 10).

Оливинсодержащие габброиды

В северной части массива Ахвенисто обнаруживаются оливин-содержащие габброиды. Их состав колеблется от троктолитов через оливиновый габбронорит к габбро. Они представлены крупнозернистыми породами с офитовой или близкой к таковой структуре с рассеянными мегакристами плагиоклаза. По этому признаку породы очень похожи на описанные выше лейкогаббронорит. Но эти породы в целом более мафические с цветовым индексом от 20 до 45. Плагиоклаз более анортитовый (An_{60-70}), а пироксен более магнизальный (молекулярное отношение $Fe/(Fe+Mg)$ в среднем составляет 0.41 для бедных Ca, и 0.32 для богатых Ca разновидностей). Оливин представлен Fo_{50-55} .

Анортозит

Анортозит – хорошо отличаемая порода, но более редко встречаемая в рассматриваемом массиве. Локализуются в виде линз в габброидах и обычно показывают резкие контакты с ними. Линзы анортозитов наиболее представлены в юз части тела и максимальная из них занимает площадь около 100 на 200 м. Анортозиты представлены средне-крупнозер-

нистыми равномернозернистыми разностями, редко с мегакристаллами. Нечасто также обнаруживаются мафические минералы (чаще бедный Са пироксен). Состав плагиоклаза An_{45-70} , а железистость пироксена лежит между значениями для лейкогаббронорита и оливинных разностей.

Оливиновые диабазы

Дайки оливиновых диабазов в северо-западной части комплекса имеют около 200 м ширину и могут проследиваться в обнажениях на 3 км. Дайки состоят из среднезернистых диабазов с офитовой структурой. Из минералов представлены: плагиоклаз (An_{55}), оливин (Fo_{60}), клинопироксен и Fe-Ti оксиды. Акцессорные минералы представлены апатитом, кварцем, щелочными полевыми шпатами и вторичным биотитом. Диабазы, возможно, сечётся другими основными породами массива, однако, контакт скрыт под озером Ylä-Rieveli (рис. 12). Наиболее вероятно, что возраст дайки близок к возрасту гранитов рапакиви (и сами дайки принадлежат этому комплексу).

Монцодиоритовые разности

Эти породы представлены от диоритов к кварцевым монцодиоритам, большая часть из них лежит в поле монцодиоритов или кварцевых монцодиоритов. Соответствующие породы (ферродиориты, феррогаббро, йотуниты, монцодиориты) были описаны (Ashwal, 1993) в большие части протерозойских комплексов анортозитов «массивного типа». Однако, для Финских гранитов рапакиви данные породы не свойственны.

В массиве Ахвенисто монцодиоритовые разности найдены как узкие, часто дугообразные дайки внутри и вдоль внешних границ габброидных тел. Обычно, дайки имеют размеры несколько км в длину и несколько сотен м в ширину. Монцодиориты резко секут все породы габброидного состава и анортозиты и часто имеют закалённые краевые границы (chilled zone). А они в свою очередь часто пересекаются кислыми разностями комплекса. Местами они, однако, формируют нитевидные структуры в пределах кислых пород (рис. 12) (минглинг), что говорит о близких временных отношениях с кислыми породами комплекса.

Структура монцодиоритовых пород отлична от габброидов и представлена более мелкозернистыми разностями (обычный размер зёрен колеблется от 1 до 5 мм). Эти породы более мафические (цветовой индекс от 30 до 60). Изредка монцодиориты имеют фенокристы плагиоклаза размером от 1 до 3 см. Главные минералы: плагиоклаз (An_{35-50}), бедный Са пироксен (железистость 0.66), и роговая обманка. Акцессории представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, Fe-Ti оксидом, апатитом, цирконом и бадделеитом. Редко также можно наблюдать оливин (железистость 70-90).

Согласно последним данным (Fred et al., 2020) монцодиоритовые породы являются результатом кристаллизации остаточной магмы после выделения основных пород в кумулаты.

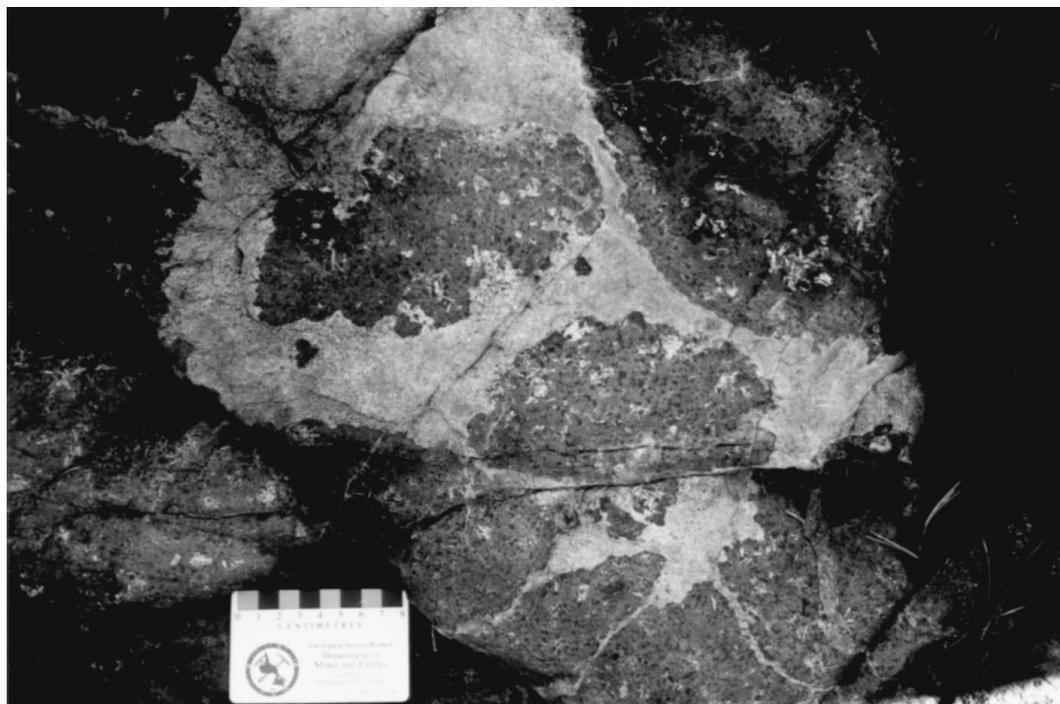


Рисунок 12. Фотография минглинга монцодиорита и гранита в юв части массива Ахвенисто (Alviola, 1999)

Кислые породы

Кислые породы массива Ахвенисто представлены субщелочными гранитами А-типа. Характерными минералогическими особенностями являются высокощелочные полевые шпаты, две генерации полевых шпатов и кварца, наличие обогащённых Fe мафические силикатов, а также флюорита как вездесущей акцессорной фазы. Кислые породы массива Ахвенисто можно разделить на 3 группы: граниты самого массива Ахвенисто, отделённые роговообманковые граниты, и дайки кварц-полевошпатовых порфиров, секущие массив Ахвенисто и его вмещающие породы.

Граниты массива Ахвенисто

Западная, северная, восточная и юго-восточная части батолита сложены крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами (цветовой индекс в среднем 5-20), которые редко имеют порфировидную структуру, выделяющуюся по мегакристам щелочного полевого шпата, достигающего в диаметре до 5 см. Некоторые мегакристы имеют плагиоклазовую оторочку. По направлению к юго-западу количество роговой обманки и цветовой индекс уменьшается, и порода переходит в биотитовый гранит.

Небольшие округлые тела, а также узкие дайки порфировидных аплитов иногда наблюдаются в пределах Ахвенисто. Они представлены биотитовым гранитом с мелко-

среднезернистой структурой. Фенокристы щелочного полевого шпата меньше, чем в гранитах в пределах самого массива. Порфиroidные аплиты часто имеют резкие контакты с вмещающими биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами. Дайки аплитов часто секут габброиды и монцодиоритовые разности. В южной и центральной частях биотитовых гранитов также обнаружены топаз-содержащие двуслюдяные граниты и ассоциирующие с ними грейзены.

Роговообманковые граниты

Роговообманковые граниты обнаруживаются в дайкоподобной интрузии вдоль южной и юго-восточной границы мафического тела и в виде небольших интрузивных тел в северо-восточной части тела. Эти граниты резко секут как габброиды, так и монцодиоритовые породы и часто имеют закалённые краевые зоны (chilled margin). Локально, однако, структуры свидетельствуют о наличии процесса минглинга между роговообманковыми гранитами и монцодиоритами.

Роговообманковые граниты представляют из себя коричневато-красные среднезернистые, редко порфиroidные породы с мегакристами щелочного полевого шпата (1-2 см). Они более мафические (цветовой индекс 10-30) по сравнению с гранитами батолита и состоят по большей части из роговой обманки относительно биотита. В кристаллах роговой обманки часто наблюдаются реликты фаялита и богатых Fe пироксена. Местами наблюдается рост числа фаялита и пироксена относительно роговой обманки.

Дайки кварц-полевошпатовых порфиров

Подобные дайки имеют ширину от 5 до 30 м, более или менее вертикальное залегание, а также ориентированы в сз-юв направлении. Большая часть даек прослеживается на 1-2 км максимум.

Дайки имеют порфиroidную структуру с угловатыми и/или округлыми зёрнами щелочных полевых шпатов (1-6 см в длину), короткими призматическими зёрнами кварца (0.5-2 см), а также сильно изменённым плагиоклазом (0.5-1 см) в основной гранитной массе. Структура породы афанитовая на границе дайки и мелко-среднезернистая в её центральных частях. Некоторые дайки включают рассеянные округлые полевошпатовые мегакристы размером до 10 см. Часть из них также имеют оторочку плагиоклаза.

Сравнение массива Ахвенисто с комплексом Харп Лэйк (Лабрадор)

Массив Ахвенисто имеет много общего с комплексом Харп Лэйк центрального Лабрадора (Emslie, 1980). Харп Лэйк более мафический (более 80% - фемические породы) и больше (10 000 км²), чем комплекс Ахвенисто (25% и 350 км² соответственно).

Выделяется 3 основных группы пород: базитовая, средняя и адамеллитовая группа. Первая из них состоит преимущественно из крупнозернистых пород, обогащённых кумулюсным плагиоклазом. От трети до половины представлены лейкотроктолитом, остальные – лейкогаббро, лейконорит и анортозит. В дополнении к крупнозернистым кумулюсным породам иногда наблюдаются мелко и среднезернистые габброиды. Породы средней группы состоят из мелко-среднезернистых, относительно богатых фемическими минералами ферродиоритовыми породами. Они представлены как дайки и малые интрузии в пределах главного базитового тела: на границе, а также на границе с кислыми породами (адамеллитами). Адамеллитовая группа состоит из интрузий адамеллитов, приуроченных к границе главного базитового тела на западе и северо-востоке (рис. 13, b). Они состоят из средне и крупнозернистых массивных кварцевых монзонитов и гранитов, которые обычно имеют зеленоватый оттенок на свежем сколе. Главный мафический минерал – роговая обманка, в меньшем числе – оливин, клинопироксен и биотит.

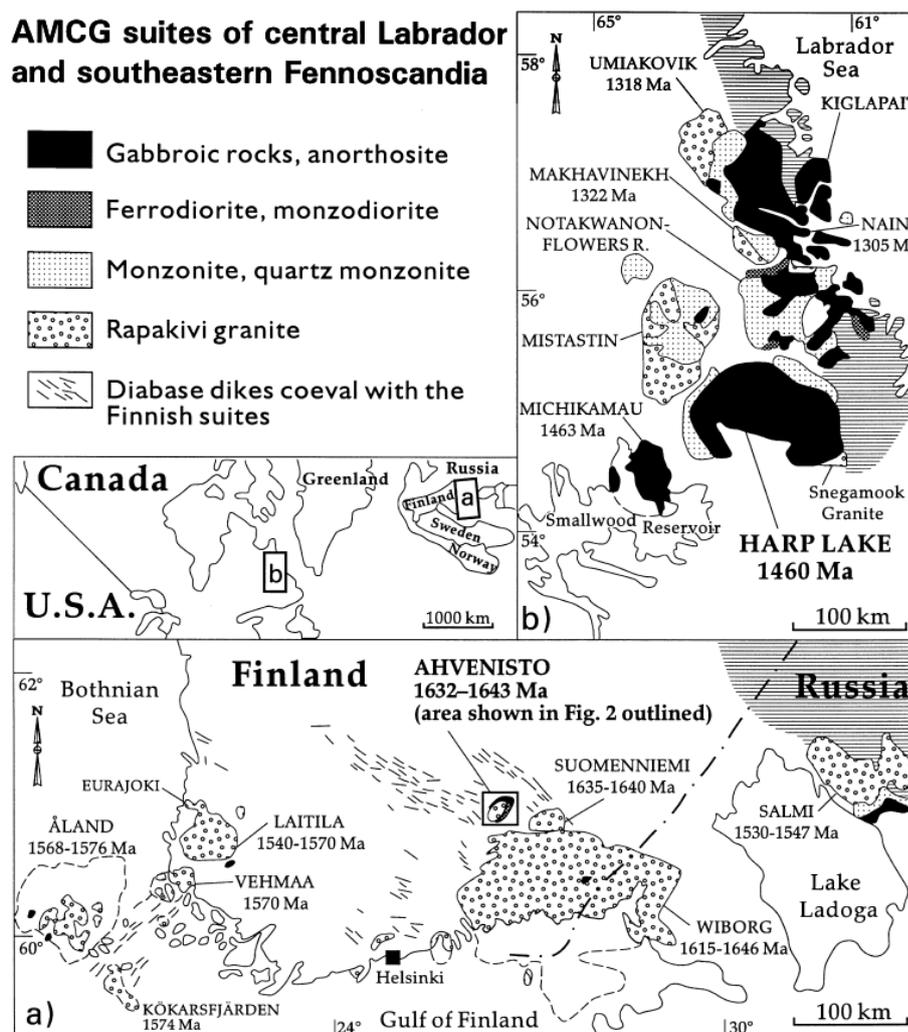


Рисунок 13. Карта, показывающая основные типы пород и возраста анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитных формаций юго-восточной Фенноскандии и центрального Лабрадора

Диаграммы соотношений (Alviola et al., 1999) $An/(An+Ab)$ против магнезиальности, а также $Or/(An+Ab+Or)$ против магнезиальности показаны на следующем рисунке. Здесь наблюдается хорошо прослеживаемый тренд.

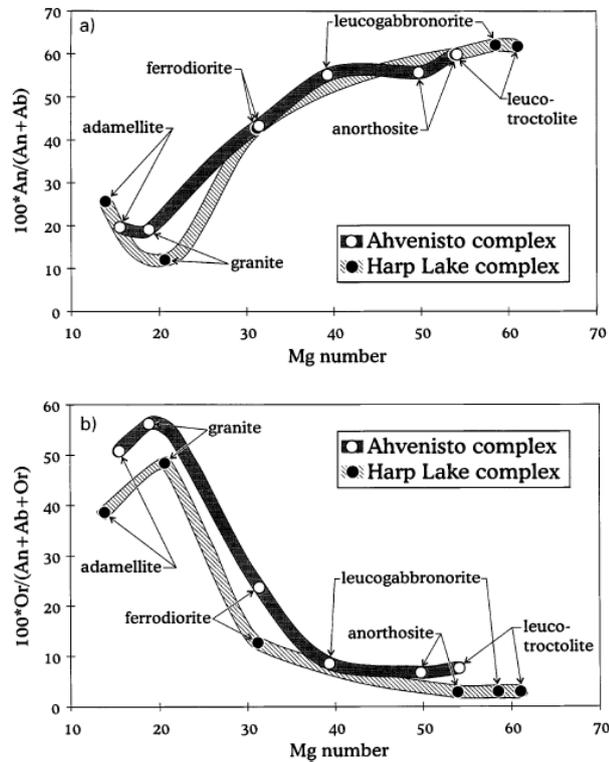


Рисунок 14. Сравнение пород комплекса Ахвенисто с породами комплекса Харп Лэйк

Различия между породами заключается в следующем: группа основных пород Харп Лэйк показывают более примитивные составы: магнезиальность варьирует от 61 (лейкотроктолит) через 59 (лейкогаббронорит) до 54 (анортозит), в то время как для массива Ахвенисто магнезиальность ниже (от 54 до 39), а анортозит (магнезиальность 50) более примитивный чем лейкогаббронорит (39). Оливинсодержащие породы Ахвенисто более мафические (72% нормативного полевого шпата в среднем), чем лейкотроктолиты Харп Лэйк (86), но и более эволюционированные (магнезиальность 54, в то время как в Харп Лэйк 61). В терминах анортитости ($An/(An+Ab)$) против магнезиальности ферродиориты Харп Лэйк и монцодиориты Ахвенисто (рис. 14) очень похожи друг на друга. Однако, первые более мафические (56% нормативного полевого шпата), чем те же для Харп Лэйк (61% нормативного полевого шпата).

Каждый тип породы массива Ахвенисто более богат К, чем соответствующие породы Харп Лэйк (рис. 14). В габброидах массива Ахвенисто содержится от 6.7 до 8.5% нормативного ортоклаза, в то время как для Харп Лэйк это значение составляет <3%. Монцодиориты Ахвенисто имеют почти в 2 раза больше значение нормативного ортоклаза (24%),

чем ферродiorиты Харп Лэйк (13%). Это верно также и для кислых разностей рассматриваемых пород.

Оснóвные породы Салминского массива

Для установления оснóвных пород были изучены 89 ППШ и шлифов по 3-ём скважинами. Все материалы предоставлены организацией АО «Полиметалл». Для одной из скважин из кернового материала лично отбирал сколки для дальнейших исследований (изготовления шлифов и ППШ, порошков для XRF).

Сводные колонки, полученные при изучении препаратов под оптическим поляризационным микроскопом представлены на рисунке 15. Наиболее характерными породами являются габбронорит, который по содержанию цветных минералов можно назвать *лейкогаббронорит* (цветовой индекс в среднем от 10 до 40); *анортозит*; в виде включений *сиеногранит-гранодиорит-гранит*; реже наблюдаются чистые *габбро* и *норит*. Иногда содержание темноцветных (в первую очередь пироксена) возрастает вплоть до практически полностью сложенных пироксеном пород – *пироксенитов*. Степень преобразования горных пород в целом небольшая, однако в одной скважине наблюдаются интервалы практически полного замещения и породы названы *метасоматитами*.

Установлено, что в двух скважинах имеется закономерная смена сверху вниз анортозитов на габбронориты (в 3-ей скважине, вероятно, эта часть разреза скрыта под четвертичными отложениями). Кроме этого, исследуя керновый материал, наблюдаются включения сиеногранита (и других гранитоидов) в габброидах. Контакт при этом между породами неровный, чёткий, имеется небольшая зона закалки в габбронорите. Сильных вторичных изменений или метасоматических преобразований при этом вдоль этих контактов не наблюдаются.

Петрография

Анортозит. Преимущественно крупнозернистые массивные породы, сложенные более чем на 90% из плагиоклаза, средний состав которого составляет лабрадор номер 54-56. Степень преобразования их невелика, преобразование представлены серицитом, реже сосюритом, эпидотом. В некоторых образцах наблюдается неравномернозернистое строение, в связи с чем в различных зёрнах плагиоклаза немного меняется номер плагиоклаза.

Габбронорит. Породы преимущественно средне-крупнозернистые, имеют типичную кумулятивную структуру, хорошо подчёркиваемую рудными минералами, а также пироксенами. Среди последних преобладает ортогональный гиперстен. Клинопироксен представлен в первую очередь авгитом. Часто наблюдается инвертированный пижонит, для которого в ортопироксене имеются ламели клинопироксена (рис. 16). Общее содержание пироксена в среднем колеблется от 10 до 40%, но иногда содержание пироксен может достигать более 90% (порода – пироксенит). Плагиоклаз более кислый, чем то, что фиксируется в анортозитах, номер его составляет в среднем 46-50.

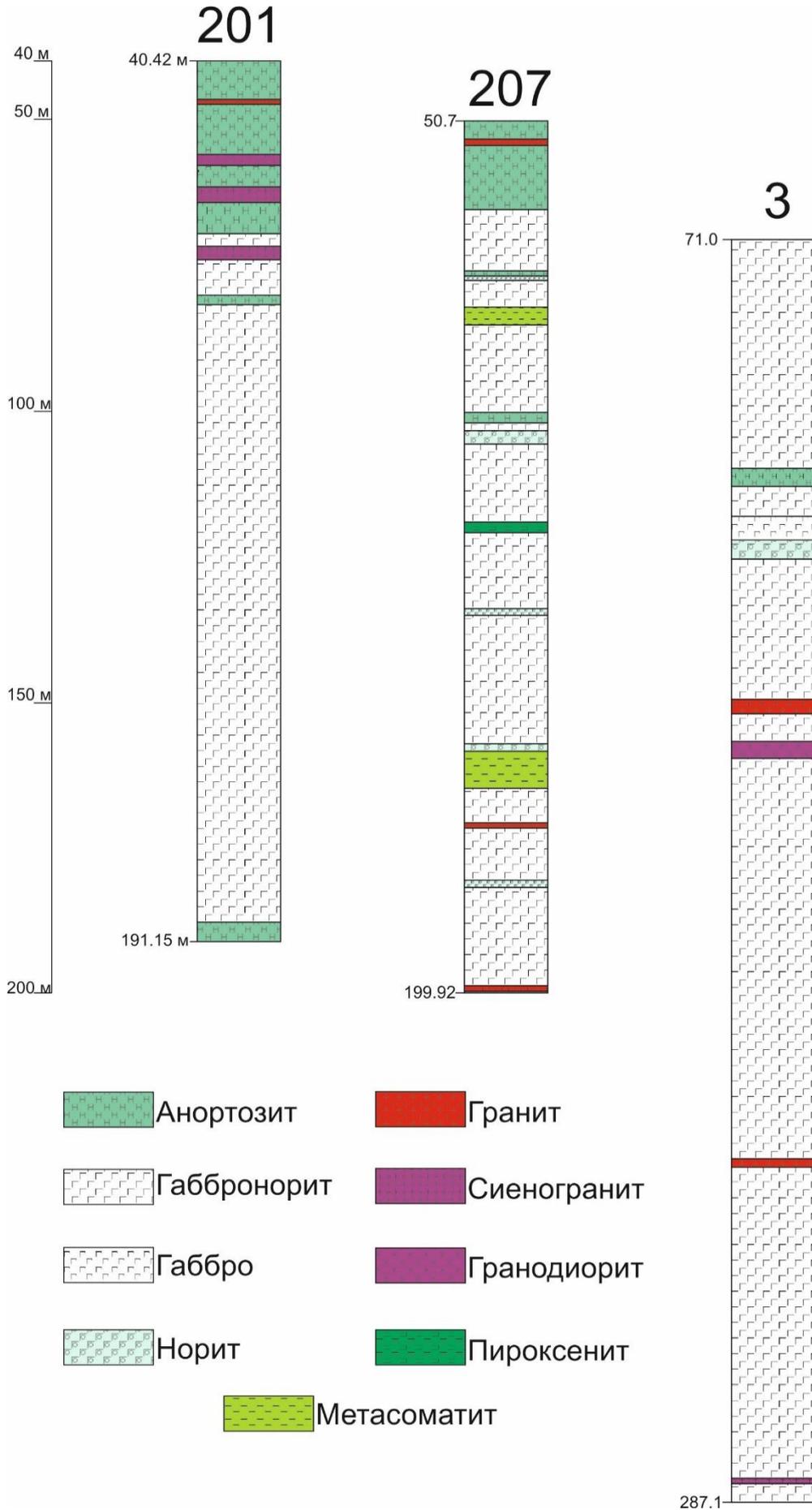


Рисунок 15. Сводные колонки для 3-ёх скважин, по результатам петрографического исследования

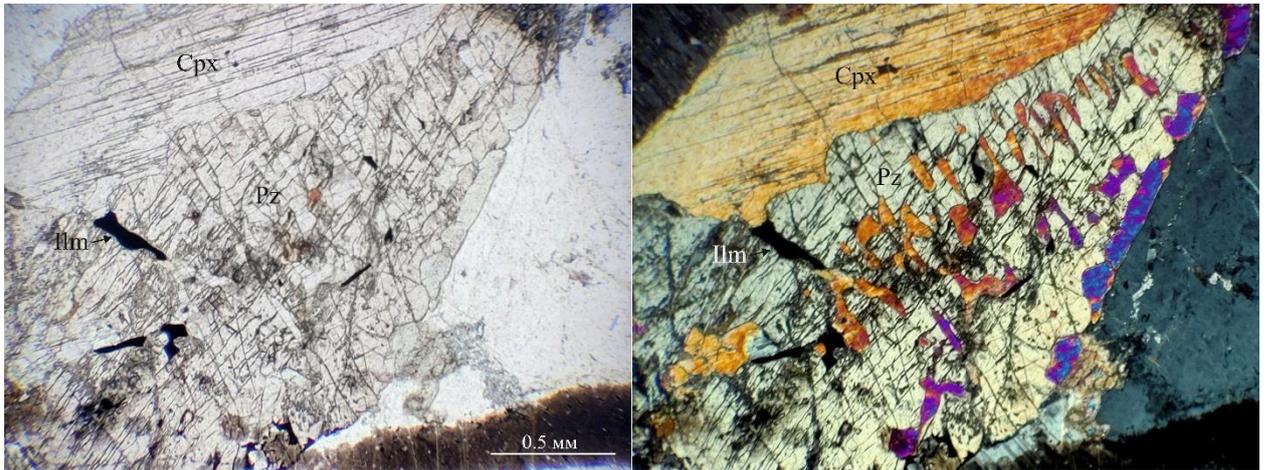


Рисунок 16. Габбро-норит с клинопироксеном и инвертированным пижонитом. Справа - с анализатором, слева - без. Срх - клинопироксен, Ilm - ильменит, Pz - инвертированный пижонит

Остальные породы. Среди других пород стоит отметить сиенограниты, гранодиориты и граниты. Они обладают крупнозернистой структурой и характеризуются в той или иной степени высоким содержанием кварца, калиевого полевого шпата. В скважинах обнаруживаются в виде включений в габброноритах. Контакт между породами неровный, чёткий. Кроме этого, стоит отметить метасоматиты, которые представлены амфибол-серпентинит-хлоритом, с высоким содержанием карбонатов.

Имеется небольшое количество образцов, которые представлены практически чистым пироксеном (пироксениты), а также препараты, в которых представлены порода практически полностью сложенные ромбическим (норит) или моноклинным (габбро) пироксеном.

Для всех пород фиксировалось общее содержание пироксена, соотношение клиноорто, количество пироксена, рудных (а также соотношения оксидных и сульфидных фаз). Анализируя полученные сводные колонки, отмечается смена снизу-вверх габброноритов на анортозиты для двух скважин. Для третьей же, вероятно, что анортозитовая часть была денудирована и поэтому не вскрыта. В пределах габброноритовой части разрезов не удаётся однозначно сказать, что породы закономерно отличаются друг от друга: вариации пироксена, плагиоклаза, рудных минералов не зависят от глубины. Включения гранитоидов случайны. К таким же результатам приводит визуальное рассмотрение кернового материала: в пределах скважины наблюдаются пятнистые, незакономерные вариации содержания темноцветных минералов, выраженные в первую очередь в окраске горных пород.

Вторичные преобразования

Вторичные преобразования для рассматриваемых пород чаще всего незначительные. Наиболее часто встречается серицитизация плагиоклаза, амфиболизация и серпентинизация пироксена, развитие по нему оксидов и гидроксидов железа. Биотит преобразуется в хлорит. В анортозитах преобразования пироксена обычно выше, иногда наблюдаются лишь реликты некогда существовавшего цепочечного силиката.

В редких случаях, однако, наблюдаются практически полные преобразования горных пород таким образом, что сложно даже диагностировать, каким был первичный субстрат (рис. 18). Эти породы были названы метасоматитами. В них наблюдается большое число различных по составу жил и прожилков. В образующихся пустотах можно наблюдать кристаллы рутила (переотложение ильменита).

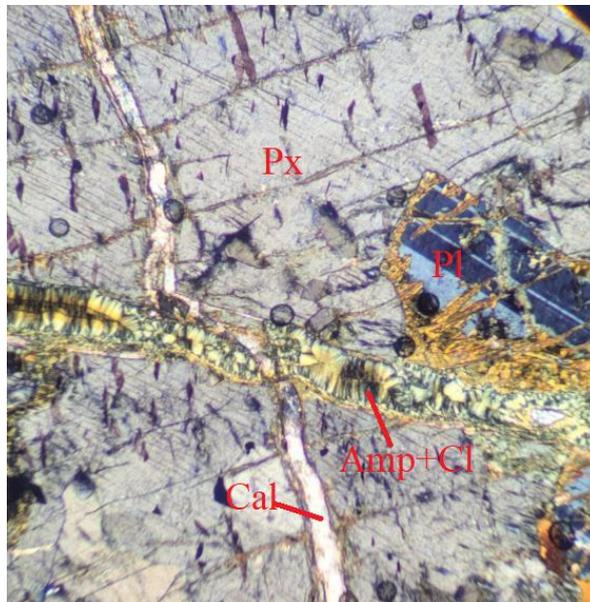


Рисунок 17. Габбронорит с двумя пересекающимися жилами: Cal - кальцит, Px - пироксен, Pl - плагиоклаз, Amp+Cl – амфибол-хлоритовые жилы. Ширина фотографии 3 мм

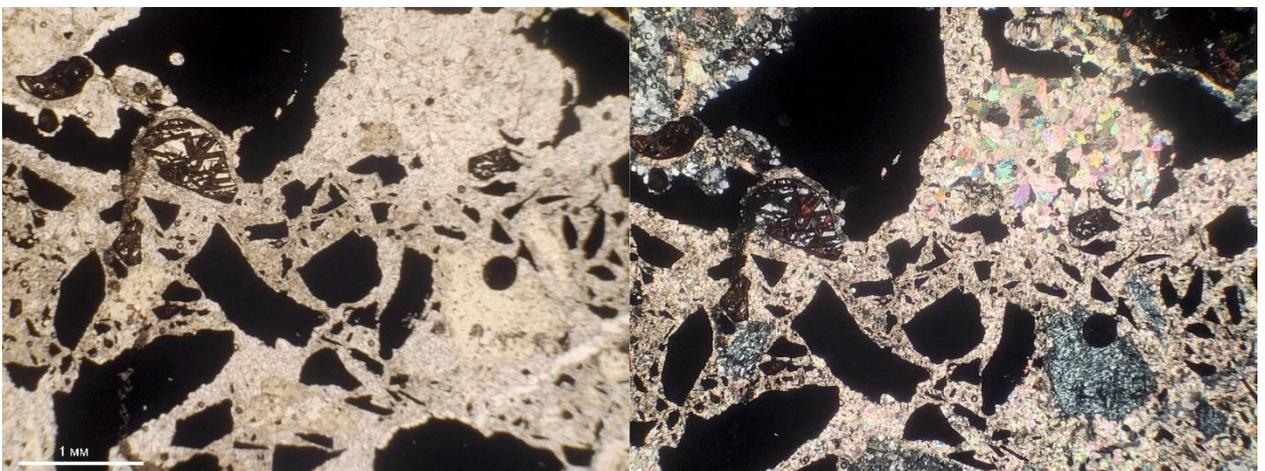


Рисунок 18. Метасоматит с кристаллами рутила, правая часть фотографии сделана с анализатором, левая – без него

Рудные минералы

Детально изучены ППШ в отражённом свете. При этом фиксируется преимущественное оруденение в виде ильменита. Он однородный (рис. 19), магнетитовых включений, а также отдельных его зёрен не наблюдается. Структура преимущественно кумулюсная, текстура вкрапленная, неоднородная. Форма зёрен преимущественно неправильная, немного вытянутая со скруглёнными гранями, реже наблюдаются таблитчатые и каплевидные кристаллы. Последнее может указывать на более раннее выделение их в расплаве и обособление в виде несмешивающейся жидкости, что привело в дальнейшем к формированию кумулюсных структур. Размеры отдельных зёрен достигают 10 мм, но чаще не превышают 2-3 мм. Часто фиксируется также неправильной формы пироксен с плагиоклазом. Однако, иногда в ППШ также наблюдаются включения пироксена и плагиоклаза в ильмените (рис. 20).

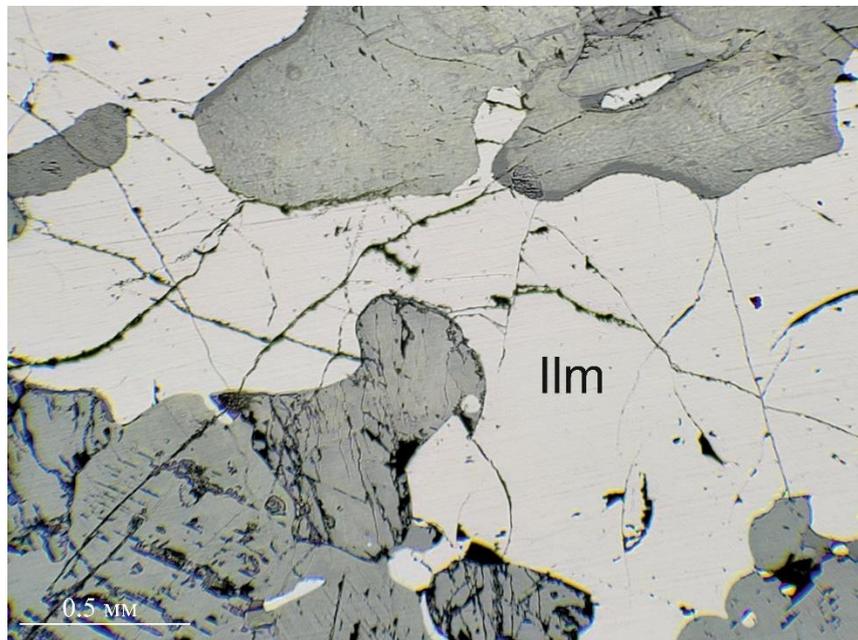


Рисунок 19. Зерно ильменита, показывающее его однородное внутреннее строение. Ilm – ильменит. Снимок в отражённом свете

Часто ильменит прорывается более поздними трещинами: выявлено как минимум 2 системы взаимно-пересекающихся жил, одна из которых выполнена кальцитом, а другая – хлорит-серпентин-амфиболовым агрегатом (рис. 17). Но в некоторых случаях фиксируются также жилы, выполненные кварцем. Ильменит не изменён даже при очень сильных гидротермальных преобразованиях рудовмещающих пород. Только в нескольких образцах, представленных метасоматитами обнаруживаются пустоты, в которых Ti переотложился в виде рутила.

Кроме ильменита в образцах наблюдаются сульфиды: пирротин (рис. 21) и халькопирит, сфалерит, обычный и Ni-Co пирит. Форма этих минералов каплевидная, близкая к

овальной, реже неправильная. Размеры отдельных кристаллов меньше, чем для ильменита: чаще они редко превышают 1 мм, редко достигают размера 4 мм. Как правило, они входят в виде включений в ильменит, реже – формируют собственные обособления. По халькопириту в ряде случаев наблюдается развитие ковеллина.

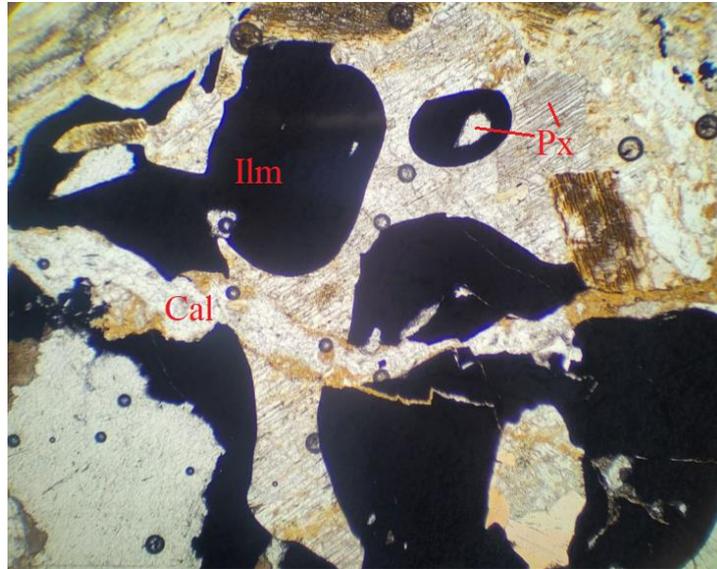


Рисунок 20. Габбронорит содержащий округлые включения ильменита, рассечённого кальцитовою жилкой: Cal - кальцит, Px - пироксен, Ilm – ильменит. Ширина фотографии 5 мм. Снимок в проходящем свете

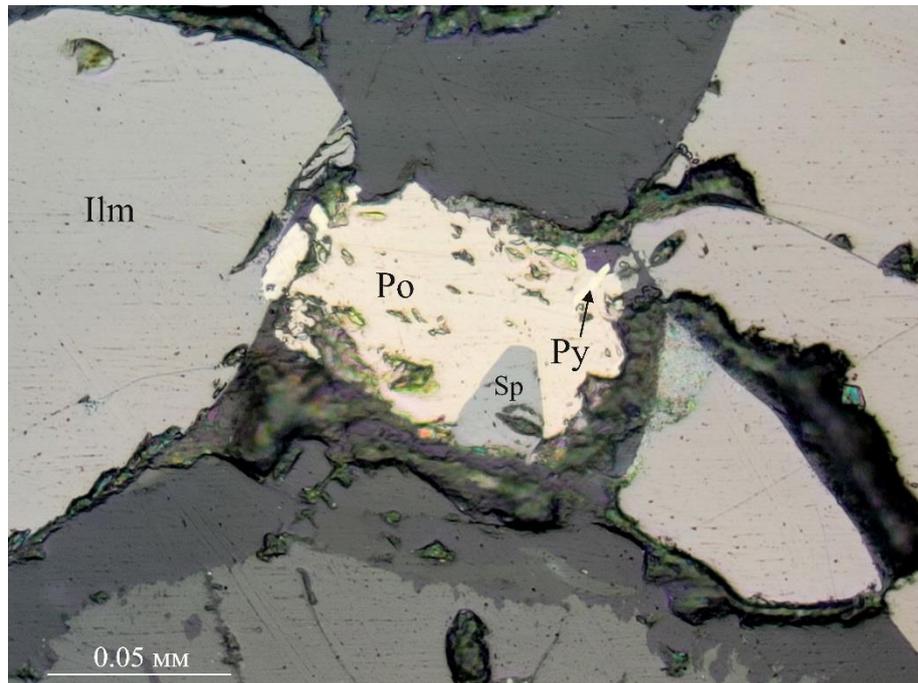


Рисунок 21. Сульфиды между зёрнами ильменита (Ilm). Po - пирротин, Sp - сфалерит, Py - Ni-Co пирит, снимок в отражённом свете

Во всех наблюдаемых образцах присутствуют как оксидные, так и сульфидные фазы. При этом, преобладает чистый ильменит (в среднем его содержание превышает 90% от общего числа рудных минералов), зависимость содержания пирротина, халькопирит, сфалерита по скважине ясно не устанавливается (в пределах основных пород). Размер сульфидов

невелик по сравнению с кристаллами ильменита. Последнее, также как с преобладанием оксидов может свидетельствовать о том, что в системе во время кристаллизации активность серы была невелика. Во всех наблюдаемых образцах зёрна ильменита чистые: видимых включений магнетита или гематита не наблюдается. Это может говорить о преобладании восстановительных обстановок, а значит о низкой активности кислорода. Общее содержание рудных минералов закономерно меняется по скважине: оно не зависит от глубины, а также не связано с конкретным типом горных пород.

Ранговая корреляция Спирмена

Для одной скважины (53207) была проведена ранговая корреляция Спирмена (рис. 22) с использованием языка программирования R и ПО *RStudio*. В качестве критериев использовались характеристики, которые удалось определить с использованием поляризационного микроскопа в проходящем свете: название породы, номер плагиоклаза, содержание пироксена, степень его преобразования, содержание Орх относительно общего числа пироксенов, интенсивность включения ильменита в пироксене, общее содержание рудных минералов, относительное содержание среди них оксидов, их брекчированность, цвет биотита, состав вторичных изменений, наличие мирмекитов, состав пересекающих породы жил и прожилков, наличие кристаллов апатита, а также кристаллов рутила в пустотах. Этим характеристикам придавалось кодовое значение, из которых в дальнейшем рассчитывались ранги для матрицы корреляций.

	Порода	Номер Pl	Степень изменения Rх	Сод-е Rх, %	Сод-е рудных, %	Брекчированность рудных	Цвет Bt	Вторичные изменения, состав	Мирмекиты	Состав жил	Кристаллы Rut в пустотах	Апатит	Рудные Ox	Илм в Rх	Относительное содержание Орх
Порода	1.00	-0.53	-0.21	-0.10	0.36	0.38	0.07	0.11	-0.37	0.32	0.48	0.13	-0.17	-0.05	-0.47
Номер Pl	-0.53	1.00	0.11	-0.03	-0.03	-0.31	-0.29	0.01	0.10	-0.32	-0.48	-0.44	0.25	0.18	0.40
Степень изменения Rх	-0.21	0.11	1.00	-0.64	-0.18	0.28	0.37	-0.45	0.31	0.28	0.45	-0.13	-0.31	-0.15	-0.32
Сод-е Rх, %	-0.10	-0.03	-0.64	1.00	0.29	0.00	-0.40	0.09	-0.23	-0.46	-0.48	0.19	0.39	0.22	0.50
Сод-е рудных, %	0.36	-0.03	-0.18	0.29	1.00	0.52	0.02	0.14	-0.33	-0.14	0.30	-0.13	0.17	0.18	0.09
Брекчированность рудных	0.38	-0.31	0.28	0.00	0.52	1.00	0.34	0.00	-0.26	0.42	0.54	0.32	-0.07	0.05	-0.13
Цвет Bt	0.07	-0.29	0.37	-0.40	0.02	0.34	1.00	-0.09	0.27	0.58	0.39	0.14	-0.13	-0.15	-0.13
Вторичные изменения, состав	0.11	0.01	-0.45	0.09	0.14	0.00	-0.09	1.00	-0.23	0.04	-0.10	0.05	0.13	-0.07	0.31
Мирмекиты	-0.37	0.10	0.31	-0.23	-0.33	-0.26	0.27	-0.23	1.00	-0.22	-0.07	-0.15	-0.19	-0.21	-0.30
Состав жил	0.32	-0.32	0.28	-0.46	-0.14	0.42	0.58	0.04	-0.22	1.00	0.37	0.22	-0.28	-0.01	-0.19
Кристаллы Rut в пустотах	0.48	-0.48	0.45	-0.48	0.30	0.54	0.39	-0.10	-0.07	0.37	1.00	0.12	-0.29	-0.30	-0.43
Апатит	0.13	-0.44	-0.13	0.19	-0.13	0.32	0.14	0.05	-0.15	0.22	0.12	1.00	0.31	0.05	-0.01
Рудные Ox	-0.17	0.25	-0.31	0.39	0.17	-0.07	-0.13	0.13	-0.19	-0.28	-0.29	0.31	1.00	0.46	0.64
Илм в Rх	-0.05	0.18	-0.15	0.22	0.18	0.05	-0.15	-0.07	-0.21	-0.01	-0.30	0.05	0.46	1.00	0.36
Отн. сод-е Орх	-0.47	0.40	-0.32	0.50	0.09	-0.13	-0.13	0.31	-0.30	-0.19	-0.43	-0.01	0.64	0.36	1.00

Рисунок 22. Матрица ранговая корреляция Спирмена, значимые значения выделены бежевым цветом (значения, по модулю превышающие 0.43)

Из этой таблицы можно сделать ряд выводов:

- кристаллы рутила в пустотах имеют прямую достаточно сильную зависимость с породой, степенью изменения пироксена, а также брекчированностью рудных минералов. В шлифах и ППШ это определяется тем, что наиболее изменённые породы

полностью теряют облик и их следует называть метасоматитами (при этом, вполне вероятно, что исходно порода была богата пироксенами). Эти породы пронизаны большим количеством жил и прожилков разного состава, которые и брекчируют рудные минералы, а также содержат пустоты, в которых способен образовываться рутил (стоит предполагать, это происходит в результате переотложения ильменита). Обратную связь с номером плагиоклаза объяснить при этом не удаётся, поскольку данные породы не содержат этого минерала, а, следовательно, и содержание пироксена для этого случая рассматривать не имеет смысла.

- Название породы связано в первую очередь с содержанием пироксена, а также косвенно с номером плагиоклаза (установлено, что анортозиты обладают немного более основным плагиоклазом). Связь с кристаллами рутила была описана выше.
- Наличие зёрен апатита находятся в обратной зависимости от номера плагиоклаза: установлено в шлифах, что чем более кислый плагиоклаз, тем выше содержание апатита. Так, например, максимальное содержание апатита фиксируется на границе с сиеногранитами, где номер плагиоклаза в габброноритах минимальный.
- Есть прямая корреляция между относительным содержанием рудных оксидов и относительным содержанием ортопироксена: чем порода оказывается ближе к нориту, тем выше в нём относительное число ильменита по сравнению с сульфидами.
- Чем выше содержание ильменита, тем выше его количество в виде ламелей (рис. 23) в пироксене

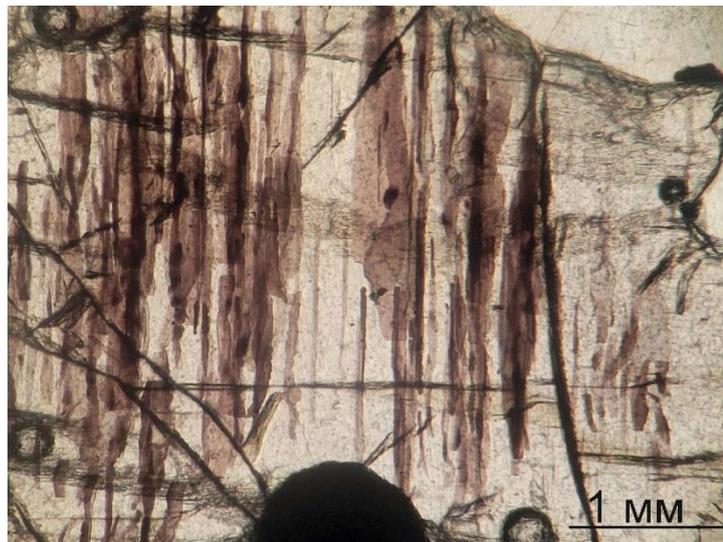


Рисунок 23. Ламели ильменита в пироксене

- Для рудных также отмечается, что чем их больше, тем сильнее они брекчированы. Степень брекчированности также хорошо коррелирует с кристаллами рутила в пустотах – причина была описана выше.

- Состав жил, которые наблюдаются в породах находятся в прямой зависимости с цветом биотита, а также в обратной с содержанием пироксена. Это, вероятно, связано с тем, что трещины, которые выполнены этими минералами когда-то являлись подводными каналами для гидротермальных растворов, которые преобразовывали горные породы. Цвет биотит явно зависит от того, изменялся он или нет. Кроме этого, сам состав жил каким-то образом зависит от общего числа пироксена (возможно, связь случайная).
- Вторичные изменения имеют небольшую обратную зависимость со степенью изменения пироксена. Вероятно, это связано с тем, что пироксен при вторичных преобразованиях испытывает ряд различных изменений.

Таким образом, проведённая корреляция Спирмена по большей части затрагивает анализ различных типов горных пород, а также вторичные преобразования, которые эти породы претерпевали. Наблюдаемые закономерности не связаны с глубиной, а зависят от вариаций содержания различных минералов (в первую очередь, пироксенов, плагиоклаза, ильменита).

Факторный анализ

Для скважины 53207 был также проведён факторный анализ методом главных компонент без вращения с использованием языка программирования R и ПО *RStudio*. Результаты для первых 5 факторов представлены в следующей таблице:

Таблица 2. Значения факторных нагрузок, красным выделены значимые результаты (больше 0.42 по модулю)

	Фактор I	Фактор II	Фактор III	Фактор IV	Фактор V
Порода	0.62	0.59	0.24	0.03	0.03
Номер Pl	-0.82	-0.38	-0.04	-0.31	0.11
Степень изменения Pх	0.54	-0.61	-0.35	-0.22	-0.04
Содержание Pх, %	-0.63	0.48	-0.15	0.23	-0.21
Содержание рудных, %	0.26	0.35	0.10	-0.53	-0.58
Брекчированность рудных	0.68	0.38	-0.45	-0.08	-0.12
Цвет Bt	0.56	-0.21	-0.42	-0.13	0.28
Состав вторичных изменения	-0.12	0.46	0.47	0.00	0.37
Мирмекиты	0.07	-0.75	0.01	0.20	-0.12
Состав жил	0.55	0.12	-0.07	-0.27	0.71
Кристаллы рутила в пустотах	0.85	0.16	-0.18	-0.07	-0.27
Апатит	0.05	0.35	-0.56	0.59	0.19
Относительное сод-е рудных оксидов	-0.64	0.14	-0.60	0.12	-0.12
Интенсивность включений ильменита в Pх	-0.40	0.22	-0.32	-0.58	0.11
Относительное сод-е Орх среди Pх	-0.78	0.27	-0.25	-0.33	0.13
Вес фактора	0.48	0.24	0.09	0.07	0.05

Полученные факторы можно интерпретировать следующим образом: I фактор по сути отвечает за наличие жил и прожилков, а также их состав. Чем выше брекчированность рудных, тем больше жил и прожилков, выше степень изменения пироксена. Состав жил влияет на цвет биотита, сам же он напрямую не зависит от номера плагиоклаза, от общего числа пироксенов, а также рудных минералов.

II фактор отвечает за метасоматические преобразования: они зависят от типа горных пород, определяемые в первую очередь по количеству темноцветных минералов. Мирмекитовые структуры наблюдаются в породах, где нет или очень мало пироксенов, а степень изменения последнего выше в породах, практически полностью сложенных плагиоклазом (анортозитах).

IV фактор определяет наличие кристаллов апатита (в числителе), а также говорит, что есть обратная зависимость их с общим содержанием рудных и включений в пироксене (чем больше рудных, тем больше включений ильменита в пироксене).

До конца неизвестно, за что может отвечать III и V факторы.

Как и в случае с таблицей корреляции Спирмена, полученные данные не позволяют выявить какие-либо закономерности изменения горных пород по разрезу скважины.

Микрозондовые исследования

При исследовании ППШ с использованием настольном растровом электронном микроскопе с микрозондовой приставкой ТМ 3000 (НИТАСНИ, Япония). Анализировался состав минеральных фаз пироксенов, плагиоклаза, ильменита, биотита и др. Для плагиоклаза построена зависимость номера плагиоклаза от глубины для 13 образцов (рис. 24), а для орто- и клинопироксенов магнезиальность от глубины (рис. 25).

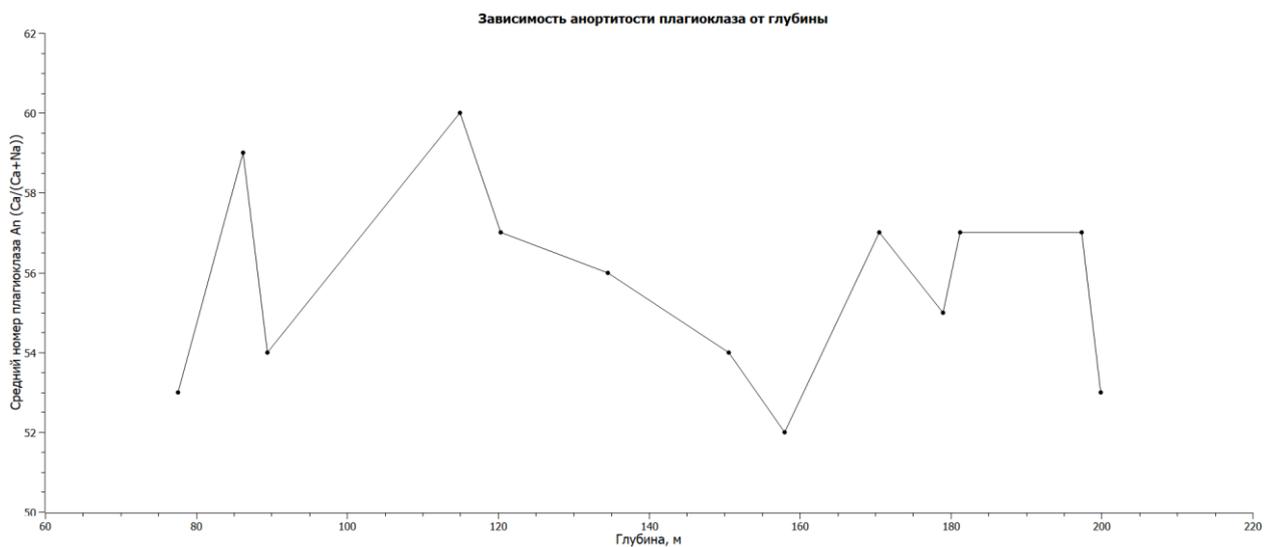


Рисунок 24. Изменение номера плагиоклаза вдоль скважины

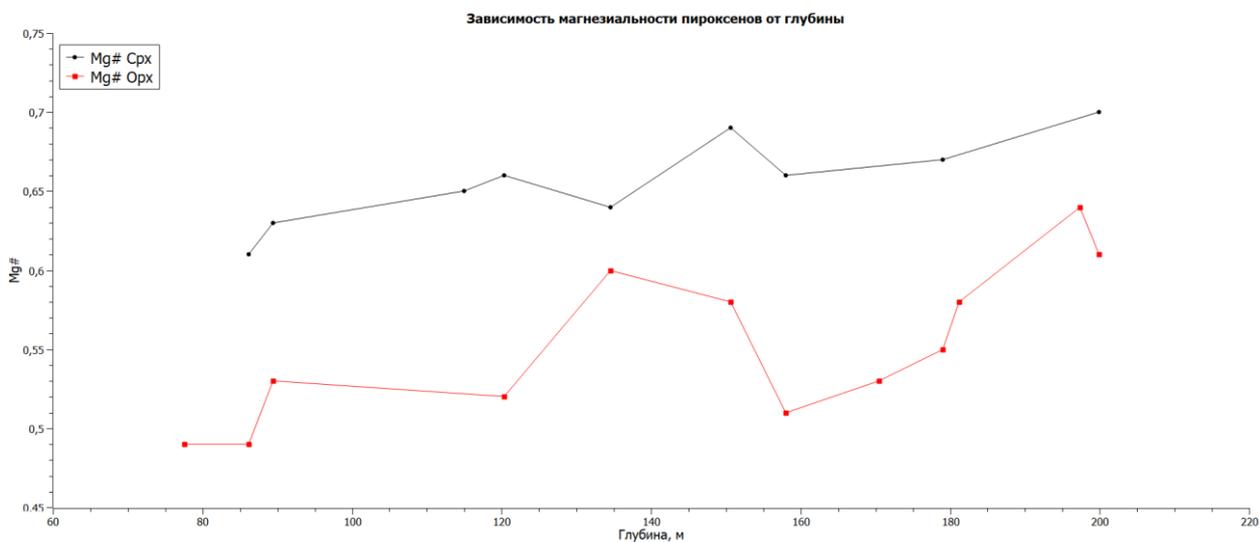


Рисунок 25. Магнезиальность орто- и клинопироксена

Для **ильменита** установлено:

- Отсутствие включений магнетита и гематита. Только в одном образце на границе чистого ильменита установлено небольшое зерно магнетита размером 15 мкм

- Чувствительности прибора не хватает для того, чтобы определить содержание V, Cr. Относительно MgO – чаще его содержание ниже порога чувствительности прибора, но иногда удаётся определить количество до 2.8% (в среднем около 1.5%). Иногда наблюдается увеличение содержания MgO от периферии зерна ильменита к центру. В нескольких зёрнах удаётся определить и MnO
- Иногда внутри зёрен ильменита наблюдаются включения других минералов. Чаще это каплевидные включения рудных сульфидов, реже пироксен и плагиоклаз. Часто состав силикатов совпадает с составом минералов основной массы, но иногда для пироксена наблюдается повышенная магнезиальность, а для плагиоклаза – более высокий анортитовый номер
- На границе некоторых ильменитовых зёрен наблюдаются каймы циркона и бадделеита (рис. 26). Иногда они прослеживаются и внутри кристаллов ильменита.

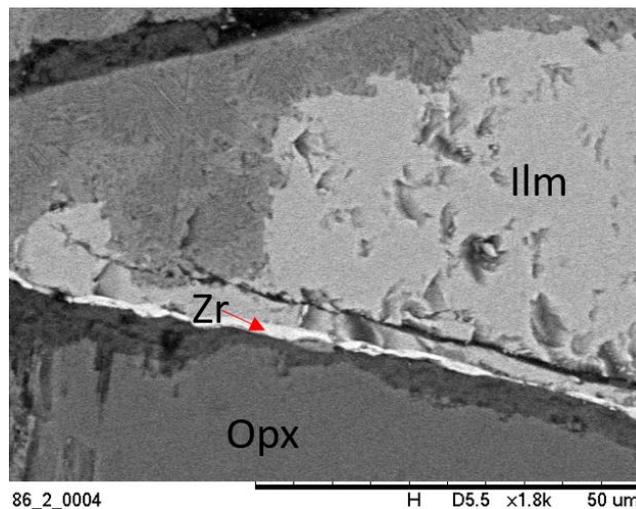


Рисунок 26. Зерно ильменита (Ilm) с каймой циркона (Zr), в нижней части фотографии – зерно ортопироксена (Orp)

- Общая формула ильменита близка к идеальной. По 76 измерениям реальный состав может быть показан следующим выражением: $\text{Fe}^{2+}_{(0.916-1)}\text{Fe}^{3+}_{(0.088)}\text{Ti}_{(0.956-1.057)}\text{O}_4$

Для **пироксенов** наиболее частым является гиперстен, инвертированный пижонит (ортопироксен с ламелями клинопироксена) и авгит. Для ортопироксена общую формулу можно показать следующей записью: $\text{Mg}_{(0.898-1.11)}\text{Fe}^{2+}_{(0.801-1.073)}\text{Ca}_{(0-0.126)}\text{Fe}^{3+}_{(0.0143)}\text{Si}_{(1.928-2.203)}\text{O}_8$. Для клинопироксена: $\text{Ca}_{(0.85-0.945)}\text{Mg}_{(0.621-0.716)}\text{Fe}^{2+}_{(0.34-0.437)}\text{Si}_{(1.995-2.107)}\text{O}_8$. Некоторые зёрна пироксена содержат повышенные концентрации Al_2O_3 , вплоть до 7-8%, их формула опущена, потому что таких зёрен мало. Для клинопироксена фиксируется закономерное

увеличение магнезиальности с глубиной (рис. 25) от значения 0.61 до 0.7. Для ортопироксена характерны более низкие показания магнезиальности отсутствие закономерности.

Плагиоклаз является наиболее распространённым минералом рассматриваемых пород. Установлено, что в среднем для анортозита номер плагиоклаза самый большой и составляет в среднем 58-60, что соответствует лабрадориту. Для габбронорита номер плагиоклаза в среднем варьирует от 52 до 56 (по данным исследования в проходящем свете эти значения составляют 46-50), в то время как для сиеногранита и гранодиорита характерны более кислые разности (<50). В некоторых образцах наблюдаются разброс содержания анортитовой составляющей для различных зёрен. Некоторые зёрна плагиоклаза, заключённые в ильмените, имеют более анортитовый номер (до 80). По результатам микронзондового анализа построена диаграмма (рис. 24), показывающая изменения состава плагиоклаза по скважине. Для некоторых зёрен установлено содержание K_2O , которое колеблется от 0.5 до 0.9%, но чаще чувствительности прибора недостаточно, чтобы определить низкие его содержания. Отмечаются отдельные зёрна калиевого полевого шпата, что является уникальным признаком для анортозит-рапакивигранитных комплексов (Шарков, 1999).

Среди рудных минералов, кроме оксидов (в виде ильменита и рутила, последний только в метасоматитах) присутствуют **сульфиды**. Главным является пирротин. Реже наблюдается халькопирит (всегда в сростании с пирротинном), Ni-Co пирит, сфалерит (также с пирротинном) (рис. 27), а также пирит. Часто сульфиды обнаруживаются в виде каплевидных включений в ильмените. Стоит отметить, что сульфиды присутствуют во всех образцах, меняется только их количество.

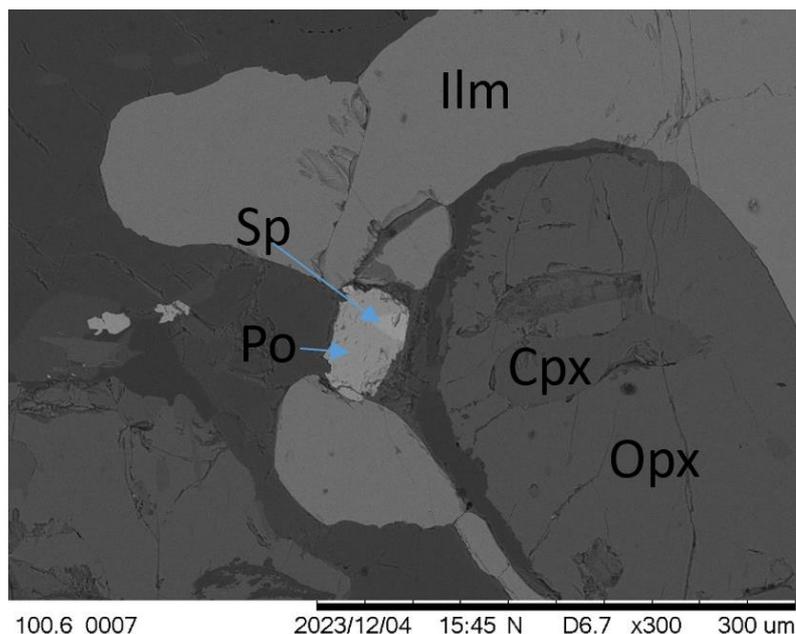


Рисунок 27. Крупное зерно ильменита (Ilm), внутри которого заключён инвертированный пироксенит (представлен ортопироксеном (Orx) с ламелями клинопироксена (Cpx)). На фотографии также показано зерно пирротина (Po), в котором находится сфалерит (Sp)

По полученным данным можно заключить следующее: магнезиальность клинопироксена закономерно возрастает с глубиной скважины от 0.61 до 0.7, в то время как для ортопироксена такая закономерность нарушается. Только в промежутке с 160 м можно говорить о постоянном росте магнезиальности. В случае клинопироксена наблюдаемая закономерность и должна уменьшаться вверх при кристаллизации: сначала кристаллизуются самые магнезиальные, а в конце – наиболее железистые. По значениям магнезиальности ортопироксена можно сделать вывод, что на глубинах примерно 120-140 и 140-180 может быть скрытая расслоенность, но, чтобы это доказать однозначно, требуется более детальное опробование.

Номера плагиоклаза по скважине меняется нелинейно и поэтому отметить какие-нибудь особенности формирования комплекса по этому признаку не удаётся. Если бы имело место быть нормальная расслоенность, то с глубиной мы бы видели закономерно меняющийся состав плагиоклаза. Наблюдаемый разброс содержаний номера плагиоклаза в одном образце по всей вероятности связано в первую очередь с размером отдельных агрегатов, что может наталкивать на мысль о полибарической кристаллизации, как это наблюдается, например, для Коростеньского плутона (Митрохин и др., 2008), а значит и о разном времени кристаллизации отдельных зёрен (и разного состава остаточного расплава).

Таким образом, не удаётся однозначно ответить на вопрос, имеет ли рассматриваемый комплекс какие-то признаки расслоенности.

XRF

Для 25 образцов из 3-ей скважины автором были сделаны порошки, по которым дальше был проведён XRF анализ главных оксидов и некоторых микроэлементов.

На рисунке 28 показано, как с глубиной изменяется величина **CaO**. Если отбросить на графике гранитоиды и образцы, которые отобраны с контакта с ними (показано красным), а также первый образец (выделен зелёным), который представлен выветрелым габброноритом, то мы получим график, на котором видно, что CaO по скважине ведёт себя нелинейно: эта величина то возрастает, то падает, но в целом, наблюдается более высокие значения в центре измеряемого интервала.

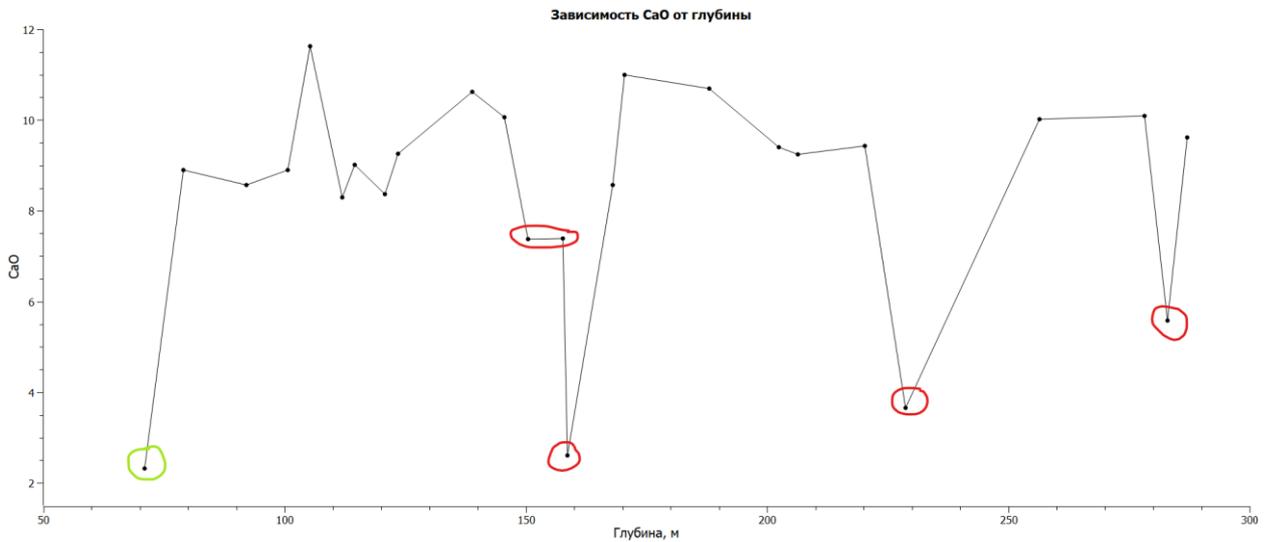


Рисунок 28. Зависимость изменения CaO с глубиной. Красным выделены образцы, которые не являются габброидами (преимущественно гранитоиды), зелёным - выветрелый габбронорит

На рисунке 29 представлено то, как изменяется **магнезиальность** породы ($Mg\# = MgO/(MgO+FeO)$). Красным на рисунке показан тренд (полином второй степени). Если отбросить пик, наблюдаемый в центре интервала, то хорошо фиксируется снижение содержания магнезиальности в начале, а затем небольшой его рост в конце.

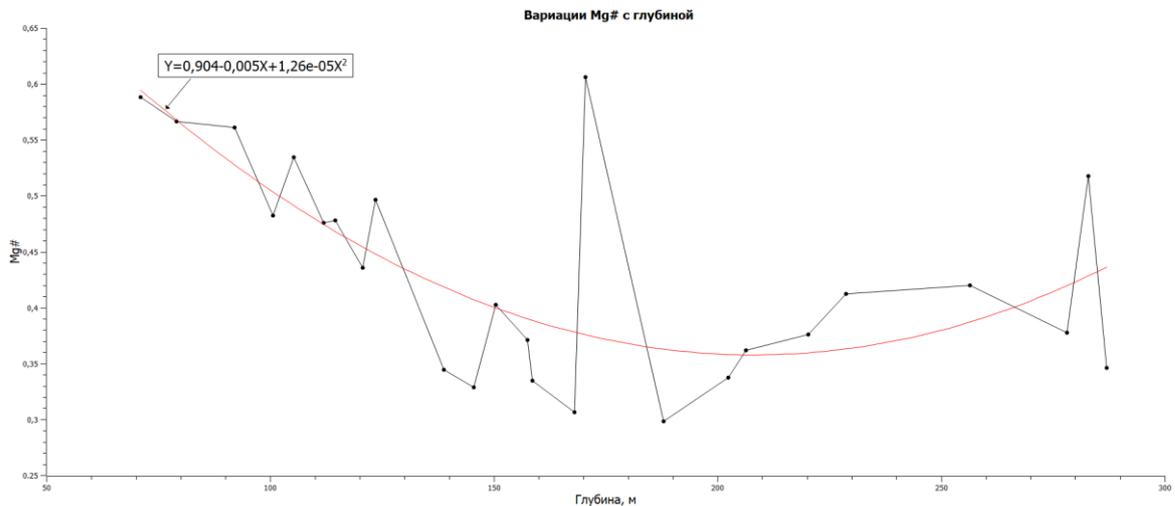


Рисунок 29. Зависимость магнезиальности породы в целом ($Mg\#$) с глубиной. Красным показан тренд

Наблюдаемый в центре пик, вероятно, случайный, и его стоит отбросить из рассмотрения. По построенному графику хорошо видно, что магнезиальность породы падает в интервале с метров до примерно 170 от значений магнезиальность 0.59 до 0.3. Стоит отметить также некоторые колебания в пределах этого интервала (вероятно, связано с колебаниями содержания пироксенов и плагиоклаза). Далее фиксируется рост до в среднем 0.4 (пик со значением 0.5 соответствует граниту).

Для **серы** фиксируются 2 пика (рис. 30). Первый из них наблюдается в анортозите. Рудных зёрен в приготовленном препарате немного, но по тем, что наблюдаются можно сказать следующее: соотношение между сульфидами и оксидами примерно равное, размер кристаллов пирротина здесь достигает 5 мм (в отличие от других образцов, где зёрна не более 1 мм). Второй пик (168 м) находится в пироксените (порода, практически полностью сложенная пироксеном). По соотношению сульфиды здесь составляют около 8% от общего числа рудных, что в целом, немного выше, чем обычно. Во всех остальных образцах содержание серы в целом не сильно отличается от среднего, хотя и чуть больше для проб, расположенных на глубине 188 и ниже.

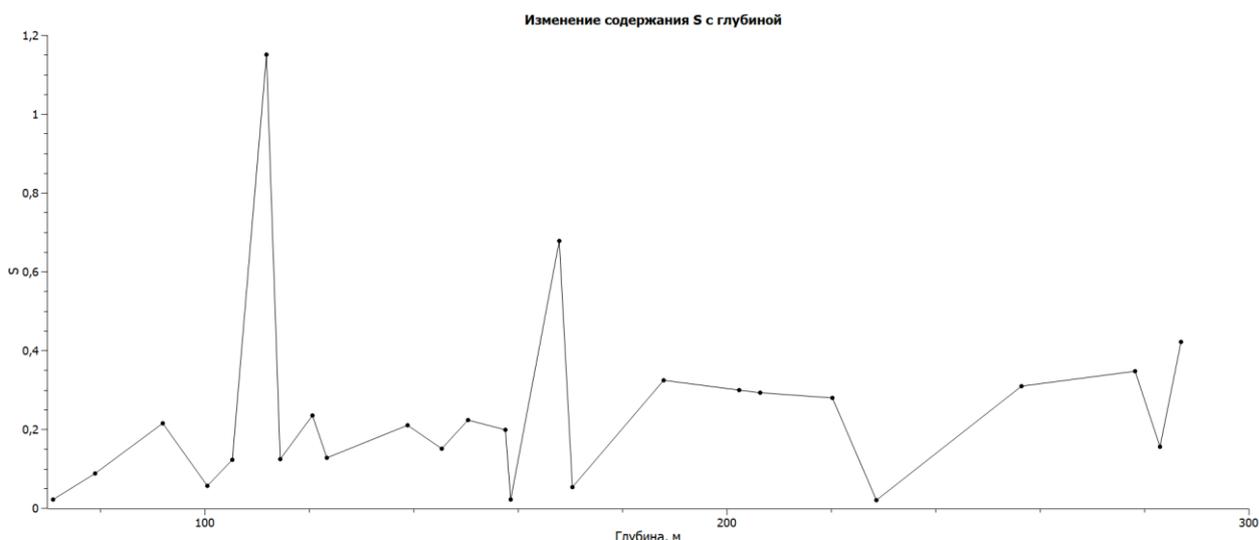


Рисунок 30. Вариации S по скважине

Далее строились графики преимущественно элемент-элемент. На рисунке 31 показана зависимость Sr и S, а также вариации Sr от глубины. Как видно из этого рисунка, чем больше кальция в породе, тем выше содержание стронция. Это, очевидно, связано с тем, что Sr входит как изоморфная примесь на место Ca. Вариации самого Sr по разрезу скважины не имеют какого-то определённого тренда, а колеблются то выше, то ниже. На рисунке 32 показано как меняется Sr и S: в результате видно, что изменения S не совпадают с колебаниями Sr.

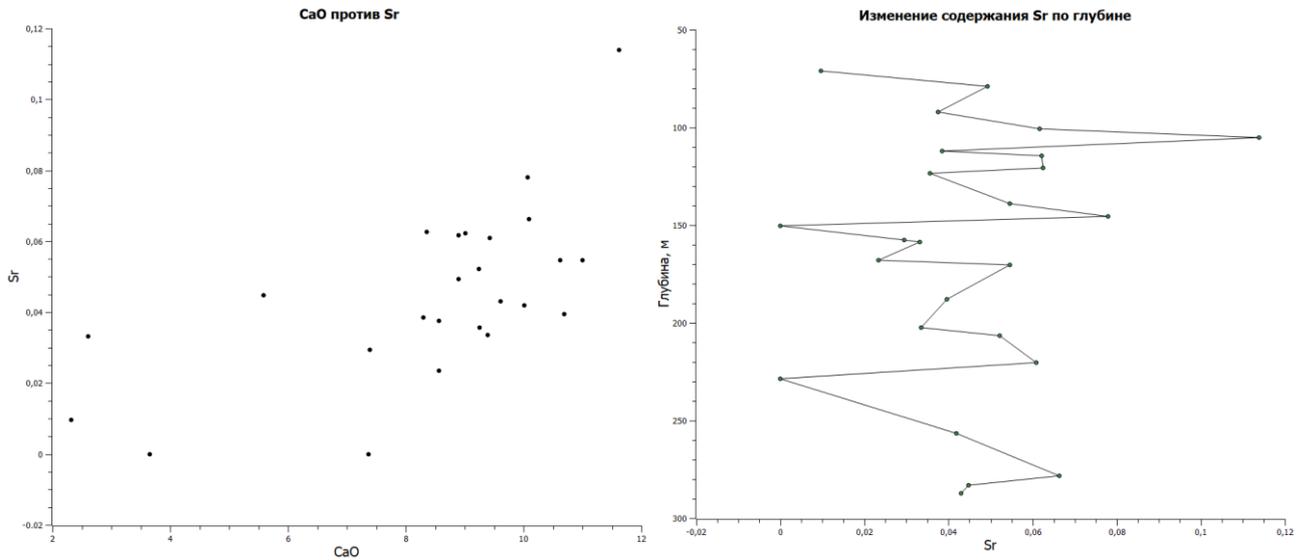


Рисунок 31. Зависимость CaO и Sr (слева), а также вариации Sr с глубиной (справа)

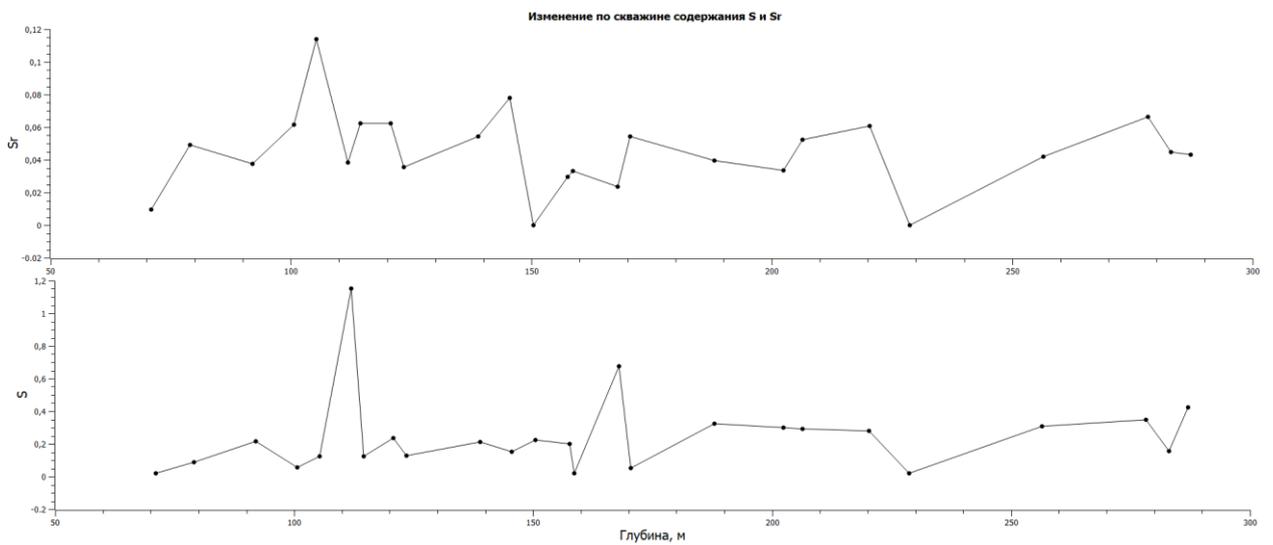


Рисунок 32. Вариации S (нижний график) и Sr (верхний график) с глубиной

Для TiO_2 был построен ряд графиков-зависимостей с другими элементами. Хорошо наблюдается корреляция между содержанием TiO_2 , MnO , FeO (рис. 33). Данная корреляция может объясняться тем, что эти элементы входят в структуру одного и того же минерала (преимущественно ильменита).

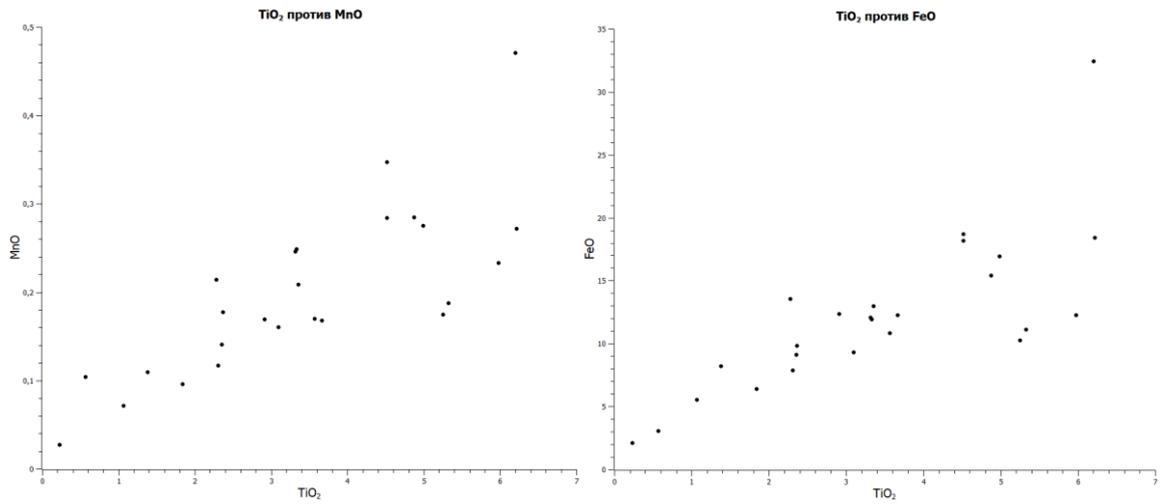


Рисунок 33. Графики зависимостей TiO₂ и MnO (слева) TiO₂ и FeO (справа)

При этом отсутствует явная корреляция с MgO (рис. 34), и, следовательно, также нет связи с магнезиальностью породы:

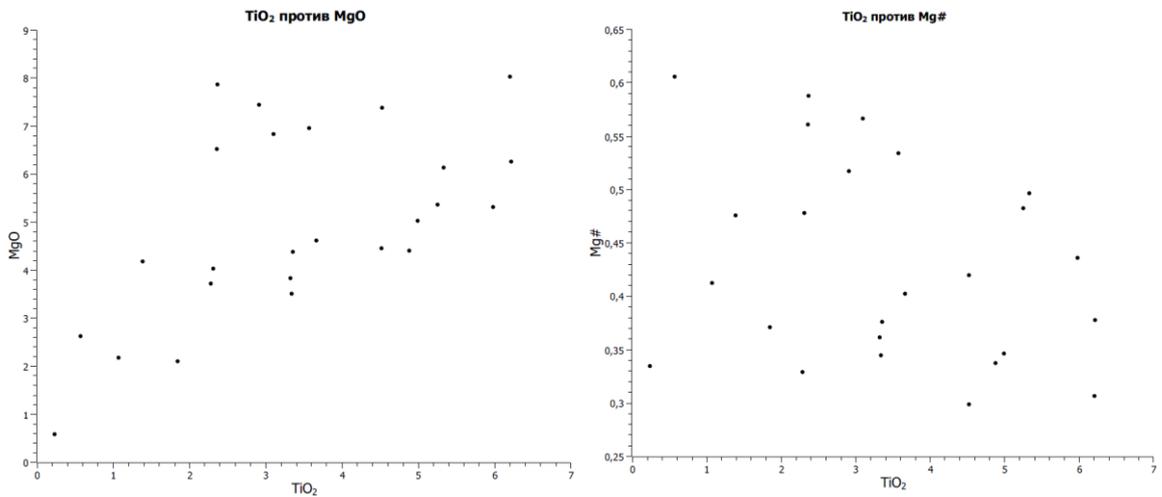


Рисунок 34. Графики зависимостей TiO₂ и MgO (слева) и с Mg# (справа)

Построена зависимость с CaO. На первый взгляд можно было бы сказать, что имеется зависимость, но нелинейная.

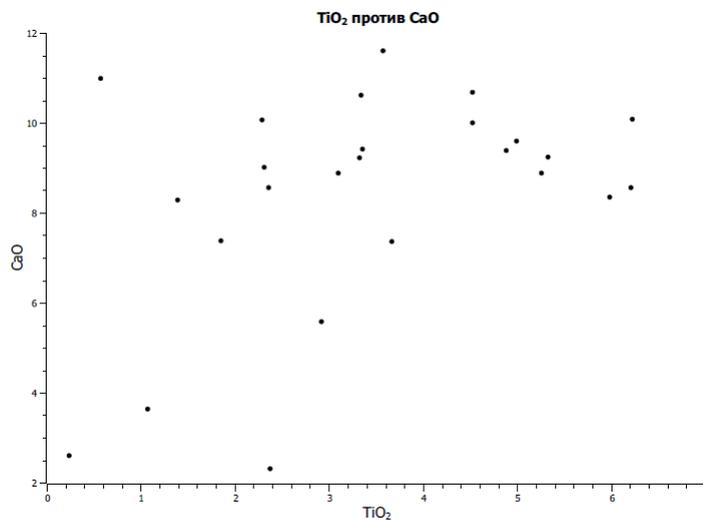


Рисунок 35. График зависимости TiO₂ от CaO

При этом содержание TiO_2 по скважине меняется нелинейно (рис. 36). Поскольку главным минералом, который концентрирует в себе TiO_2 является ильменит, то по сути этот график показывает вариации содержания именно этого минерала. Как видно, определённых закономерностей нет, как это наблюдается и в ППШ.

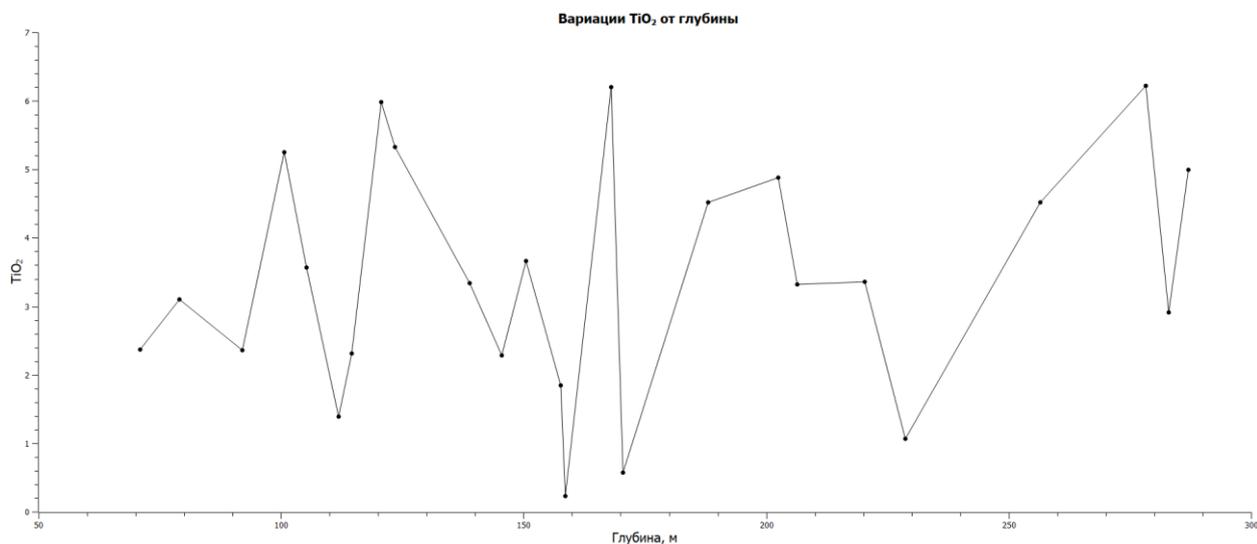


Рисунок 36. График зависимости содержания TiO_2 с глубиной

Далее рассмотрим зависимость магния с другими элементами. На рисунке 37 видно, что для небольших концентраций MgO имеется связь с MnO и FeO (рис. 37), причём это характерно в первую очередь для кислых пород. При переходе к основным породам, а значит и к увеличению содержания MgO зависимость становится неочевидной или вовсе отсутствует, что может свидетельствовать о вхождении рассматриваемых элементов в разные минералы.

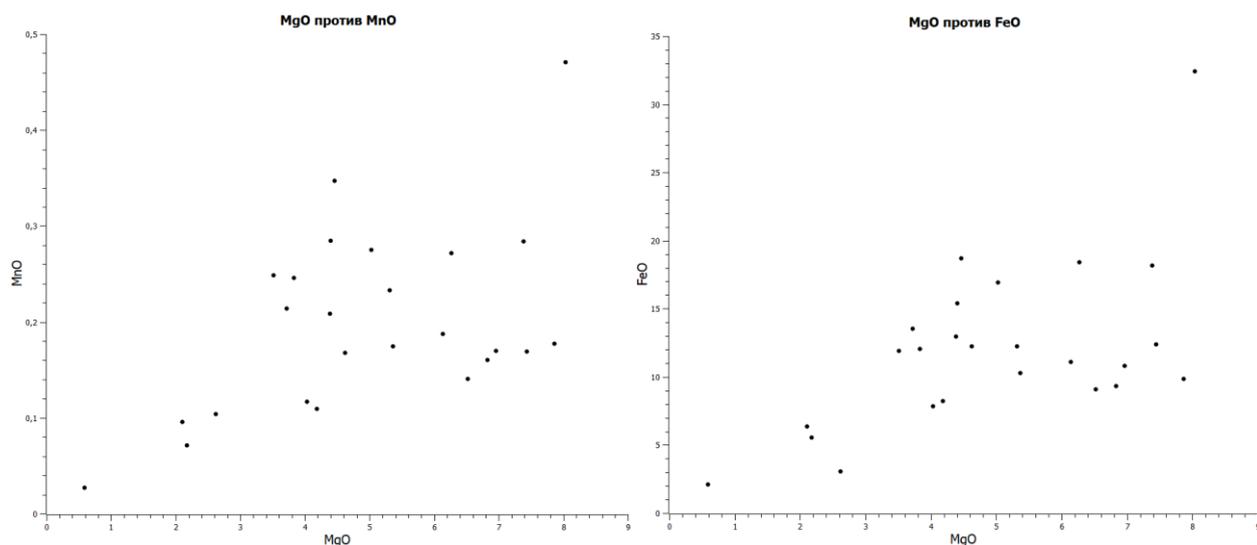


Рисунок 37. Графики зависимостей MgO от MnO (слева) и от FeO (справа)

Был построен график зависимости MgO с CaO (рис. 38), для него также вынесена линия тренда (полиномиальная со степенью 2). Такая зависимость скорее связана с тем,

что малые содержания магния отражают принципиально другие породы, где MgO и CaO входят в одни и те же фазы. Если отбросить эти значения, то зависимость становится не такой видимой и очевидной, также, как и в случае с MnO и FeO.

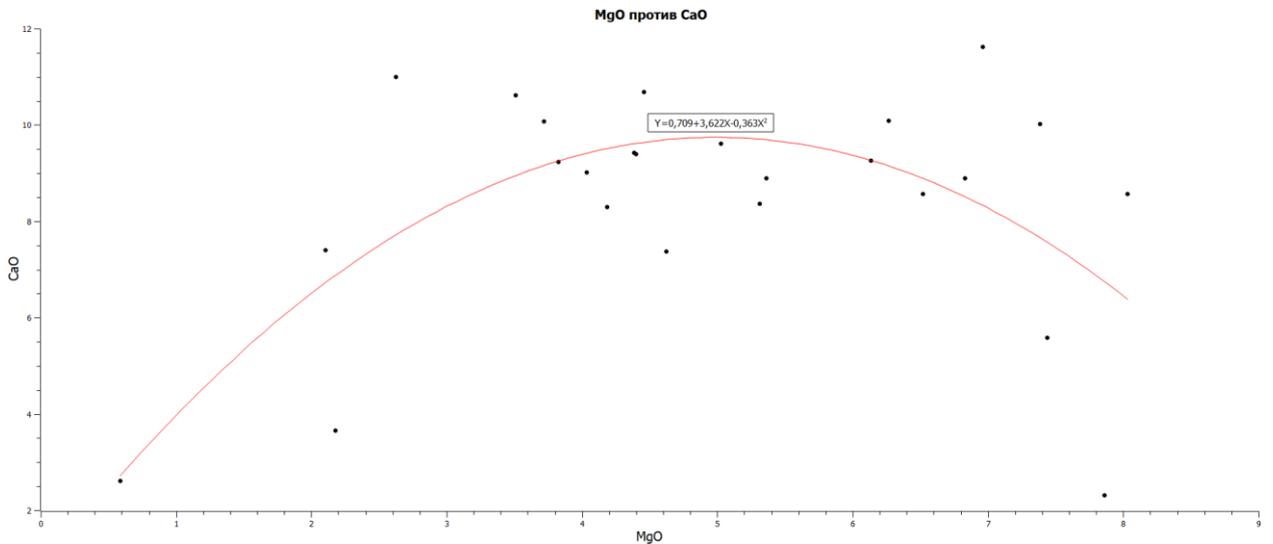


Рисунок 38. График зависимости MgO от CaO, красным показан тренд и его уравнение

Наблюдаемые закономерности часто удаётся хорошо интерпретировать. Соотношения Ti с Fe и Mn хорошо коррелируют между друг другом, потому что они входят в структуру одного минерала. Хуже дело обстоит в случае Ti и Mg, поскольку последний имеет тенденцию входить преимущественно в пироксены. С другой стороны, существуют зависимости, которые нелинейные, и объяснение для них пока не найдено. К этим случаям можно отнести MgO-CaO, Mg#-глубина. В последнем случае – если отбросить пик в середине, получается хороший тренд, где магнезиальность снизу-вверх сначала уменьшается, а затем постепенно возрастает. По построенным графикам сказать достоверно о том, что имеются признаки расслоенности не удаётся. Вероятно, необходимо более детальное опробование.

Распределение рудных минералов, которое фиксируется по содержания S, Ti не имеют каких-то определённых закономерностей: они не приурочены к определённому горизонту, а также не тяготеют к конкретным горным породам. Это заключение подтверждается микроскопическими исследованиями в отражённом и проходящем свете. В этом случае, вероятно, требуется отбор большего числа проб из зон наибольшей концентрации рудных минералов или его более дробное опробование.

Выводы

При визуальном описании кернового материала отмечается пятнистое, незакономерное распределение темноцветных минералов, выражающееся в изменении цвета породы. В габброидах фиксируются неправильной формы включения фельзических горных пород, определяемых как граниты, монзониты. Таким образом, визуальное описание кернового материала не даёт возможности отметить какие-либо закономерные изменения горных пород по скважине.

По результатам петрографического описания сделаны сводные колонки для 3-ёх скважин. Изучались разнообразные признаки: соотношения темноцветных минералов к лейкократовым, номер плагиоклаза, структурно-текстурные особенности, рудная минерализация и др. Главным мафическим минералом является пироксен (преимущественно ортогональный), а среди светлоокрашенных – плагиоклаз. Установлено, что средний номер плагиоклаза зависит от типа породы, в которой он наблюдается. Для анортозита фиксируется более основной лабрадор (номер 54-60), в то время как для габбронорита средние содержание находятся в диапазоне 50-56. Для сиеногранитов, гранитов и подобных пород характерен более кислый плагиоклаз (30-32).

По полученным колонкам хорошо видно, что для двух скважин фиксируется смена снизу-вверх габброноритов на анортозиты фиксируемая в постепенном увеличении количества пироксенов. Для 3-ей колонки верхняя часть, вероятно, денудирована и не представлена. В пределах самих скважин распределение горных пород неравномерное и пятнистое: преобладают габбронориты (цветовой индекс варьирует в среднем от 10 до 40), местами фиксируются норит, анортозит, пироксенит, а также включения средних и кислых пород. Наличие плагиоклазовых зёрен различного размера может указывать на полибарическую кристаллизацию (Митрохин и др., 2008), которая, вероятно, и привела к наблюдаемым вариациям составов. По зафиксированным параметрам горных пород выявить какие-то определённые закономерности не удаётся.

Контакт между габброидами и гранитоидами, наблюдаемыми в скважинах, резкий, часто неровный, наблюдаются зоны закалки в габброноритах. Вероятно, это связано с захватом материала в результате внедрения основных магм, а не фракционной кристаллизацией гранитоидов из остаточного расплава, как это фиксируют для монцодиоритов массива Ахвенисто (Alviola et al., 1999). Всё это также может быть свидетельством многофазной кристаллизации Салминского плутона.

С использованием микрозонда для одной скважины подробно изучен химических состав отдельных минералов: пироксенов, плагиоклаза, ильменита. Изучение ильменита

показывают полностью однородное его строение по разрезу. Хорошо фиксируется закономерное повышение средней магнезиальности клинопироксена (рис. 25) с ростом от 0.61 до 0.7. Для ортопироксена эта зависимость не такая ясная: магнезиальность то растёт, то падает. Незакономерно также меняется номер плагиоклаза. Полученных таким образом данных недостаточно, чтобы однозначно ответить, имеются ли признаки расслоенности у изучаемого комплекса. Однако, по магнезиальности в ортопироксене можно предположить наличие скрытой расслоенности на глубине примерно 120-140, 140-180 для 1-ой из скважин. Вероятно, необходимо более детальное опробование, либо бурение более глубоких частей массива для дальнейшего его изучения.

Изучение рудной ассоциации указывает на раннюю их кристаллизацию по сравнению с силикатами (ещё ранее ильменита сформировался апатит). Преобладающим рудным минералом является чистый ильменит (ламели гематита и магнетита не наблюдаются ни в поляризационном микроскопе, ни в электронном), в меньшей степени наблюдаются сульфиды. Для этих минералов характерны типичные кумулусные структуры. Форма кристаллов ильменита по большей части имеет овальные, скруглённые очертания, по разрезу распределено неравномерно, хотя в той или иной степени, ильменит фиксируется практически во всех наблюдаемых образцах. Иногда наблюдаются включения силикатов в ильмените, а на границе некоторых зёрен фиксируются каймы циркона и бадделеита, что также характеризует процессы кристаллизации в магматической камере. Есть несколько предпосылок обогащения расплава Ti и Fe (Charlier et al., 2015): сегрегация магмы на несмешивающиеся части, одна из которых обогащена Fe-Ti-(P); фракционная кристаллизация вместе с выпадением оксидов (возможно, сопровождающийся всплыванием плагиоклаза); смешение магм; полибарическая кристаллизация; и твердофазная ремобилизация. Эти процессы могут протекать одновременно, в любом случае приводя к концентрации ильменита ± магнетита ± апатита. Наиболее вероятной причиной для наблюдаемых пород является фракционная кристаллизация магмы, источник которой – контаминированное земной корой мантийное вещество. Существует большое число факторов, контролирующих кристаллизацию конкретных фаз (активность O_2 , влияние PO_4 , давление, температура и т.д.). Для Салминского плутона совокупность этих факторов привела к формированию небольшого количества апатита и преобладанию чистого ильменита, а также наличию небольшого количества сульфидов. Общее распределение рудных минералов по скважине, а также взаимоотношения между оксидными и сульфидными фазами остаются пока до конца не решёнными: их содержание то растёт, то падает. И хотя есть образцы, где резко возрастает количество руд-

ных минералов, или где преобладают сульфиды, но они единичны и не приурочены к определённому типу пород. Для однозначного ответа на этот вопрос требуется более детальное опробование наиболее богатых участков.

Проведённая корреляция Спирмена по большому количеству признаков затрагивает по существу анализ различных типов горных пород и вторичных преобразований. Фиксируемые признаки указывают чаще не на первичные магматические взаимоотношения, а на преобразования образцов: отмеченные закономерности не связаны с глубиной, приурочены к различным типам горных пород, а также вариациям содержания в них минералов (преимущественно пироксена и плагиоклаза, во вторую очередь затрагивая рудных компоненты).

По результатам XRF определения порошковых проб можно выделить ряд некоторых закономерностей, но большая часть всё же имеет некую нелинейность или такая закономерность вовсе отсутствует. Ti, Mn и Fe имеют хорошую корреляцию, поскольку входят в один и тот же минерал (ильменит), однако само распределение ильменита по скважине закономерно (или она не выявлена). Также закономерно распределение сульфидов по скважине. Магнезиальность породы даёт хороший тренд, когда снизу-вверх она сначала уменьшается, а затем возрастает. В итоге, по построенным графикам сказать достоверно о том, что имеются признаки расслоенности не удаётся. Вероятно, необходимо более детальное опробование, а в случае с рудными – отбор образцов из зон наибольшего обогащения.

Таким образом, становление основных пород Салминского массива гранитов рапакиви связано с фракционной кристаллизацией в магматической камере, для них не характерны типичные расслоенные взаимоотношения как это наблюдается в таких комплексах, как Бушвельд, Мончегорск и др. Для гранитов рапакиви юз Финляндии и южной Гренландии в их краевых частях, а также на контакте между разными типами гранитов иногда наблюдаются ритмично расслоенные серии мощностью каждой около 10-20 см. Они имеют резкий нижний контакт с постепенным увеличением фельзических минералов от кровле. Наблюдаемые процессы интерпретируются как гравитационная концентрация мафических минералов в результате конвективных течений в кровельных частях гранитных магматических камер. И хотя мы не наблюдаем явной расслоенности в наших образцах, по некоторым закономерностям (например, по магнезиальности ортопироксена) можно предполагать участки скрытой расслоенности. Вероятно, наблюдаемые в наших образцах вариации состава могут быть связаны с полифазной и полибарической кристаллизацией комплекса, вероятно, осложнёнными циркулирующими в магматических камерах потоках.

Список литературы

- Alviola R., Johanson B.S., Rämö O.T. & Vaasjoki, M. (1999). The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite-massif-type anorthosite complex, southeastern Finland; petrography and U-Pb chronology. *Precambrian Research*, 95(1–2), 89–107. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00128-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00128-4)
- Amelin Yu V., Heaman L. M., Verchogliad V. M. & Skobelev V. M. (1994). Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite - rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 411–419. <https://doi.org/10.1007/BF00310908>
- Amelin Yuri V., Larin A. M., & Tucker R. D. (1997). Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(4), 353–368. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>
- Amelin Y. V., Beljaev A., Larin A., Neymark L., & Stepanov K. (1991). *Salmi Batholith and Pitkäranta Ore Field in Soviet Karelia*. 57.
- Ashwal L. D. (1993). *Anorthosites. Minerals and Rocks Series Volume 21*. Springer-Verlag.
- Charlier B., Namur O., Bolle O., Latypov R., & Duchesne J.-C. (2015). Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews*, 141(september 2016), 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>
- Duchesne J. C., Shumlyanskyy L. & Charlier B. (2006). The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasic evolution. *Lithos*, 89(3–4), 353–376. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.01.003>
- Ehlers C. (1974). Layering in rapakivi granite, SW Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 46(2), 145–149. <https://doi.org/10.17741/bgsf/46.2.007>
- Elliott B. A. (2001). Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: An evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry. *Mineralogy and Petrology*, 72(4), 305–324. <https://doi.org/10.1007/s007100170021>
- Elo S., & Korja A. (1993). Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southeastern Finland. *Precambrian Research*, 64(1–4), 273–288. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90081-C](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90081-C)
- Emslie R. F. (1980). Geology and petrology of the Harp Lake Complex, central Labrador: an example of Elsonian magmatism. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 293, 1–136.
- Eskola P. E. (1948). The problem of mantled gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological*

- Society of London*, 104(1–4), 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>
- Fred R., Heinonen A. & Heinonen J. S. (2020). Equilibrium crystallization of massif-type anorthosite residual melts: a case study from the 1.64 Ga Ahvenisto complex, Southeastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(9). <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01726-9>
- Harry W. T., & Emeleus C. H. (1960). Mineral Layering in some Granite intrusions of SW Greenland. *Int. Congr.*, XIV, 172–181.
- Heinonen A., Kivisaari H. & Michallik R. M. (2020). High-aluminum orthopyroxene megacrysts (HAOM) in the Ahvenisto complex, SE Finland, and the polybaric crystallization of massif-type anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(1). <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1648-5>
- Rämö O. T. & Haapala I. (1995). One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52(3–4), 129–185. <https://doi.org/10.1007/BF01163243>
- Salonsaari P. T. (1995). Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. *Bulletin - Geological Society of Finland*, 67(1 B), 1–104. <https://doi.org/10.17741/bgsf/67.1b>
- Wood B. J., & Strens R. G. J. (1971). The orthopyroxene geobarometer. *Earth and Planetary Science Letters*, 11(1–5), 1–6. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90132-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90132-4)
- Алексеев И. А. (2010). *Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье)*. СПб.: Издательство Политехн. Ун-та.
- Балтыбаев Ш. К. (2000). *Геология и петрология свекофеннид Приладожья*. Издательство С.-Петербург. Университета.
- Богатикова О.А., Биркис А.П. (1973). *Магматизм докембрия Западной Латвии*. Наука.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П. и Богатикова О.А. (1978). *Анортозит-рапакивигранитная формация* (Наука (ed.)).
- Воинов А.С. и Котова И.К. (2012). *Геология и геологические экскурсии в районе Импилахтинского учебного полигона: учебно-методическое руководство по студенческой геологической практике*. СПб.: Санкт-Петербургский университет.
- Глебовицкий В.А., ответственный редактор. (2005). *Ранний докембрий балтийского щита* (Глебовицкий В. А. (ed.)). СПб.: Наука.
- Коваленко В. (1996). Магма пегматитов Волыни: Состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред. *Петрология*, 295–309.
- Конопелько Д. Л., Степанов К. И., Петров С. В., Пупков, О. М. Гипабиссальный габбро-плагиогранитный комплекс Северного Приладожья. *Вестник СПбГУ*, 21–31.
- Личак И. Л. (1983). *Петрология Коростенского плутона*. Наукова Думка.

- Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. (2015). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) Лист Р-(35),36 – Петрозаводск Объяснительная записка.*
- Митрохин А.В., Богданова С.В. и Шумлянский, Л. В. (2008). Полибарическая кристаллизация анортозитов Коростенского плутона (Украинский щит). *Минералогический Журнал*, 30(2), 36–56.
- Мыскова Т. А. (2012). U-Pb геохронология (SRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (северное Приладожье, Балтийский щит). *Стратиграфия . Геологическая Корреляция*, 20(2), 1–13.
- Оронецкий Ю. П. (1990). *Мантийный диапиризм*. Наукова Думка.
- Шарков Е. В. (1983). *Петрология магматических процессов*. Недра.
- Шарков Е. В. (1999). Внутриплитные магматические системы середины протерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов. *Российский Журнал Наук о Земле*, 1(4).
- Шарков Е. В. (2005). Протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона - пример внутриплитного магматизма в условиях аномально мощной сиалической коры. *Литосфера*, 4, 3–21.
- Шурилов А. В., Полеховский Ю.С. и Тарасова И. П. (2013). *Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (северное Приладожье)*. Санкт-Петербургский университет.